



National Library  
of Canada

Acquisitions and  
Bibliographic Services Branch

395 Wellington Street  
Ottawa, Ontario  
K1A 0N4

Bibliothèque nationale  
du Canada

Direction des acquisitions et  
des services bibliographiques

395, rue Wellington  
Ottawa (Ontario)  
K1A 0N4

Your file    Votre référence

Our file    Notre référence

## NOTICE

The quality of this microform 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 an inferior photocopy.

Reproduction in full or in part of this microform is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30, and subsequent amendments.

## AVIS

La qualité de cette microforme 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 qualité inférieure.

La reproduction, même partielle, de cette microforme est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30, et ses amendements subséquents.

*Processus et intensité actuelle et holocène de l'érosion  
du marbre de Grenville, région Gatineau-Lièvre, Québec.*

par

Clément L. Prévost

Département de Géographie  
Université d'Ottawa

Thèse présentée à  
l'École des Études Supérieures et de la Recherche  
en vue de l'obtention d'une  
Maîtrise ès Arts, Géographie

*Université d'Ottawa, Ottawa*



National Library  
of Canada

Acquisitions and  
Bibliographic Services Branch

395 Wellington Street  
Ottawa, Ontario  
K1A 0N4

Bibliothèque nationale  
du Canada

Direction des acquisitions et  
des services bibliographiques

395, rue Wellington  
Ottawa (Ontario)  
K1A 0N4

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted an irrevocable non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of his/her thesis by any means and in any form or format, making this thesis available to interested persons.

L'auteur a accordé une licence irrévocable et non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de sa thèse de quelque manière et sous quelque forme que ce soit pour mettre des exemplaires de cette thèse à la disposition des personnes intéressées.

The author retains ownership of the copyright in his/her thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without his/her permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège sa thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

ISBN 0-315-80048-8

Canada



UNIVERSITÉ D'OTTAWA  
UNIVERSITY OF OTTAWA

National Library  
of Canada

Canadian Theses Service

Bibliothèque nationale  
du Canada

Service des thèses canadiennes

NOTICE

AVIS

THE QUALITY OF THIS MICROFICHE  
IS HEAVILY DEPENDENT UPON THE  
QUALITY OF THE THESIS SUBMITTED  
FOR MICROFILMING.

UNFORTUNATELY THE COLOURED  
ILLUSTRATIONS OF THIS THESIS  
CAN ONLY YIELD DIFFERENT TONES  
OF GREY.

LA QUALITE DE CETTE MICROFICHE  
DEPEND GRANDEMENT DE LA QUALITE DE LA  
THESE SOUMISE AU MICROFILMAGE.

MALHEUREUSEMENT, LES DIFFERENTES  
ILLUSTRATIONS EN COULEURS DE CETTE  
THESE NE PEUVENT DONNER QUE DES  
TEINTES DE GRIS.

*"Recognize that you cannot produce a 'perfect' thesis.  
There are going to be flaws in it, as there are in everything.  
Settle down to make it as good as you can within  
the limits of time, money, energy, encouragement and  
thought at your disposal." S.C. Stearns, 1987, p.83*

*"Je ne vois qu'un seul moyen de savoir jusqu'où l'on peut aller.  
C'est de se mettre en route et de marcher." Henri Bergson*

## RÉSUMÉ

Le calcaire métamorphique abonde au nord de la rivière des Outaouais, entre les rivières Gatineau et du Lièvre, au sein de la sous-province géologique de Grenville. Les karsts présents sur cette lithologie particulière sont peu étudiés. Pour bien cerner les processus et les formes de relief se rattachant à ces karsts, on a choisi une petite région sise au sud-est du lac Poisson-Blanc. Les phénomènes karstiques y abondent.

On a échantillonné une dizaine de sites (eaux de ruisseaux, lacs, pertes, résurgences, sources et percolation) sur une base régulière afin de connaître le comportement chimique des eaux du karst. La chimie de ces eaux est influencée par des facteurs spatiaux et temporels.

On a calculé l'intensité actuelle et holocène de l'érosion du calcaire cristallin à l'aide de trois approches: les plaquettes de calcaire, les nodules en relief et l'hydrochimie.

La méthode des plaquettes de calcaire a fourni une vitesse moyenne d'érosion de 22,8 mm/1000 ans en milieu aquatique. En milieu souterrain, on a obtenu un chiffre moyen de 12,4 mm/1000 ans. La mesure moyenne du déchaussement post-glaciaire des nodules emprisonnés au sein des marbres de Grenville se situe à 5 mm/1000 ans (58 nodules, 1049 mesures). L'approche hydrochimique a rendu une vitesse moyenne d'érosion de 21,4 mm/1000 ans. On pense que le taux médian de 17,2 mm/1000 ans se rapproche plus de la vitesse réelle d'érosion chimique actuelle.

Les phénomènes karstiques développés dans le calcaire cristallin de la zone à l'étude se trouvent au niveau de la surface et du sous-sol. On y retrouve des manifestations karstiques souterraines fossiles et actives. Les cavernes fossiles se trouvent perchées sur les versants loin des voies actuelles du drainage. Beaucoup de cavités actives montrent dans leur développement des réseaux superposés de couloirs vadoses actifs (niveaux inférieurs) et de tubes phréatiques fossiles (niveaux supérieurs).

Les vitesses d'érosion mesurées à l'aide des trois approches ci-haut, ainsi que la position topographique et le remplissage sédimentaire important des grottes fossiles, permettent d'attribuer à ces

dernières un âge pré-Holocène. On propose deux scénarios expliquant la genèse des cavernes actives. Le premier scénario implique une érosion sous-glaciaire par l'eau de fonte (tubes phréatiques) et une érosion holocène ultérieure (couloirs vadoses). Le deuxième scénario fait intervenir une évacuation par l'eau de fonte glaciaire des sédiments dans une cavité pré-Holocène, suivie d'une reprise holocène de l'érosion. Ce deuxième cas implique nécessairement une érosion glaciaire faible.

## ABSTRACT

Metamorphic limestone is abundant north of Ottawa, between the Gatineau and Lièvre rivers, within the Grenville geological sub-province. The karsts developed on this particular lithology are yet to be studied intensively. In order to gain knowledge on processes and landforms related to the dissolution of metamorphic limestone, a small area southeast of Lake Poisson-Blanc was studied. This region comprises numerous karst phenomena.

Many sites were sampled on a regular basis to get a good view of the chemical evolution of various karst waters (streams, lakes, sinks, springs, drips). The chemistry of these waters is evidently influenced by spatial and temporal factors.

The actual and Holocene intensity of erosion of metamorphic limestone was calculated on the basis of three approaches: limestone tablets, deterration of insoluble veins and hydrochemistry.

Limestone tablets placed in various aquatic environments yielded a mean rate of erosion of 22,8 mm/1000 years. Within different soil media, the same method gave a 12,4 mm/1000 years intensity of erosion. This number is a bit higher than the one obtained by measuring the deterration of insoluble veins in limestone (5 mm/1000 years). The hydrochemical approach gave a mean rate of 21,4 mm/1000 years, but the median rate of 17,2 mm/1000 years is believed to be closer to reality.

The karsts developed on the crystalline (metamorphic) limestone of the study area are found at the surface as well as underground. Caves are either active or fossil. Fossil caves hang on the valley slopes far from the actual streams. Many active caves show in their path fossil phreatic tubes superimposed on active vadose corridors.

The rates of erosion measured here, as well as the topographic position and the sediment filling of the fossil caves, strongly suggest that these could be pre-Holocene in age. Two models are presented in order to explain the genesis of the active caves. The first one implies a sub-glacial dissolution by meltwater (phreatic tube) and a subsequent Holocene erosion (vadose corridor). The second model implies a

washing-away of sediments by glacial meltwater within a pre-holocene cave, followed by Holocene erosion. The latter evidently suggests a minor glacial erosion in order to protect the cave from destruction.

## REMERCIEMENTS

Plusieurs personnes sont intervenues de près ou de loin dans la réalisation de cette thèse de maîtrise. J'aimerais leur adresser ici mes plus vifs remerciements.

Mon directeur de thèse, le Dr Bernard Lauriol, m'a fait comprendre le véritable sens des mots *dévouement* et *patience*. Il a fait preuve d'une très grande générosité, tant logistique et financière que temporelle. J'espère sincèrement qu'une collaboration scientifique soutenue viendra nourrir les décennies à venir, et ce sur la base de ce merveilleux sentiment qu'est l'amitié.

Je m'en voudrais d'oublier de remercier Jacques Dubuc, propriétaire du Club Pointe-des-Pins, et Daniel St-Jean, propriétaire du Club Chevreuil-Blanc. Ils m'ont toujours permis le libre accès à leur pourvoirie respective. J'ai grandement apprécié leur coopération.

Manon Desforges, étudiante en Géographie à l'Université d'Ottawa, m'a fourni une aide précieuse à quelques reprises sur le terrain (levés topographiques et collecte d'échantillons d'eau).

John Loop, technicien au Département de Géologie de l'Université d'Ottawa, a bien voulu procéder à l'analyse spectrophotométrique d'une cinquantaine d'échantillons d'eau.

Un gros merci à Normand Albert, Benoît Fontaine, Pierre Gascon et Hélène Gaulin pour leur aide indispensable au niveau des levés topographiques.

Une partie des clichés photographiques qui illustrent cette thèse sont de Daniel Séguin et Jacques Viau. Merci à vous deux.

Daniel Beauparlant, de Val-des-Bois, m'a aimablement fourni la profondeur de la plupart des lacs de ma région d'étude, acquise à l'aide d'un sonar au cours de ses nombreuses excursions de pêche.

Je remercie également Brahim Akdim, maintenant retourné dans son lointain Maroc, avec qui j'ai eu de nombreuses discussions fructueuses alors qu'il était au Département de Géographie de l'Université

d'Ottawa.

Quelques personnes ont bien voulu relire les premières versions de ce document en y incluant leurs critiques constructives. Outre mon directeur de thèse, ce sont Pierre Larocque et André Prigent. Je leur en suis reconnaissant.

Merci aussi à Danielle Gravel pour une phrase banale, mais combien significative et encourageante, prononcée un soir de fête.

Jacque vient en tête de liste pour la fréquence et la longueur des conversations téléphoniques (souvent tardives, je dois l'admettre...)!

Ta présence, ton sourire et ton riz aux légumes (!), Monique, ont fait que j'ai trouvé la ligne d'arrivée *beaucoup* plus facile à franchir...

J'aimerais finalement exprimer une reconnaissance toute spéciale à Renée pour son constant soutien moral, ses multiples encouragements et surtout, surtout, sa grande compréhension. Ma gratitude va également à mes parents qui m'ont montré une confiance régulière malgré les nombreux obstacles à franchir, qu'ils soient académiques ou non.

J'ai bénéficié d'une bourse d'entrée de l'École des Études Supérieures et de la Recherche ainsi que d'une bourse du Fonds FCAR, toutes deux octroyées en 1987-88.

## NOTA BENE

La partie superficielle des roches, exposée aux agents atmosphériques, subit bon nombre de modifications plus ou moins complexes. Ces modifications se résument dans l'expression *actions météoriques* (Baulig, 1966). On parle d'*altération* ou de *décomposition* lorsqu'il s'agit des minéraux. Si c'est la roche en général qui se voit modifiée, on parle plutôt de *désagrégation* ou d'*amenuisement*. Une attaque chimique entraînant une perte de matière s'appelle *corrosion* ou *dissolution*. Si c'est plutôt une usure mécanique qui prédomine, on utilise le terme *abrasion*. En terrain calcaire, l'agent modificateur qui prévaut est chimique: l'eau chargée de gaz carbonique (Trudgill, 1983; Ollier, 1984). C'est ainsi qu'au cours de cette recherche, on emploiera indistinctement les termes *altération*, *corrosion* ou *dissolution* pour signifier l'action chimique de l'eau sur le calcaire. On admettra toutefois que les minuscules particules en suspension dans l'eau jouent définitivement un rôle abrasif, donc mécanique. On accordera aussi aux termes *ablation*, *dénudation* et *érosion* le même sens général, soit une évacuation de matière par quelque processus ou combinaison de processus que ce soit.

Il importe également de mentionner que le terme *karst* ainsi que ses dérivés prendront la dénomination générique qu'on a été amené à en faire depuis les descriptions initiales du chercheur serbe Cvijic (1893). Le mot *karst* est maintenant devenu un nom commun couramment employé pour désigner l'ensemble des formes de relief et des processus hydrographiques propres aux terrains calcaires sur toute la surface de la terre. Les *phénomènes karstiques* s'étendent ainsi bien au-delà de la région proprement dite de Karst, en Yougoslavie, région comprise entre Trieste et Ljubljana (Gèze, 1983).

Il faut aussi souligner qu'on attribuera diverses appellations au substratum rocheux à l'étude, toutes synonymes: calcaire cristallin, calcaire métamorphique, marbre de Grenville, calcaire de Grenville, marbre précambrien.

Les noms d'arbres en français et en latin proviennent de la monographie révisée de Hosie (1979). Des précisions supplémentaires concernant leur habitat ont été tirées de l'étude pédologique de Lajoie (1967).

---

La toponymie spéléologique utilisée dans la présente recherche avait initialement été proposée par Prévost (1986, 1988a).

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ .....	iii
ABSTRACT .....	v
REMERCIEMENTS .....	vii
NOTA BENE .....	ix
CHAPITRE I - INTRODUCTION .....	1
1.1 RAPPELS HISTORIQUES .....	1
1.2 BUT ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE .....	2
1.3 HYPOTHÈSES DE TRAVAIL .....	4
1.4 PERTINENCE DE L'ÉTUDE .....	4
1.5 PRÉSENTATION DES CHAPITRES .....	5
CHAPITRE II - LA RÉGION À L'ÉTUDE .....	6
2.2 PHYSIOGRAPHIE .....	6
2.2 GÉOLOGIE .....	10
2.3 CLIMAT .....	12
2.4 COUVERT FORESTIER .....	13
CHAPITRE III - LES SITES D'ÉCHANTILLONNAGE .....	15
3.1 SITES LOCAUX .....	15
3.2 SITES RÉGIONAUX .....	21

CHAPITRE IV - MÉTHODOLOGIE .....	24
4.1 NODULES EN RELIEF .....	24
4.2 PLAQUETTES DE CALCAIRE .....	25
4.2.1 Préparation des échantillons au laboratoire .....	27
4.2.2 Travail de terrain .....	27
4.2.3 Travail de laboratoire .....	29
4.3 HYDROCHIMIE .....	29
4.3.1 Travail de terrain .....	30
4.3.1.1 procédures d'échantillonnage de l'eau .....	30
4.3.1.2 fréquence d'échantillonnage .....	31
4.3.1.3 pH et température .....	32
4.3.1.4 débit .....	33
4.3.1.5 transport et stockage des échantillons .....	35
4.3.2 Travail de laboratoire .....	36
4.3.2.1 duretés totale, calcique et magnésique .....	36
4.3.2.2 alcalinité .....	37
4.3.2.3 analyse spectrophotométrique .....	38
4.3.2.4 ions sulfate et chlorure .....	39
4.3.3 Traitement informatisé des données .....	41
4.4 NOTES SUR LES UNITÉS .....	43
4.4.1 Hydrochimie .....	43
4.4.2 Dénudation karstique .....	45
 CHAPITRE V - CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES ET COMPORTEMENT	
SPATIO-TEMPOREL DES EAUX CALCAIRES .....	46
5.1 LA DISSOLUTION DU CALCAIRE: PRINCIPES GÉNÉRAUX .....	46

<b>5.2 ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES EAUX DU KARST</b> . . . . .	<b>51</b>
5.2.1 Les groupes d'eaux à l'étude . . . . .	52
5.2.1.1 <i>présentation générale des paramètres: analyse spatiale</i> . . . . .	52
5.2.1.2 <i>les eaux des groupes 1 à 4: analyse temporelle</i> . . . . .	65
<b>5.3 AUTRES CARACTÉRISTIQUES HYDROCHIMIQUES</b> . . . . .	<b>73</b>
5.3.1 pH terrain versus pH laboratoire . . . . .	74
5.3.2 Spectrophotométrie versus titrage manuel . . . . .	80
5.3.3 Eaux météoriques . . . . .	82
5.3.3.1 <i>dureté totale</i> . . . . .	83
5.3.3.2 <i>précipitations acides</i> . . . . .	85
<b>CHAPITRE VI - INTENSITÉ DE L'ÉROSION</b> . . . . .	<b>93</b>
<b>6.1 CALCUL DE DÉNUDATION KARSTIQUE: APPROCHES UTILISÉES</b> . . . . .	<b>93</b>
6.1.1 D'après l'hydrochimie . . . . .	93
6.1.2 D'après les plaquettes de calcaire . . . . .	98
6.1.3 Nodules en relief . . . . .	105
<b>6.2 COMPARAISON DES RÉSULTATS ET DISCUSSION</b> . . . . .	<b>115</b>
<b>CHAPITRE VII - LE KARST DE LA RÉGION GATINEAU-LIÈVRE: ESSAI DE GENÈSE</b> . . . . .	<b>120</b>
<b>7.1 DESCRIPTION DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES</b> . . . . .	<b>121</b>
7.1.1 Les phénomènes de surface . . . . .	121
7.1.2 Les phénomènes souterrains . . . . .	122
7.1.2.1 <i>le karst souterrain actif</i> . . . . .	124
7.1.2.2 <i>le karst souterrain fossile</i> . . . . .	131
<b>7.2 ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉNÉTIQUE</b> . . . . .	<b>134</b>

CHAPITRE VIII - CONCLUSIONS .....	141
BIBLIOGRAPHIE .....	144
ANNEXE I - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX SITES D'ÉCHANTILLONNAGE .....	160
Sites locaux .....	161
Sites régionaux .....	166
ANNEXE II - DONNÉES ORIGINALES DE L'ANALYSE	
SPECTROPHOTOMÉTRIQUE .....	169
ANNEXE III - ENSEMBLE DES VARIABLES HYDROCHIMIQUES MESURÉES ET	
CALCULÉES .....	172
ANNEXE IV - DONNÉES ORIGINALES DES PLAQUETTES DE CALCAIRE .....	184
Plaquettes du groupe "A" .....	185
Plaquettes du groupe "B" .....	186
ANNEXE V - MESURES DE DÉCHAUSSEMENT POST-GLACIAIRE (NODULES EN	
RELIEF) .....	187
ANNEXE VI - HISTOGRAMMES DE DISTRIBUTION DES MESURES (NODULES EN	
RELIEF) .....	191

## LISTE DES FIGURES

1.1	Carte de localisation générale. . . . .	3
2.1	La région à l'étude. . . . .	7
2.2	Géologie des environs de la région à l'étude (modifié de Min. des Mines, 1949). . . . .	11
3.1	Les sites d'échantillonnage locaux. . . . .	16
3.2	Topographie, ruisseau du lac Fer-à-Cheval. . . . .	17
3.3	Topographie, karst des Sources. . . . .	18
3.4	Les sites d'échantillonnage régionaux. . . . .	22
5.1	Principales étapes de la dissolution du calcaire (modifié de Bogli, 1980). . . . .	48
5.2	Evolution spatiale des paramètres principaux, groupes 1, 2, 3. . . . .	63
5.3	Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 1 (sites 1 et 4). . . . .	66
5.4	Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 2 (sites 6 et 10). . . . .	67
5.5	Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 3 (sites PTNK et RGNK). . . . .	69
5.6	Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 4 (sites SCE1, SCE3 et MSE1). . . . .	72
5.7	Relation entre pHterrain et pHlabo. . . . .	75
6.1	Exemple de distribution des mesures de déchaussement selon la pente de la surface calcaire (nodule 24). . . . .	111
6.2	Exemple de distribution des mesures de déchaussement selon la pente de la surface calcaire (nodule 30). . . . .	112
7.1	Histogramme, nombre de cavités karstiques par classe de longueur. . . . .	123
7.2	Topographie, cavernes du lac Fer-à-Cheval. . . . .	128
7.3	Topographie, complexe karstique du lac Samlock. . . . .	129
7.4	Topographie, Grotte du Marais (lac Samlock). . . . .	130
7.5	Topographie, Gouffre des Vents. . . . .	132

*LISTE DES TABLEAUX*

2.1	Normales climatiques, période 1951-1980. . . . .	12
5.1	Valeurs de pH et de température enregistrées sur les eaux des sites principaux. . . . .	53
5.2	Concentrations en calcium et en magnésium mesurées sur les eaux des sites principaux (mg/l CaCO <sub>3</sub> ). . . . .	55
5.3	Valeurs de pPCO <sub>2</sub> et de SIC calculées pour les eaux des sites principaux. . . . .	59
5.4	Erreurs quadratiques moyennes, pHterrain vs pHlaboratoire. . . . .	78
5.5	Comparaison des valeurs de spectrophotométrie et de titrage manuel, calcium et magnésium. . . . .	81
5.6	Caractéristiques des eaux de pluie et de neige fondante. . . . .	84
5.7	Valeur moyenne et étendue du pH de quelques précipitations à travers le monde. . . . .	87
6.1	Dénudation karstique, approche hydrochimique (site 10, résurgence de la Grotte des Pins). . . . .	97
6.2	Dénudation karstique, plaquettes du groupe "A". . . . .	101
6.3	Dénudation karstique, plaquettes du groupe "B". . . . .	103
6.4	Caractéristiques des plaquettes des sites terrestres. . . . .	104

## LISTE DES PHOTOGRAPHIES

2.1	Vue d'ensemble de la région à l'étude. . . . .	8
2.2	Le lac des Camps, typique de la région à l'étude. . . . .	9
3.1	Les environs de la résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval (site 4). . . . .	19
3.2	Le site 4. . . . .	20
3.3	Sources SCE1 (avant-plan gauche) et SCE2 (arrière-plan). . . . .	21
4.1	Plaquettes de calcaire suspendues en milieu aquatique (site 4). . . . .	28
6.1	Nodules en relief, région du lac Ste-Marie (site NDLS3/56). . . . .	106
6.2	Le nodule 54 (site NDLS3/56). . . . .	107
7.1	Couloir vadose actif, Grotte des Pins (niveau inférieur). . . . .	125
7.2	Tube phréatique fossile, Grotte des Pins (niveau supérieur). . . . .	126
7.3	Mise en relief de rognons de quartzite, Grotte du Marais. . . . .	127
7.4	Remplissage sédimentaire de la Grotte du Porc-Épic. . . . .	133
7.5	Couloir fossile et sédiments, Gouffre des Vents. . . . .	134
7.6	Stalactite solitaire, Grotte des Pins (niveau supérieur). . . . .	135
7.7	Groupement de stalactites et de draperies, Antre des Araignées. . . . .	136

# CHAPITRE I

## INTRODUCTION

La dissolution du marbre de Grenville produit un environnement karstique particulier qui est peu étudié de manière approfondie. La recherche géomorphologique qui suit traitera de l'altération de ce type de socle rocheux en milieu naturel. Ce marbre, mieux connu sous le vocable de *calcaire cristallin*, abonde dans la sous-province géologique de Grenville, au sud-est du Bouclier Précambrien (Wilson, 1925; Dresser et Denis, 1946; Thomson, 1956). Il affleure principalement dans les zones déprimées du relief. Ce fait s'explique par sa moins grande résistance à l'érosion que les autres roches cristallines.

La situation en zones déprimées du calcaire métamorphique a des conséquences sur la morphogenèse karstique. Il est en effet bien connu que pour qu'un karst puisse se développer pleinement, il ne faut pas seulement du calcaire, de l'eau et de la végétation, mais aussi une topographie marquée par une certaine dénivellation. Dans les marbres de Grenville, il en résulte que la morphologie karstique n'est pas toujours évidente. Les cavernes entre autres n'atteignent jamais de grandes profondeurs et leur développement horizontal se calcule en quelques dizaines ou centaines de mètres. Dans certaines zones, elles sont cependant très abondantes, ce qui suggère des processus d'érosion actifs et efficaces.

### 1.1 RAPPELS HISTORIQUES

Depuis 1822 au Québec, un nombre fort appréciable de travaux touchant le domaine karstique ont été rédigés. Au cours des années quarante et cinquante, les naturalistes se transformaient souvent en spéléologues temporaires et publiaient les résultats de leurs recherches dans des journaux ou des revues populaires (Beaupré et Caron, 1986). Ces ouvrages affichaient toutefois un caractère nettement descriptif.

Au nord de la rivière des Outaouais, il est admis que les affleurements de calcaire cristallin n'offrent

pas la morphologie et la physiographie caractéristiques des terrains karstiques, puisqu'ils se localisent la plupart du temps en bandes le long des lacs, dans les dépressions ou encore au fond des vallées (Dresser et Denis, 1946; Mackay, 1949; Ek, 1980-82). D'ailleurs, les manifestations karstiques souterraines et de surface ont d'abord été considérées "comme des phénomènes assez exceptionnels" (Aubert de la Rüe, 1948a, p.37). Leur signalement s'est par la suite un peu amplifié. Toutefois, la plupart des études n'ont touché le sujet que de façon superficielle, se présentant sous forme de descriptions morphologiques plus ou moins détaillées (entre autres: Aubert de la Rüe, 1948b, 1948c, 1953, 1956a, 1956b; Guilcher, 1953; Hogarth, 1962; Kirman, 1963; Groupe-Conseil de la Télé-Université, 1980; Bourdon, 1980-82; Gravel, 1980-82; Prévost, 1986, 1988a).

## *1.2 BUT ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE*

Il y a donc une lacune à combler au niveau de la connaissance globale des processus et de la vitesse d'érosion en milieu de calcaire métamorphique. C'est là le but que se propose la présente thèse. Pour y parvenir, quatre objectifs principaux ont été fixés, soit

- a) connaître le comportement et les caractéristiques chimiques des eaux karstiques à l'aide de paramètres physico-chimiques choisis ( $T^*$ , pH, dureté totale, indice de saturation,  $p\text{PCO}_2$ );
- b) connaître l'intensité actuelle de l'érosion au sein du substratum cristallin (hydrochimie et plaquettes de calcaire);
- c) quantifier l'abaissement général de la surface calcaire depuis le début de l'Holocène à un niveau local et régional (modules en relief);
- d) tenter de connaître la genèse et l'âge des phénomènes karstiques en présence.

On a concentré la recherche au niveau d'un karst de la région de Val-des-Bois. Cette région se situe à une centaine de kilomètres au nord-est d'Ottawa/Hull, dans la vallée de la rivière du Lièvre (fig. 1.1).

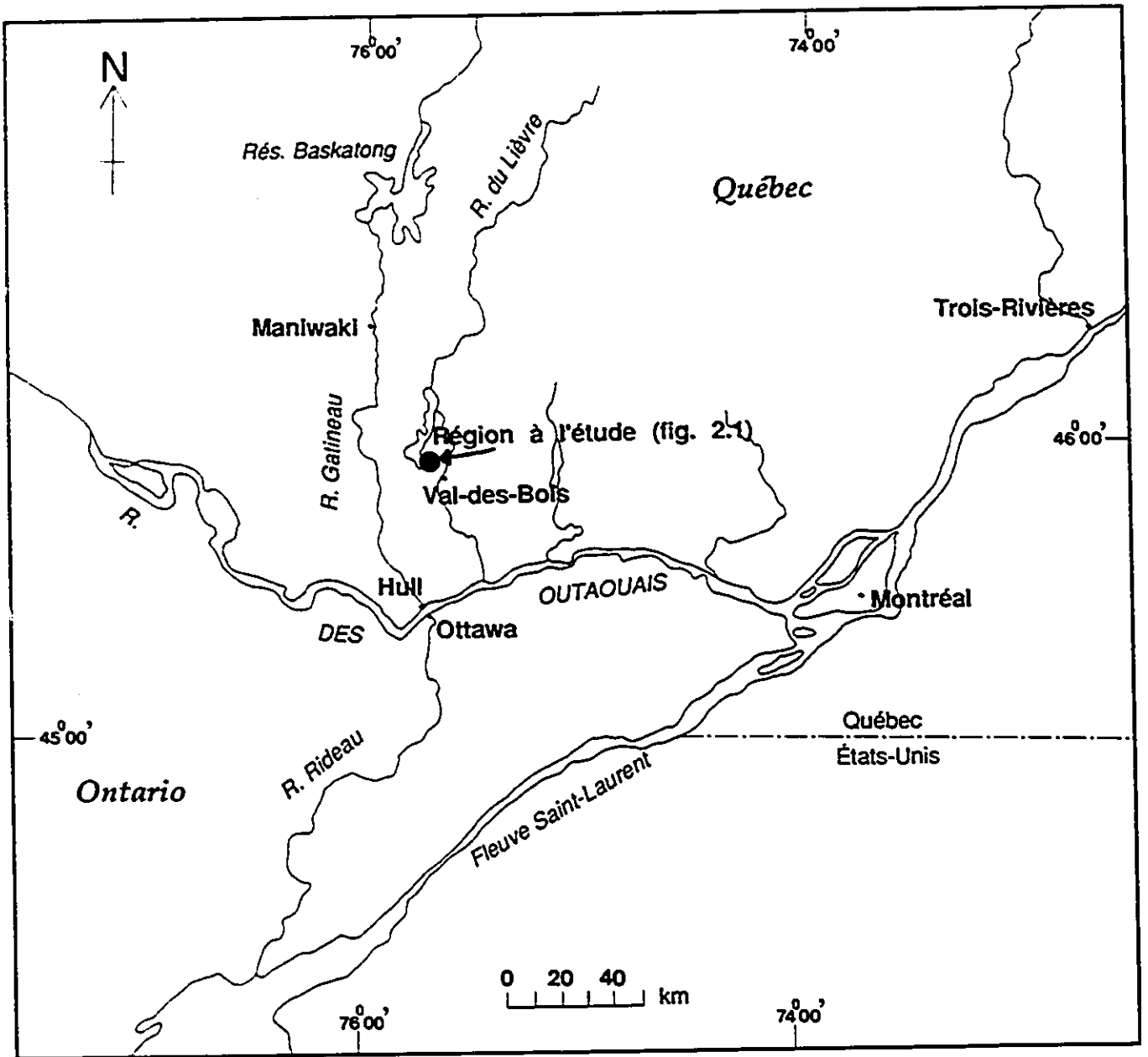


Figure 1.1: Carte de localisation générale.

### *1.3 HYPOTHÈSES DE TRAVAIL*

La base de la présente recherche repose sur trois hypothèses de travail. Ces hypothèses ont été définies principalement en s'appuyant sur des observations de terrain effectuées par Prévost (1986, 1988a, 1988b). C'est ainsi qu'on suppose:

- 1) que les eaux du karst à l'étude évoluent spatialement et temporellement de façon comparable à d'autres régions karstiques non-développées sur un substratum de calcaire métamorphique;
- 2) que la dénudation karstique au sein de la zone étudiée affiche des valeurs semblables à celles rapportées dans la littérature pour d'autres karsts des régions froides et tempérées;
- 3) que certains des phénomènes karstiques en présence sont d'âge pré-Holocène.

On pourra vérifier ces hypothèses à l'aide des objectifs établis à la section précédente. La première hypothèse se vérifiera par une analyse spatio-temporelle de paramètres physico-chimiques choisis (objectif a). La seconde hypothèse se rattache directement aux objectifs b) et c). L'hypothèse finale se veut synthétique puisqu'elle s'appuie sur l'ensemble des objectifs ainsi que sur les hypothèses 1) et 2).

### *1.4 PERTINENCE DE L'ÉTUDE*

L'étude présente un intérêt certain puisque aucune recherche concernant les taux d'altération n'a été menée au Québec sur ce type particulier de socle rocheux. Cette recherche constitue ainsi un point de départ essentiel à l'élaboration de futurs travaux.

La connaissance de l'intensité de l'altération au sein de tout environnement s'avère nécessaire, car ce processus participe activement au façonnement de la surface de la terre. Les progrès de la géomorphologie appliquée passent en effet par une quantification plus poussée des processus d'érosion continentale (Godard, 1987). Dans la mesure du possible, on devrait donc intégrer une telle étude à toute analyse

géomorphologique (Trudgill, 1983). De plus, les expériences en milieu naturel concernant l'estimation de l'intensité d'érosion (hydrochimie, plaquettes de calcaire) fournissent une approche valable à l'étude des processus étant donné que ces derniers sont analysés alors qu'ils opèrent naturellement. Bon nombre d'expériences de dissolution se sont très souvent éloignées des conditions naturelles par suite de l'utilisation d'acide nitrique (Mowat, 1962), d'acide chlorhydrique (Kaye, 1957), ou encore d'acide carbonique à la pression d'une atmosphère (Weyl, 1958). La plupart des expérimentations touchant les vitesses d'érosion des calcaires soumis à l'action de l'eau (Kupper et Pissart, 1974; Kupper, 1975a, 1979, 1985; Morel *et alii*, 1978-79; Gérôme-Kupper, 1981) ou exposés à l'air libre (Kupper et Pissart, 1974; Kupper, 1975b; Gérôme-Kupper, 1981, 1984) ont été faites à l'aide de plaquettes n'ayant aucune relation lithologique avec les régions d'analyse.

Il importe finalement de mentionner que les recherches touchant les taux d'érosion, ainsi que les formes et les processus qui s'y rattachent, n'ont attiré qu'un petit nombre de géomorphologues, surtout dans les domaines éolien, fluvial et karstique. Or, compte tenu de "l'importance de l'expertise nécessaire depuis quelques années dans le sud du Canada sur de nombreux types d'impacts environnementaux, la pénurie de quaternaristes compétents spécialisés dans ces domaines a été fortement ressentie" (Commission Géologique du Canada, 1987, p.12).

## *1.5 PRÉSENTATION DES CHAPITRES*

Le travail comporte un total de huit chapitres, en comptant l'introduction et la conclusion. Deux courts chapitres sont consacrés à la présentation de la région étudiée et des sites d'échantillonnage. Un chapitre sert à la mise en page détaillée des différentes méthodes ayant permis la collecte et le traitement des échantillons et des données. Un autre chapitre traite du comportement chimique des eaux du bassin karstique à l'étude. L'avant-dernier chapitre se consacre au calcul de l'intensité de l'érosion en milieu de calcaire cristallin. On se questionne finalement sur la genèse et l'âge du karst à l'étude.

## CHAPITRE II

### LA RÉGION À L'ÉTUDE

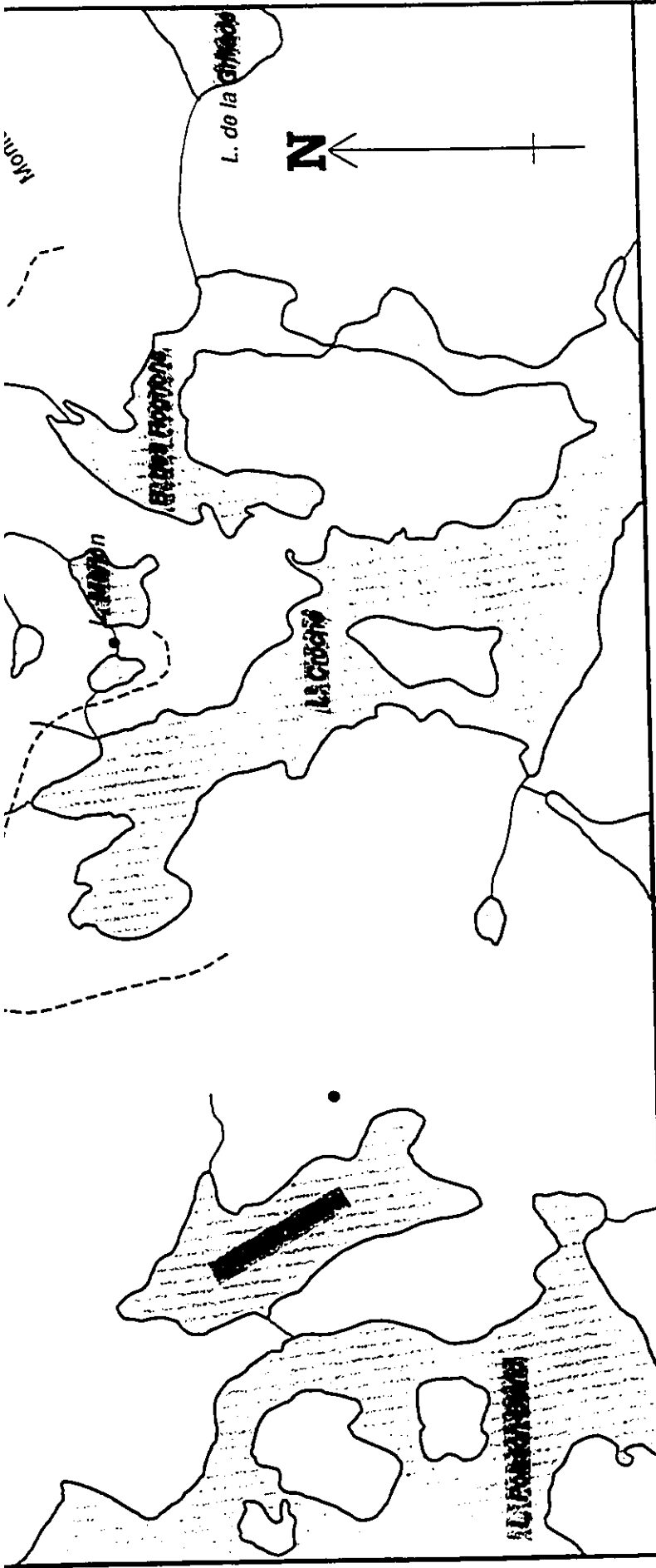
La région à l'étude se localise à une dizaine de kilomètres à l'ouest du village de Val-des-Bois, au sud-est du lac Poisson-Blanc (fig. 2.1). Sa superficie atteint près de 30 km<sup>2</sup>. Le centre de la zone d'étude se trouve à 45° 57' de latitude nord et 75° 42' de longitude ouest. La presque totalité de celle-ci se retrouve à l'intérieur des limites de deux pourvoiries dont les droits de chasse et pêche sont concédés aux propriétaires par voie de bail gouvernemental.

#### 2.2 *PHYSIOGRAPHIE*

La région d'étude appartient entièrement au Plateau Laurentidien ou Laurentides de l'Ouest, zone faisant partie du vaste Bouclier Précambrien (Mackay, 1947; Aubert de la Rüe, 1948a). On trouve dans la région la plupart des traits qui caractérisent l'ensemble de cette chaîne de montagnes très usées. La topographie est irrégulière, surtout marquée par de nombreuses collines arrondies dont l'altitude moyenne varie entre 230 et 340 m (photo 2.1). La Montagne Ronde domine le territoire avec une altitude de plus de 400 m. Le relief local est de l'ordre d'environ 30 à 150 m, ce qui représente la dénivellation des vallons et des lacs par rapport aux montagnes avoisinantes. Certains sommets sont rocheux et presque dépourvus de matériaux meubles. La plupart sont cependant recouverts d'un mince manteau irrégulier de till déposé par l'inlandsis laurentidien au cours du Wisconsin. Dans les vallées occupées par des ruisseaux, on retrouve du matériel sablo-graveleux, vraisemblablement d'origine fluvio-glaciaire. L'absence de matériel silteux et argileux indique que la Mer de Champlain n'a pas atteint le territoire étudié. Celui-ci a d'ailleurs été inaccessible à l'invasion marine post-glaciaire, puisqu'il se trouve perché sur les hautes terres entre les rivières Gatineau et du Lièvre. Pour la vallée de la Gatineau, Allard (1977) situe la limite marine à 221 m. Dans la région du lac Ste-Marie situé immédiatement à l'ouest, Fauchon (1980) estime à près de 215 m







ruisseau

chemin

caverne majeure

caverne mineure

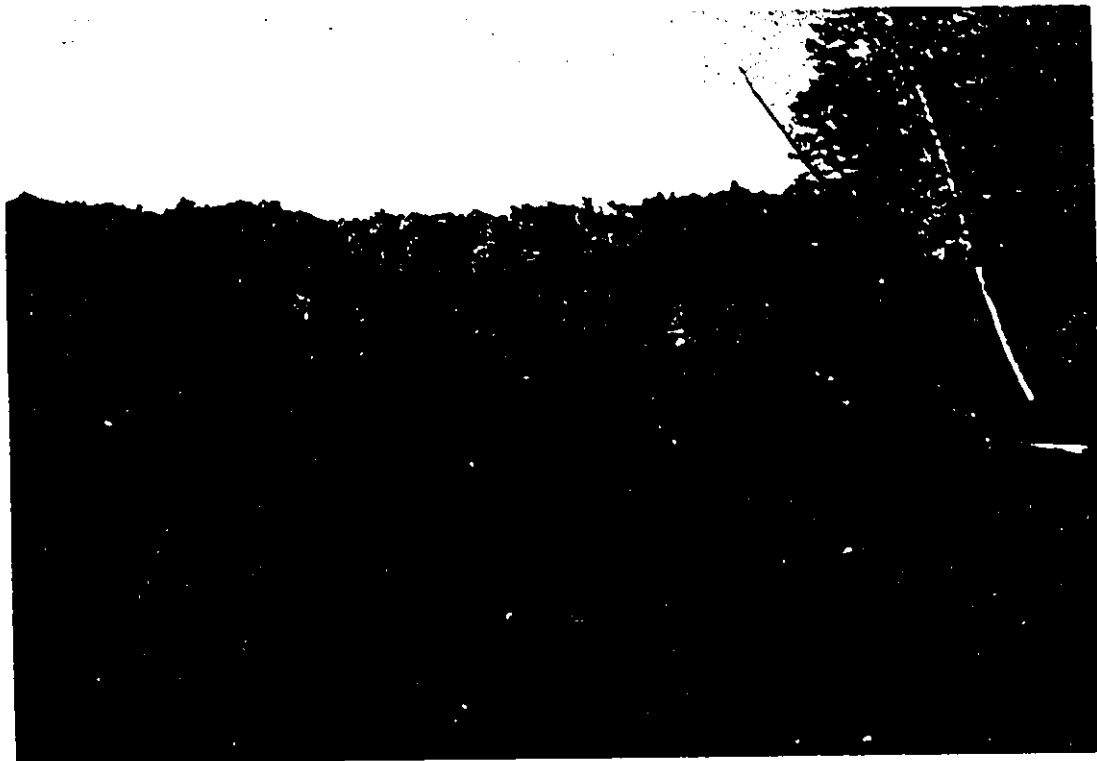
0 1 2 km



*Photo 2.1: Vue d'ensemble de la région à l'étude.*

l'altitude atteinte par la Mer de Champlain.

La zone à l'étude comprend une trentaine de lacs aux contours irréguliers, typiques du Bouclier Précambrien (photo 2.2). Les plus vastes sont les lacs Croche (4 km), Samlock (2 km) et aux Provisions (1,6 km). Bien que la majorité des plans d'eau aient une longueur inférieure à 350 m, ils ont tous une profondeur appréciable oscillant entre 15 et 35 m (D. Beuparant, comm. pers.). Cette situation résulterait du surcreusement glaciaire du substratum tendre que constitue le calcaire métamorphique (Aubert de la Rüe, 1948a). Cette lithologie particulière explique sans doute également la grande densité de lacs dans la région (fig. 2.1). De petits ruisseaux à débit régulier relient les lacs entre eux. Le drainage de la plus grande partie du territoire étudié s'effectue vers la rivière du Lièvre au sud de Val-des-Bois, via le trajet lac



*Photo 2.2: Le lac des Camps, typique de la région à l'étude.*

Croche/lac Rouge/réservoir l'Escalier. Seule une petite portion au nord et à l'ouest se draine vers le lac Poisson-Blanc, qui est en fait un vaste réservoir hydroélectrique se rattachant à la rivière du Lièvre au nord de Notre-Dame-du-Laus (voir fig. 1.1, Chapitre I).

## 2.2 GÉOLOGIE

Le substratum de la région d'étude se compose de roches d'âge Protérozoïque (Précambrien Supérieur). Ces roches sont méta-sédimentaires. Elles appartiennent principalement à la série géologique de Grenville. Le métamorphisme responsable de leur formation s'est produit il y a entre 900 millions et un milliard d'années (Wilson, 1925; Thomson, 1956; Smith, 1989). Issues de sédiments très fortement métamorphisés, elles se composent majoritairement de roches intrusives non-différenciées et de calcaire cristallin, avec par endroits des enclaves de gneiss et de quartzite (Ministère des Mines, 1949; voir fig. 2.2). Une partie des gneiss dérive indiscutablement de la transformation de granits incorporés dans les sédiments calcaires originels, mais d'autres sont plutôt considérés comme étant d'origine ignée et seraient donc contemporains du métamorphisme (Dresser et Denis, 1946). Selon Aubert de la Rüe (1948a), des couches de roches plus jeunes, d'âge Paléozoïque, se sont déposées sur le substratum cristallin. L'érosion les a fait totalement disparaître, si bien que les seules formations qui recouvrent aujourd'hui le Précambrien dans la région sont des dépôts meubles pléistocènes et récents, d'origine glaciaire, fluvio-glaciaire, fluviale ou lacustre.

Dresser et Denis (1946) définissent le calcaire cristallin comme étant:

"une roche à grain moyen ou gros, blanche ou grise, renfermant çà et là des enclaves de feldspath, de pegmatite, de granite, de gabbro, de diorite ou d'autres roches. La roche contient presque partout, à l'état disséminé, des grains ou des paillettes de minéraux variés dont la plupart sont disposés en zones régulières, comme si elles étaient parallèles à la stratification originelle" (p. 202).

Les pourcentages combinés de carbonates de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) et de magnésium ( $\text{MgCO}_3$ ) contenus dans le calcaire de Grenville sont généralement supérieurs à 95% (Fréchette, 1916; Goudge, 1935). Les pourcentages de  $\text{MgCO}_3$  ne comptent que pour environ 4% à 18% du total. Ces fortes proportions en carbonates font du calcaire cristallin une roche facilement entamée par l'érosion et la dissolution (Dresser et Denis, 1946; Mackay, 1947, 1949; Aubert de la Rüe, 1948a). Aucune analyse des minéraux n'a été faite sur les calcaires de la région à l'étude. On soupçonne toutefois que les éléments carbonatés s'y retrouvent dans des proportions semblables, comme le montrent les analyses hydrochimiques et comme le suggèrent les

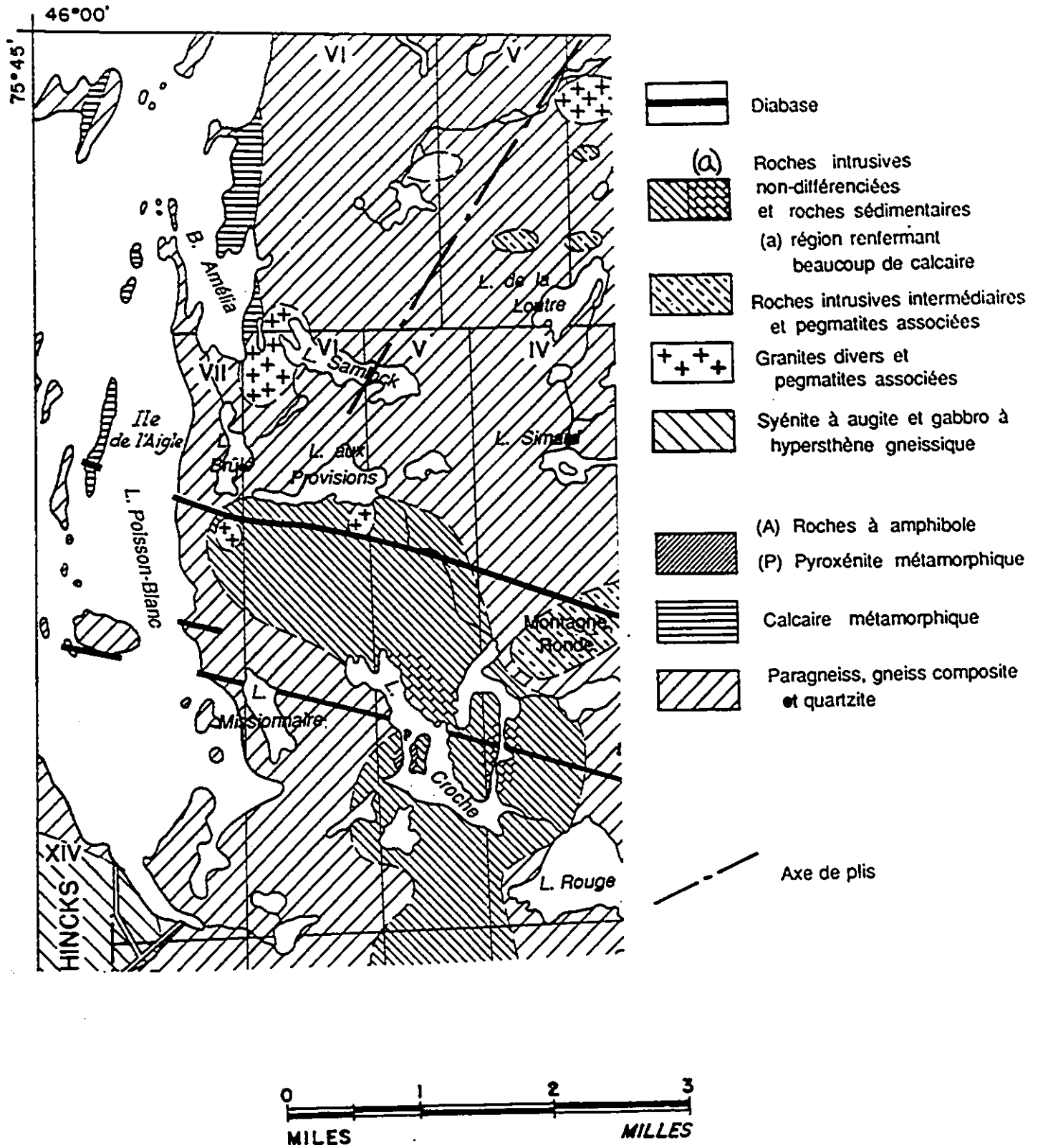


Figure 2.2: Géologie des environs de la région à l'étude (modifié de Min. des Mines, 1949).

multiples formes de dissolution. On se rendra compte de cette situation dans les chapitres ultérieurs.

### 2.3 CLIMAT

Deux stations météorologiques desservies par le Service de l'Environnement Atmosphérique du Canada se retrouvent à proximité du périmètre d'étude. La station de Notre-Dame-du-Laus est située à 18 km au nord. La station de Val-des-Bois (High Falls) se localise à environ 12 km en direction sud-est. En se basant sur les données d'Environnement Canada (1982) qui apparaissent au tableau 2.1, on obtient une approximation valable des conditions climatiques moyennes prévalant à l'intérieur de la zone à l'étude. On peut situer la température annuelle moyenne à 4,2° C. La température quotidienne moyenne pour les mois de janvier et de juillet est respectivement de -12,8° C et de 18,8° C. On compte un peu plus de 160 jours de précipitations par année. La hauteur totale annuelle de ces dernières atteint environ 1000 mm, dont près de

Tableau 2.1: Normales climatiques, période 1951-1980.

	Notre-Dame-du-Laus	High Falls
Localisation	18,2 km N	12,4 km SE
Temp. quot. juillet	18,7° C	18,9° C
Temp. quot. janvier	-12,7° C	-12,8° C
Temp. quot. annuelle	4,1° C	4,3° C
Préc. tot. annuelles	1048,5 mm	946,4 mm
Jours de préc. par an	160	165

300 mm proviennent des chutes de neige.

## 2.4 COUVERT FORESTIER

La végétation du territoire à l'étude est représentative de la région forestière des Grands Lacs et du Saint-Laurent telle que décrite par Hosie (1979). C'est une zone de forêt mixte où se côtoient les conifères et les feuillus.

Les versants doux et les sommets arrondis recouverts de till rendent le drainage bon, sans qu'il soit toutefois excessif. On y retrouve des associations forestières dominées par l'érable à sucre (*Acer saccharum*) et le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*). D'autres arbres à feuilles caduques se mêlent à ces deux feuillus dominants, soit le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), le bouleau à papier (*B. papyrifera*), le chêne rouge (*Quercus rubra*), le frêne blanc (*Fraxinus americana*), le peuplier à grandes dents (*Populus grandidentata*) et le peuplier faux-tremble (*P. tremuloïdes*). On y rencontre également quelques conifères comme le pin blanc (*Pinus strobus*), l'épinette blanche (*Picea glauca*) et, assez fréquemment, l'épinette rouge (*P. rubens*). Des peuplements presque purs de pruche du Canada (*Tsuga canadensis*) se retrouvent sur les versants plus raides à proximité des lacs. Plusieurs sommets rocheux présentent des groupements d'arbres dominés par le pin blanc. Sur quelques hauts-plateaux rocailleux, on dénote une nette dominance du pin rouge (*Pinus resinosa*), qui s'accompagne habituellement du pin blanc, du chêne rouge et du hêtre. Le bord des lacs est surtout peuplé de conifères comme la pruche, le pin blanc et le sapin baumier (*Abies balsamea*), auxquels se mêlent le bouleau jaune, le bouleau à papier et l'érable à sucre. Également, la nature calcaire du substratum fait qu'on dénote de très beaux peuplements de thuya de l'Est (*Thuja occidentalis*), mieux connu sous le nom de *cèdre blanc*. Le thuya abonde aussi dans les zones marécageuses, surtout en compagnie du sapin baumier et du bouleau jaune. De jeunes peuplements de hêtre, d'érable à sucre et de peuplier faux-tremble occupent aujourd'hui les zones où une coupe forestière intensive a eu lieu il y a une vingtaine d'années. Quelques versants ravagés par des feux de forêt sont désormais colonisés par le bouleau à papier et le peuplier faux-tremble, ainsi que par de jeunes repousses de sapin baumier et de pruche.

\_\_\_\_\_

## CHAPITRE III

### LES SITES D'ÉCHANTILLONNAGE

On présente ici les traits généraux et la localisation des sites d'échantillonnage choisis. Pour une description détaillée de ces sites, on peut consulter l'Annexe I qui apparaît en fin de document.

#### 3.1 SITES LOCAUX

A l'intérieur de la zone étudiée, onze sites ont été retenus pour effectuer régulièrement des prélèvements d'eau en vue d'analyse hydrochimique (fig 3.1). Six de ces sites (sites 1, 3, 4, 6, 7 et 10) se retrouvent échelonnés le long de deux ruisseaux dont le drainage alterne entre la surface et la profondeur, sous forme d'intéressantes séquences de pertes, conduits souterrains et résurgences. Les sites 1, 3 et 4 se localisent entre le lac Fer-à-Cheval et le lac des Camps (fig. 3.2). Ils consistent respectivement en une eau de lac (tête de ruisseau), une perte et une résurgence (photos 3.1 et 3.2). Les sites 6, 7 et 10 occupent des emplacements respectifs similaires, mais le long du ruisseau reliant le lac des Camps au lac Brochet.

Une perte (PTNK) et une résurgence (RGNK) se retrouvent sur un ruisseau auquel on a assigné le nom de *ruisseau Nouveau-Karst*. L'eau de deux sources (SCE1 et SCE3) a été prélevée assez régulièrement pour analyse hydrochimique (fig. 3.3 et photo 3.3). Ces sources n'ont toutefois pas offert un comportement tout à fait régulier, ce qui a empêché que des prélèvements continus soient faits. Un site a servi à la collecte d'eau de percolation (MSE1), à proximité de la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). Des analyses hydrochimiques ponctuelles ont été conduites sur l'eau provenant de deux bassins et d'un ruisseau de fonte nivale (BF1, BF3 et RF2), ainsi que d'un point en amont de la perte du ruisseau Nouveau-Karst (AMTPTNK). Egalement, quatre sites localisés dans le même environnement karstique que la source SCE1 ont été échantillonnés ponctuellement (fig. 3.3). Il s'agit de deux pertes de l'eau d'une tourbière (PTE1 et PTE2), d'une résurgence (FIS1), et d'une source difficilement accessible alimentant un vaste

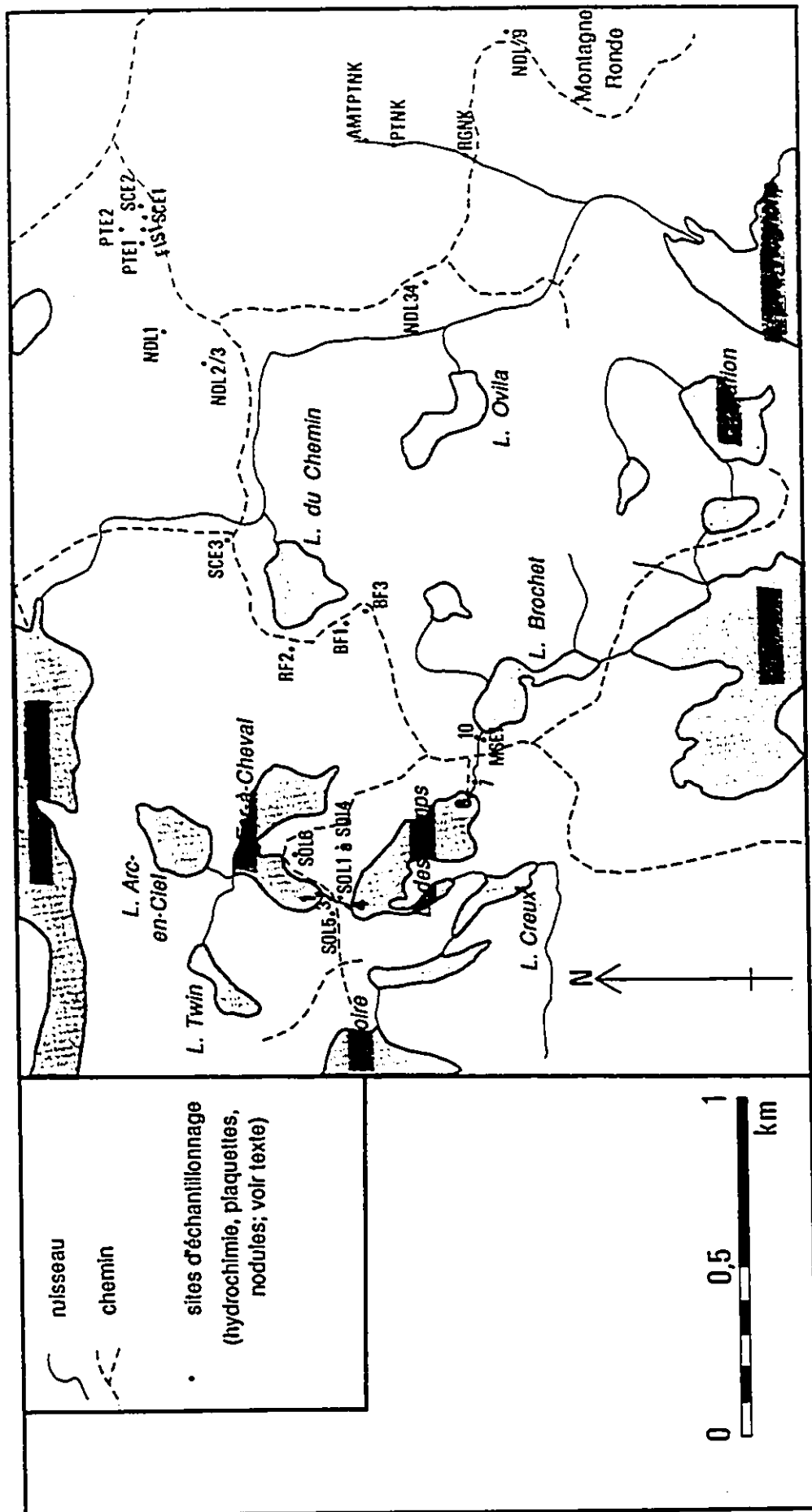


Figure 3.1: Les sites d'échantillonnage locaux.

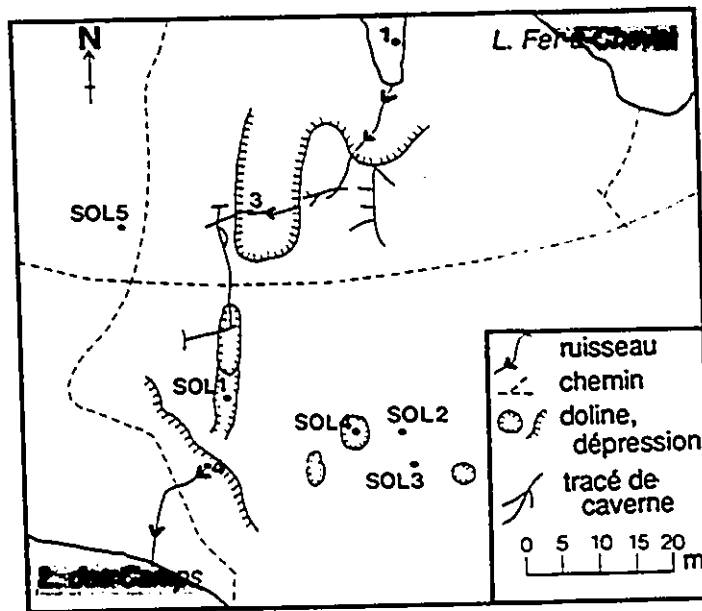


Figure 3.2: Topographie, ruisseau du lac Fer-à-Cheval.

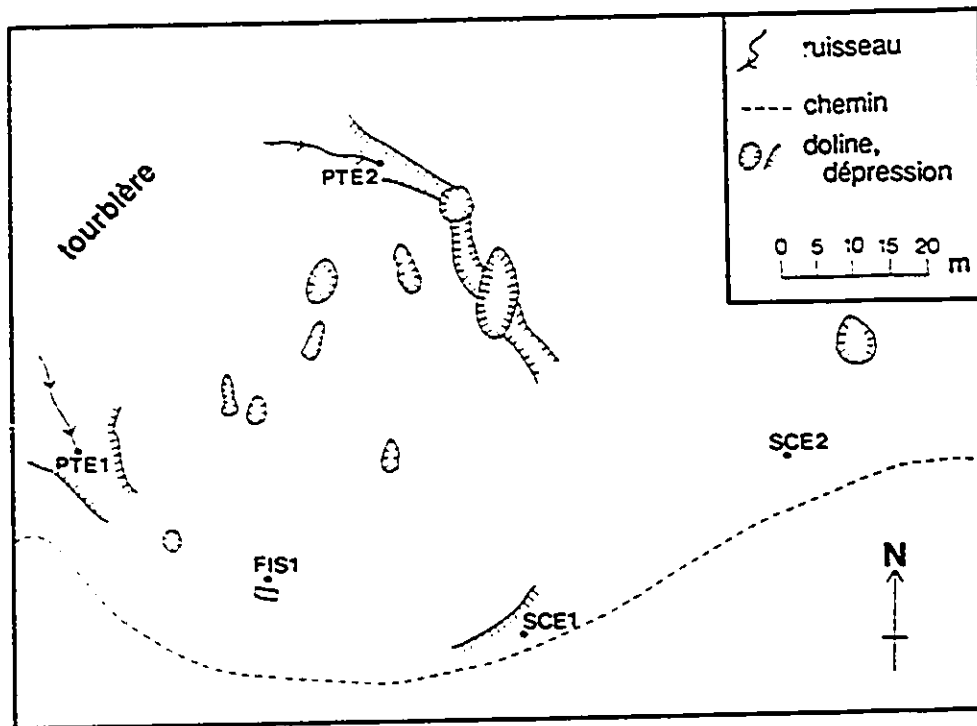


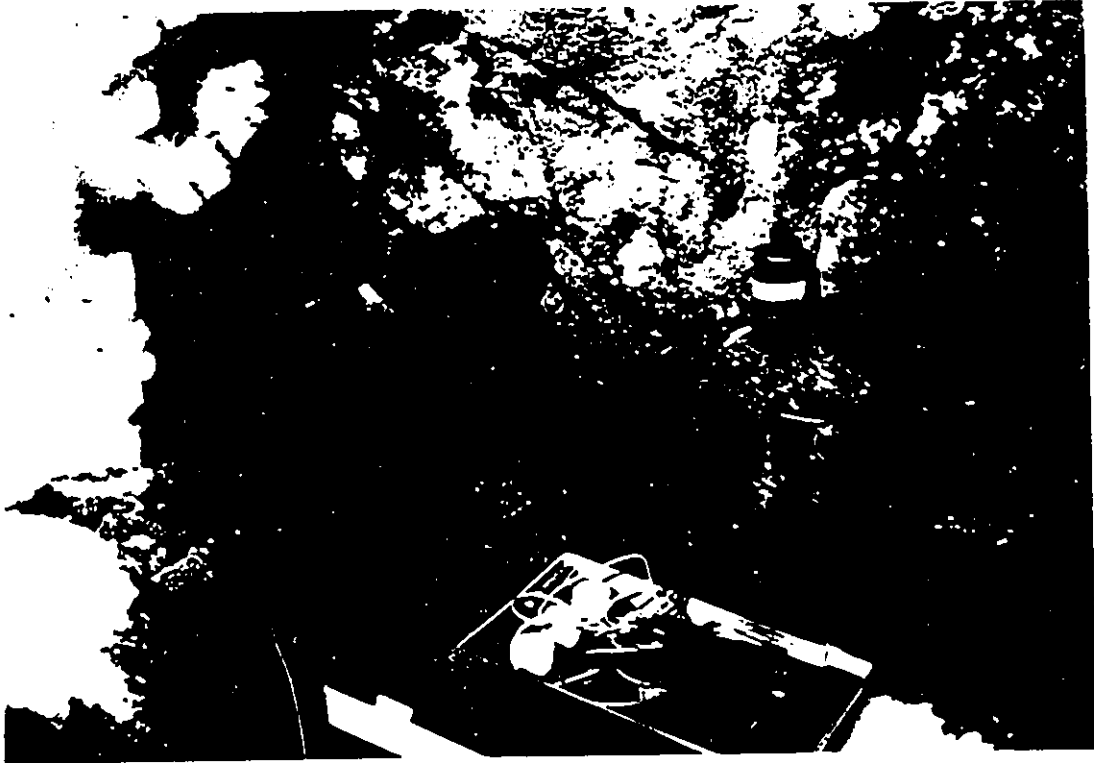
Figure 3.3: Topographie, karst des Sources.



*Photo 3.1: Les environs de la résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval (site 4).*

bassin en son centre (SCE2; voir photo 3.3).

Pour obtenir une appréciation de la dissolution au sein de la région à l'étude, on a disposé des plaquettes de calcaire cristallin à vingt endroits, dont quatorze milieux aquatiques, cinq milieux souterrains et un milieu aérien (fig. 3.1). En milieu aquatique, des plaquettes ont été installées aux huit sites ayant servi de base à l'analyse hydrochimique (sites 1, 3, 4, 6, 7, 10, PTNK et RGNK), en plus de six autres sites secondaires non-détaillés dans l'Annexe I. On a enfoui des plaquettes de calcaire dans le sol à cinq endroits différents (SOL1 à SOL5, fig. 3.2). On a aussi disposé des plaquettes à l'air libre, à la surface d'un lapiez situé à proximité du lac Fer-à-Cheval (SOL6, fig. 3.1).



*Photo 3.2: Le site 4.*

Quatre sites locaux ont présenté cinq nodules en relief sur lesquels on a obtenu des mesures de hauteur (déchaussement post-glaciaire). Ces sites sont représentés sur la figure 3.1 (NDL1, NDL2/3, NDL9 et NDL34).

On peut finalement signaler que des échantillons de pluie (PL1 à PL14) et de neige fondante (NF1 et NF2) ont été prélevés au village de Val-des-Bois.



*Photo 3.3: Sources SCE1 (avant-plan gauche) et SCE2 (arrière-plan).*

### **3.2 SITES RÉGIONAUX**

Pour fin de comparaison, des analyses hydrochimiques ont été effectuées sur de l'eau provenant de onze sites situés en dehors des limites de la région d'étude proprement dite (fig. 3.4). Ces sites n'ont tous été échantillonnés qu'une seule fois (prélèvements ponctuels uniques). Il s'agit tout d'abord de quatre sources semblables aux sources SCE1 et SCE3 préalablement décrites. Une de celles-ci (CORD) se localise à quelques kilomètres au nord de Notre-Dame-du-Laus. Deux autres sources se trouvent à proximité du lac Ste-Marie (STM1 et STM2). Les eaux de la quatrième source (GAT8) émergent d'une paroi de calcaire cristallin simée au sommet de l'escarpement d'Eardley, à la limite sud du Parc de la Gatineau. A quelques centaines de mètres de cette dernière, on retrouve les sept sites ponctuels restants

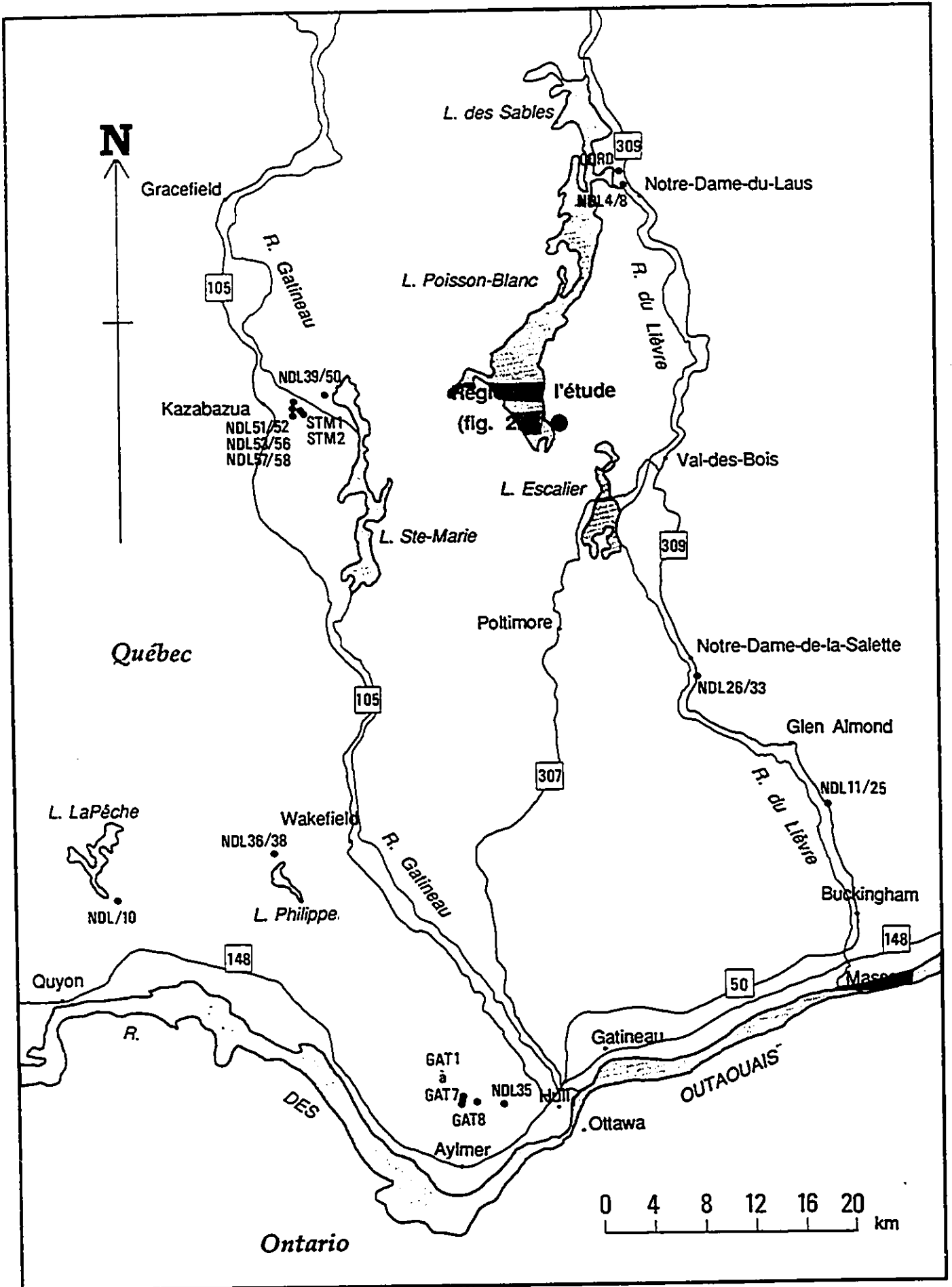


Figure 3.4: Les sites d'échantillonnage régionaux.

(GAT1 à GAT7). Ils s'échelonnent le long d'un même ruisseau dont le drainage alterne entre la surface et la profondeur. Le remplissage des cavités et les phénomènes karstiques de cette région ont d'ailleurs été brièvement décrits par Carrier et Fournier (1987), puis analysés plus à fond par Carrier (1989).

Au niveau régional, des mesures de déchaussement post-glaciaire ont porté sur cinquante-trois nodules en relief répartis en dix sites (NDL4/8, NDL10, NDL11/25, NDL26/33, NDL35, NDL36/38, NDL39/50, NDL51/52, NDL53/56 et NDL57/58). Ces sites se localisent surtout le long des routes et des plans d'eau, depuis la région de Hull jusqu'au nord de Notre-Dame-du-Laus (voir fig. 3.4).

-----

## CHAPITRE IV

### MÉTHODOLOGIE

Dans le présent travail, on a eu recours à une démarche méthodologique méticuleusement établie, faisant appel à plusieurs techniques d'analyse. La validité et la pertinence de ces techniques ont été éprouvées à maintes reprises au sein de nombreuses recherches karstiques antérieures.

Les eaux du karst ont été caractérisées à l'aide d'une approche hydrochimique visant à connaître les variations spatio-temporelles de caractères physico-chimiques particuliers, comme par exemple le pH, la dureté totale et l'indice de saturation des eaux (SIc). Cette approche a également permis de quantifier l'intensité actuelle de la dissolution du calcaire cristallin à l'intérieur de la zone d'étude. On a aussi obtenu par la méthode des plaquettes de calcaire une appréciation expérimentale de l'intensité actuelle de l'érosion. La quantification de l'abaissement de la surface calcaire depuis la déglaciation s'est faite en mesurant le déchaussement de nodules en relief. Ces nodules non-calcaires emprisonnés à même le substratum cristallin ont résisté à l'érosion post-glaciaire, si bien qu'ils fournissent une surface de référence qui n'a pas changé depuis le début de l'Holocène.

#### 4.1 NODULES EN RELIEF

On a cherché à calculer un taux d'abaissement général de la surface calcaire depuis la déglaciation. L'approche méthodologique consiste à mesurer la hauteur des nodules et des veines résistants à l'érosion, mis en relief à la surface du calcaire cristallin par érosion différentielle. Les valeurs ainsi obtenues fournissent le déchaussement provoqué par les agents d'érosion durant l'Holocène. Bien que la dissolution soit le processus dominant en région calcaire, il ne faut pas cependant perdre de vue que d'autres processus entrent aussi en jeu dans le déchaussement des nodules, comme le ruissellement de surface, l'activité biologique et la fragmentation mécanique. Le taux de dénudation mesuré ne reflète pas uniquement l'effet

de la dissolution, et c'est pourquoi on utilise ici le terme *déchaussement* qui offre un sens plus large. La méthode des nodules en relief a été utilisée avec succès par quelques chercheurs, surtout en Scandinavie (Norvège: Dahl, 1967; Spitsberg: Akerman, 1983). Dionne et Michaud (1985, 1986) ont aussi appliqué cette méthode aux abords du golfe de Guillaume-DeLisle, au sud-est de la Baie d'Hudson.

Afin de pouvoir assurer un niveau de comparaison valable entre les mesures des différents sites, on a prélevé un certain nombre de renseignements fondamentaux. En plus de la hauteur du déchaussement, on a mesuré l'orientation du nodule, sa surface d'exposition et la pente de la surface sur lequel il repose. La valeur du déchaussement a été mesurée au millimètre près à l'aide d'un ruban en vinyle. Des boucles de dix à cinquante mesures de hauteur ont été faites autour de chaque nodule. La pente de la surface calcaire a été lue à l'aide d'un clinomètre à lecture directe Suunto à précision de  $\pm 0,5^\circ$ . On a mesuré l'orientation du site en utilisant une boussole Sylva. On verra au Chapitre VI comment, lors du choix des sites, on s'est assuré de ne retenir que les surfaces exposées à l'altération depuis la déglaciation (section 6.1.3).

Au-delà de 1400 mesures de déchaussement ont subi un traitement informatique via le système d'analyse statistique SAS (Helwig, 1983). On a recherché, à l'aide de la régression multiple, un modèle linéaire généralisé permettant de connaître le poids des variables surface, pente et orientation sur la variable déchaussement. On a donc mis en évidence le degré d'explication de chacune des variables indépendantes vis-à-vis le déchaussement des nodules (variable dépendante).

## 4.2 PLAQUETTES DE CALCAIRE

La méthode des plaquettes de calcaire demeure fort populaire auprès des chercheurs oeuvrant en milieu karstique. Initialement mise en application par Chevalier (1953) et Gams (1959), elle a par la suite été raffinée et utilisée au sein de bon nombre de recherches, surtout en Europe (entre autres: Kupper et Pissart, 1974; Kupper, 1975a, 1975b, 1979, 1985; Morel *et alii*, 1978-79; Gérôme-Kupper, 1981, 1984; Bocquet, 1985; Ciric et Senic, 1985; Droppa, 1985; Ugarte et Ugalde, 1985). Le principe de base de la méthode consiste à placer pour un temps donné des morceaux de calcaire standards dans des endroits

représentatifs (eau, sol, air....), de telle sorte que les agents d'érosion aient accès aux échantillons. Les plaquettes sont pesées avant et après leur séjour sur le terrain, et toute perte de masse est ainsi directement attribuable à l'action de ces agents d'érosion. L'action chimique sera ici considérée comme principalement responsable des pertes de masse subies par les plaquettes. Il est évident que l'abrasion y joue également un rôle, surtout en milieu aquatique. Il en va sûrement de même pour l'activité biologique, principalement dans les milieux terrestres. On doit admettre que ces processus sont omniprésents dans la nature et il est impensable de vouloir en écarter leur action.

L'utilisation des plaquettes de calcaire permet de détecter des changements minimes dus à l'érosion. La méthode permet d'obtenir des estimations appréciables des taux équivalents de dénudation actuelle (Trudgill, 1983; Bocquet, 1985). Egalement, elle peut servir de simple test expérimental visant à déterminer le potentiel de dissolution au sein d'environnements divers (Trudgill, 1975, 1976a, 1976b; Crowther, 1983). Ces deux applications de la méthode des plaquettes seront détaillées au Chapitre VI.

La principale critique que l'on puisse faire de cette méthode est qu'on mesure des taux *équivalents* de dénudation, et non des taux actuels. Aussi, on assume au départ que la perte de masse se distribue de façon uniforme sur toutes les surfaces exposées de chaque plaquette. Il est préférable (et c'est le cas ici) d'utiliser cette méthode conjointement avec une ou plusieurs méthodes d'analyse plus directes, comme par exemple l'hydrochimie (Trudgill, 1983). Les taux estimatifs ainsi obtenus pourront être comparés avec les taux de dénudation calculés à partir des données hydrochimiques. En effet, la perte de masse subie par les plaquettes durant leur temps d'exposition peut se convertir en taux d'ablation, puisqu'on a mesuré au début de l'expérience la masse, la surface et le volume de chaque échantillon. Ces variables permettent donc de répartir la masse perdue selon la surface d'exposition des échantillons. L'intérêt de l'emploi des deux méthodes dans un bassin donné est de déterminer l'ablation en surface et en profondeur (Nicod, 1983).

### 4.2.1 Préparation des échantillons au laboratoire

Quarante plaquettes de calcaire cristallin ont été sciées dans deux blocs sains recueillis près de la perte de la Grotte des Pins, à proximité du site 7. On a séparé les plaquettes en deux groupes de vingt unités, identifiés groupe A et groupe B. Les dimensions ont été mesurées au millimètre près. Les plaquettes du groupe A ont en moyenne 4,7 cm de longueur, 4,5 cm de largeur et 0,9 cm d'épaisseur. Leur masse moyenne est de 50,7 g, avec des extrêmes de 39 et 69 g. Ces plaquettes montrent de nombreuses impuretés de pyrite. La densité moyenne de ce groupe s'établit à 2,81 g/cm<sup>3</sup>. Les plaquettes du groupe B ont des dimensions moyennes de 4,5 x 4,1 x 2 cm. Leur masse varie entre 98 et 114 g avec une moyenne se situant à 105,5 g. Ce groupe de plaquettes présente moins d'impuretés que le groupe A. La densité moyenne se chiffre à 2,90 g/cm<sup>3</sup>.

Les pesées ont été faites à 0,001 g près à l'aide d'une balance électronique Mettler Type-H4. On a effectué trois séries de pesées consécutives et on a retenu la moyenne. Dans tous les cas, on n'a observé aucune variation significative entre les trois pesées d'une même plaquette. Avant de procéder au pesage initial, on a pris soin de laver les échantillons vigoureusement afin que se détachent toutes les particules faiblement rattachées. Après un rinçage à l'eau distillée, les plaquettes ont été séchées au four à 200° C pour une durée de 48 heures. Une fois pesées, elles ont été disposées individuellement dans des sachets de nylon, puis soigneusement rangées dans un sac à dos. Ces procédures visaient à éliminer les frottements et les chocs occasionnés par le transport entre le laboratoire et le terrain.

### 4.2.2 Travail de terrain

Les plaquettes de calcaire ont été mises en place à vingt endroits, soit quatorze milieux aquatiques, cinq milieux souterrains et un milieu subaérien. En milieu aquatique, on a suspendu les échantillons à l'aide d'une broche de laiton rattachée à une cordelette entourant les plaquettes (photo 4.1). Elles se trouvaient en totale immersion dans l'eau et on a pris soin de les disposer de façon à éliminer les frottements. En milieu terrestre, on a enfoui les plaquettes à une quinzaine de centimètres de profondeur



*Photo 4.1: Plaquettes de calcaire suspendues en milieu aquatique (site 4).*

dans des sols variés. Des échantillons de ces sols ont été prélevés afin d'en mesurer le pH au laboratoire. Les plaquettes disposées à l'air libre ont simplement été déposées à la surface d'un lapiez.

La cueillette des échantillons pour pesage s'est effectuée après des périodes de six mois environ. Bocquet (1985) a constaté que cette durée d'exposition semblait optimale pour bien apprécier les variations au niveau de l'érosion. On a appliqué les mêmes précautions que lors du transport entre le laboratoire et le terrain, suivant les procédures décrites ci-haut.

### 4.2.3 Travail de laboratoire

Au retour du terrain, on a procédé à un lavage léger mais minutieux des plaquettes à l'eau distillée avec une brosse à poils doux. Un séchage au four a suivi (48 heures, 200° C) en disposant les plaquettes verticalement dans des béchers propres afin de conserver les fragments pouvant se détacher. On n'a remarqué aucun fragment dans les béchers après chaque session de séchage. Il n'y a pas lieu de s'en étonner, puisque la désagrégation par humidification et séchage nécessite plusieurs alternances de ces cycles, ainsi que de longues et fréquentes périodes d'exposition à ceux-ci (Pissart et Lautridou, 1983; Hamès *et alii*, 1987). Le pesage des échantillons s'est effectué suivant le protocole défini dans la section 4.2.1.

On a mesuré le pH des échantillons de sol prélevés aux sites terrestres (SOL1 à SOL5) en appliquant les procédures pédologiques de base (M. Phipps, comm. pers.). Il s'agissait de mélanger, dans un Erlenmeyer, 50 ml d'eau distillée à 20 g de sol sec (fraction inférieure à 2 mm). La solution était placée sur un agitateur mécanique pour une durée de trente minutes. Le même pHmètre ayant servi lors des analyses d'eau a été utilisé pour mesurer le pH des sols. Il a été pré-calibré suivant les démarches présentées à la section 4.3.1.3. On rinçait soigneusement l'électrode à l'eau distillée avant de la plonger dans une nouvelle solution de sol.

## 4.3 HYDROCHIMIE

L'approche hydrochimique proposée se base sur les principes méthodologiques conventionnellement admis (par exemple: Brown *et alii*, 1970; Hem, 1970; BDH, 1973; Picknett *et alii*, 1976; Goudie, 1981; Gardiner et Dackombe, 1983; Trudgill, 1983, 1985; White, 1988; Stednick, 1991). Elle consiste à mesurer la minéralisation aux pertes, aux résurgences et en d'autres points d'un système karstique. Des mesures de pH et de température sont également nécessaires. Dans la mesure du possible, une évaluation du débit est aussi souhaitable. La multiplication des données sur une base périodique permet une caractérisation plus juste des eaux du karst, ainsi qu'une meilleure appréhension de la vitesse de dissolution globale (Nicod,

1983).

### 4.3.1 Travail de terrain

La validité des analyses hydrochimiques passe essentiellement par un programme d'échantillonnage rigoureusement établi et suivi. La significativité des mesures et des données est en relation directe avec la représentativité de l'échantillonnage. Selon Stednick (1991), un échantillon est *représentatif* lorsqu'il identifie tous les échantillons de la population:

"To achieve representativeness for data comparability and consistency, it is necessary to minimize, or at least standardize, sampling bias as it relates to site selection, sampling frequency, sample collection, sampling devices, and sample handling, preservation, and identification" (p.28).

#### 4.3.1.1 procédures d'échantillonnage de l'eau

Le prélèvement des échantillons d'eau s'est fait à l'aide de bouteilles en polyéthylène Nalgene pré-rincées en laboratoire avec de l'eau distillée. L'utilisation de bouteilles synthétiques est préférable à celle des bouteilles de verre, puisqu'elles ne laissent pas pénétrer la lumière et qu'elles assurent une certaine stabilisation de la température de l'échantillon (Gardiner et Dackombe, 1983). Elles sont aussi moins dangereuses à manipuler. On rinçait vigoureusement les bouteilles avec l'eau du site à deux ou trois reprises avant d'en effectuer le remplissage. On a prélevé 500 ml d'eau à chacun des sites en ayant soin de revisser le capuchon de façon étanche sous l'eau afin d'éviter toute inclusion d'air (Ek, 1969; Brown *et alii*, 1970; Roberge, 1979; Gardiner et Dackombe, 1983). Cette précaution est essentielle, bien que Rainwater et Thatcher (1960) aient soutenu à tort que l'air emprisonné dans les bouteilles ne risque pas de modifier le profil chimique initial des eaux récupérées. L'eau de percolation (site MSE1) a été recueillie en laissant une bouteille se remplir goutte à goutte entre chaque visite sur le terrain.

On a recueilli l'eau de pluie (PL1 à PL14) et la neige fondante (NF1 et NF2) à l'aide d'un bac de plastique de 70 cm de diamètre et de 30 cm de profondeur. Le contenant a été rincé avec de l'eau distillée

avant chaque collecte. On a procédé à ces échantillonnages au village de Val-des-Bois, en milieu découvert afin d'éviter l'interférence faite par les toits ou les arbres. La profondeur du bac et la nature du matériel sous-jacent (gazon) font que la quantité d'eau provenant d'éclaboussements sur le sol peut être considérée comme négligeable.

#### 4.3.1.2 fréquence d'échantillonnage

Entre le 07 février 1988 et le 16 avril 1989, on a échantillonné les sites principaux sur une base mensuelle au cours des mois d'hiver, et à raison d'une ou deux fois par semaine du printemps à l'automne. Ce programme de collecte d'eau est semblable à celui présenté par Clayton et Megahan (1986) en Idaho. L'échantillonnage restreint au cours de l'hiver s'explique par le fait que la région d'étude est difficilement accessible durant cette période. Certains sites ont reçu une attention particulière. La collecte de l'eau s'est toujours faite aux mêmes endroits à chacun des sites, entre 10:00hres et 16:00hres environ. A une quarantaine de reprises, on a prélevé des échantillons en double pour réaliser, en plus d'un titrage manuel, une analyse spectrophotométrique de l'eau.

Au sein des études karstiques, la périodicité des collectes d'eau se fait habituellement sur une base hebdomadaire au cours d'une saison spécifique (par exemple: Likens *et alii*, 1967; Atkinson, 1977; Keller et Strobel, 1982; Davis et Keller, 1983; Hasholt, 1983; Thomes, 1984; Reynolds *et alii*, 1987), ou encore mensuellement sur une période d'une ou plusieurs années (entre autres: Pitty, 1966a; 1966b; 1968a; Paterson, 1979; Hasholt, 1983; Martin, 1983, 1987; Corbett *et alii*, 1985; Ugarte et Ugalde, 1985). D'autres types d'échantillonnage ont aussi été présentés. Par exemple, Williams et Dowling (1979) ont prélevé 82 échantillons d'eau en 9 mois, soit entre deux et trois échantillons par semaine. Dans la Chaîne des Aravis en France, Bocquet (1985) a prélevé ses eaux à raison de deux à quatre fois par mois sur une période d'un an et demi. Shuster et White (1971), tout comme Dumouchel et Magnin (1982), ont effectué des prélèvements toutes les deux semaines sur des périodes respectives d'une et deux années.

Au niveau des collectes journalières et horaires, on peut mentionner les travaux de Langmuir (1971),

Drew (1974), Glover et Johnson (1974) et Chambers (1983a, 1983b). Jacobsen (1981) a démontré, en étudiant les variations journalières des matières dissoutes dans l'eau à une station unique, que des prélèvements mensuels suffisent généralement à déterminer le type et la quantité d'ions en solution. De même, Corbett *et alii* (1985) stipulent que des collectes mensuelles permettent de démontrer efficacement les variations cycliques de la composition chimique des eaux. Hirsch *et alii* (1982) et Stednick (1991) considèrent aussi que l'analyse mensuelle de l'eau est suffisante et qu'on peut en tirer de bonnes estimations des tendances à court, moyen ou long terme. Hirsch *et alii* (1982) signalent toutefois qu'il est préférable, dans la mesure du possible, d'effectuer de multiples observations chaque mois plutôt que de s'en tenir à des prélèvements mensuels uniques. Lorsqu'on ne dispose d'aucun instrument permettant une collecte continue de l'eau (*continuous monitoring equipment or system*), l'utilisation des valeurs moyennes des matières dissoutes dans l'eau peut être hasardeuse. Drew (1974) a en effet noté que:

"...differences in total limestone loss is considerable when utilising weekly, monthly or annual mean figures. One or two day intervals are necessary to provide an accurate estimation of solution rate..." (p.97).

Les données recueillies au cours de la présente recherche sont suffisamment nombreuses pour écarter ce problème. Même si la période hivernale n'a été caractérisée que par des prélèvements mensuels, on croit légitime d'affirmer que la fréquence d'échantillonnage des eaux est ici largement suffisante et représentative des conditions du bassin étudié.

#### 4.3.1.3 pH et température

Le pH et la température des eaux ont été mesurés aux sites mêmes au moment de la cueillette. L'enregistrement de ces mesures s'est fait avec un seul et même instrument, un pHmètre portatif de Fisher Scientific à deux électrodes. Le pH a été lu à  $\pm 0,01$  unités près. L'électrode thermométrique assurait une précision de  $\pm 0,1^\circ \text{C}$  sur chaque mesure de température, bien qu'une marge de  $\pm 0,5^\circ \text{C}$  soit largement suffisante (Ford et Williams, 1989; Stednick, 1991). Toutefois, selon White (1988):

"temperature variations in karst waters and in the underground environment are

subtle, and careful measurements to 0.1° C may reveal meaningful fluctuations" (p.132).

L'appareil était soigneusement calibré en laboratoire avant chaque sortie sur le terrain à l'aide de solutions-tampons pH4 et pH7 de la firme BDH. Le coffret de rangement du pHmètre permettait de transporter sur le terrain un contenant de 25 ml d'eau distillée. On rinçait donc l'électrode de pH avant d'échantillonner un nouveau site. Deux flacons de tampons pH4 et pH7 accompagnaient toujours l'eau distillée pour recalibrer l'instrument directement sur le terrain au besoin. Après avoir ajusté manuellement le pHmètre selon la température de l'échantillon, on plongeait l'électrode dans l'eau en agitant constamment entre chaque lecture jusqu'à stabilisation complète de la mesure du pH. On a évité de mesurer le pH et la température en des endroits trop turbulents, car ceci entraîne souvent d'importantes erreurs de lecture (White et Schmidt, 1966; White et Stellmack, 1968; White, 1988).

#### 4.3.1.4 débit

Les mesures de débit ont été effectuées au site 10, à la sortie du système karstique (voir fig. 3.1, Chapitre III). On a choisi un tronçon rectiligne de trois mètres de longueur par un mètre de largeur creusé à même le substratum calcaire. Il s'agit en fait d'une portion pénétrable de la résurgence de la Grotte des Pins occupée sur toute sa largeur par un ruisseau.

Pour évaluer le débit, on a employé une formule simple modifiée de Schoeller (1962), soit:

$$\Rightarrow Q = SVxy \quad (4.1)$$

où Q est le débit en *l/sec*, S la section ou surface mouillée en *dm<sup>2</sup>*, et V la vitesse moyenne du courant en surface en *dm/sec*. On a mesuré la vitesse du courant à l'aide d'un flotteur plastique circulaire de 3 cm de diamètre. La valeur du coefficient "x" est comprise entre 0,4 et 0,6. La valeur la plus basse s'applique lorsque le cours d'eau est très étalé. La valeur de 0,6 s'utilise quand la profondeur du ruisseau est égale ou

supérieure à sa largeur. Les cas intermédiaires auront des valeurs comprises entre les deux extrêmes, selon une estimation subjective (Ek, 1969). On accorde ici à "x" la valeur de 0,45, puisque le ratio profondeur:largeur équivaut en moyenne à 1:6. Comme on a mesuré la vitesse du courant à l'aide d'un flotteur, on doit appliquer le coefficient "y" qui permet de convertir la vitesse de surface en vitesse de profondeur (Gardiner et Dackombe, 1983). La valeur de ce coefficient se situe entre 0,84 et 0,90, les valeurs les plus élevées étant caractéristiques des lits de ruisseaux uniformes et lisses. Cette variable tient compte de l'influence de la rugosité du fond et du frottement avec l'air. Etant donné que le lit du ruisseau est rocheux et lisse, on attribue ici à "y" la valeur maximale de 0,90.

Chaque fois qu'on a estimé le débit, on a établi la vélocité moyenne du courant à l'aide d'une douzaine de mesures de vitesse, en ayant soin de déposer le flotteur au centre du ruisseau pour limiter l'interférence faite par les rebords rocheux. Une montre à chronomètre a permis de connaître le temps de flottage entre les points de départ et d'arrivée. La section ou surface mouillée a été calculée en mesurant la profondeur du ruisseau tous les cinq centimètres environ, le long d'un transect transversal à l'endroit où le flotteur était déposé.

L'approche utilisée ne permet évidemment qu'une approximation du débit réel du ruisseau. On croit toutefois que les valeurs obtenues entrent dans un ordre de grandeur très réaliste. Le mérite principal de la formule employée (éq. 4.1) est qu'elle permet d'obtenir des proportions assez exactes entre les différents débits d'un cours d'eau en un point tout au long de l'année (Schoeller, 1962; Ek, 1969). Cette technique est d'ailleurs facilement utilisable sur le terrain pour tous les types de petits cours d'eau, et elle ne demande pas d'instruments sophistiqués, coûteux et fragiles.

#### 4.3.1.5 transport et stockage des échantillons

Les échantillons d'eau prélevés sur le terrain ont été acheminés rapidement vers le laboratoire du Département de Géographie de l'Université d'Ottawa. Dans la mesure du possible, on a évité l'agitation excessive des bouteilles d'eau entre le terrain et le laboratoire. Tous les échantillons ont été traités dans les plus brefs délais, presque toujours durant la soirée suivant la collecte (plus de 80% des échantillons). Les eaux analysées le lendemain (environ 15% du total) ou le surlendemain (moins de 5%) étaient stockées au réfrigérateur et les bouteilles n'ont été ouvertes qu'au moment de l'analyse. La majorité des études traitant des principes méthodologiques en recherche karstique s'accordent à dire que les analyses d'eau se doivent d'être effectuées le plus rapidement possible (Brown *et alii*, 1970; Gardiner et Dackombe, 1983; Trudgill, 1983, 1985; White, 1988; Stednick, 1991). Il n'est donc pas question d'admettre un stockage à trop long terme des échantillons d'eau, bien que Rainwater et Thatcher (1960) aient qualifié d'acceptables des entreposages de deux ou trois mois. Cogley (1972), sur l'île Devon, a analysé la majorité de ses 72 échantillons d'eau en deça de 4 heures et la totalité en deça de 12 heures du moment de la collecte. Sur l'île Somerset, Smith (1972) a effectué l'analyse hydrochimique de plus de 200 échantillons à l'intérieur des 24 heures suivant leur prélèvement respectif. Ek (1969) prohibe également le stockage prolongé des bouteilles d'eau qui aurait pour effet de favoriser les développements bactériens. Il soutient que les analyses hydrochimiques se doivent d'être faites en deça d'une semaine. Sur l'île d'Antiscoti, Roberge (1979) a toutefois démontré qu'un délai allant jusqu'à sept jours entre le prélèvement et l'analyse d'échantillons d'eau ne modifiait en rien les résultats. En effet, il a prélevé à quelques reprises de l'eau en double exemplaires, l'un étant titré le jour même et l'autre sept jours plus tard. Dans tous les cas, les résultats ne différaient pas au-delà de la marge d'erreur acceptable de l'analyse.

Une cinquantaine d'échantillons ont nécessité un traitement spécial avant d'être envoyés au laboratoire de Géologie de l'Université d'Ottawa pour fins d'analyse spectrophotométrique. Les eaux ont tout d'abord été filtrées à l'aide de filtres en papier Whatman de type Qualitative-3. On devait ensuite ajouter 6,25 ml de HCl 10% à chacun des échantillons (1,25 ml de HCl par 100 ml d'eau). Ce sont deux étapes nécessaires qui permettent aux eaux de conserver leur profil chimique initial en attendant l'analyse (J. Loop, comm. pers.).

En acidifiant artificiellement les échantillons de cette façon, on s'assure que le calcium, le magnésium et le fer demeurent en solution (Davis et Keller, 1983; Gardiner et Dackombe, 1983).

### 4.3.2 Travail de laboratoire

Comme on l'a expliqué précédemment, l'analyse des échantillons d'eau s'est faite rapidement. On a pris soin de sortir les échantillons du réfrigérateur à l'avance afin qu'ils soient à la même température que l'air ambiant au moment de l'analyse (Langmuir, 1971; White, 1988).

#### 4.3.2.1 duretés totale, calcique et magnésique

La dureté totale et la teneur en calcium et en magnésium ont été déterminées par la méthode de titration colorimétrique, aussi appelée dosage par complexométrie (Smith et Mead, 1962). Les titrages ont été réalisés à l'aide d'un titrimètre digital Hach. Cet instrument permet une précision beaucoup plus grande que la traditionnelle burette, puisque chaque millilitre de solution titrée est subdivisé en 800 unités numériques. Le changement de couleur complet des échantillons d'eau analysés s'est toujours produit dans une proportion de 10 à 15 unités titrimétriques, soit entre 0,013 et 0,019 ml de solution titrée. La majorité des burettes n'offrent qu'une précision d'au plus 0,1 ml. On a obtenu la dureté totale (Ca+Mg) en mélangeant dans un béccher pré-rincé à l'eau distillée 50 ml de l'eau à analyser, 1 ml de tampon d'ammoniaque (NH<sub>4</sub>, 30%, exempt de magnésium) et une capsule indicatrice de dureté totale. On titrait la solution avec du EDTA 0,02N jusqu'à changement de couleur complet, point indicateur de la concentration de l'eau en calcium et en magnésium. La dureté calcique a été obtenue de façon semblable, en ayant soin toutefois de remplacer le tampon d'ammoniaque par une solution de NaOH. Egalement, une tablette indicatrice de teneur en calcium venait remplacer celle de dureté totale. On a mesuré la teneur en magnésium en soustrayant la dureté calcique de la dureté totale.

On a vu ci-haut que la précision du titrimètre digital est de l'ordre de 0,013 à 0,019 ml. Lors des titrages, 1 ml de EDTA équivaut à 1 mg de CaCO<sub>3</sub>. On peut donc situer l'erreur sur la teneur en calcium et

en magnésium de l'échantillon de 50 ml à 0,016 mg en moyenne, soit 0,32 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Bien qu'elles soient sans doute négligeables, on admettra toutefois que d'autres erreurs peuvent influencer la précision des mesures (erreur sur le volume d'eau analysé, sur la concentration des réactifs,...). On peut donc estimer à tout au plus ± 0,5 mg/l CaCO<sub>3</sub> l'erreur faite sur la concentration en calcium et en magnésium des eaux analysées ici. Selon les concentrations moyennes obtenues sur ces eaux (environ 50 mg/l CaCO<sub>3</sub>), ceci représente une erreur inférieure à 1%. Ek (1969) a calculé que le titrage de ses eaux s'est fait à 4 mg/l CaCO<sub>3</sub>, ce qui équivalait à une erreur de 2% environ. Roberge (1979) sur l'île d'Antiscoti, et Thibaudeau (1988) au nord du Yukon, ont obtenu des précisions de ± 2 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour la dureté totale et ± 3 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour le calcium et le magnésium. Cogley (1972) et Smith (1972), en région arctique, ont mesuré les teneurs en calcium et en magnésium de leurs eaux à ± 3 mg/l CaCO<sub>3</sub>. En Nouvelle-Zélande, Williams et Dowling (1979) ont considéré que la précision de leurs titrages était de ± 5 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour le calcium et de ± 8 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour le magnésium. En titrant leurs échantillons d'eau directement sur le terrain, Jacobson et Usdowski (1975) ont obtenu une incertitude de ± 2%.

#### 4.3.2.2 *alcalinité*

L'alcalinité est une mesure de la capacité d'une eau à neutraliser les acides qui sont plus forts que l'acide carbonique (Stumm et Morgan, 1970, 1981; Anonyme, 1975; Wigley, 1977; White, 1988). Elle englobe la totalité des substances à réaction alcaline dissoutes. Selon Wigley (1977) et White (1988), l'alcalinité peut se définir de la façon suivante:

$$\Rightarrow \text{Alk} = \text{HCO}_3^- + 2(\text{CO}_3^{2-}) + \text{OH}^- - \text{H}^+ \quad (4.2)$$

On représente ici la concentration des divers éléments dans l'eau. L'alcalinité reflète donc la présence de bicarbonates (ou carbonates d'hydrogène), de carbonates et d'hydroxydes. A l'intérieur des limites habituelles du pH des eaux karstiques, les bicarbonates forment de loin la part la plus significative des

substances alcalines dissoutes (Ek, 1969). Une mesure de l'alcalinité est donc essentiellement une détermination de la teneur des eaux en bicarbonates  $\text{HCO}_3^-$  (White, 1988). Les hydroxydes et les carbonates de calcium et de magnésium sont très peu solubles à des pH inférieurs à 8,3 (Anonyme, 1975; Bogli, 1980; Trudgill, 1983; Corbett *et alii*, 1985).

L'alcalinité des échantillons prélevés a été mesurée par titrage au HCl 0,1N. On a effectué le titrage en ajoutant du HCl à 50 ml d'eau à analyser jusqu'à ce que le pH de la solution atteigne la valeur de 4,5 (Anonyme, 1975; Wigley, 1977; Rose, 1983; Rose et Vincent, 1983). Cette valeur représente le point d'inflexion de la courbe de pH qui chute abruptement entre pH5 et pH4 lors de l'ajout du HCl (White, 1988; J. Loop, comm. pers.), aussi appelé point d'équivalence de l'acide carbonique (Stumm et Morgan, 1970). On agitait constamment la solution au cours du titrage et on vérifiait le pH à l'aide du même pHmètre décrit plus haut afin d'éliminer les variations pouvant être causées par l'emploi d'instruments différents. Le pHmètre était toujours recalibré au retour du terrain. Il s'est d'ailleurs montré d'une remarquable stabilité d'une série de mesures à l'autre, entre le terrain et le laboratoire. Pour les mesures d'alcalinité, on a préféré utiliser le pHmètre portatif plutôt que du papier pH, puisque la zone de virage de ce dernier s'avère souvent floue (Ek, 1969; Roberge, 1979; Trudgill, 1983). La mesure de l'alcalinité est essentielle, puisque ce paramètre est indispensable pour le calcul de la  $\text{pPCO}_2$ , du SIC et de l'erreur sur la balance ionique (voir ci-après, section 4.3.3, programme WATSPEC).

#### 4.3.2.3 analyse spectrophotométrique

L'analyse spectrophotométrique de cinquante-deux échantillons d'eau a été faite par J. Loop, technicien au Département de Géologie de l'Université d'Ottawa. Quarante et un de ces échantillons proviennent des sites d'échantillonnage principaux (sites 1, 3, 4, 6, 7, 10, PTNK, RGNK et MSE1). Ceux-ci avaient été prélevés en double afin d'être également titrés manuellement. La spectrophotométrie a été conduite principalement dans le but de connaître la concentration des eaux recueillies en ions calcium et magnésium. On a donc pu comparer ces résultats avec ceux obtenus par titrage manuel. On a aussi recherché la teneur des eaux en sodium, en potassium, en fer et en plomb. Les onze échantillons restants

consistent en des eaux de pluie et de neige fondante. On a voulu connaître la contribution des cations calcium et magnésium provenant de l'extérieur du système karstique. L'appareil utilisé est un spectrophotomètre à absorption atomique de masse.

#### 4.3.2.4 ions sulfate et chlorure

Les eaux karstiques sont normalement considérées comme des eaux bicarbonatées simples qui suivent un système élémentaire  $H_2O-CO_2-(Ca \text{ et/ou } Mg)CO_3$  (entre autres: Roques, 1962, 1964, 1967; Bogli, 1980; White, 1988). Les autres cations et anions étrangers à ce système simple ne s'y trouvent habituellement qu'en quantité négligeable. Deux anions en particulier peuvent toutefois y interférer de façon notable lorsque leur concentration est suffisamment élevée. Il s'agit des ions chlorure ( $Cl^-$ ) et sulfate ( $SO_4^{2-}$ ) qui peuvent s'associer avec les cations calcium et magnésium.

L'ion sulfate provient le plus souvent de la dissolution du gypse ou encore de l'oxydation des pyrites surtout associées aux schistes d'argile (Pohl et White, 1965; George, 1974; Palmer, 1981a). Le gypse est absent de la région, selon les données lithologiques fournies par les documents géologiques. La pyrite ( $FeS_2$ ) est toutefois présente en quantité souvent appréciable sous forme de paillettes ou de granules incorporés au calcaire métamorphique (Dresser et Denis, 1946). Les analyses spectrophotométriques ont permis de connaître, entre autres cations, la teneur en fer des eaux du karst à l'étude. Si la pyrite est oxydée de façon significative, on devrait ainsi retrouver des quantités relativement élevées de fer dans l'eau et, par conséquent, de sulfate. En effet, lorsqu'elle est exposée à l'atmosphère humide et riche en oxygène des cavités, la pyrite réagit suivant l'équation suivante (Pohl et White, 1965; White, 1988; Ford et Williams, 1989):



Or, la concentration en fer des échantillons analysés par spectrophotométrie est inférieure à 0,01 ppm dans près de 90% des cas (voir Annexe II). Seules la perte et la résurgence du ruisseau Nouveau-Karst (PTNK et RGNK) présentent quelquefois des teneurs en fer un peu plus élevées, tout en demeurant faibles (0,02 et 0,03 ppm). Ces faibles concentrations ne dénotent toutefois pas nécessairement une faible oxydation de la pyrite. En effet, même si:

"iron is the most abundant of the heavy metals in nature, it is generally found at low levels in most groundwaters because of the relatively low solubility of iron when the pH exceeds 7,00" (Anonyme, 1975, p.11).

A titre d'exemple, Ollier (1984, p.31) cite que la solubilité du fer s'accroît de près de 100000 fois lorsqu'on passe du pH 8,5 au pH 6,0. Mais, l'oxydation de la pyrite occasionne la libération de deux ions hydrogène (éq. 4.3). Ces nouveaux ions  $H^+$  entraînent une acidification des eaux se traduisant par une baisse du pH (Faust et Aly, 1981). Le pH des eaux étudiées ici se situe principalement entre 7,2 et 8,0, avec une moyenne de 7,53 (248 échantillons, écart-type de 0,32). D'ailleurs, la plus grande partie du fer provient vraisemblablement d'apports extérieurs au bassin karstique via les précipitations de pluie et de neige (voir Annexe II). Bien qu'aucune analyse n'ait été effectuée pour le mettre en évidence, on peut tout de même considérer que l'ion sulfate n'est présent dans l'eau qu'en quantité négligeable. Langmuir (1971) signale qu'en omettant le  $SO_4$ , on n'introduit qu'une infime erreur au sein de l'indice de saturation  $SIc$  (voir ci-après, programme WATSPEC, section 4.3.3).

Il en va sans doute également de même pour l'ion chlorure, qui provient surtout des pollutions domestiques et, en très faible quantité, des eaux météoriques (Roberge, 1979). La zone à l'étude est inhabitée (sauf occasionnellement durant les mois d'été) et la pollution domestique est inexistante. Pour les eaux douces non-polluées, Faust et Aly (1981) signalent que l'ion chlorure "may be considered as a trace element" (p.14). Quoiqu'il en soit, on n'a décelé aucune concentration anormalement élevée des cations calcium et magnésium, ce qui aurait laissé soupçonner une présence significative de  $Cl^-$  et de  $SO_4^{2-}$ . De plus, l'erreur sur la balance ionique de tous les échantillons analysés est basse, se situant principalement entre +2% et +9% (voir Annexe III).

### 4.3.3 Traitement informatisé des données

Drake et Harmon (1973) signalent que les eaux carbonatées des terrains karstiques sont habituellement décrites suivant un ensemble de variables mesurées et calculées. Les variables mesurées ont été définies plus haut (pH, température, duretés totale, calcique et magnésique, alcalinité). Lorsqu'on a à sa disposition de telles variables, on peut calculer divers paramètres très utiles à toute étude du karst. Comme on est en présence d'un système aquatique bicarbonaté simple, il est possible de calculer la  $p\text{PCO}_2$  et le  $\text{SIc}$ . Pour ce faire, on a utilisé le programme informatisé WATSPEC (Wigley, 1977). Il se base sur de nombreux éléments reliés à la thermodynamique, comme par exemple les coefficients d'activité et le potentiel chimique des ions. Il fait également appel à la loi fondamentale de l'action des masses ainsi qu'aux constantes thermodynamiques de Debye-Hückel. On se gardera d'exposer ici tout le cheminement complexe suivi par le programme WATSPEC. D'excellents documents expliquent ces étapes d'une façon simple et précise, ce qui en assure la compréhension. On invite le lecteur à consulter les travaux de Garrels et Christ (1965), Stumm et Morgan (1970, 1981), Wigley (1977), Fetter (1980) et White (1988). On définira toutefois les principes de base se reliant à la  $p\text{PCO}_2$  et au  $\text{SIc}$ , puisqu'on utilise ces deux variables dans la présente recherche.

La  $\text{PCO}_2$  représente la pression partielle de  $\text{CO}_2$  d'une phase gazeuse qui hypothétiquement coexiste en équilibre avec l'eau analysée. On a ici fait précéder la  $\text{PCO}_2$  de la notation  $p$  qui est très utile pour faciliter les comparaisons entre divers échantillons. Visuellement,  $p$  correspond à  $-\log_{10}$  (Wigley, 1977), comme par exemple dans l'expression  $\text{pH}$  qui signifie  $-\log_{10}(\text{H}^+)$  (Trudgill, 1983). Parce que les eaux karstiques sont des solutions diluées, les chiffres impliqués dans plusieurs calculs présentent l'inconvénient d'être très petits. Pour réduire les risques d'erreurs arithmétiques, il est conventionnel d'effectuer certains de ces calculs par le biais du logarithme négatif (Ford et Williams, 1989). La  $p\text{PCO}_2$  de l'atmosphère se situe habituellement aux environs de 3,5 (Bogli, 1980; Ford et Williams, 1989). Pour la majorité des eaux circulant en terrains carbonatés, elle oscille entre 1,0 et 3,0 (Wigley, 1977). Puisqu'elle suit le même principe que l'échelle du pH (échelle logarithmique), une faible  $p\text{PCO}_2$  dénote une forte concentration en  $\text{CO}_2$  et vice versa.

Le SIc est un indice de saturation qui aide à connaître l'état d'agressivité des eaux étudiées par rapport à la calcite. Cet indice tient compte de la quantité de CaCO<sub>3</sub> dissous dans l'eau en combinaison avec la pPCO<sub>2</sub>, et il permet de décrire quantitativement l'équilibre de l'eau face à la calcite. Par définition (White, 1988), le SIc est égal au logarithme du rapport du produit des activités des ions Ca<sup>2+</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> au produit de solubilité de la calcite (Kc):

$$\Rightarrow \text{SIc} = \log \{(\text{Ca}^{2+})(\text{CO}_3^{2-}) / K_c\} \quad (4.4)$$

Cet indice a été défini par Bæck (1963) et Langmuir (1971), puis plus récemment par Plummer et Busenberg (1982) et White (1988). Un indice de saturation ayant une valeur nulle caractérise une eau saturée en CaCO<sub>3</sub> dissous. Les valeurs négatives dénotent la sous-saturation de l'eau, ce qui signifie qu'elle est agressive et donc théoriquement apte à s'attaquer au calcaire. Un SIc positif indique que la solution est sursaturée et qu'elle est en mesure de libérer le CaCO<sub>3</sub> dissous par précipitation. On doit noter qu'un indice de saturation ne détermine seulement que le *potentiel* thermodynamique de l'eau pour la dissolution et/ou la précipitation de la calcite (Wigley, 1977). En pratique dans un environnement naturel, la lente vitesse de certaines réactions chimiques peut permettre à une solution de conserver un état de sursaturation ou de sous-saturation durant de très longues périodes de temps.

Grâce au programme WATSPEC, on a aussi calculé l'erreur sur la balance ionique faite lors de chacune des analyses d'eau (voir Annexe III). Cette erreur se définit comme suit:

$$\Rightarrow \%ERR = \{(\sum C - \sum A) / (\sum C + \sum A)\} \times 100 \quad (4.5)$$

où C représente les cations et A les anions, tous deux exprimés en *milliéquivalents par litre (méq/l)*. Selon Hakim (1984), l'analyse hydrochimique est bonne lorsque l'erreur sur le bilan ionique est inférieure à 5%. Elle devient admissible entre 5% et 10%, puis douteuse au-delà de 10%. Ford et Williams (1989)

signalent qu'une erreur allant jusqu'à 5% est acceptable. Pour l'ensemble des eaux analysées ici, l'erreur positive maximale atteinte se chiffre à 19,34%. L'erreur négative maximale est de -3,72%. L'erreur moyenne sur le bilan ionique se situe à 6,97% (207 échantillons, écart-type inférieur à 3%). Plus de 80% des eaux présentent une erreur inférieure à 10%. De fait, près de 90% des échantillons sont assortis d'une erreur sur la balance ionique plus basse que 11%. Pour des raisons bien évidentes, on ne rejettera ici aucun des échantillons d'eau analysés.

Toutes les analyses statistiques se rattachant à l'hydrochimie ont été réalisées par voie informatisée, à l'aide du logiciel SAS (Helwig, 1983).

#### 4.4 NOTES SUR LES UNITÉS

##### 4.4.1 Hydrochimie

Les résultats d'analyses chimiques peuvent s'exprimer sous plusieurs formes, soit entre autres en *parties par million (ppm)*, en *milligrammes par litre (mg/l)* ou encore en *milliéquivalents par litre (méq/l)*. La majorité des solutions aqueuses ont une densité très proche de 1,0, la densité de l'eau de mer étant d'environ 1,035 (Wigley, 1977). Les solutions que l'on rencontre en terrains carbonatés sont habituellement très diluées (Ford et Williams, 1989), et leur densité varie de celle de l'eau pure par une quantité moindre que l'erreur expérimentale (White, 1988). Pour ces raisons, on admet que les concentrations en *ppm* et en *mg/l* sont numériquement égales (Hem, 1970, p.79-80; Trudgill, 1985, p.180; White, 1988, p.120).

En hydrochimie karstique, on a l'habitude de présenter la concentration des solutions sous forme de *milligrammes par litre équivalents CaCO<sub>3</sub> (mg/l CaCO<sub>3</sub>)*. Le fait d'utiliser une telle unité ne signifie pas pour autant que le carbonate de calcium est l'élément majeur présent en solution. Trudgill (1985) résume le mieux l'utilité de l'expression *mg/l CaCO<sub>3</sub>*:

"The practice of reporting in  $\text{CaCO}_3$  units in limestone geomorphology stems from the use of such data in the calculation of denudation estimates. Here, annual run-off loads are converted to losses of solid calcium carbonate and so it is convenient to present the data in the  $\text{CaCO}_3$  form" (p.180).

Williams et Dowling (1979) ont toutefois émis une mise en garde importante concernant l'utilisation de cette unité. Lorsque la concentration de l'eau en magnésium présente une valeur voisine de celle du calcium, l'unité  $\text{mg/l CaCO}_3$  introduit une erreur pouvant atteindre +10%. Cette situation ne s'applique pas aux eaux ici étudiées (voir Annexe III et Chapitre V).

Dans la présente recherche, on adoptera l'unité  $\text{mg/l CaCO}_3$  pour la présentation de tous les résultats hydrochimiques, à l'exception des données spectrophotométriques originales de l'Annexe II. Ces données sont présentées en *ppm* (J. Loop, comm. pers.). Pour comparer les résultats des titrages manuels avec ceux de la spectrophotométrie (Chapitre V, section 5.3.2), on doit transformer ces derniers en  $\text{mg/l CaCO}_3$ . On obtient le facteur de conversion adéquat en divisant le poids moléculaire du  $\text{CaCO}_3$  par le poids atomique du cation visé (Hem, 1970, p.81-83). Le poids moléculaire du carbonate de calcium est de 100,089 g. Le calcium et le magnésium ont des poids atomiques respectifs de 40,080 et 24,305 g. On aura donc pour le calcium un facteur de conversion de 2,497 et le changement d'unités se fera comme suit:

$$\Rightarrow \text{mg/l CaCO}_3 = \text{KK}_{\text{Ca}} \times 2,497 \quad (4.6)$$

Pour le magnésium, on obtient un facteur de 4,118. On arrive donc à l'unité  $\text{mg/l CaCO}_3$  en appliquant l'équation suivante:

$$\Rightarrow \text{mg/l CaCO}_3 = \text{KK}_{\text{Mg}} \times 4,118 \quad (4.7)$$

Dans les deux équations précédentes, *KK* représente la concentration du cation concerné exprimée en  $\text{mg/l}$  ou en *ppm* (unités numériquement égales).

#### 4.4.2 Dénudation karstique

En terrain carbonaté, on quantifie la dénudation karstique en reportant la quantité de calcaire évacuée sur toute la surface du bassin de drainage étudié. Cette quantité s'exprime soit en volume annuel de roche ( $m^3/km^2/an$ ), ou soit par l'épaisseur d'une couche calcaire qui aurait été uniformément enlevée sur toute la surface du bassin ( $mm/1000\ ans$ ). Un  $m^3/km^2/an$  équivaut à un  $mm/1000\ ans$  (Groom et Williams, 1965; Droppa, 1981; Chambers, 1983a; Hakim, 1984; Ollier, 1984; Palmer, 1984; White, 1984; Ford et Williams, 1989). L'unité  $mm/1000\ ans$  correspond aussi à la notation *Bubnoff* (symbolisée *B*) telle que décrite par Fischer (1969), et elle peut s'appliquer autant à la quantification du soulèvement isostatique qu'à celle de l'érosion (Ollier, 1981, 1984). Cette dernière notion est toutefois purement théorique, puisque l'érosion se répartit toujours très inégalement, même sur socle calcaire (Hakim, 1984). Ce chiffre mesurant l'épaisseur moyenne de roche évacuée s'utilise par convention, et il a le net avantage de permettre des comparaisons entre divers sites et via diverses méthodes (Ford et Williams, 1989).

Dans le présent travail, on quantifiera la dénudation karstique mesurée à l'aide de l'hydrochimie, des plaquettes de calcaire et des nodules en relief en utilisant l'unité  $mm/1000\ ans$ .

## CHAPITRE V

# CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES ET COMPORTEMENT SPATIO-TEMPOREL DES EAUX CALCAIRES

Le présent chapitre se consacre à l'établissement du portrait physique et chimique des diverses eaux analysées à l'intérieur du bassin karstique. On présente ici les résultats des analyses hydrochimiques de façon à pouvoir suivre la variabilité d'évolution de différents paramètres dans le temps et l'espace. La période couverte par les analyses d'eau est suffisamment longue pour être représentative des conditions naturelles du système karstique, puisqu'elle s'étend sur au moins un cycle hydrologique. On considère qu'il est nécessaire d'aborder le chapitre en exposant les principes généraux se rattachant à la dissolution du calcaire.

### 5.1 LA DISSOLUTION DU CALCAIRE: PRINCIPES GÉNÉRAUX

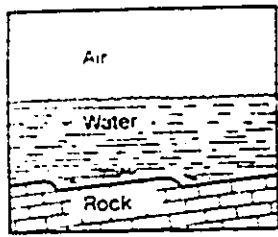
La dissolution du substratum calcaire est responsable de la karstification souterraine et de surface. Cette dissolution s'effectue à l'intérieur d'un système simple de type *eau - gaz carbonique - calcaire* (fig. 5.1a). White (1988) résume bien les composantes de ce système:

"...we are concerned with the heterogeneous equilibria or disequilibria between a small set of solid phases (the minerals in the limestone or dolomite bedrock), a liquid phase (an aqueous solution containing a variety of dissolved species), and a gas phase (usually, air containing carbon dioxide as the only active ingredient)" (p.119).

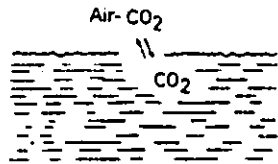
Les trois états (gazeux, liquide et solide) participent à un certain nombre de processus physiques et chimiques qui causent un transfert de masse aux interfaces *air/eau et eau/calcaire* (Roques, 1964; Bogli, 1980).

La solubilité de la calcite dans l'eau pure est très faible, soit seulement environ 6 ppm à 10° C. Elle est même moindre que celle du quartz (White, 1988). Pour parvenir à dissoudre le calcaire de façon significative, l'eau doit être enrichie de gaz carbonique (CO<sub>2</sub>). La présence de CO<sub>2</sub> dans l'eau contrôle en grande partie la dissolution du calcaire. Il fournit en effet le principal acide naturel engendrant cette dissolution. Le CO<sub>2</sub> se dissout aisément dans l'eau, et sa solubilité suit une relation proportionnelle à la pression et inversement proportionnelle à la température selon la Loi de Henry (Ford et Williams, 1989). Selon Bogli (1980), le gaz carbonique est le seul élément du système qui soit disponible sur une base ininterrompue, tout en étant très variable.

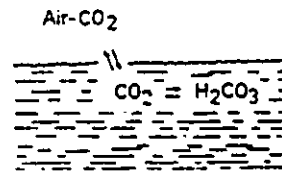
L'eau s'enrichit de CO<sub>2</sub> à partir de deux réservoirs principaux: l'air et le sol. La pression de gaz carbonique dans l'atmosphère compte actuellement pour environ 0,035% de la pression atmosphérique totale ( $p\text{PCO}_2 = 3,5$ ). Elle est fréquemment sinon toujours plus élevée lorsqu'on s'approche du niveau du sol. Il est admis que la principale source de CO<sub>2</sub> nécessaire à la dissolution du calcaire se retrouve au sein de l'air interstitiel du sol (Adams et Swinnerton, 1937; Smith et Mead, 1962; Atkinson, 1977). Dans cet air, le contenu en CO<sub>2</sub> est habituellement très supérieur à la normale atmosphérique. Des valeurs de dix à cent fois supérieures sont très courantes (Bogli, 1980). Roques (1962) a rapporté des quantités de CO<sub>2</sub> terrestre de 10%, soit 300 fois plus élevées que l'atmosphère. En région tropicale, la PCO<sub>2</sub> terrestre se trouve habituellement entre 0,2% et 11,0% (Smith et Atkinson, 1976). Dans les zones tempérées, Ford et Williams (1989) situent les limites à 0,1% et 3,5% tout en signalant que des valeurs de 10% sont occasionnellement relevées. Woo et Marsh (1977) ont mesuré dans le mollisol de la toundra arctique des PCO<sub>2</sub> variant entre 0,2% et 1,0% au cours de la courte saison de dégel. Dans la toundra alpine des Rocheuses canadiennes, Miotke (1974) a obtenu des valeurs oscillant entre 0,04% et 0,5%. Au sein de sols variés, Russell (1973) a mesuré des concentrations en gaz carbonique sises entre 0,1% et 1,6%, tout en rapportant des extrêmes de 0,03% et 11,5%. Nicholson et Nicholson (1969) ont obtenu des valeurs moyennes de 0,08% et 0,7% pour des sols d'Angleterre et de Jamaïque. Au niveau d'une tourbière, Sheikh (1969) a calculé des PCO<sub>2</sub> comprises entre 1% et 3,5%. Dans des sols de vergers, Boynton et Compton (1944) ont mesuré des valeurs s'échelonnant entre 0,1% et 9%. Le CO<sub>2</sub> terrestre est qualifié de *biogénique* puisqu'il provient des processus de décomposition des substances organiques du sol par suite d'activités



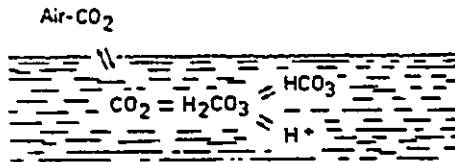
a)



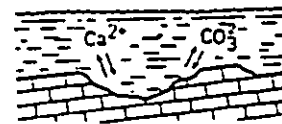
b) voir équation (5.1)



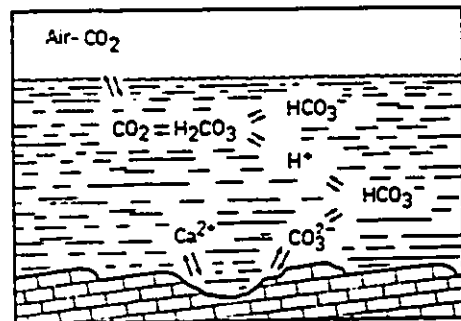
c) voir équation (5.1)



d) voir équation (5.2)



e) voir équation (5.3)

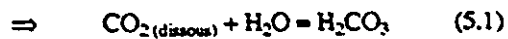


f) voir équations (5.4) et (5.5)

Figure 5.1: Principales étapes de la dissolution du calcaire (modifié de Bogli, 1980).

bactérienne et respiratoire (Bogli, 1980).

Dans les milieux karstiques, l'eau se charge de gaz carbonique via les précipitations ou, principalement, lors de sa percolation à travers les sols. Le CO<sub>2</sub> atmosphérique et le CO<sub>2</sub> de l'air interstitiel du sol se diffusent dans l'eau et s'hydratent pour former l'*acide carbonique* (figs. 5.1b et 5.1c) selon l'équation suivante:



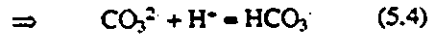
En tant qu'acide fort, le H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> se dissocie complètement (Bogli, 1980). Cette ionisation de l'acide carbonique occasionne la formation d'un proton (H<sup>+</sup>) et d'un ion bicarbonate (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) suivant l'équation 5.2 (fig. 5.1d):



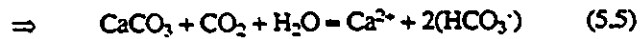
L'eau en contact avec la surface calcaire solide provoque la dissolution, soit la libération des ions Ca<sup>2+</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (fig. 5.1e):



D'après White (1988), la surface calcaire solide est séparée de la solution aqueuse par une mince couche fluide stationnaire agissant comme zone démarcatrice (*boundary layer*). En traversant cette zone, le proton (H<sup>+</sup>) libéré au cours de l'équation 5.2 ira déloger les ions Ca<sup>2+</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> de la surface calcaire, suivant le processus physique d'adsorption (Bogli, 1980; White, 1988). Ce proton s'associe alors avec l'ion carbonate pour former un deuxième ion bicarbonate:



et l'ion calcium libéré passe en solution. En bout de réaction, on retrouve donc en solution deux ions bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) et un ion calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ). La figure 5.1f illustre de façon globale l'ensemble des réactions. En combinant toutes les étapes impliquées dans la dissolution du calcaire (éqs. 5.1 à 5.4), on obtient l'équation générale suivante:



En solution, les espèces carbonatées dissoutes ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$ ) devraient toujours être en équilibre les unes avec les autres (White, 1988). Cet équilibre est rompu lorsque le proton libéré au cours de l'ionisation de l'acide carbonique s'associe avec un ion  $\text{CO}_3^{2-}$  (éqs. 5.2 à 5.4). Le remplacement de cet ion carbonate implique de nouveau la dissolution du calcaire. Egalement, afin de maintenir l'équilibre de la solution, il y aura une constante hydratation du  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau (formation d'acide carbonique,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , éq. 5.1). Cette hydratation entraîne aussi une rupture d'équilibre, cette fois entre ce gaz carbonique dissous dans l'eau et le  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Ceci implique donc une continuelle diffusion de  $\text{CO}_2$  atmosphérique dans la solution aqueuse. En résumé, on peut dire que toutes les étapes de la réaction sont réactivées par l'association du  $\text{H}^+$  et du  $\text{CO}_3^{2-}$  (éq. 5.4), et ce jusqu'à l'atteinte d'un nouvel équilibre chimique. Le processus de dissolution du calcaire ne doit donc pas être considéré comme statique, mais bien dynamique (Bogli, 1980).

## 5.2 ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES EAUX DU KARST

En présentant le portrait des eaux du terrain d'étude, on pourra suivre et mieux comprendre leur évolution spatiale et temporelle. Deux étapes préparatoires s'avèrent essentielles, soit le groupement des eaux selon des caractéristiques d'appartenance et la sélection des paramètres physico-chimiques les plus susceptibles d'être représentatifs du bassin étudié.

Quatre groupes d'eau ont été créés en se basant sur la localisation de l'échantillonnage. Le groupe 1 comprend les eaux du ruisseau du lac Fer-à-Cheval (sites 1, 3 et 4). Au sein du deuxième groupe, on retrouve les sites du ruisseau du lac des Camps (sites 6, 7 et 10). Ils identifient deux séquences similaires, c'est-à-dire un système d'écoulement d'eau reliant deux lacs qui alterne entre la surface et la profondeur (voir Annexe I). Ces deux premiers groupes comprennent donc des eaux de lacs (sites 1 et 6), de pertes (sites 3 et 7) et de résurgences (sites 4 et 10). Le troisième groupe caractérise le ruisseau Nouveau-Karst et comprend ainsi une perte (site PTNK) et une résurgence (site RGNK). Dans le groupe 4, on a réuni les eaux issues de sources (sites SCE1 et SCE3), ainsi que l'eau de percolation (site MSE1). Les sites ayant subi un échantillonnage ponctuel unique sont utilisés pour fins de discussion selon le groupe auquel ils se rattachent (ex: sites CORD, GAT1 à GAT8, RF2, STM1, AMTPTNK.....).

Une fois les différentes eaux groupées selon le critère de localisation, on peut définir chaque groupe en analysant les paramètres physico-chimiques les plus significatifs. Selon Drake et Harmon (1973), le  $\text{SiC}$  et la  $\text{PCO}_2$  sont les deux paramètres qui donnent la meilleure image de l'évolution chimique d'une eau en milieu carbonaté. En se servant de ces paramètres, ils sont parvenus à différencier six types d'eau d'une vallée appalachienne. Ford (1971) avait également obtenu une bonne séparation de ses groupes d'eaux en utilisant  $\text{SiC}$  et  $\text{PCO}_2$ , en plus de la dureté calcique. Shuster et White (1971) considèrent aussi que l'indice de saturation et la  $\text{PCO}_2$  sont des paramètres importants en recherche karstique, puisqu'ils leur ont permis de différencier une résurgence de type *conduit* d'une autre de type *diffuse*. Sur les calcaires de l'île Ellesmere, Woo et Marsh (1977) constatent que les paramètres choisis par Shuster et White (1971) et Drake et Harmon (1973) conviennent également aux eaux de leur terrain d'étude.

Un très grand nombre de possibilités d'analyse existent pour caractériser les eaux karstiques. On pourrait suivre, analyser et comparer l'évolution spatio-temporelle de chaque paramètre. On pourrait aussi mettre en relation graphique plusieurs paramètres susceptibles de soulever d'intéressantes interprétations. Ces opérations sont toutefois laborieuses et exigent beaucoup de temps. Comme le cadre de la présente recherche déborde largement de la simple analyse hydrochimique, on doit donc se limiter en termes de paramètres et de relations graphiques. On ne choisira que ceux et celles qui permettront de cerner le mieux possible l'hydrochimie karstique du bassin à l'étude. D'après les recherches antérieures citées plus haut, il semble que le  $\text{SiC}$  et la  $\text{PCO}_2$  (ici:  $\text{pPCO}_2$ ) soient des paramètres importants à considérer. On les retiendra donc pour analyse en plus du pH, de la température et de la dureté totale. A l'aide de tableaux généraux, on analysera statistiquement et spatialement tous les paramètres choisis. Un graphe général illustrera l'évolution spatiale des paramètres principaux pour les groupes d'eaux 1, 2 et 3. Finalement, pour chaque groupe d'eau, on présentera graphiquement et on analysera l'évolution temporelle des paramètres retenus.

## 5.2.1 Les groupes d'eaux à l'étude

### 5.2.1.1 *présentation générale des paramètres: analyse spatiale*

Les cinq paramètres retenus pour analyse apparaissent dans les tableaux 5.1 à 5.3. Pour chacun des paramètres, on a compilé les valeurs minimale, maximale et moyenne, ainsi que l'écart-type et le nombre de mesures effectuées. Le tableau 5.1 comprend les valeurs de pH et de température des eaux enregistrées sur les lieux de collecte. Les concentrations des eaux en calcium et en magnésium sont réunies au sein du tableau 5.2. Dans le tableau 5.3, on retrouve finalement les valeurs de  $\text{pPCO}_2$  et de  $\text{SiC}$  calculées à l'aide du programme WATSPEC. A l'intérieur de chaque tableau, on a isolé les quatre groupes d'eau définis ci-haut. On a utilisé les valeurs *moyennes* de ces cinq paramètres pour construire les courbes présentées à la figure 5.2 (les concentrations en calcium et en magnésium ont été réunies sous forme de dureté totale). On analysera donc spatialement ces données moyennes un peu plus loin, soit à la fin de la présente sous-section.

Tableau 5.1: Valeurs de pH et de température enregistrées sur les eaux des sites principaux.

SITE	n	pHTERRAIN				TEMPÉRATURE (° C)			
		min	max	moy	et	min	max	moy	et
1	33	6.77	7.95	7.56	0.30	0.5	27.7	13.5	9.2
3	22	6.98	7.59	7.43	0.14	1.0	22.0	13.6	7.3
4	33	7.04	7.79	7.38	0.17	0.7	23.5	11.9	7.7
6	31	7.00	8.06	7.66	0.23	0.5	25.8	12.9	9.2
7	22	6.84	7.68	7.45	0.19	0.5	23.5	13.8	7.8
10	32	6.64	7.92	7.54	0.25	0.6	24.2	12.3	8.2
PTNK	15	7.28	7.59	7.42	0.10	4.4	14.7	10.3	2.7
RGNK	15	7.45	7.91	7.67	0.15	4.6	10.5	7.6	1.7
SCE1	5	7.18	7.36	7.25	0.07	0.9	5.6	2.8	1.8
SCE3	9	7.37	7.63	7.48	0.07	4.9	8.2	6.3	0.9
MSE1	12	7.78	8.31	8.17	0.15	3.6	22.9	14.1	5.8

1, 3 et 4: groupe 1, ruisseau du lac Fer-à-Cheval (lac, perte et résurgence).  
 6, 7 et 10: groupe 2, ruisseau du lac des Camps (lac, perte et résurgence).  
 PTNK et RGNK: groupe 3, ruisseau Nouveau-Karst (perte et résurgence).  
 SCE1, SCE3, MSE1: groupe 4 (sources et eau de percolation).

(n = nombre de mesures effectuées, min = valeur minimale enregistrée,  
 max = valeur maximale, moy = moyenne des valeurs, et = écart-type)

Au niveau du pH et de la température (tableau 5.1), on constate que les valeurs sont très variables. Pour les eaux du groupe 1 (sites 1, 3 et 4), les valeurs de pH minimale et maximale enregistrées ont été de 6,77 et 7,95. Ces deux mesures proviennent des eaux du site 1 (lac Fer-à-Cheval). C'est à ce site qu'on a aussi mesuré les extrêmes de température de 0,5° C et 27,7° C. Le groupe 2 (sites 6, 7 et 10) affiche des extrêmes de pH semblables à ceux du groupe 1. La valeur minimale se situe à 6,64 et elle provient de la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). Au site 6 (lac des Camps), on a enregistré une valeur de pH aussi élevée que 8,06. Les températures minimale et maximale de 0,5° C et 25,8° C proviennent aussi des eaux du lac des Camps. Au ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3), le pH le plus bas provient de la perte

PTNK; il se situe à 7,28. A la résurgence RGNK, on a mesuré un pH maximal de 7,91. Pour ces deux sites, la température minimale obtenue est semblable, soit 4,4° C (perte PTNK) et 4,6° C (résurgence RGNK). La température maximale mesurée est de 14,7° C et elle provient de la perte PTNK.

Il faut noter que les eaux du ruisseau Nouveau-Karst sont beaucoup plus froides que les eaux des autres ruisseaux, comme le ruisseau du lac Fer-à-Cheval (groupe 1) ou celui du lac des Camps (groupe 2). Les échantillons d'eau ont pourtant été recueillis au cours de la période estivale, entre mai et novembre 1988 (voir fig. 5.5 ci-après). Le ruisseau Nouveau-Karst s'alimente à partir d'une vaste tourbière. L'épais couvert forestier (sapin baumier, thuya, pruche, épinette) empêche le réchauffement de l'eau par le rayonnement solaire. Aussi, l'eau est en contact constant avec le sol frais. Les ruisseaux des groupes 1 et 2 s'alimentent pour leur part à partir de lacs. L'eau à la surface de ces plans d'eau se réchauffe significativement jusqu'à des températures supérieures à 25° C (voir tableau 5.1; sites 1 et 6). En amont de la perte PTNK, on note également plusieurs ruisselets tributaires émergeant directement du sous-sol calcaire. Ces eaux souterraines froides contribuent ainsi à abaisser la température du ruisseau principal. Cette situation se remarque aussi au sein des eaux de sources du groupe 4 (SCE1 et SCE3). Une alimentation strictement souterraine fait que les températures maximales atteintes sont de 5,6° C (source SCE1) et 8,2° C (source SCE3). L'eau de percolation MSE1 est quant à elle influencée par la température de l'air ambiant. Le pH des eaux du groupe 4 varie entre 7,18 (source SCE1) et 8,31 (percolation MSE1).

En observant les valeurs d'écart-type du tableau 5.1, on s'aperçoit que les eaux les plus fortement minéralisées subissent les plus faibles variations de pH. Par exemple, les eaux de sources (groupe 4; sites SCE1 et SCE3) affichent un écart-type de seulement 0,07. Une situation semblable se remarque au ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3; PTNK = 0,10 et RGNK = 0,15). Il en va également de même pour l'eau de percolation MSE1 qui accuse un écart-type de 0,15. Au contraire, les eaux de lacs subissent des variations plus importantes de leur pH. Ceci se traduit par des écarts-types plus élevés (site 1 = 0,30 et site 6 = 0,23).

L'observation du tableau 5.2 permet de constater que la concentration des eaux en ions calcium et magnésium varie selon la localisation de l'échantillonnage. Les eaux de lacs et de pertes présentent des

Tableau 5.2: Concentrations en calcium et en magnésium mesurées sur les eaux des sites principaux (mg/l CaCO<sub>3</sub>).

SITE	n	CALCIUM				MAGNÉSIUM			
		min	max	moy	et	min	max	moy	et
1	29	19,09	64,89	44,98	6,85	1,11	10,86	4,67	2,78
3	11	31,29	50,00	43,42	5,17	2,00	8,00	5,66	2,16
4	29	31,69	73,09	49,33	6,93	2,00	10,85	6,71	2,77
6	25	28,84	55,93	45,29	5,76	1,05	7,69	4,18	1,84
7	12	26,25	50,00	42,94	5,92	1,22	6,48	3,83	1,60
10	27	29,54	57,49	45,27	5,44	2,14	11,80	6,68	2,32
PTNK	15	63,61	100,34	81,71	12,83	4,85	22,14	11,97	5,58
RGNK	15	69,06	144,33	95,75	24,96	7,39	24,49	15,37	4,46
SCE1	5	67,88	114,43	81,36	19,30	7,40	17,12	11,86	4,70
SCE3	8	68,07	118,39	94,65	18,99	0,38	9,83	4,96	3,73
MSE1	12	103,81	125,39	113,84	4,93	3,79	15,79	9,00	3,60

1, 3 et 4: groupe 1, ruisseau du lac Fer-à-Cheval (lac, perte et résurgence).  
6, 7 et 10: groupe 2, ruisseau du lac des Camps (lac, perte et résurgence).  
PTNK et RGNK: groupe 3, ruisseau Nouveau-Karst (perte et résurgence).  
SCE1, SCE3, MSE1: groupe 4 (sources et eau de percolation).

(n = nombre de mesures effectuées, min = valeur minimale enregistrée,  
max = valeur maximale, moy = moyenne des valeurs, et = écart-type)

concentrations généralement inférieures aux résurgences et aux sources. Au sein du premier groupe d'eau, la dureté calcique minimale provient du site 1 (lac Fer-à-Cheval). Elle se situe à 19,09 mg/l CaCO<sub>3</sub>. On a enregistré une dureté calcique maximale de 73,09 mg/l CaCO<sub>3</sub> à la résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval (site 4). Une situation semblable se dessine pour le groupe 2. Cette fois, une valeur minimale en calcium de 26,25 mg/l CaCO<sub>3</sub> a été mesurée sur une eau du site 7 (perte). La dureté calcique maximale appartient encore à une résurgence (site 10) avec un chiffre de 57,49 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Dans l'ensemble, la dureté calcique des eaux de ces deux premiers groupes varie dans des proportions semblables. En effet,

l'écart-type affiche des valeurs voisines comprises entre 5.17 et 6.93.

Au ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3), on voit que les concentrations en calcium sont beaucoup plus élevées que dans les ruisseaux des groupes 1 et 2. La perte PTNK affiche une valeur minimale de 63,61 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Cette valeur *minimale* est plus élevée que la valeur *maximale* des sites 1, 3, 6, 7 et 10. A la résurgence RGNK, on a mesuré une dureté calcique maximale aussi haute que 144,33 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Pour ces deux sites, les variations en calcium sont assez importantes. On note en effet des écarts-types de 12,83 (perte PTNK) et 24,96 (résurgence RGNK). Les eaux du ruisseau Nouveau-Karst présentent une dureté calcique très semblable aux sources du groupe 4. La source SCE1 affiche pour le calcium des valeurs minimale et maximale de 67,88 et 114,43 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Des chiffres voisins se manifestent pour les eaux de la source SCE3, soit 68,07 et 118,39 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Même si l'échantillonnage de ces sources ne couvre qu'une courte période d'un mois environ (voir ci-après, fig. 5.6), la dureté calcique demeure tout de même très variable. On note en effet des écarts-types de 19,30 pour la source SCE1 et de 18,99 pour la source SCE3. Cette situation est contraire à celle reflétée par les eaux de percolation du site MSE1. La concentration en calcium varie en effet de 103,81 à 125,39 mg/l CaCO<sub>3</sub>. L'écart-type est inférieur à 5,0. L'échantillonnage a pourtant porté sur une période de près de quatre mois. Ceci montre donc la grande stabilité de l'eau de percolation en ce qui a trait à l'attaque du substratum calcaire.

Les concentrations en magnésium sont beaucoup plus basses que celles en calcium. Pour les eaux des deux premiers groupes, les minima oscillent entre 1,05 et 2,14 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Ces valeurs ont été mesurées respectivement aux sites 6 et 10 (ruisseau du lac des Camps). Les maxima de dureté magnésique se situent à 10,85 (site 4), 10,86 (site 1) et 11,80 mg/l CaCO<sub>3</sub> (site 10). Aux sites du ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3), la teneur en magnésium varie entre 4,85 et 24,49 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Ces chiffres proviennent respectivement de la perte et de la résurgence. Les écarts-types sont plus élevés que ceux des ruisseaux du lac Fer-à-Cheval et du lac des Camps dans une proportion allant de 1,6 à 3,5 fois. Au sein du quatrième groupe d'eau, on note une très basse valeur en magnésium mesurée à la source SCE3 (0,38 mg/l CaCO<sub>3</sub>). La valeur maximale obtenue à ce site est de 9,83 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Cette valeur est environ deux fois inférieure à la dureté magnésique maximale mesurée à la source SCE1. On y a en effet relevé une concentration aussi

haute que 17,12 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Le minimum enregistré demeure assez élevé, se situant à 7,40 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Au site MSE1, la dureté magnésique a varié entre 3,79 et 15,79 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Ce cation a subi des variations beaucoup plus importantes que le calcium. En effet, au niveau du calcium, on note une amplitude légèrement supérieure à 21 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour une concentration moyenne d'un peu moins de 114 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Pour le magnésium, l'amplitude se situe à 12 mg/l CaCO<sub>3</sub> et la moyenne à 9 mg/l CaCO<sub>3</sub>.

Dans l'ensemble, le magnésium compte pour 5% à 16% de la dureté totale avec une moyenne de 11,6%. Ces taux sont semblables à ceux rapportés par Fréchette (1916) et Goudge (1935) pour des échantillons de calcaire cristallin provenant du Pontiac et de la Gatineau. Ils avaient en effet calculé que le magnésium comptait pour 2% à 18% de la composition minéralogique. Le ratio calcium:magnésium varie ici entre 6,25:1 et 20:1 avec une valeur moyenne de 8,6:1. White (1988) signale que les ratios Ca:Mg se situent habituellement entre 3:1 et 10:1, avec un chiffre de 6:1 fréquemment observé.

Au tableau 5.3, on a compilé les valeurs de pPCO<sub>2</sub> et de SIc calculées à l'aide du programme WATSPEC conçu par Wigley (1977). Puisque la notation "p" fait intervenir l'échelle logarithmique, il faut s'assurer d'interpréter les résultats correctement. Lorsqu'on fait face à une *faible valeur de pPCO<sub>2</sub>*, c'est qu'on est en présence d'une *forte concentration en gaz carbonique*. L'inverse est aussi vrai. Une forte pPCO<sub>2</sub> dénote une faible concentration de l'eau en CO<sub>2</sub>. La pPCO<sub>2</sub> et l'indice de saturation de l'eau face à la calcite (SIc) sont deux paramètres très importants en hydrochimie karstique. Ils permettent de bien caractériser le comportement des eaux en présence.

Au sein du groupe 1, on a enregistré la plus forte concentration en CO<sub>2</sub> au site 1 (lac Fer-à-Cheval) avec une pPCO<sub>2</sub> de 2,19. A ce même site, on a aussi obtenu la plus faible concentration, soit une pPCO<sub>2</sub> de 3,27. Ce chiffre se rapproche de la moyenne atmosphérique qui se situe à 3,50 (Wigley, 1977; White, 1988). L'observation des valeurs moyennes des eaux du groupe 1 rend compte du type d'écoulement entre le lac (site 1), la perte (site 3) et la résurgence (site 4). La pPCO<sub>2</sub> moyenne passe de 2,89 au lac à 2,75 à la perte, pour finalement atteindre 2,65 à la résurgence. Cette situation dénote donc un enrichissement de l'eau en gaz carbonique au cours de son trajet subaérien et souterrain. La résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval est noyée (voir Annexe I; site 4) et cette caverne n'est d'ailleurs pas pénétrable dans sa partie

active (Prévoist, 1988a). Les valeurs moyennes de  $p\text{PCO}_2$  des eaux de ce ruisseau suggèrent donc qu'un écoulement diffus ou noyé prend place en milieu souterrain entre les sites 3 (perte) et 4 (résurgence). On ne peut toutefois conclure à un tel écoulement de l'eau sur toute la portion souterraine du ruisseau du lac Fer-à-Cheval. Ce type d'écoulement y est cependant sûrement dominant.

Une situation contraire se remarque le long du ruisseau du lac des Camps (groupe 2). La  $p\text{PCO}_2$  moyenne passe de 2,98 pour les eaux du lac (site 6) à 2,77 pour la perte (site 7). L'enrichissement en gaz carbonique s'effectue donc comme au ruisseau du lac Fer-à-Cheval. Mais entre la perte et la résurgence (site 10), la  $p\text{PCO}_2$  augmente de 2,77 à 2,86, ce qui dénote un appauvrissement de l'eau en  $\text{CO}_2$ . Cette perte en dioxyde de carbone résulte d'un dégazage de l'eau par turbulence (Maire, 1990). Selon Marker (1973), la turbulence d'une eau demeure la cause principale de sa perte en gaz carbonique. Jacobson et Usdowski (1975) ont aussi constaté ce fait en Allemagne de l'Ouest. Cette hypothèse se vérifie bien dans le cas du ruisseau du lac des Camps (groupe 2). Le parcours souterrain de ce ruisseau entre la perte (site 7) et la résurgence (site 10) se fait à l'intérieur de la Grotte des Pins. Même si la perte est obstruée par des blocs et des sédiments, le couloir principal de cette cavité est pénétrable sur près de 200 m à partir de la résurgence. Par endroits, on note des cascades et des ressauts susceptibles de provoquer une perte significative du  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau (Prévoist, 1986, 1988a, 1991).

Pour les eaux du groupe 2, on a mesuré une  $p\text{PCO}_2$  minimale (concentration en gaz carbonique élevée) de 1,98 à la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). Une  $p\text{PCO}_2$  très proche de la moyenne atmosphérique a été calculée sur une eau provenant du lac des Camps (site 6; 3,42). De façon générale, l'écart-type traduit une moins grande stabilité des eaux de lacs en ce qui a trait à la concentration en gaz carbonique. Aux sites 1 et 6 (lacs Fer-à-Cheval et des Camps), on dénote des valeurs respectives de 0,27 et 0,22. Au site 4 (résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval), l'écart-type est de 0,18. Une valeur élevée de 0,26 se remarque pour les eaux de la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). Cette haute valeur d'écart-type est attribuable à l'instabilité physico-chimique de l'eau due à l'écoulement souterrain turbulent.

Aux sites du ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3), les valeurs moyennes de  $p\text{PCO}_2$  reflètent un écoulement semblable à celui qui prédomine à l'intérieur de la Grotte des Pins. La concentration en gaz

Tableau 5.3: Valeurs de  $p\text{PCO}_2$  et de  $\text{Sic}$  calculées pour les eaux des sites principaux.

SITE	n	$p\text{PCO}_2$				Sic			
		min	max	moy	et	min	max	moy	et
1	29	2,19	3,27	2,89	0,27	-2,55	-0,42	-1,00	0,48
3	11	2,50	2,93	2,75	0,15	-2,02	-0,98	-1,27	0,29
4	29	2,27	3,03	2,65	0,18	-1,79	-0,62	-1,11	0,24
6	25	2,53	3,42	2,98	0,22	-2,04	-0,34	-0,93	0,40
7	12	2,21	3,06	2,77	0,20	-1,94	-0,95	-1,26	0,31
10	27	1,98	3,22	2,86	0,26	-1,97	-0,47	-1,01	0,33
PTNK	15	2,28	2,71	2,50	0,11	-1,00	-0,36	-0,68	0,19
RGNK	15	2,55	2,89	2,70	0,10	-0,79	0,14	-0,34	0,31
SCE1	5	2,31	2,40	2,37	0,04	-1,16	-0,51	-0,96	0,26
SCE3	8	2,34	2,77	2,56	0,13	-0,84	-0,46	-0,58	0,13
MSE1	12	2,71	3,29	3,13	0,17	0,07	0,58	0,39	0,13

1, 3 et 4: groupe 1, ruisseau du lac Fer-à-Cheval (lac, perte et résurgence).  
 6, 7 et 10: groupe 2, ruisseau du lac des Camps (lac, perte et résurgence).  
 PTKN et RGNK: groupe 3, ruisseau Nouveau-Karst (perte et résurgence).  
 SCE1, SCE3, MSE1: groupe 4 (sources et eau de percolation).

(n = nombre de mesures effectuées, min = valeur minimale enregistrée,  
 max = valeur maximale, moy = moyenne des valeurs, et = écart-type)

carbonique diminue en effet entre la perte PTKN et la résurgence RGNK. On passe de  $p\text{PCO}_2$  2,50 à  $p\text{PCO}_2$  2,70. L'eau subit donc un dégazage en  $\text{CO}_2$  au cours de son trajet souterrain, vraisemblablement occasionné par un écoulement turbulent plutôt que diffus. Il est cependant impossible de vérifier ici cette hypothèse par des observations de terrain concrètes. La portion souterraine du ruisseau Nouveau-Karst demeure en effet inaccessible. On ne peut pénétrer dans la cavité que sur quelques mètres à partir de la perte, et ce seulement en période d'étiage. Malgré le dégazage, la concentration en gaz carbonique demeure tout de même élevée. En effet, la  $p\text{PCO}_2$  maximale atteinte à la résurgence RGNK se chiffre à 2,89. Ceci correspond à une concentration de l'eau en  $\text{CO}_2$  significativement plus importante que dans le cas des eaux

des ruisseaux du lac Fer-a-Cheval et du lac des Camps (groupes 1 et 2). Il ne faut pas oublier que le ruisseau Nouveau-Karst prend sa source à partir d'une vaste tourbière. Également, il reçoit bon nombre d'apports aquatiques souterrains avant de s'engouffrer à l'intérieur du substratum calcaire. Ces deux conditions font que le ruisseau Nouveau-Karst dispose d'importants réservoirs permettant une alimentation constante et accrue des eaux en gaz carbonique. Les caractéristiques des zones d'alimentation sont fondamentales et contrôlent la concentration en gaz carbonique de l'eau des ruisseaux et des sources (Roques, 1959, 1967; Shuster et White, 1971, 1972; Paterson, 1979). Les valeurs moyennes et maximales de  $p\text{PCO}_2$  demeurent donc plus faibles (concentrations en  $\text{CO}_2$  plus élevées), et ce même en présence d'un écoulement turbulent. L'écart-type rend également bien compte de cette situation. Comparativement aux ruisseaux des deux premiers groupes, on voit en effet que les valeurs d'écart-type sont beaucoup plus basses. Ceci dénote ainsi une meilleure stabilité au niveau de la concentration en dioxyde de carbone (voir tableau 5.3). Les chiffres se situent à 0,11 pour la perte PTNK et à 0,10 pour la résurgence RGNK.

La  $p\text{PCO}_2$  des eaux du groupe 4 reflète bien l'environnement en présence. La source SCE1 affiche une  $p\text{PCO}_2$  très basse de 2,37. Ceci correspond à une forte concentration de l'eau en gaz carbonique. Cette source reçoit son eau de deux pertes drainant une tourbière (pertes PTE1 et PTE2; voir Annexe I). On base cette affirmation sur les évidences géomorphologiques des environs du karst des Sources (voir Chapitre III, fig. 3.3). En effet, on n'a pas eu l'occasion de vérifier les jonctions hydrogéologiques à l'aide d'expériences de traçage. Bien qu'on ne dispose que de cinq échantillons pour caractériser ce site, on peut apprécier la grande stabilité de l'eau au niveau du contenu en  $\text{CO}_2$  dissous (écart-type de seulement 0,04). La  $p\text{PCO}_2$  moyenne des eaux de la source SCE3 est plus élevée, se chiffrant à 2,56. La concentration en gaz carbonique y est donc moins importante. Les huit échantillons recueillis montrent aussi que cette concentration varie beaucoup plus que dans le cas de la source SCE1. L'écart-type se situe en effet à 0,13. La provenance de l'eau qui alimente la source SCE3 demeure inconnue. Cette source se situe au pied d'un versant, ce qui laisse suggérer une simple alimentation par voie de percolation.

Au site MSE1, on a relevé la valeur moyenne de  $p\text{PCO}_2$  la plus élevée de l'ensemble des sites, soit 3,13. Ce chiffre dénote une faible concentration de l'eau en gaz carbonique se rapprochant beaucoup de la

moyenne atmosphérique. A cet endroit, l'eau de percolation n'est pas influencée significativement par le CO<sub>2</sub> biogénique du sol. En effet, le substratum d'un mètre d'épaisseur environ n'est recouvert que d'une trentaine de centimètres de sol.

Dans la portion de droite du tableau 5.3, on a compilé les valeurs de SIc calculées pour les eaux à l'étude. Un coup d'oeil général sur l'ensemble des données indique que les eaux présentent presque toujours un état de sous-saturation. Elles sont donc potentiellement agressives. Pour le ruisseau du lac Fer-à-Cheval (groupe 1), le SIc varie entre -2,55 et -0,42. Ces deux valeurs proviennent des eaux du lac (site 1). Les valeurs moyennes reflètent bien les conditions du milieu. Le SIc moyen au lac Fer-à-Cheval (site 1) se situe à -1,00. L'augmentation de la concentration en CO<sub>2</sub> entre le lac et la perte (site 3) provoque une augmentation concomitante de l'agressivité de l'eau. Ceci se traduit par une baisse notable de l'indice de saturation jusqu'à une valeur moyenne de -1,27. Le passage de l'eau sous terre jusqu'à la résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval (site 4) entraîne une hausse du SIc qui atteint -1,11. L'eau perd donc de son agressivité puisqu'elle se charge en calcium et en magnésium au cours de son trajet souterrain. La dureté totale moyenne passe en effet de 49 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour la perte à 56 mg/l CaCO<sub>3</sub> pour la résurgence (voir tableau 5.2; sites 3 et 4).

La même situation se dessine pour les eaux du ruisseau du lac des Camps (groupe 2). Le SIc évolue de la même façon depuis le lac (site 6) jusqu'à la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). Au lac des Camps, l'indice de saturation présente un chiffre moyen de -0,93. Il diminue ensuite entre le lac et la perte (site 7) pour se situer à -1,26. Au moment de pénétrer sous terre, l'eau est donc plus agressive suite à une augmentation de sa concentration en dioxyde de carbone. Le SIc augmente ensuite jusqu'à une valeur de -1,01 à la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). L'écart entre le SIc moyen de la perte et celui de la résurgence au ruisseau du lac des Camps est de 0,25. Au ruisseau du lac Fer-à-Cheval, cet écart se situe à 0,16. A la sortie de la Grotte des Pins, les eaux sont donc plus près de la saturation, puisque le SIc moyen des pertes 3 et 7 est similaire (-1,27 et -1,26). La dureté totale évolue de façon semblable, cette fois-ci avec des valeurs moyennes de 47 mg/l CaCO<sub>3</sub> à la perte (site 7) et 52 mg/l CaCO<sub>3</sub> à la résurgence (site 10). La perte en CO<sub>2</sub> par turbulence de l'eau à l'intérieur de la Grotte des Pins (pPCO<sub>2</sub> qui augmente) fait que l'eau

devient moins agressive, et ce même si sa charge en calcium et en magnésium est modifiée dans des proportions analogues au ruisseau du lac Fer-à-Cheval.

Au ruisseau Nouveau-Karst, les fortes valeurs de dureté totale font que les eaux sont plus près de la saturation. On a en effet calculé un Sic minimal de -1,00 (perte PTNK). A la résurgence RGNK, on a obtenu trois valeurs positives de l'indice de saturation, soit 0,11, 0,13 et 0,14 (voir Annexe III). Le Sic moyen passe de -0,68 pour la perte à -0,34 pour la résurgence.

Les eaux de sources présentent des valeurs de Sic voisines de celles des sites du ruisseau Nouveau-Karst. Ces sources n'atteignent toutefois jamais la saturation. La valeur minimale mesurée est de -1,16 (source SCE1). A la source SCE3, on a enregistré une valeur maximale de -0,46. Le Sic moyen pour ces deux sources est de -0,96 et -0,58. L'eau de percolation MSE1 est la seule eau à avoir présenté un Sic positif tout au long de l'échantillonnage. Les douze valeurs se situent entre 0,07 et 0,58. Le Sic moyen se chiffre à 0,39. Selon Plummer et Busenberg (1982), toute solution aqueuse qui présente un Sic moyen supérieur à 0,30 devrait être en mesure de précipiter sa calcite. Or, on ne note aucun dépôt de carbonate aux endroits où l'eau de percolation MSE1 s'égoutte des filets de mousses. Les conditions de sursaturation se situent pourtant au-dessus de Sic = 0,30 pour dix des douze échantillons d'eau recueillis à ce site (voir Annexe III). Les deux autres eaux ont présenté des indices de saturation de 0,07 et 0,28.

Afin de bien illustrer le comportement spatial des eaux du karst à l'étude, on a compilé sous forme graphique les valeurs moyennes des paramètres présentés aux tableaux 5.1, 5.2 et 5.3. Ces courbes montrant l'évolution moyenne des paramètres selon la distance parcourue par l'eau sont rassemblées au sein de la figure 5.2. On y retrouve les eaux des trois premiers groupes.

Le ruisseau du lac Fer-à-Cheval (groupe 1) prend sa source dans ce lac (site 1), se perd sous terre au site 3 après un trajet d'environ quarante mètres, puis émerge du roc soixante-dix mètres plus loin au site 4 (résurgence de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval). Entre le site 4 et le site 6, la distance de plus de 500 m correspond au lac des Camps. Le site 6 représente les eaux lacustres, à proximité de la tête du ruisseau. Il constitue ainsi le premier point d'échantillonnage des eaux du groupe 2. Le ruisseau parcourt environ

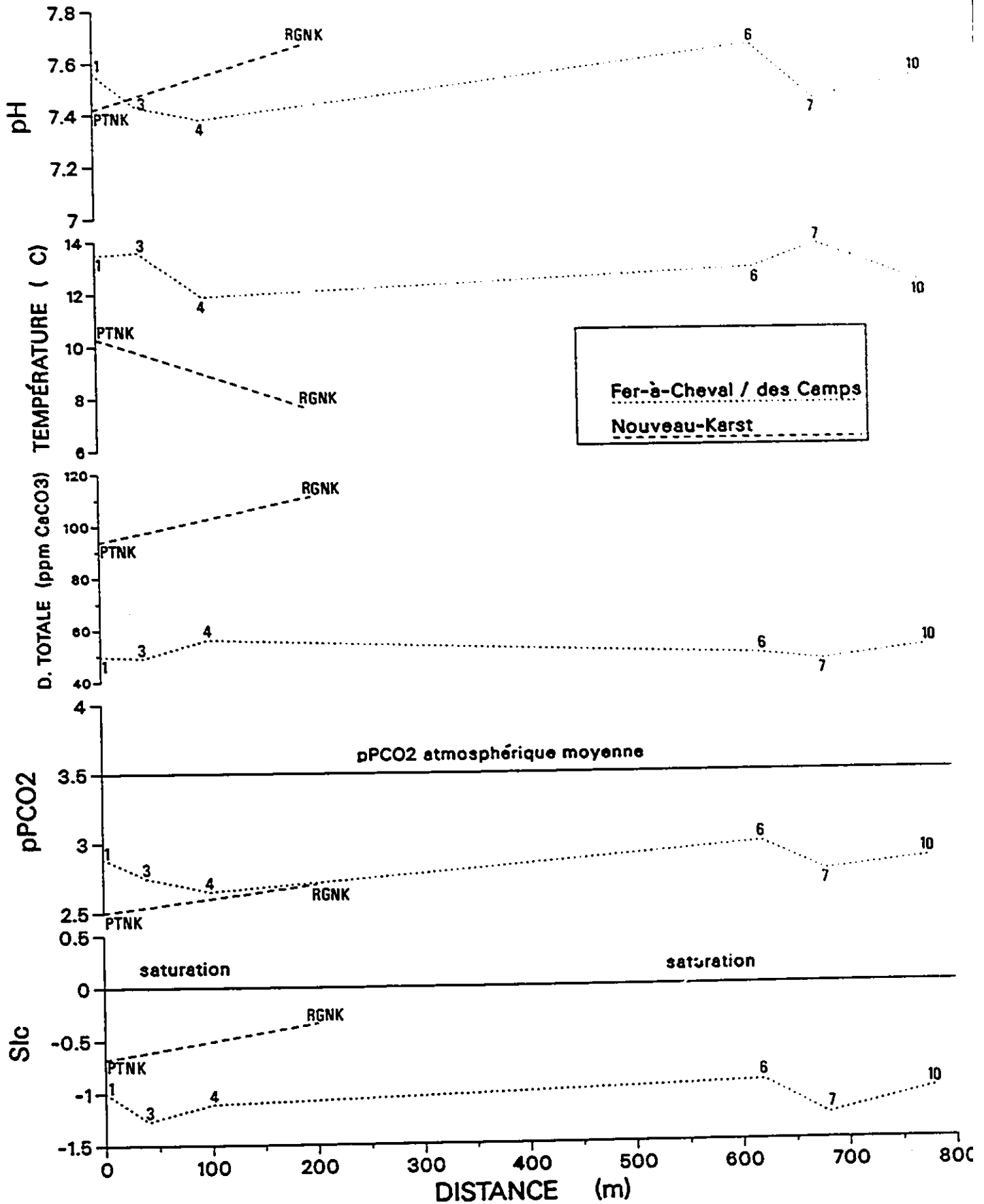


Figure 5.2: Evolution spatiale des paramètres principaux, groupes 1, 2, 3.

soixante mètres avant de pénétrer en milieu souterrain au site 7 (perte). L'eau voyage sous terre sur une distance de plus de 200 m avant d'atteindre la résurgence de la Grotte des Pins (site 10).

Le ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3) comprend deux sites, soit une perte (PTNK) et une résurgence (RGNK). Entre ces deux points, le ruisseau coule en milieu souterrain sur une distance d'environ 200 m.

La figure 5.2 montre bien l'évolution spatiale moyenne des cinq paramètres. L'influence du milieu se reflète bien au niveau des courbes. Le passage de l'eau sous terre contrôle dans une certaine mesure le comportement chimique de ces dernières. Par exemple, on note que le pH, la  $p\text{PCO}_2$ , le SIc et la dureté totale varient de façon simultanée. Ces variables sont en effet fortement corrélées (Ford, 1971; Drake et Harmon, 1973).

Au niveau des eaux du groupe 1, on note une baisse continue du pH entre le lac Fer-à-Cheval (site 1), la perte (site 3) et la résurgence (site 4). Cette baisse du pH est causée par une augmentation de la concentration en  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau. La  $p\text{PCO}_2$  moyenne passe en effet de 2,89 au site 1, à 2,65 au site 4. Le SIc devrait baisser de façon continue également, mais on remarque une augmentation de celui-ci entre la perte et la résurgence. Cette hausse de l'indice SIc vers la saturation est occasionnée par un accroissement de la charge dissoute entre les sites 3 et 4. La dureté totale moyenne augmente de plus de 7 mg/l  $\text{CaCO}_3$  entre ces deux points. Le trajet souterrain emprunté par le ruisseau du lac Fer-à-Cheval n'est pas non plus sans influencer la température moyenne de l'eau. Celle-ci accuse en effet une baisse de près de 2° C entre les points d'entrée et de sortie. Des baisses moyennes semblables se dénotent entre les sites 7 et 10 (1,5° C), ainsi qu'aux sites du ruisseau Nouveau-Karst (2,7° C).

A l'autre bout du lac des Camps, les eaux du groupe 2 subissent des changements spatiaux semblables au niveau de leur chimie. Le pH baisse aussi entre le lac (site 6) et la perte (site 7), mais augmente par la suite lors du trajet souterrain de l'eau jusqu'à la résurgence de la Grotte des Pins (site 10). Cette situation est régie par l'écoulement en présence qui contrôle la  $p\text{PCO}_2$  de l'eau. On a en effet vu auparavant que l'écoulement turbulent à l'intérieur de la Grotte des Pins occasionne un dégazage de l'eau, qui à son tour fait augmenter le pH. La dureté totale, le SIc et la température des eaux du groupe 2 varient de façon semblable aux eaux du ruisseau du lac Fer-à-Cheval.

Au ruisseau Nouveau-Karst (groupe 3), les changements au niveau des valeurs moyennes des variables étudiées sont plus évidents. Ceci est dû au long trajet souterrain de l'eau de ce ruisseau (environ 200 m). L'augmentation du pH suit la diminution de la concentration en  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau. La  $\text{pPCO}_2$  moyenne augmente en effet entre la perte PTNK et la résurgence RGNK. Cette baisse du gaz carbonique dissous dans l'eau s'accompagne d'une hausse de la dureté totale de près de 30 mg/l  $\text{CaCO}_3$  entre les deux points. Ces deux situations occasionnent une hausse de l'indice de saturation moyen. Ce dernier passe en effet de -0,68 (PTNK) à -0,34 (RGNK). Il faut d'ailleurs se rappeler que le Sic maximal enregistré à la résurgence RGNK accusait une valeur positive de 0,14 (voir tableau 5.3). On verra plus loin que les eaux de cette résurgence ont affiché des valeurs positives de Sic entre la mi-juillet et la mi-octobre (voir ci-après, fig. 5.5).

#### *5.2.1.2 les eaux des groupes 1 à 4: analyse temporelle*

Sur les figures 5.3 à 5.6 inclusivement, on a illustré pour chaque groupe d'eau l'évolution temporelle des cinq variables pré-décrites. Au niveau des groupes 1 et 2, on a omis les sites 3 et 7 afin de ne pas surcharger les graphiques. Les valeurs obtenues à ces deux pertes se situent à peu près entre les valeurs des lacs et des résurgences de chacun de ces deux groupes (voir Annexe III).

Entre décembre 1987 et mai 1989, les caractères chimiques des eaux des groupes 1 et 2 montrent sensiblement la même évolution temporelle. Bien que ces groupes soient illustrés sur deux figures (figs. 5.3 et 5.4), ils seront tout de même analysés ensemble. On voit nettement l'effet de la fonte nivale sur les paramètres chimiques en présence. Vers la mi-avril, l'eau de fonte provoque une baisse radicale du pH aux quatre sites des deux ruisseaux. La baisse atteint presque l'unité dans le cas des eaux du lac Fer-à-Cheval (site 1). On discutera plus à fond de l'influence de la fonte nivale sur le pH et l'alcalinité des eaux à la section suivante (section 5.3). On note aussi une baisse simultanée de la dureté totale, de la  $\text{pPCO}_2$  et du Sic. La charge dissoute (calcium + magnésium) subit une baisse à cause de l'effet de dilution occasionné par les eaux de fonte (White, 1988). Pitty (1968a) résume bien les conséquences de la dilution sur la chimie d'une eau:

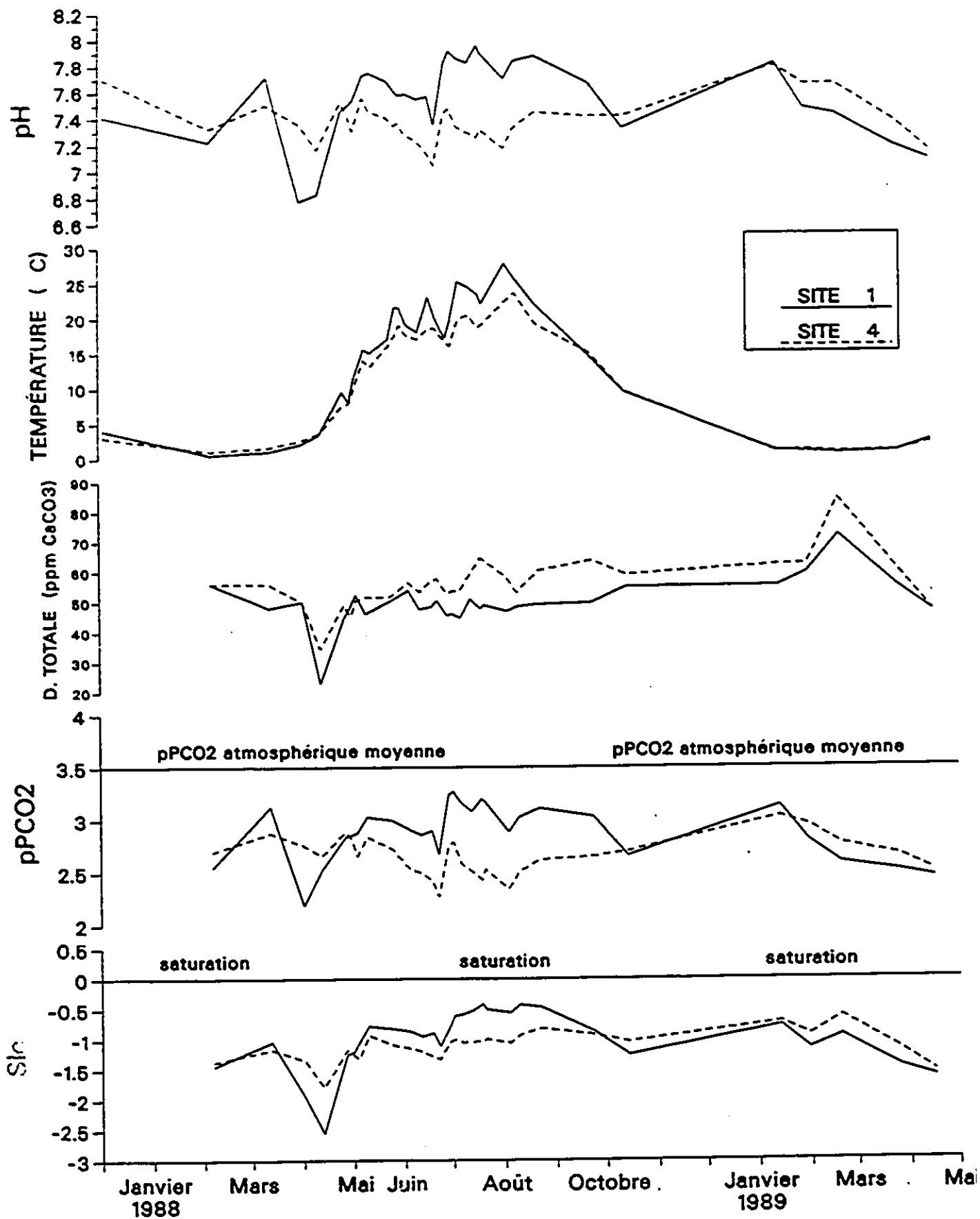


Figure 5.3: Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 1 (sites 1 et 4).

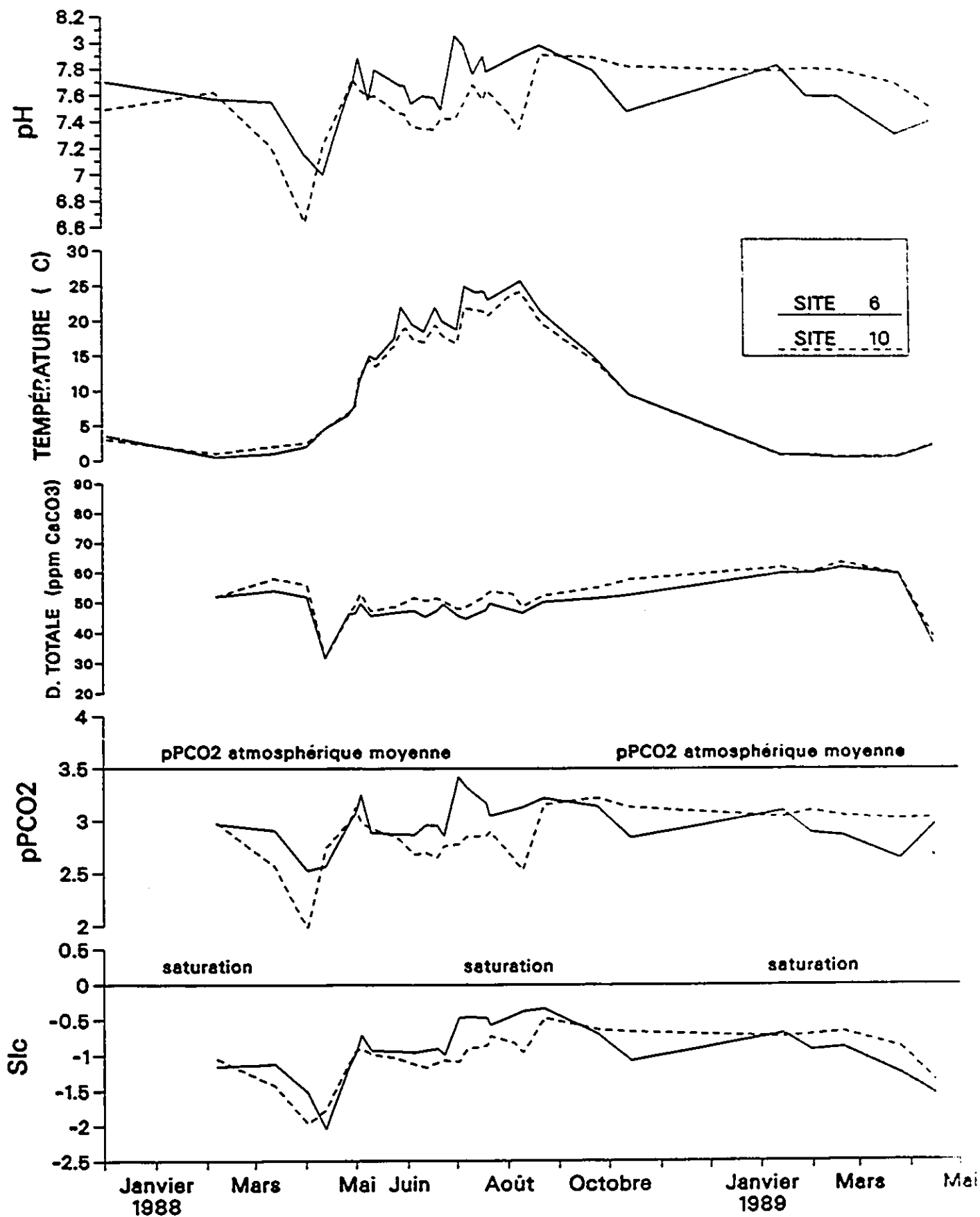


Figure 5.4: Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 2 (sites 6 et 10)

"It seems reasonable to predict that dilution by surface runoff would be a dominant factor in seasonal variations in the chemical quality of surface water. This relationship is often identifiable as an inverse correlation between discharge and solute concentration. The dissolved-solids concentration is greatest during dry weather because the base-flow is largely ground water which has been in contact with the country rock for some time. Because of its briefer and superficial contact with the rocks, surface runoff is often low in dissolved solids and as a result decreases the solute concentration in streams. In this respect, snow-melt is a particularly well-marked factor, causing substantial dilutions in solute concentrations" (p.202).

Les travaux de DeGrys (1962) et de Laird (1964) viennent aussi appuyer ces observations. Plus récemment, Davis et Keller (1983) ont noté que:

"In a small basin with a significant snow contribution, the cyclic behaviour of geochemical components appears particularly affected by the melt runoff in spring, which leads to a much lower mineral content than at other times of the year when groundwater contributes a higher proportion of streamflow" (p.85).

L'augmentation du  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau (baisse de  $\text{pPCO}_2$ ) est qualifiée de "characteristic spring burst of  $\text{CO}_2$  concentration" (Atkinson, 1977, p.117). La concentration en gaz carbonique montre toujours une fluctuation saisonnière marquée. Tôt au printemps, l'activité microbienne au niveau du sol provoque une hausse de la concentration en  $\text{CO}_2$ . Dès que le dégel et la fonte s'amorcent, les eaux superficielles voient donc leur  $\text{pPCO}_2$  diminuer. Le bas pH, la présence accrue de gaz carbonique dissous, ainsi que la plus faible charge dissoute des eaux au printemps font que ces dernières s'éloignent significativement de l'état de saturation (baisse du  $\text{SiC}$ ). Tous les paramètres subissent une hausse au cours des deux semaines suivant la baisse printanière. Les chiffres atteints sont alors semblables à ceux enregistrés avant la fonte.

Au cours des mois d'été, les fluctuations peuvent être attribuables principalement aux précipitations en présence. A ce sujet, Paterson (1979) note que:

"Prolonged or heavy rainfalls lead to a lowering of pH, and periods which are markedly hotter than average can lead to a raising of pH (directly, by reducing the solubility of  $\text{CO}_2$  and indirectly by increasing evaporation)" (p.51).

Encore une fois, le pH, la  $\text{pPCO}_2$  et le  $\text{SiC}$  varient de manière simultanée. On remarque que la dureté totale tend à fluctuer de moindre façon, surtout dans le cas des eaux du ruisseau du lac des Camps (groupe

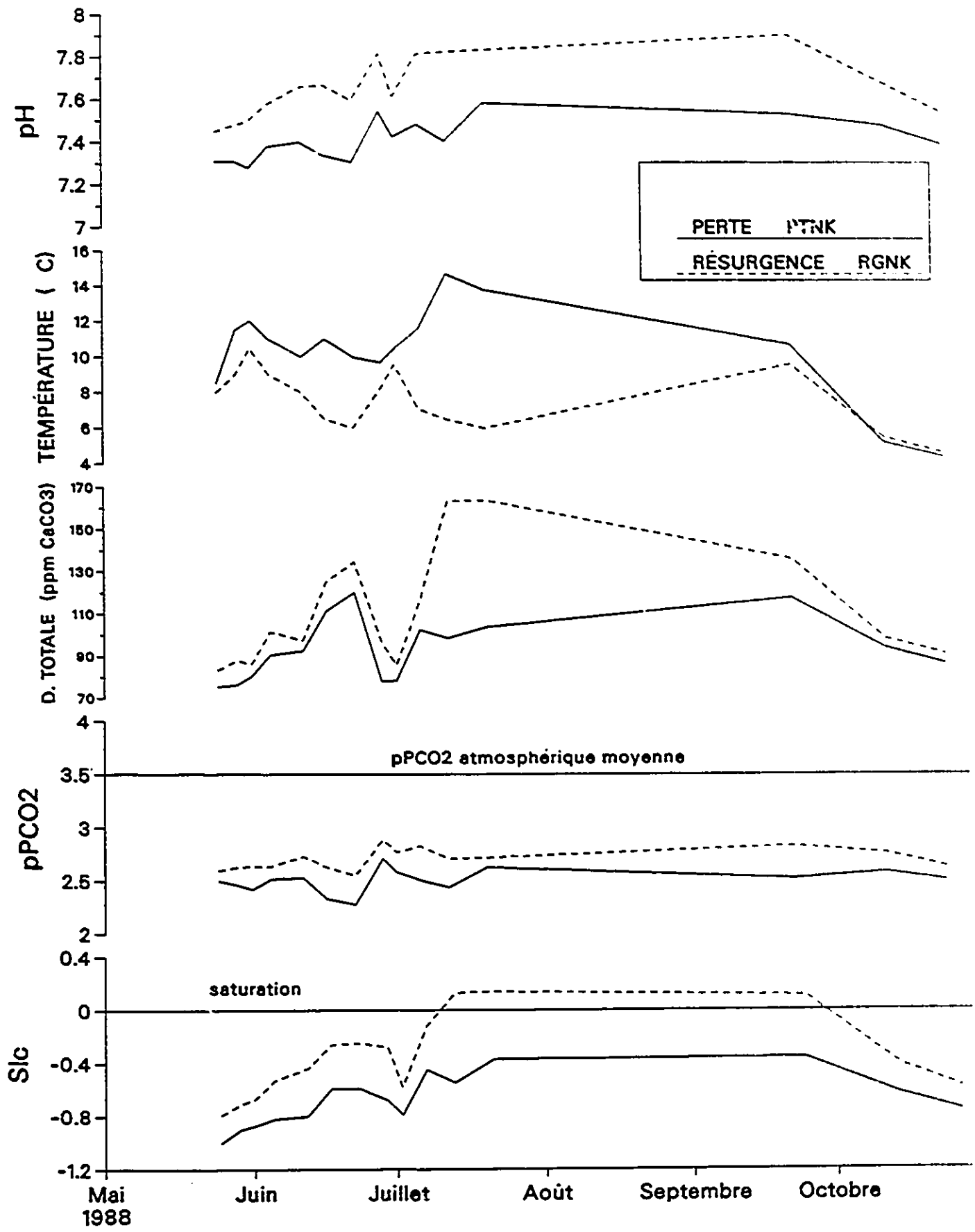


Figure 5.5: Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 3 (sites PTNK et RGNK).

2. fig. 5.4).

A partir du mois d'octobre, et ce jusqu'en mars/avril, les paramètres physico-chimiques des eaux s'avèrent plus stables qu'au cours de l'été. C'est d'ailleurs durant la période hivernale que la température des eaux de résurgences est similaire à celle des eaux de pertes ou de lacs. Or, au cours de l'été, le passage de l'eau en milieu souterrain occasionne une constante baisse de sa température.

La figure 5.5 illustre le cas des eaux du ruisseau Nouveau-Karst. Les sites PTNK (perte) et RGNK (résurgence) ont été échantillonnés de la fin mai à la fin octobre 1988. Le pH, la  $p\text{CO}_2$  et le SIc suivent une évolution semblable. Le pH subit une légère hausse aux deux sites à mesure que l'on s'avance dans l'été, pour ensuite diminuer aux valeurs précédentes vers la mi-septembre. La concentration en  $\text{CO}_2$  s'avère assez stable tout au long de l'échantillonnage. La  $p\text{CO}_2$  se situe constamment aux environs de 2.5. Elle tend à offrir un cheminement semblable au pH, mais suivant des variations plus subtiles. L'indice de saturation tend également à augmenter au cours de l'été. La résurgence RGNK atteint la saturation vers la mi-juillet et conserve ce profil jusqu'en octobre. On explique mal la baisse subite du SIc au début du mois de juillet. Cette baisse est causée par une diminution importante de la dureté totale des eaux. On note aussi à ce moment une légère hausse du pH, occasionnée par une hausse de la  $p\text{CO}_2$  (baisse de la concentration de l'eau en gaz carbonique). Atkinson (1977) signale qu'il est fréquent de retrouver cette baisse de la concentration en  $\text{CO}_2$  au début de l'été. Elle serait principalement causée par une activité microbienne réduite ou nulle dans les couches superficielles du sol. Cette situation résulterait de conditions plus sèches, et donc moins favorables à une telle activité productrice de gaz carbonique. On assiste par la suite à un "levelling-off of values" (Atkinson, 1977, p.117) jusqu'à la fin de l'été. On remarque que la même situation prévaut dans le cas des eaux des ruisseaux du lac Fer-à-Cheval (fig. 5.3) et du lac des Camps (fig. 5.4). Au ruisseau Nouveau-Karst, l'écart de température entre la perte PTNK et la résurgence RGNK est bien évident. Le long trajet souterrain de l'eau occasionne cette importante différence, surtout visible de juillet à la mi-septembre.

Le comportement temporel des eaux du groupe 4 est représenté sur la figure 5.6. On y retrouve l'eau des sources SCE1 et SCE3, ainsi que l'eau de percolation MSE1. Les sources ne fournissent pas un

écoulement annuel continu. La source SCE1 commence à couler dès que la fonte nivale s'amorce. Comme elle s'alimente à partir d'une tourbière (voir Chapitre III, fig. 3.3), elle stoppe son écoulement dès que la surface piézométrique s'abaisse trop. On a échantillonné cette source du début avril au début mai. La source SCE3 se situe à même un versant, et elle semble s'alimenter par simple voie de percolation. Il est probable qu'elle amorce son écoulement vers le début du mois d'avril, mais elle n'est visible que lorsque toute la neige a fondu (*i.e.* fin avril). Elle coule jusqu'au début juin, puis s'assèche. Les deux sources fournissent également de l'eau après les fortes pluies automnales. A ce moment, leur écoulement est toutefois sporadique et de courte durée. L'eau de percolation MSE1 n'a été échantillonnée qu'à partir de la mi-mai. Jusqu'à la fin de l'été, l'écoulement est assez régulier, avec toutefois des relâches au cours des périodes plus sèches.

On note tout d'abord la remarquable stabilité temporelle de la chimie des eaux de sources. Même si la période d'échantillonnage se restreint à deux mois environ, on voit que les paramètres n'évoluent que très peu. On remarque d'ailleurs une certaine continuité du comportement chimique lorsqu'on passe de la source SCE1 à la source SCE3. Seule la dureté totale varie de façon significative. Une diminution de la charge dissoute survient au cours du mois d'avril au site SCE1, sans doute causée par un apport important en eau de fonte, d'où l'effet de dilution. Vers la mi-avril, la dureté totale tend à augmenter régulièrement jusqu'au début mai. A la source SCE3, on note ensuite une constante augmentation de la dureté totale, et ce jusqu'à l'arrêt de l'écoulement au début juin. L'affaiblissement du débit occasionne cette hausse du total dissout. Ces deux variables sont en effet reliées de façon inversement proportionnelle (White et Stellmack, 1968; Shuster et White, 1971). Les variations au niveau de la dureté totale se traduisent par des oscillations semblables de l'indice de saturation Sic, dans des proportions toutefois plus discrètes. La grande stabilité temporelle de la chimie des eaux de sources est caractéristique d'un écoulement de type noyé laminaire (Shuster et White, 1971; Newson, 1972). C'est d'ailleurs un critère permettant de discerner une source d'une simple résurgence de ruisseau (White, 1988).

L'eau de percolation montre des variations plus évidentes (fig. 5.6). Tout comme pour les eaux de ruisseaux des groupes 1 et 2, les variables évoluent de façon concomitante. Une baisse notable des valeurs

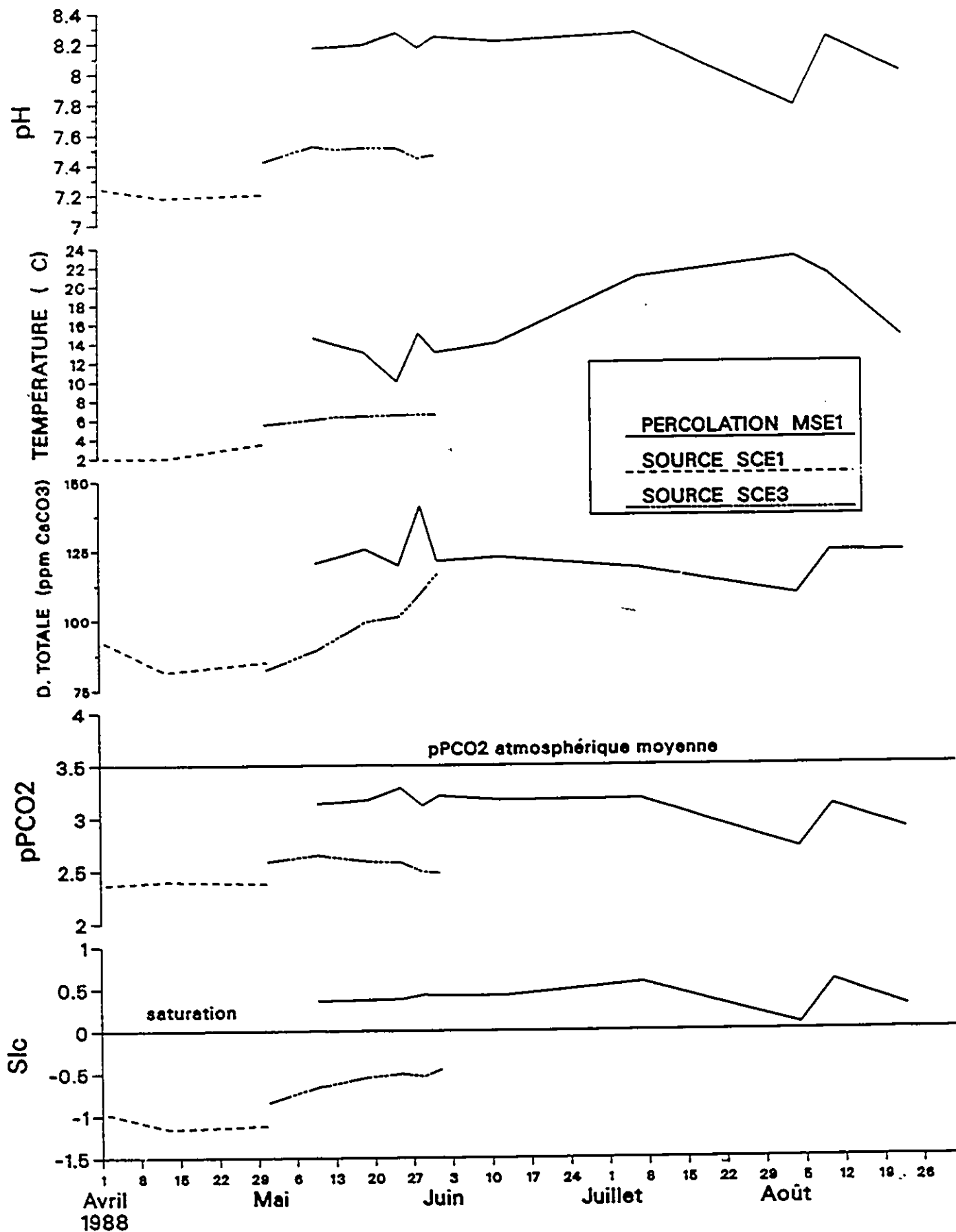


Figure 5.6: Evolution temporelle des paramètres principaux, groupe 4 (sites SCE1, SCE3 et MSE1).

prend place à partir du mois de juillet, et ce jusqu'au début du mois d'août. La baisse de la  $p\text{PCO}_2$  (augmentation de la concentration en gaz carbonique) occasionne une baisse du pH, et du même coup une diminution de l'indice de saturation. Il est à noter que l'eau de percolation ne s'est jamais trouvée en état de sous-saturation. Atkinson (1977) avait aussi relevé cette variation de la teneur en  $\text{CO}_2$  des eaux de percolation:

"Values of  $\text{PCO}_2$  from each drip remained fairly constant throughout most of the year. In some of the drips, however, a sharp increase in  $\text{PCO}_2$  (donc, une diminution de  $p\text{PCO}_2$ ) was observed, beginning about the middle of July and reaching a peak in August or September" (p.120).

Il soutient, tout comme Stenner (1974), que cette augmentation de la concentration en gaz carbonique est attribuable à la décomposition tardive de la matière organique. Cette dernière est lessivée du sol, puis déposée dans les fissures de la roche où elle se décompose.

### *5.3 AUTRES CARACTÉRISTIQUES HYDROCHIMIQUES*

Pour compléter le portrait hydrochimique du karst à l'étude, on présente ici quelques caractéristiques qui n'entrent pas dans le cadre spatio-temporel de l'analyse. La relation entre le pH mesuré au laboratoire et celui enregistré sur le terrain sera mise en évidence. On pourra juger de l'importance de mesurer ce paramètre directement sur le terrain au moment de la cueillette des eaux. On comparera, pour les ions calcium et magnésium, les résultats hydrochimiques obtenus via deux méthodes d'analyse sur des échantillons prélevés en double (spectrophotométrie et titrage manuel). On sera à même de constater que les titrages manuels sont d'une précision fort appréciable. On brosera finalement un tableau général des principales caractéristiques des eaux de pluie et de neige fondante. On aura ainsi l'occasion d'évaluer les apports de calcium et de magnésium provenant de l'extérieur du bassin karstique. On y traitera également de l'acidité des précipitations.

### 5.3.1 pH terrain versus pH laboratoire

Le pH est un paramètre très important et la précision de sa mesure s'avère essentielle (Stednick, 1991). Il a toutefois le malencontreux inconvénient d'être souvent instable. Il importe donc de mesurer le pH sur place lors de la cueillette des échantillons d'eau en tentant de limiter les nombreux risques d'erreurs sur la lecture. Langmuir (1971) signale qu'une erreur de  $\pm 0,05$  unités de pH entraîne une variation de même valeur au niveau de l'indice de saturation SIc (voir Chapitre IV, section 4.3.3). Une fréquente source d'erreur est la mesure du pH en eau turbulente (White, 1988). Mais la majorité des erreurs de lecture proviennent principalement de l'instrument de mesure lui-même ou de l'opérateur de cet instrument: mauvais calibrage de l'appareil, mauvais ajustement de la température, électrode défectueuse, insuffisance du nombre de lectures sur chaque échantillon et temps de lecture insuffisant (non-stabilisation de la mesure), etc. En plus de ces erreurs, une erreur systématique peut s'introduire dans le cas des eaux très faiblement minéralisées (Ek, 1969). Cette erreur pourrait atteindre 0,2 à 0,3 unités de pH pour des solutions ne comportant qu'environ 10 mg/l  $\text{CaCO}_3$  (Roques, 1964). Elle deviendrait négligeable vers 60 à 70 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Dans le cas des eaux de la présente recherche, une telle erreur systématique ne s'applique guère.

Si on ne mesure pas le pH adéquatement sur le terrain, ou si on utilise la mesure faite en laboratoire, une erreur beaucoup plus importante que celles énoncées ci-haut peut survenir. Tous les échantillons d'eau prélevés au cours de la recherche ont vu leur pH respectif être mesuré à deux reprises, soit sur le terrain et au laboratoire. Les figures 5.7a à 5.7d inclusivement illustrent cette situation. Elles montrent la relation entre les deux mesures de pH faites pour chacun des échantillons. Pour bien démontrer cette relation et pour rendre celle-ci pertinente, on a regroupé les eaux suivant un critère de minéralisation semblable. Du même coup, les eaux de chaque groupe présentent une similitude au niveau de la localisation. Trois groupes d'eau sont présentés sur la figure 5.7 (a à c). Le premier groupe (fig 5.7a) comprend les eaux à plus faible minéralisation des lacs, des ruisseaux et des pertes. Les eaux à minéralisation moyenne sont illustrées sur la figure 5.7b. Elles incluent des eaux de ruisseaux et de résurgences. Au sein du troisième groupe (fig. 5.7c), on retrouve les eaux à forte minéralisation des sources et des résurgences. Les eaux de

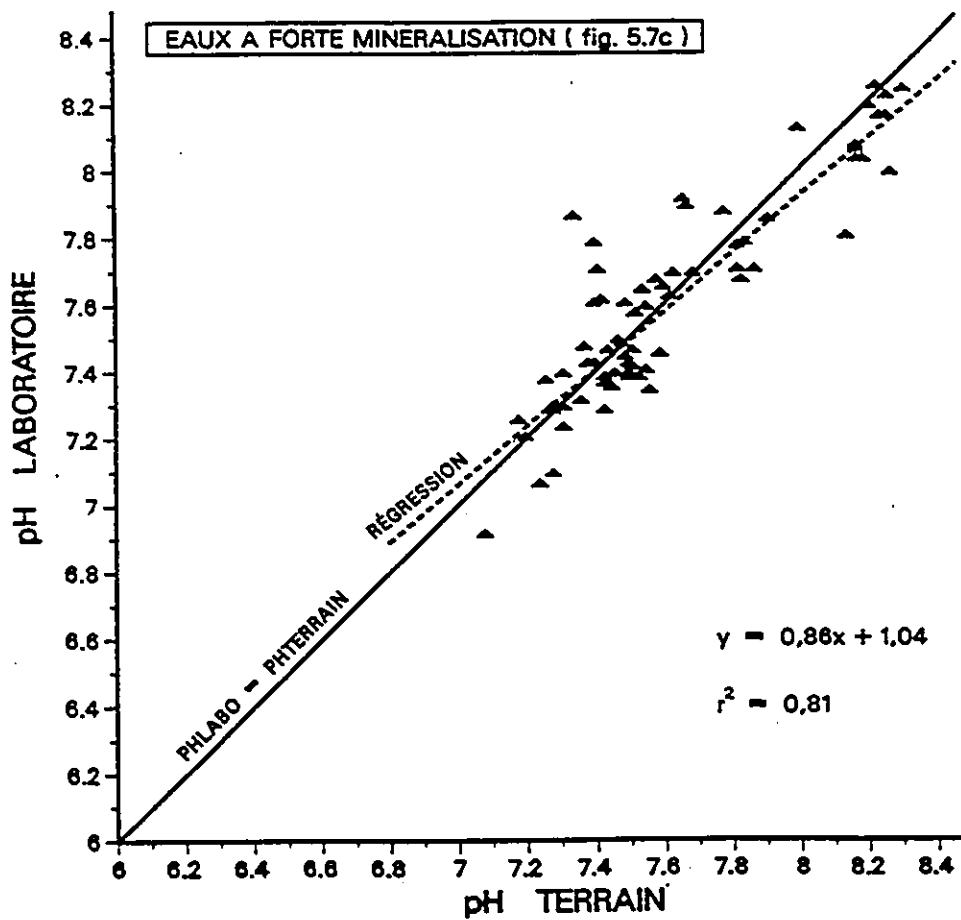
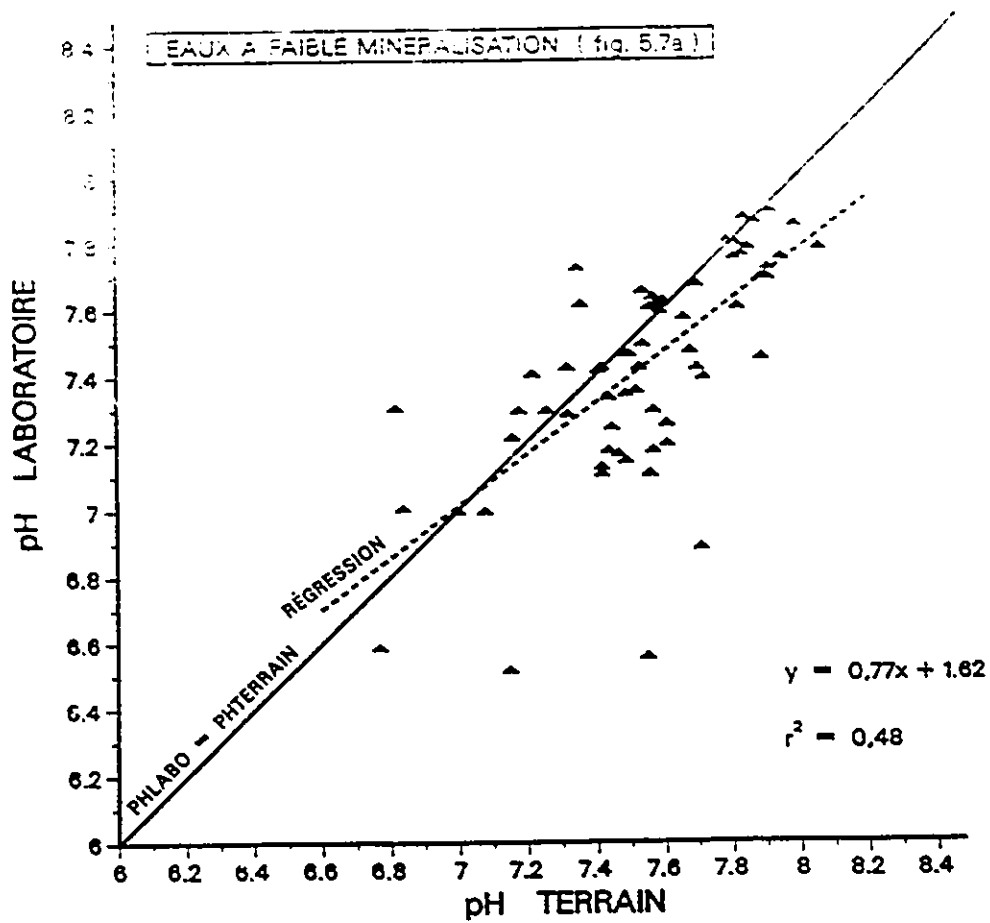
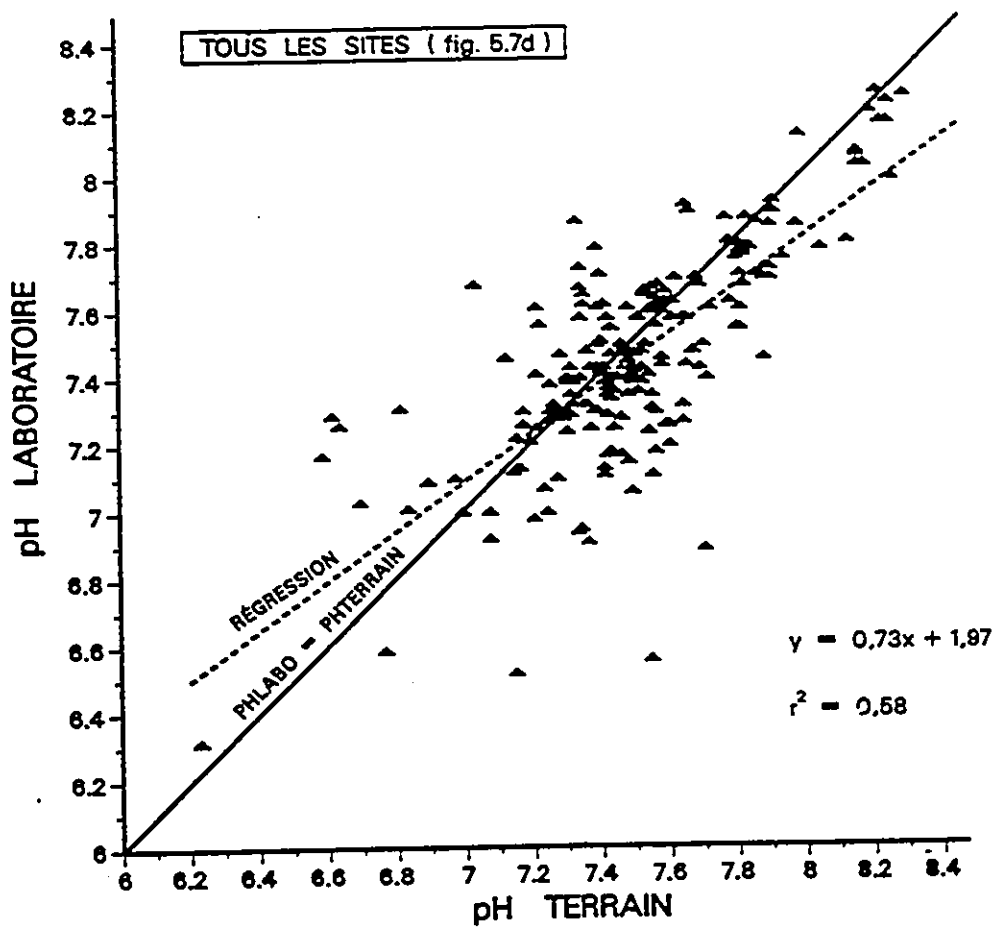
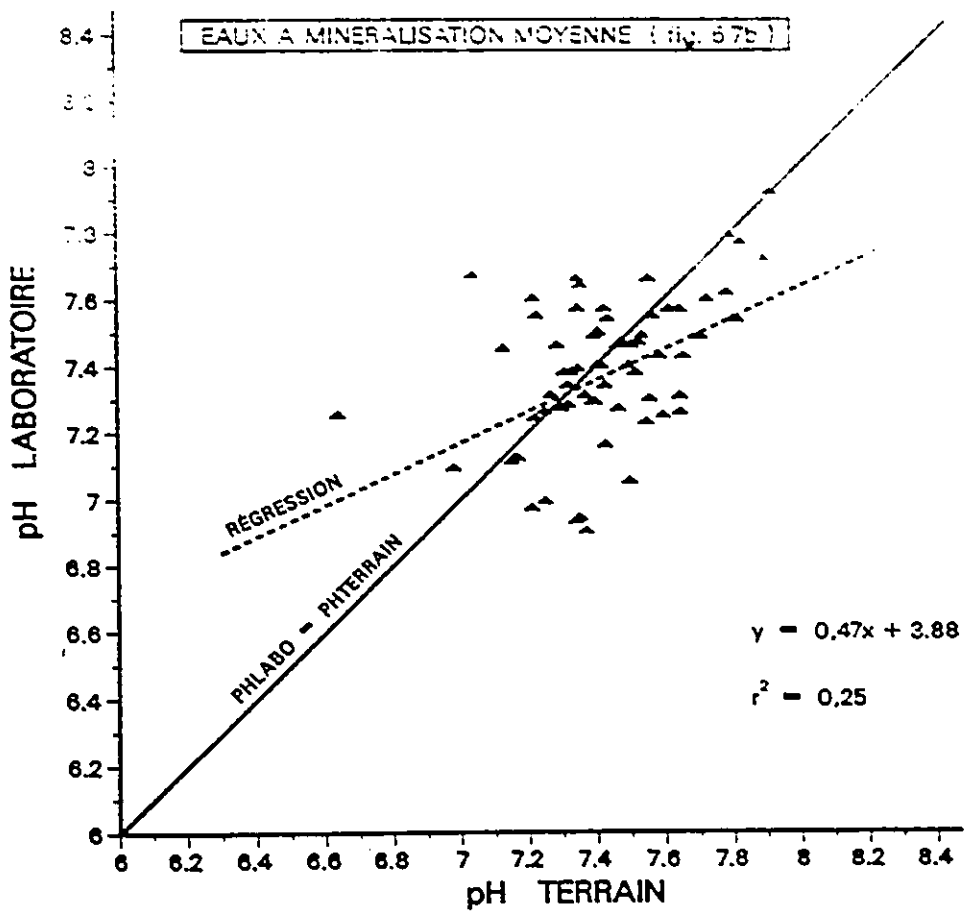


Figure 5.7: Relation entre pH terrain et pH labo.



ces trois groupes affichent des minéralisations moyennes respectives d'environ 46, 55 et 108 mg/l  $\text{CaCO}_3$ .

On retrouve sensiblement le même nombre d'échantillons dans chaque groupe, soit 66, 67 et 71 individus.

Sur la figure 5.7, on observe pratiquement toujours un écart entre les deux mesures de pH d'un même échantillon. Dans certains cas, surtout pour les eaux à plus faible teneur en calcium et en magnésium (fig. 5.7a), l'écart est même supérieur à l'unité pH. Cet écart diminue lorsqu'on passe à des eaux un peu plus dures (fig. 5.7b), puis devient encore moindre pour les eaux fortement minéralisées des sources et des résurgences (fig. 5.7c). Hem (1961) avait aussi noté des différences entre les valeurs de pH déterminées sur le terrain et au laboratoire. Sur ses échantillons d'eau, il a relevé un écart moyen de  $\pm 0,3$  unités de pH. Pour certains échantillons, l'écart a atteint l'unité. A Cape Herschel, sur l'île Ellesmere, McNeely (1982) a calculé un écart moyen de  $\pm 0,6$  unités de pH entre le terrain et le laboratoire (36 échantillons; pluie, neige et eaux de surface). Quatre de ses échantillons ont même offert des écarts de pH respectifs de 1,3, 2,6, 2,6 et 2,9 unités. S'il avait utilisé uniquement les pH mesurés au laboratoire, McNeely (1982) aurait qualifié ses eaux de non-acides, alors qu'en réalité 20% de celles-ci l'étaient. Il souligne en effet que:

"If only laboratory measurements of pH had been made, then all samples would have exhibited pH values greater than 5,6 (the equilibrium pH of carbon dioxide in water) and thus would have been judged to be nonacidic, but four field measurements on precipitation samples were slightly acidic and three surface water samples were slightly to moderately acidic" (p.111).

Back (1961) a rapporté des difficultés analytiques et des écarts semblables pour des eaux souterraines du Kentucky et du Texas. Devant la difficulté d'interpréter les pH mesurés en laboratoire, celui-ci rejette d'ailleurs carrément leur utilisation. Smith et Mead (1962) considèrent aussi que les valeurs de pH obtenues au laboratoire sont non-satisfaisantes.

Les causes de ces écarts de pH sont connues. La perte de  $\text{CO}_2$  et les variations thermiques occasionnées par l'échantillonnage, le transport et la manipulation des eaux seraient responsables de la majeure partie des différences observées (Faust et Aly, 1981). Une modification quelconque de la température de l'échantillon entraîne une variation de la valeur de pH ainsi qu'un déplacement des équilibres chimiques. A ce sujet, Ek (1969) signale qu'un réchauffement provoque inévitablement un départ de  $\text{CO}_2$  dont la solubilité dans l'eau diminue de moitié lorsqu'on passe de 0° C à 18° C. Un

débalancement de CO<sub>2</sub> peut aussi s'effectuer par diminution de sa pression partielle dans la phase gazeuse (Ek, 1969). Lorsque les bouteilles ne sont pas fermées hermétiquement ou lorsque de l'air subsiste au-dessus de l'eau, le CO<sub>2</sub> dissous cherche à se mettre en équilibre avec sa pression partielle dans l'air. Back (1961) stipule qu'une perte en CO<sub>2</sub> peut abaisser les valeurs d'alcalinité de plus de 10%. Une autre cause probable permettant d'expliquer les écarts de pH est la disparition d'un équilibre entre le moment de la collecte sur le terrain et celui de l'analyse des eaux au laboratoire. Ek (1969) signale que l'équilibre chimique des eaux varie surtout lorsque des particules en suspension se dissolvent ou que des solutions sursaturées précipitent. La présence dans l'eau de borates, de phosphates et de silicates risque aussi de faire varier le pH de façon significative (Back, 1961; Faust et Aly, 1981). Les développements bactériens peuvent également provoquer des variations importantes du pH entre le terrain et le laboratoire (Ek, 1969). Le pH est en effet une composante critique des systèmes biologiques (Stednick, 1991).

On a calculé l'erreur quadratique moyenne entre les valeurs de pH du terrain et du laboratoire pour les groupes d'eaux présentés à la figure 5.7. Cette erreur quadratique moyenne se définit de la façon suivante:

$$\Rightarrow \text{EQM} = \sqrt{\sum (\text{pHT} - \text{pHL})^2 / n} \quad (5.6)$$

où EQM est l'erreur quadratique moyenne, pHT le pH enregistré sur le terrain au moment de la collecte de l'eau, et pHL le pH mesuré au laboratoire lors de l'analyse de l'échantillon. Les résultats apparaissent dans le tableau 5.4. La variable "EQM DIAGRAMME" représente l'écart entre les valeurs de pH et la ligne diagonale qui apparaît sur chaque graphique (voir fig. 5.7). Cette ligne de 45° illustre une situation hypothétique où le pH mesuré au laboratoire a la même valeur que celui mesuré sur le terrain. La variable "EQM RÉGRESSION" correspond à l'écart entre les valeurs de pH et la droite de régression qui définit chaque groupe d'eau. Ces droites de régression se rapprochent sensiblement des lignes diagonales hypothétiques (voir fig. 5.7a à 5.7d). En effet, leur pente respective est de 0,77, 0,47, 0,86 et 0,73. Les valeurs d'erreur quadratique moyenne du tableau 5.4 s'expriment en % afin de faciliter les comparaisons. Pour les deux variables, l'erreur diminue lorsqu'on se dirige vers une plus forte minéralisation des eaux.

Par exemple, l'erreur quadratique moyenne calculée selon la ligne diagonale (EQM DIAGRAMME) passe de près de 7% pour les eaux faiblement minéralisées à 2% pour le groupe des sources et des résurgences (forte minéralisation). La même situation se dessine pour la variable EQM RÉGRESSION, cette fois avec

*Tableau 5.4: Erreurs quadratiques moyennes, pHterrain vs pHlaboratoire.*

MINÉRALISATION ET MILIEU	n	EQM DIAGRAMME (%)	EQM RÉGRESSION (%)
Faible, fig. 5.7a (lacs, pertes, ruisseaux)	66	6,89	5,42
Moyenne, fig. 5.7b (résurgences, ruisseaux)	67	5,01	3,63
Forte, fig. 5.7c (sources, résurgences)	71	2,09	1,95
Tous les sites, fig. 5.7d	204	4,93	4,12

des valeurs allant de plus de 5% à moins de 2%.

Le pH moyen des eaux du groupe 1 (faible minéralisation, fig 5.7a) est de 7,55. Pour la variable EQM DIAGRAMME, l'erreur quadratique moyenne de 6,89% se traduit par une erreur moyenne de  $\pm 0,52$  unités de pH. Le groupe 2 (minéralisation moyenne, fig. 5.7b) avec un pH moyen de 7,44 est assorti d'une erreur moyenne de  $\pm 0,37$  unités de pH (EQM DIAGRAMME = 5,01%). Lorsqu'on observe les eaux fortement minéralisées des sources et des résurgences (groupe 3, fig. 5.7c), on se rend compte que l'erreur

moyenne s'abaisse à  $\pm 0,16$  unités de pH (pH moyen = 7,62; EQM DIAGRAMME = 2,09%). En regroupant tous les sites (204 échantillons, fig. 5.7d, pH moyen de 7,51), la valeur de 4,93% pour EQM DIAGRAMME équivaut à une erreur moyenne de  $\pm 0,37$  unités de pH. Si on suit le même cheminement avec la variable EQM RÉGRESSION, on obtient les erreurs moyennes suivantes: groupe 1 =  $\pm 0,41$  unités de pH (EQM RÉGRESSION = 5,42%), groupe 2 =  $\pm 0,27$  (3,63%), groupe 3 =  $\pm 0,15$  (1,95%) et tous les sites =  $\pm 0,31$  (4,12%). Ek (1969) avait enregistré des erreurs s'étalant entre  $\pm 0,10$  et  $\pm 0,30$  unités de pH. L'erreur moyenne calculée pour ses 135 premiers échantillons d'eau se situait à  $\pm 0,14$  unités de pH. Ses eaux étaient toutefois beaucoup plus minéralisées que celles étudiées ici.

A la lumière des résultats illustrés sur la figure 5.7 et présentés au tableau 5.4, on peut conclure que les eaux de sources et de résurgences (plus forte minéralisation) sont plus stables que les eaux de pertes, de ruisseaux ou de lacs. Le pH de ces dernières varie beaucoup plus entre le terrain et le laboratoire. Les eaux affichant une forte minéralisation sont d'ailleurs aussi stables durant leur transport entre le terrain et le laboratoire qu'au fil de l'année. Cette situation se reflète bien dans les valeurs de pH présentées au tableau 5.1 (section 5.2.1.1). L'amplitude moyenne du pH (valeur maximale moyenne moins valeur minimale moyenne) est en effet beaucoup plus basse pour les échantillons fortement minéralisés (PTNK, RGNK, SCE1, SCE3 et MSE1). Pour ces sites, l'amplitude du pH s'échelonne entre 0,18 et 0,53. Les échantillons à plus faible teneur en calcium et en magnésium (sites 1, 3, 4, 6, 7 et 10) ont une amplitude de pH variant entre 0,61 et 1,28. L'écart-type illustre également bien la plus grande stabilité du pH des eaux dures au cours de l'année.

Les erreurs sur les pH mesurés en laboratoire sont donc fonction des problèmes occasionnés par le transport et la manipulation des échantillons, mais sont aussi fonction de la dureté initiale des eaux. Quoiqu'il en soit, la meilleure mesure reste certainement celle faite avec précaution sur le terrain au moment du prélèvement de l'eau. Les pH mesurés en laboratoire ne devraient en aucun cas remplacer ceux enregistrés sur le terrain. Langmuir (1971) note que "...laboratory pH measurements can differ from the field-measured pH by  $\pm 0,5$  units or more, even when precautions are taken to avoid  $\text{CO}_2$  loss" (p.1041). Dans le cas d'une valeur de terrain inexistante, on doit tenir compte des erreurs inhérentes à la mesure faite

en laboratoire. Cette erreur est d'autant plus élevée que la dureté de l'eau est faible.

### 5.3.2 Spectrophotométrie versus titrage manuel

On dispose de quarante et un échantillons d'eau analysés à la fois par spectrophotométrie et par titrage manuel. Avec ces doubles exemplaires, on peut connaître la validité des résultats hydrochimiques obtenus par titrage colorimétrique manuel. Les résultats sont présentés dans le tableau 5.5. La date correspond à la date de prélèvement de l'échantillon. Les cations calcium et magnésium sont assortis de la notation "S" ou "TM", ce qui signifie que le résultat provient soit de la spectrophotométrie ou du titrage manuel. Tous les résultats sont exprimés en mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Les résultats spectrophotométriques originaux présentés en ppm (voir Annexe II) ont subi un changement d'unités afin de les rendre comparables. Pour ce faire, on a appliqué les équations de transformation 4.6 et 4.7 définies au Chapitre IV (section 4.4.1).

Dans l'ensemble, on voit que les résultats obtenus via les deux méthodes d'analyse hydrochimique sont semblables. Pour le cation calcium, la différence est souvent inférieure à 0,5 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Les valeurs sont même similaires dans deux cas. Les plus grandes différences s'observent chez les eaux les plus fortement minéralisées (PTNK, RGNK et MSE1). On atteint même un écart de près de 14 mg/l  $\text{CaCO}_3$  pour le site PTNK le 17 juin 1988. Au niveau du calcium, l'écart moyen entre les résultats des deux méthodes est de 1,60 mg/l  $\text{CaCO}_3$  en faveur de la spectrophotométrie. Les mêmes tendances se remarquent pour le cation magnésium. On n'observe toutefois aucun résultat similaire. Encore une fois, les eaux dures présentent les écarts les plus élevés. Le 23 juin 1988 au site RGNK, la différence entre l'analyse manuelle et l'analyse spectrophotométrique est supérieure à 9 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . L'écart moyen pour l'ensemble des valeurs du cation magnésium est de 1,97 mg/l  $\text{CaCO}_3$ , toujours en faveur de la spectrophotométrie.

Les données du tableau 5.5 montrent donc que le dosage complexométrique manuel des cations  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  fournit des résultats précis et valables. Les valeurs obtenues à l'aide de cette méthode sont semblables à celles déterminées par spectrophotométrie. L'écart moyen entre les résultats obtenus par les deux méthodes pour un même échantillon d'eau est faible. Le titrage manuel ne nécessite aucun

Tableau 5.5: Comparaison des valeurs de spectrophotométrie et de titrage manuel, calcium et magnésium.

SITE	DATE	Ca <sub>S</sub> (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Ca <sub>TM</sub>	Mg <sub>S</sub> (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	Mg <sub>TM</sub>
1 lac	05-06-88	46,69	46,70	7,17	7,20
1 "	12-06-88	47,44	44,00	7,21	3,64
1 "	19-06-88	47,69	44,25	7,41	4,05
1 "	23-06-88	46,44	46,56	7,58	3,87
1 "	29-06-88	40,95	42,36	7,00	3,17
1 "	02-07-88	41,70	42,98	6,88	3,07
3 perte	05-06-88	46,19	46,20	7,17	7,20
3 "	12-06-88	50,69	45,93	7,49	4,22
3 "	23-06-88	50,19	47,89	7,45	4,30
4 résurgence	05-06-88	49,19	49,21	7,17	7,22
4 "	12-06-88	51,19	45,99	7,33	7,27
4 "	19-06-88	54,18	47,63	7,70	9,35
4 "	23-06-88	50,94	48,11	7,45	9,48
4 "	29-06-88	40,95	42,36	7,00	3,17
4 "	02-07-88	44,95	47,95	7,00	5,63
6 lac	05-06-88	41,45	41,40	6,01	5,98
6 "	12-06-88	43,20	42,79	6,22	2,72
6 "	19-06-88	44,45	44,43	6,38	3,01
6 "	23-06-88	41,20	45,79	6,05	3,80
6 "	02-07-88	38,70	43,40	5,89	2,34
7 perte	05-06-88	42,20	42,20	6,22	6,20
7 "	12-06-88	44,45	42,84	6,92	3,90
7 "	23-06-88	42,45	43,36	6,34	2,15
10 résurgence	05-06-88	45,20	45,20	6,55	6,50
10 "	12-06-88	45,94	44,09	7,17	6,70
10 "	19-06-88	45,70	44,81	7,04	6,80
10 "	23-06-88	44,20	44,18	7,00	6,40
10 "	02-07-88	40,45	44,30	6,67	3,69
PTNK perte	05-06-88	74,91	74,90	15,69	15,70
PTNK "	12-06-88	79,65	70,06	16,88	22,14
PTNK "	17-06-88	107,12	93,66	20,88	17,59
PTNK "	23-06-88	112,61	100,34	22,81	19,75
PTNK "	29-06-88	70,67	68,34	16,60	9,67
PTNK "	02-07-88	66,17	68,69	15,11	9,44
RGNK résurgence	05-06-88	84,40	84,30	17,21	17,17
RGNK "	12-06-88	92,14	80,71	18,16	16,59
RGNK "	17-06-88	113,86	100,61	22,48	24,49
RGNK "	23-06-88	110,62	120,41	23,76	14,18
RGNK "	29-06-88	78,16	80,59	17,30	15,97
RGNK "	02-07-88	70,17	72,14	15,69	13,40
MSEI percolation	02-07-88	124,85	115,41	13,05	7,28

appareillage coûteux ou fragile. La méthode est facilement applicable en tout temps et en tout lieu. On peut aisément installer un laboratoire de campagne permettant d'analyser les échantillons d'eau directement sur le terrain au besoin. Elle a aussi le net avantage de fournir rapidement des résultats fiables. Stednick (1991) stipule que la validité des résultats titrimétriques augmente avec la taille de l'échantillon analysé (quantité d'eau utilisée). En augmentant le nombre de millilitres d'eau à analyser, on s'assure d'une meilleure précision dans les titrages manuels. La majorité des recherches karstiques s'accordent à dire qu'un échantillon de 100 ml est suffisant pour la détermination de la dureté totale et de la dureté calcique (50 ml par attribut). Barnes (1964) rejetait pourtant d'emblée les titrages colorimétriques en les qualifiant de peu fiables et même d'encombrants lorsqu'utilisés sur le terrain. D'après White (1988), les titrages manuels conviennent bien à l'analyse des cations  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ . Il signale aussi que les méthodes modernes de laboratoire sont plus précises, qu'elles permettent la détermination d'un plus grand nombre de cations et qu'elles exigent moins de temps lorsqu'on doit analyser un grand nombre d'échantillons. Il cite toutefois, avec une touche d'humour ironique, que:

"...one can do karst geochemistry with a pH meter and a box of glassware in the back of a truck parked in the Mexican jungle rather than in an air-conditioned laboratory with a quarter of a million dollars worth of fancy equipment" (White, 1988, p.135-136).

### 5.3.3 Eaux météoriques

L'analyse des échantillons de pluie et de neige permet d'obtenir de précieuses informations concernant deux aspects importants. On peut tout d'abord connaître la quantité de calcium et de magnésium provenant de l'extérieur du bassin étudié. On peut aussi se rendre compte de l'acidité des précipitations en présence.

### 5.3.3.1 dureté totale

On dispose au total de seize échantillons de précipitations, soit quatorze de nature pluvieuse et deux de type neige. Les caractéristiques de ces eaux atmosphériques apparaissent dans le tableau 5.6. De ces seize échantillons, onze ont été analysés par spectrophotométrie afin de connaître leur composition chimique (dix pluies et une neige). La connaissance de l'apport extérieur au bassin en cations calcium et magnésium est nécessaire pour une meilleure précision dans le calcul de la dénudation karstique (Chapitre VI, section 6.1.1). Au tableau 5.6, on voit que la dureté totale des eaux de pluies varie entre 0,19 et 9,78 mg/l CaCO<sub>3</sub>. La concentration moyenne des précipitations pluvieuses en calcium et en magnésium se situe à 3,35 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Même si on ne dispose que de dix échantillons et que les valeurs obtenues sont variables, on croit tout de même que cette dureté totale moyenne est significative. La quantité de cations dans les précipitations est en effet toujours très irrégulière au cours de l'année, selon les données disponibles dans la littérature. La composition chimique des eaux météoriques est fonction d'un grand nombre de facteurs déjà très variables, comme la direction et la force des vents, la quantité, l'intensité et la fréquence des précipitations, les émissions à la source, etc.

La dureté totale moyenne mesurée ici (pluie seulement: 3,35 mg/l CaCO<sub>3</sub>) se compare bien avec les valeurs présentées au sein d'autres recherches. Par exemple, Carroll (1962) a obtenu une dureté totale moyenne de 2,52 mg/l CaCO<sub>3</sub> sur des eaux de pluie prélevées à quinze localisations différentes aux Etats-Unis. Ses valeurs s'échelonnaient entre 0,57 et 9,46 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Ce même chercheur a mesuré des concentrations totales moyennes de 5,16 mg/l CaCO<sub>3</sub> au nord de l'Europe (62 stations, 30 mois d'analyse) et de 5,06 mg/l CaCO<sub>3</sub> au sud-est de l'Australie (28 stations, 36 mois d'analyse). Ces chiffres se rapprochent sensiblement de la valeur moyenne de 6,09 mg/l CaCO<sub>3</sub> mesurée par Chambers (1983a) en Angleterre. Il faut noter que les derniers résultats de Carroll (1962, Europe et Australie) et ceux de Chambers (1983a) proviennent de stations situées en régions côtières (influence des apports marins). Cogbill et Likens (1974) ont relevé des duretés totales moyennes s'étalant entre 0,62 et 2,40 mg/l CaCO<sub>3</sub> au New Hampshire et au Tennessee (5 sites, moyenne globale de 1,52 mg/l CaCO<sub>3</sub>). Une valeur moyenne de 0,47 mg/l CaCO<sub>3</sub> a été rapportée par E.B. Haines (1976) pour l'état de Georgie. Junge et Werby (1958),

également en Georgie, ainsi que Swank et Douglass (1975), en Caroline du Nord, ont mesuré des concentrations moyennes semblables, soit respectivement 0,77 et 0,61 mg/l CaCO<sub>3</sub>. En Caroline du Nord et en Virginie, Gambell et Fisher (1966) ont évalué à 2,20 mg/l CaCO<sub>3</sub> la dureté totale moyenne de leurs eaux de pluie. Gorham (1955), avec un total de quarante-deux échantillons, a trouvé des concentrations

Tableau 5.6: Caractéristiques des eaux de pluie et de neige fondante.

ÉCHANTILLON	DATE DE COLLECTE	TEMPS DE PRÉLÈVEMENT	T° (° C)	pH	Ca + Mg (ppmCaCO <sub>3</sub> )
PL1	25-06-88	11:30 à 13:00	15,0	4,25	1,99
PL2	25-06-88	13:30 à 14:15	15,0	4,06	2,19
PL3	30-06-88	19:30 à 20:15	10,1	5,21	0,19
PL4	16-07-88	10:00 à 10:35	20,6	4,54	—
PL5	23-07-88	13:15 à 13:45	23,4	4,33	—
PL6	24-07-88	07:00 à 10:55	20,0	4,48	—
PL7	07-08-88	18:30 à 19:00	22,6	4,59	—
PL8	13-08-88	17:45 à 18:15	25,5	3,91	7,58
PL9	13-08-88	18:20 à 19:05	23,7	4,19	9,78
PL10	14-08-88	07:00 à 07:15	20,8	4,16	1,20
PL11	14-08-88	09:00 à 10:30	20,0	3,53	1,47
PL12	14-08-88	10:35 à 11:10	20,9	3,84	6,96
PL13	14-08-88	11:15 à 12:20	20,2	3,60	1,89
PL14	02-10-88	15:30 à 16:00	12,0	4,11	0,29
NF1	22-10-88	10:00 à 11:45	1,9	5,04	0,42
NF2	22-10-88	12:00 à 15:00	2,3	5,14	—

moyennes comprises entre 0,25 et 8,29 mg/l CaCO<sub>3</sub>.

Un seul des deux échantillons de neige a été analysé par spectrophotométrie (voir tableau 5.6). La dureté totale de cette neige se chiffre à 0,42 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Toutefois, le 19 février 1989, on a prélevé des

sacs de neige fraîchement tombée (environ 4 cm) à sept endroits différents au sein du terrain d'étude. Ces échantillons ont été titrés manuellement au laboratoire afin de connaître leur dureté totale. Dans presque tous les cas, au moment de l'ajout de la capsule indicatrice, la solution en présence prenait déjà la coloration finale. Tout au plus, on n'a eu à rajouter qu'une quantité de EDTA correspondant à une dizaine d'unités titrimétriques, soit environ 0,013 ml de solution. Les échantillons de neige analysés manuellement avaient donc des concentrations en calcium et en magnésium certainement inférieures à 0,5 mg/l  $\text{CaCO}_3$ , valeur correspondant à la marge d'erreur de l'analyse (voir Chapitre IV, section 4.3.2.1). La valeur de 0,42 mg/l  $\text{CaCO}_3$  obtenue par spectrophotométrie sur l'échantillon NF1 semble donc être d'un ordre de grandeur très réaliste. On a en effet constaté auparavant que les résultats des analyses hydrochimiques faites par spectrophotométrie et par titrage manuel sont semblables (voir ci-haut, section 5.3.2). A titre de comparaison, Hagen et Langeland (1973) ont mesuré des duretés totales variant entre 1,0 et 3,88 mg/l  $\text{CaCO}_3$  sur des échantillons de neige provenant du sud de la Norvège. La moyenne de leurs mesures s'établissait à 2,94 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Faust et Aly (1981) ont trouvé des concentrations totales moyennes de l'ordre de 1,63 mg/l  $\text{CaCO}_3$  pour de la neige prélevée au Sierra Nevada et en Utah.

### 5.3.3.2 précipitations acides

L'acidité des précipitations est contrôlée en grande partie par le  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Le pH d'équilibre d'une eau météorique saturée en gaz carbonique est de 5,65 (Faust et Aly, 1981). Les précipitations "normales" sont donc déjà quelque peu acides, puisque leur pH est inférieur à la valeur neutre de 7,00. Ford et Williams (1989) signalent que même les eaux de pluie les plus pures ont rarement un pH supérieur à 6,40. Toute pluie ou toute neige affichant un pH inférieur à 5,65 est considérée comme précipitation acide (entre autres: Cogbill et Likens, 1974; Likens, 1976; Galloway *et alii*, 1976, 1979; B.L. Haines, 1979; McNeely, 1982; Braun, 1984). Cette acidité additionnelle provient de deux sources principales, soit la combustion de carburants fossiles et l'utilisation de fertilisants inorganiques (Galloway *et alii*, 1976; Faust et Aly, 1981; Ford et Williams, 1989).

Au tableau 5.6, on peut se rendre compte de l'acidité des précipitations prélevées à proximité de la région d'étude. Pour les eaux de pluie, le pH varie entre 3,53 et 5,21. Le pH moyen se situe à 4,20 (14 échantillons, médiane de 4,175). Un seul échantillon affiche un pH supérieur à 5,00. De fait, treize des quatorze eaux de pluie ont présenté des valeurs de pH inférieures à 4,60. Quatre échantillons se situent même au-dessous de pH 4,00. Les précipitations pluvieuses les plus acides ont été prélevées à la fin de l'été. Allen et Hardee (1983), ainsi que Braun (1984), avaient aussi enregistré les pH les plus bas vers la fin de l'été en Louisiane. Les deux précipitations neigeuses prélevées, NF1 et NF2, présentent des pH respectifs de 5,04 et 5,14 (tableau 5.6). Le 2 avril 1988, on a mesuré le pH de dix échantillons de neige vieillie à divers endroits sur le terrain d'étude. Les valeurs se répartissaient entre 6,08 et 6,43. Le pH moyen se situait à 6,21 (médiane de 6,21). Faust et Aly (1981) ont mesuré des pH semblables en Utah (entre 6,20 et 7,20) et au Colorado (entre 6,00 et 7,10). La neige fraîche prélevée le 19 février 1989 affichait un pH moyen de 4,10 (sept échantillons, voir ci-haut). Les valeurs minimale et maximale étaient respectivement de 3,91 et 4,14. Ces valeurs de pH sont similaires à celles enregistrées par Hagen et Langeland (1973) au sud de la Norvège. Ces derniers avaient obtenu des mesures comprises entre 3,81 et 4,15 (moyenne de 4,03). On peut voir au tableau 5.7 que les précipitations de la zone à l'étude sont aussi acides, sinon même plus, que celles des régions mondialement reconnues comme très affectées. A ce sujet, Rencz *et alii* (1985) signalent que l'est du Canada reçoit les précipitations parmi les plus acides de l'Amérique du Nord, avec des pH très souvent inférieurs à 4,50.

Les précipitations acides ont des effets dévastateurs sur les écosystèmes forestiers et aquatiques. Elles endommagent les feuilles des arbres caducifoliés et accélèrent le dessèchement et la mort des aiguilles de conifères. Elles peuvent aussi flétrir les lichens et les fougères, stériliser les graines et rendre les forêts plus susceptibles aux maladies, aux infestations et à la pourriture (Howard et Perley, 1982; Luoma, 1985). Mais les effets les mieux connus et les plus documentés dans la littérature sont ceux infligés au milieu aquatique. La sensibilité d'un lac aux précipitations acides est déterminée par sa capacité de neutraliser ces apports acides. La neutralisation des acides est directement fonction de l'alcalinité des eaux en présence (Dillon *et alii*, 1978; Hendrey *et alii*, 1980a; Brousseau *et alii*, 1985).

Tableau 5.7: Valeur moyenne et étendue du pH de quelques précipitations à travers le monde.

pH MOYEN	ÉTENDUE DE pH	TYPE	LIEU DE COLLECTE	RÉFÉRENCES
5,13	4,57 à 6,04	PN	SE É.-U.	Gambell & Fisher (1966)
4,41	4,02 à 5,83	PN	NE É.-U.	Pearson & Fisher (1971)
4,03	3,81 à 4,15	N	Norvège	Hagen & Langeland (1973)
4,09	4,05 à 4,19	P	NE É.-U.	Cogbill & Likens (1974)
4,60	3,20 à 5,90	PN	Est É.-U.	Swank & Douglass (1975)
4,40	3,70 à 5,50	P	Ontario	Beamish & VanLoon (1977)
4,60	4,30 à 5,20	P	Amazonie	Haines et alii (1979)
5,70	4,80 à 6,40	PN	Ile Ellesmere	McNeely (1982)
5,40	4,20 à 6,60	P	Louisiane	Allen & Hardee (1983)
5,21	3,90 à 6,91	P	Louisiane	Braun (1984)
3,57	2,59 à 5,11	P	Colorado	Reddy et alii (1985)
4,20	3,53 à 5,21	P	Val-des-Bois	présente recherche
5,09	5,04 à 5,14	N	Val-des-Bois	présente recherche
4,10	3,91 à 4,14	N	Val-des-Bois	présente recherche

TYPE: P = pluie et N = neige

Les eaux assorties d'une haute alcalinité ont une capacité presque infinie de neutraliser les apports en ions H<sup>+</sup>. Au contraire, les eaux à faible alcalinité sont considérées comme sensibles et démontrent habituellement un degré de tamponnement très limité. Une eau qui affiche une alcalinité inférieure à 2 mg/l CaCO<sub>3</sub> est extrêmement sensible à l'acidification. Une sensibilité moyenne à basse se définit par une alcalinité comprise entre 2 et 25 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Une alcalinité supérieure à 25 mg/l CaCO<sub>3</sub> indique qu'une eau est non-sensible aux apports acides. Il existe plusieurs facteurs influençant la capacité d'un lac à

neutraliser l'acidité des précipitations. A titre d'exemples, on peut citer l'altitude des plans d'eau (Brousseau *et alii*, 1985), le ratio surface du bassin de drainage *versus* surface lacustre totale (Dillon *et alii*, 1978), et les caractéristiques hydrologiques du terrain en présence (Hendrey *et alii*, 1980b). Selon Brousseau *et alii* (1985):

"The most important overall factor, however, is the geochemistry of the watershed (Kramer, 1976; Kaplan *et alii*, 1981). Limestone terrains yield an almost infinite acid-neutralizing capacity, whereas granites, related igneous rocks, and noncalcareous sandstones yield minimal buffering (Norton, 1979)" (p.502).

Dillon *et alii* (1978) avaient également soulevé cette hypothèse en soulignant que le facteur géochimique "can override all others" (p.809). Les eaux s'écoulant en terrain carbonaté, et surtout les eaux souterraines, contrôlent sensiblement la chimie des lacs en présence. Un flot souterrain continu d'eau fortement alcaline vers un lac peut ralentir considérablement ou même stopper l'acidification du plan d'eau. Plusieurs lacs du Midwest américain reçoivent des apports aquatiques souterrains suffisamment importants pour expliquer l'absence d'acidification dans ces régions (Anderson et Bowser, 1986). Dans les monts Adirondacks, Chen *et alii* (1984) ont démontré que l'eau souterraine est largement responsable du maintien d'un pH neutre au lac Panther, alors que le lac voisin Woods, ne recevant que peu ou pas d'apport aquatique souterrain, montre un pH moyen d'environ 4,00 à 5,00. Bottomley *et alii* (1984) ont fait des observations similaires sur des lacs du centre de l'Ontario.

Au niveau de la région d'étude, l'alcalinité des eaux en présence est toujours très élevée. Les lacs et les ruisseaux ont donc un degré de tamponnement presque infini leur permettant de contrer les effets néfastes des précipitations acides en assimilant les ions d'hydrogène. On peut consulter l'Annexe III pour se rendre compte de l'importance des valeurs d'alcalinité. Pour les ruisseaux analysés (sites 1, 3, 4, 6, 7 et 10), l'alcalinité moyenne se situe entre 40 et 49 mg/l CaCO<sub>3</sub>. On a même atteint des valeurs aussi élevées que 72 mg/l CaCO<sub>3</sub> au site 1 et 81 mg/l CaCO<sub>3</sub> au site 4. Dans tous les cas, l'alcalinité a tendance à augmenter au fur et à mesure que l'on s'avance dans les saisons, pour atteindre un pic en période hivernale. Les valeurs les plus basses s'observent au printemps lors de la crue occasionnée par la fonte nivale (vers le début avril). A ce moment, l'alcalinité des eaux diminue de près de moitié à tous les sites. Par exemple, au

site 1, l'alcalinité passe de 40,0 mg/l CaCO<sub>3</sub> le 2 avril à une valeur de 19,7 mg/l CaCO<sub>3</sub> le 13 avril. La situation retourne à la "normale" en deçà des deux semaines suivantes puisque le 27 avril, l'alcalinité se situe à 39,23 mg/l CaCO<sub>3</sub>.

Il est normal que les eaux accusent une baisse drastique de leur alcalinité lors des crues printanières, principalement à cause du facteur de dilution (Scheider *et alii*, 1979; Bengtsson, 1980). Dumouchel et Magnin (1982) ont noté que l'alcalinité des eaux de la rivière du Nord, située à l'est de la région ici étudiée, s'est avérée assez stable durant toute l'année, sauf à la période de crue où elle a diminué sa valeur de près de 50%. C'est durant cette période que les eaux (surtout des lacs) deviennent stratifiées avec à leur surface l'eau de fonte froide et acide. Il en résulte que les eaux acides de surface ne se mélangent pas immédiatement avec les eaux plus profondes de meilleure qualité. Les trois eaux de fonte analysées ici (BF1, BF3 et RF2; voir Annexe I) ont des alcalinités assez basses, soit respectivement 33,56, 21,95 et 35,46 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Ces valeurs montrent bien l'effet de la fonte nivale sur les eaux des ruisseaux et des lacs. La baisse des valeurs d'alcalinité lors de la fonte de la neige est habituellement précédée d'une baisse du pH. Le pH a tendance à s'abaisser dès que la fonte s'amorce. On a en effet vu plus haut que la neige vieillie accuse des pH dix fois plus acides que l'eau des lacs et des ruisseaux. Les valeurs de pH des eaux de fonte viennent également confirmer cette baisse (BF1 = 6,23; BF3 = 6,70; RF2 = 6,90). Hagen et Langeland (1973) ont noté à ce sujet que "...severe pH-shocks may occur in the surface layers during the melting period in spring" (p.45-46). Ils ont relevé des baisses de pH de plus d'une unité sur une période de deux semaines (de 6,21 à 5,18). Les mêmes tendances se dessinent au niveau de la région ici étudiée. Par exemple, au site 1 entre le 13 mars et le 2 avril 1988, le pH passe de 7,71 à 6,77. Scheider *et alii* (1979) signalent que des baisses de pH et d'alcalinité peuvent aussi survenir lors de fortes tempêtes de pluie.

Les valeurs d'alcalinité les plus élevées ont été mesurées sur l'eau de percolation, l'eau des sources, ainsi qu'au ruisseau Nouveau-Karst (voir Annexe III). Au site MSE1, les valeurs se situent entre 97 et 122,5 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Onze des douze mesures effectuées à ce site présentent des chiffres supérieurs à 101 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées vers la fin de l'été et au mois d'octobre. Au ruisseau Nouveau-Karst, l'alcalinité varie de 64 à 106 mg/l CaCO<sub>3</sub> à la perte PTNK. La résurgence RGNK

affiche des valeurs comprises entre 70 et 139 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Ces mesures sont semblables à celles faites sur l'eau des sources. La source SCE1 a fourni des chiffres situés entre 63,59 et 116 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . A la source SCE3, on a mesuré des alcalinités s'échelonnant entre 69,2 et 109 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Ces deux sources présentent des valeurs d'alcalinité supérieures à la source CORD échantillonnée au nord de Notre-Dame-du-Laus. L'analyse de l'eau prélevée à ce site a rendu une valeur de 52,06 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Au niveau régional, la séquence GAT1 à GAT8 (Parc de la Gatineau) a affiché des valeurs élevées d'alcalinité, soit entre 112,4 et 152 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . A proximité du lac Ste-Marie, les sources STM1 et STM2 ont aussi présenté des chiffres élevés se situant tout près de 146 mg/l  $\text{CaCO}_3$ .

Toutes les eaux analysées ont donc offert une capacité infinie de neutralisation des apports acides. En effet, seulement deux échantillons sur un total de 216 (soit 0,93%) ont des valeurs d'alcalinité inférieures à 25 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Il s'agit de deux eaux prélevées le 13 avril 1988, soit aux sites BF3 (bassin de fonte) et 1 (lac Fer-à-Cheval), avec des valeurs respectives de 21,95 et 19,70 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . On compte ensuite trois échantillons à alcalinité comprise entre 25 et 30 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . La collecte de ces échantillons s'est aussi effectuée le 13 avril 1988. Les eaux proviennent des sites 3 (28,2 mg/l  $\text{CaCO}_3$ ), 6 (27,06) et 7 (25,79). Les 211 échantillons restants (soit 97,7% du total) sont assortis d'une alcalinité supérieure à 30 mg/l  $\text{CaCO}_3$ .

En 1964, une étude de Ryder a démontré que tous les lacs du centre-sud de l'Ontario étaient caractérisés par une alcalinité inférieure à 25 mg/l  $\text{CaCO}_3$ , avec un certain nombre affichant même des valeurs comprises entre 6 et 10 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Une analyse subséquente de soixante-dix lacs du sud de l'Ontario (Sparling et Nalewajko, 1970) devait encore une fois montrer la faible alcalinité des lacs de ce secteur. Toutes les eaux affichaient des valeurs inférieures à 10 mg/l  $\text{CaCO}_3$ , avec une observation aussi basse que 3,5 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Pour la même région, Scheider *et alii* (1979) ont rapporté que quatorze lacs sur quinze avaient une alcalinité plus basse que 10 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Lors d'une étude précédente, Dillon *et alii* (1978) avaient même enregistré des mesures de seulement 0,5 mg/l  $\text{CaCO}_3$ . Le long de la rivière du Nord qui coule à l'est de la région ici étudiée, Dumouchel et Magnin (1982) ont analysé 364 échantillons d'eau répartis en sept stations. Ils ont relevé une alcalinité moyenne de 14 mg/l  $\text{CaCO}_3$  (extrêmes de 4 et 42 mg/l  $\text{CaCO}_3$ ). Le pH moyen de ces eaux se situait à 6,96 et les valeurs ponctuelles s'échelonnaient entre 6,20 et

7.50. Dans la région de Thunder Bay, Brousseau *et alii* (1985) ont analysé l'eau de 331 lacs. L'alcalinité de 267 lacs, soit plus de 80% du total, s'est avérée inférieure à 25 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Plus de la moitié de ces plans d'eau étaient d'ailleurs assortis d'un pH moyen inférieur à 6,90. Au Colorado, Kling et Grant (1984) ont constaté que seulement 10 lacs sur 140 (soit 7%) avaient une alcalinité moyenne supérieure à 30 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Près de 85% des eaux ont affiché une alcalinité moindre que 20 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Egalement, seulement 30% des lacs en présence ont vu leur pH moyen s'établir au-dessus de la valeur de 7,0.

La majorité des études qui traitent du problème de l'acidité des précipitations centrent leur attention sur les effets au niveau des forêts et de la vie aquatique. Les régions étudiées sont, de manière tout à fait légitime, celles étant reconnues comme sensibles à une actuelle ou une éventuelle acidification. On écarte habituellement les zones affichant un fort degré de tamponnement, comme celles reposant sur un substratum calcaire. Cependant, au niveau de la géomorphologie karstique, les précipitations acides qui arrosent les terrains carbonatés devraient mériter une attention particulière. Il semblerait en effet qu'elles jouent un rôle significatif au niveau de l'accélération de la dissolution des roches calcaires. C'est maintenant un problème reconnu au sein de plusieurs régions du globe (Reddy, 1988). Il est toutefois difficile d'évaluer ou de quantifier avec précision l'altération du calcaire par les précipitations acides:

"So far as we are aware, acid rain has not yet produced any notable new karst, but students of karst water equilibria and erosion rates must be alert to its potential effects in the water samples that they analyse. Acid rain at pH = 3.0 will dissolve 50% more CaCO<sub>3</sub> than 'normal' rainwater falling on to bare rock" (Ford et Williams, 1989, p.78).

Froehlich (1983) signale toutefois que même si "these waters are highly aggressive, their impact on the substratum is of a very short duration" (p.100).

En 1972, une étude de Overrein conduite en Norvège montrait déjà que le lessivage du calcium au sein de divers types de sol augmentait de façon drastique à mesure qu'on acidifiait les précipitations. Sur une courte période expérimentale de seulement quarante jours, la recherche a démontré qu'en acidifiant la pluie par un facteur de 10, le lessivage du calcium se voyait accru par un facteur de plus de 30. Ce problème de lessivage des cations (surtout le calcium et le magnésium) par les précipitations acides est

aujourd'hui bien documenté, principalement en Scandinavie (Falkengren-Grerup, 1989a). Le lessivage s'accompagne inévitablement d'une acidification prononcée de tous les horizons de sol, et ce jusqu'à des profondeurs pouvant excéder un mètre (entre autres: Hallbacken et Tamm, 1986; Falkengren-Grerup, 1986, 1987, 1989b; Tamm et Hallbacken, 1988). Or, l'acidification des sols peut accentuer l'altération de la roche en place (Tyler *et alii*, 1987; Hauhs et Dise, 1989), surtout si celle-ci est calcaire (Kilham, 1982; Reddy, 1988). Au New Hampshire, Hall *et alii* (1980) ont acidifié artificiellement un ruisseau dans le but de connaître l'effet sur l'altération de la roche en place. En abaissant le pH du ruisseau de 6,0 à 4,0 et en le maintenant à cette dernière valeur pour une période de cinq mois, ils ont constaté que la concentration de tous les cations s'était accrue de façon dramatique. Par exemple, la teneur de l'eau en calcium a augmenté de près de 65%. La concentration en magnésium devait subir une hausse de plus de 150%.

L'effet des précipitations acides sur l'altération du calcaire cristallin s'avère difficile ou même impossible à mesurer dans le cadre de la présente recherche. On aurait besoin pour ce faire de données hydrochimiques à long terme visant spécifiquement à cerner le problème de façon adéquate. Toutefois, ce problème existe visiblement et il importait de le soulever. On dispose en effet de tous les éléments de recherche requis: un substratum carbonaté, des précipitations acides, des eaux locales à alcalinité et à pH élevés. Il y a donc là d'intéressantes perspectives de recherches pour le futur. Il est essentiel d'étudier plus à fond de telles régions considérées comme non-sensibles aux effets de l'acidité des eaux météoriques:

"Because it is generally assumed that acid precipitation falling on nonsensitive regions is quickly neutralized, the effects of this process have not been studied and remain virtually unknown. In these regions, acid precipitation is making lakes more alkaline rather than more acidic. Increasing alkalinity, like increasing acidity, represents a drastic environmental change" (Kilham, 1982, p.856).

## CHAPITRE VI

### INTENSITÉ DE L'ÉROSION

Dans ce chapitre, on présente les valeurs de dénudation karstique obtenues à l'aide des trois approches méthodologiques détaillées au Chapitre IV (sections 4.1, 4.2 et 4.3). L'approche hydrochimique permet d'obtenir une quantification de l'intensité actuelle de l'érosion du calcaire cristallin au sein du bassin étudié. La méthode des plaquettes de calcaire offre une estimation valable des taux équivalents de dénudation actuelle. A l'aide des nodules en relief, on peut quantifier l'abaissement général de la surface calcaire survenue au cours de l'Holocène. Tous les résultats de dénudation karstique s'expriment en mm/1000 ans. On peut ainsi comparer les valeurs fournies par les trois méthodes au niveau de la région d'étude. Egalement, cette unité de mesure permet la comparaison des résultats avec ceux présentés dans d'autres recherches.

#### 6.1 CALCUL DE DÉNUDATION KARSTIQUE: APPROCHES UTILISÉES

##### 6.1.1 D'après l'hydrochimie

Au sein de recherches antérieures, plusieurs formules ont été présentées pour quantifier la dénudation chimique à l'intérieur d'un bassin karstique donné. La formule la mieux connue et aussi la plus utilisée dans la littérature est sans doute celle proposée par Corbel (1956, 1959a, 1959b):

$$\Rightarrow X = (4 \times E \times T) / 100 \quad (6.1)$$

où X est la dénudation karstique en mm/1000 ans ou m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/an, E la hauteur d'eau écoulée en dm/an, et

T la teneur moyenne de l'eau en calcium en *mg/l*. L'équation de Corbel a été grandement critiquée du fait de sa trop grande simplicité. Elle assume au départ que toutes les roches carbonatées ont une densité de 2,5. Selon Ford et Williams (1989), la densité moyenne du calcaire varie de 1,5 à près de 3,0. L'équation 6.1 ne tient pas compte non plus du magnésium présent dans l'eau. Or, même les calcaires les plus purs présentent une quelconque quantité de  $MgCO_3$ . La formule de Corbel ignore également les apports extérieurs au bassin via les précipitations. Elle généralise finalement la dureté calcique de l'eau selon sa valeur moyenne, sans tenir compte des variations possibles avec l'écoulement en présence. Lors de recherches sur les rivières Athabaska et Saskatchewan-Nord, Drake et Ford (1973) ont démontré que la formule proposée par Corbel avait faussé leurs résultats dans une proportion allant de +31% à +41%. En utilisant cette même formule, Schmidt (1979) a constaté qu'une erreur de +24% s'était glissée dans son calcul de la dénudation d'un karst d'Allemagne. Sur un karst haut-alpin de l'ouest de la Nouvelle-Guinée, Peterson (1982) a aussi noté une surévaluation de la dénudation chimique par l'utilisation de l'équation de Corbel, cette fois-ci par une marge de plus de 8%. Devant ces nombreuses imprécisions, on préfère rejeter l'équation 6.1 pour le calcul de la dénudation karstique.

Avec les éléments dont on dispose dans la présente recherche, la formule proposée par Groom et Williams (1965) semble la mieux adaptée. Elle se définit comme suit:

$$\Rightarrow X = (E - A) / (D \times S \times 10^6) \quad (6.2)$$

où X représente la dénudation karstique exprimée en *mm/1000 ans*, E les éléments dissous évacués du bassin en *g/an*, A l'apport allochtone via les précipitations en *g/an*, D la densité du calcaire en *g/cm<sup>3</sup>*, et S la surface du bassin de drainage en *km<sup>2</sup>*. Dans cette équation, la densité du calcaire et la surface du bassin drainé sont connus. La surface de terrain qui se draine au site 10 équivaut à 1,678 *km<sup>2</sup>*. On a en effet vu au Chapitre IV (section 4.3.1.4) que les mesures de débit ont été effectuées à ce site (résurgence de la Grotte des Pins, ruisseau du lac des Camps). La densité moyenne du calcaire cristallin de la zone à l'étude est de 2,853 *g/cm<sup>3</sup>*. On a obtenu cette valeur en utilisant les données relatives aux plaquettes de calcaire

apparaissant à l'Annexe IV. La longueur, la largeur et l'épaisseur des échantillons mesurées au début de l'expérience permettent de connaître leur volume respectif. En divisant la masse (g) par le volume (cm<sup>3</sup>), on obtient la densité (g/cm<sup>3</sup>). La densité des plaquettes du groupe A varie de 2,51 à 3,10 g/cm<sup>3</sup> et la moyenne s'établit à 2,81 g/cm<sup>3</sup>. La densité moyenne des plaquettes du groupe B est de 2,90 g/cm<sup>3</sup> avec des extrêmes de 2,75 et 3,00 g/cm<sup>3</sup>. En combinant les quarante échantillons, on obtient une densité moyenne de 2,853 g/cm<sup>3</sup>. La valeur des deux variables inconnues E et A (éléments dissous évacués et apport allochtone) se calcule à l'aide de formules simples. Pour connaître E (masse/unité de temps), on doit disposer d'une concentration (masse/volume) et d'un débit (volume/unité de temps). C'est donc en multipliant le débit (Q) par la dureté totale de l'eau (C) qu'on parvient à connaître la quantité d'éléments dissous évacués annuellement (Palmer, 1984):

$$\Rightarrow E = (Q \times C) 3,16 \times 10^4 \quad (6.3)$$

où E s'exprime en *g/an*, Q en *l/sec*, et C en *mg/l CaCO<sub>3</sub>*. Le multiplicateur  $3,16 \times 10^4$  permet de transformer les unités originales de E (*mg/sec*) en *g/an*. Le débit a été calculé à l'aide de l'équation 4.1 présentée à la section 4.3.1.4 du Chapitre IV. La dureté totale des échantillons d'eau du site 10 apparaît à l'Annexe III (calcium + magnésium). Ces trois variables (E, Q et C) sont compilées au sein du tableau 6.1.

La quantité de calcium et de magnésium apportée de l'extérieur du bassin via les précipitations se calcule de la façon suivante (Groom et Williams, 1965; Chambers, 1983a):

$$\Rightarrow A = (S \times P \times C) \times 1000 \quad (6.4)$$

où A est l'apport allochtone exprimé en *g/an*, S la surface du bassin en *km<sup>2</sup>*, P la hauteur moyenne annuelle des précipitations en *mm*, et C la dureté totale moyenne des précipitations en *mg/l CaCO<sub>3</sub>*. En multipliant par 1000, on ramène les unités originales de A (*kg/an*) en *g/an* afin de pouvoir utiliser cette variable

directement dans l'équation générale de dénudation (éq. 6.2). On a vu que la surface du bassin de drainage s'évalue à 1,678 km<sup>2</sup>. Selon Environnement Canada (1982), la hauteur annuelle moyenne des précipitations pour la région à l'étude s'établit à 997,45 mm (voir Chapitre II, tableau 2.1). La concentration moyenne des précipitations en calcium et en magnésium s'obtient à l'aide des données fournies au tableau 5.6 (Chapitre V). On dispose de dix pluies et une neige, et la dureté totale moyenne globale se chiffre à 3,09 mg/l CaCO<sub>3</sub>. En utilisant les valeurs de S, P et C définies ci-haut et en appliquant l'équation 6.4, on obtient pour A une valeur de 5,17 x 10<sup>6</sup> g/an.

Whitehead et Feth (1964) et Chambers (1983a) soulignent que la quantité de calcium et de magnésium apportée au bassin par voie atmosphérique est souvent ignorée lors des calculs de dénudation karstique. Ces apports ont d'ailleurs été considérés comme "a dilute solution in all but dilute natural waters" (Janda, 1971, p.68). Imeson (1973) juge également que les éléments transportés par les précipitations peuvent être qualifiés de minimes et donc être négligés des calculs. Mais ces apports atmosphériques existent, et dans la mesure du possible, ils se doivent d'être incorporés aux calculs. Au sein d'un karst de Nouvelle-Zélande, Williams et Dowling (1979) ont calculé que 4,6% du calcium et du magnésium dissous dans l'eau avaient été introduits par voie météorique. Puisque l'on dispose de telles données, on s'assure d'une meilleure précision au niveau de la quantification de la dénudation karstique. En effet, si on omet ici les apports allochtones, on constate qu'on surévalue la dénudation dans une proportion allant de 2,2% à près de 8,5% (surévaluation moyenne de 5,9%).

Si on substitue maintenant aux symboles de l'équation 6.2 les valeurs correspondantes:

$$\Rightarrow X = \{E - (5,17 \times 10^6)\} / \{(2,853) \times (1,678) \times (10^6)\} \quad (6.5)$$

on obtient l'équation simplifiée suivante:

$$\Rightarrow X = E - (5,17 \times 10^6) / (4,7873 \times 10^6) \quad (6.6)$$

Tableau 6.1: Dénudation karstique, approche hydrochimique (site 10, résurgence de la Grotte des Pins).

DATE DE COLLECTE	DURETÉ TOTALE (mg/l CaCO <sub>3</sub> )	DÉBIT (l/sec)	ÉLÉMENTS DISSOUS ÉVACUÉS (x10 <sup>8</sup> g/an)	DÉNUDATION KARSTIQUE (mm/1000 ans)
01-05-88	49,43	154,4*	2,41	49,26
04-05-88	53,24	148,7*	2,33	47,59
10-05-88	47,38	96,1*	1,44	29,00
25-05-88	48,81	86,9	1,34	26,91
05-06-88	51,70	68,9	1,13	22,52
12-06-88	50,79	59,8*	0,96	18,97
19-06-88	51,61	50,1	0,82	16,05
23-06-88	50,58	46,3*	0,74	14,38
02-07-88	47,99	52,6*	0,80	15,63
07-07-88	48,61	48,6	0,75	14,59
19-07-88	52,51	40,6*	0,67	12,92
21-07-88	53,90	38,9*	0,66	12,71
04-08-88	53,09	41,3*	0,69	13,33
10-08-88	48,76	60,2	0,93	18,35
23-08-88	52,62	48,3	0,80	15,63
24-09-88	55,09	41,4	0,72	13,96
14-10-88	57,88	64,4*	1,18	23,57
19-02-89	63,61	49,6*	1,00	19,81

\*: débit estimé à partir de la hauteur d'eau

La valeur de E (éléments dissous évacués) apparaît au tableau 6.1. Dans ce même tableau, on retrouve les valeurs de dénudation karstique des échantillons du site 10 pour lesquels on disposait de tous les éléments de calcul nécessaires. Les valeurs de débit suivies d'un astérisque sont des estimations faites à partir de la hauteur d'eau. Paterson (1979) avait aussi évalué certains de ses débits à partir des variations au niveau de la hauteur de l'eau des ruisseaux en des points précis. La dénudation s'échelonne entre 12,71 et 49,26 mm/1000 ans. La valeur moyenne s'établit à 21,4 mm/1000 ans et la médiane se chiffre à 17,2 mm/1000 ans. Les plus faibles valeurs coïncident avec la période estivale. Du 12 juin au 24 septembre

1988, la dénudation a affiché des valeurs minimale et maximale respectives de 12,71 et 18,97 mm/1000 ans. Pour cette période, la moyenne était de 15,1 mm/1000 ans (médiane de 14,6 mm/1000 ans).

C'est en effet durant les mois d'été que l'on retrouve habituellement la plus faible évacuation d'éléments dissous (E), et ce même si la dureté totale des eaux est plus importante à ce moment de l'année. Le facteur responsable de cette situation est la baisse du débit. Le débit et la quantité d'éléments dissous évacués (*dissolved load*) sont en effet deux variables proportionnellement reliées (Drake et Ford, 1976; Ford et Williams, 1989). Une baisse du débit provoque une baisse incidente de la charge transportée. La concentration des eaux en calcium et en magnésium est toutefois plus importante lorsque le débit est faible. Ces deux variables se relient de façon inversement proportionnelle (Douglas, 1964; Pitty, 1968a; Shuster et White, 1971; Basset et Ruhe, 1973; Chambers, 1983b). Les variations de la dureté totale de l'eau montrent habituellement une forte tendance saisonnière, avec les plus hautes valeurs à l'été et les plus basses au printemps. Le long de la rivière du Nord, qui coule à l'est de la rivière du Lièvre, Dumouchel et Magnin (1982) ont aussi noté une diminution de la dureté totale des eaux au moment de la crue printanière. Selon White (1988), on peut associer une partie de ces variations à la disponibilité du gaz carbonique. Mais la plus grande part de l'explication se trouve dans l'effet de dilution occasionné par les forts débits se rattachant aux crues printanières et/ou aux pics pluvieux.

### 6.1.2 D'après les plaquettes de calcaire

L'approche des plaquettes de calcaire offre une mesure directe du potentiel de dissolution au sein d'environnements aquatiques, terrestres et subaériens. Puisque les plaquettes ont été taillées à partir d'un bloc calcaire provenant de la région étudiée, on est également en mesure de déterminer des valeurs absolues de dénudation karstique (Crowther, 1983; Bocquet, 1985). La perte de masse subie par les plaquettes au cours de leur temps d'exposition doit être transformée en *perte annuelle* (Trudgill, 1975):

$$\Rightarrow P = (M \times 365) / T \quad (6.7)$$

où P est la perte annuelle de masse en  $g/an$ , M la masse perdue en g, et T le temps d'exposition en *jours*.

On convertit ensuite la perte annuelle de masse en perte annuelle de volume:

$$\Rightarrow V = P/D \quad (6.8)$$

où V est la perte annuelle de volume exprimée en  $cm^3/an$ , P la perte annuelle de masse en  $g/an$ , et D la densité de l'échantillon en  $g/cm^3$ . La densité de chaque plaquette apparaît à l'Annexe IV. La perte annuelle de volume peut s'exprimer sous forme d'abaissement de la surface calcaire ( $cm/an$ ) en distribuant cette perte sur toute la surface d'exposition de la plaquette (Trudgill, 1983). Les calculs vont comme suit:

$$\Rightarrow H = V/S \quad (6.9)$$

où H est l'abaissement de la surface calcaire (ou dénudation karstique) en  $cm/an$ , V la perte annuelle de volume en  $cm^3/an$ , et S la surface d'exposition de la plaquette en  $cm^2$ . On a calculé la surface d'exposition de chaque plaquette de la façon suivante:

$$\Rightarrow S = (2 \times L \times l) + (2 \times L \times \epsilon) + (2 \times l \times \epsilon) \quad (6.10)$$

où S est la surface en  $cm^2$ , et L, l et  $\epsilon$  sont respectivement la longueur, la largeur et l'épaisseur de la plaquette en  $cm$ . La valeur de ces quatre variables est définie à l'Annexe IV. A titre de simplification, on peut introduire l'équation générale suivante:

$$\Rightarrow H = (P/D/S) \times 10^4 \quad (6.11)$$

Le multiplicateur  $10^4$  permet de transformer les unités originales de  $H$  (cm/an) en mm/1000 ans pour fins de comparaison.

Les valeurs de dénudation karstique calculées à l'aide de l'équation 6.11 sont compilées à l'intérieur des tableaux 6.2 et 6.3, caractérisant respectivement les plaquettes des groupes A et B. On dénote au total cinq valeurs manquantes en raison de la perte des plaquettes au cours de l'expérience. Si on jette un coup d'œil sur l'ensemble des valeurs des deux tableaux, on se rend compte que le groupe A présente des chiffres de dénudation beaucoup plus élevés que le groupe B. On peut faire intervenir ici la notion de seuil d'érosion à titre d'élément explicatif. La vitesse d'altération est sûrement fonction de la dimension des échantillons. Les petits échantillons atteignent rapidement leur seuil d'érosion, et l'altération s'accélère à partir de ce moment. Bocquet (1985) signale que la surface de l'interface roche-eau est un facteur important pour l'interprétation des résultats. Bien que les plaquettes des deux groupes montrent ici des masses moyennes très différentes, (groupe A = 50.7 g; groupe B = 105.5 g), elles exposent à l'altération des surfaces à peu près égales (groupe A = 55 cm<sup>2</sup>; groupe B = 70 cm<sup>2</sup>). Les plaquettes du groupe A sont plus minces et ainsi plus facilement et plus rapidement érodées. Elles offrent en effet une surface de contact presque aussi grande que celles du groupe B. Ces plaquettes montrent donc des valeurs de dénudation karstique plus élevées, valeurs qui sont d'ailleurs probablement erronées. Il en résulte néanmoins que les données du groupe A sont intéressantes en ce qui a trait à l'évaluation du potentiel d'altération au sein des divers milieux représentés (Trudgill, 1983).

On voit au tableau 6.2 que quatre milieux distincts sont représentés: lac, ruisseau, bassin et sol. L'analyse des échantillons des sites terrestres se fera plus loin (tableau 6.4). Les valeurs de dénudation les plus élevées sont caractéristiques des plaquettes disposées dans les ruisseaux (3A, 4A, 5A, 7A et 11A). Ces valeurs se situent entre 131.76 et près de 200 mm/1000 ans. On peut même distinguer une tendance à l'intérieur des eaux de ruisseaux. En effet, les pertes (plaquettes 3A et 7A) affichent des valeurs de dénudation plus hautes que les résurgences et les sites en aval (plaquettes 4A, 5A et 11A). La même situation se dessine aux sites du ruisseau Nouveau-Karst, mais avec des valeurs de dénudation trois fois inférieures aux autres ruisseaux. Les sites PTNK (perte; plaquette 12A) et RGNK (résurgence; plaquette

Tableau 6.2: Dénudation karstique, plaquettes du groupe "A".

PLAQUETTE ET MILIEU	TEMPS EXPOSÉ (jours)	PERTE DE MASSE (g)	PERTE ANNUELLE (g/an)	DÉNUDATION KARSTIQUE (mm/1000 ans)
1A lac	524	1,650	1,149	78,56
2A ruisseau	---	---	---	---
3A perte	524	4,273	2,976	163,24
4A résurgence	524	3,375	2,351	155,62
5A ruisseau	524	3,604	2,510	158,57
6A lac	524	2,065	1,438	96,38
7A perte	524	4,885	3,403	199,95
8A bassin	152	0,421	1,011	54,26
9A bassin	309	0,838	0,990	69,99
10A résurgence	---	---	---	---
11A ruisseau	524	2,879	2,005	131,76
12A perte NK	347	1,025	1,078	65,31
13A résurgence	---	---	---	---
14A résurgence NK	347	0,872	0,917	55,14
15A sol	163	0,179	0,401	27,32
16A sol	163	0,117	0,262	15,32
17A lapiez	163	0,118	0,264	19,44
18A lapiez	163	0,071	0,159	11,87
19A sol	163	0,099	0,222	12,50
20A sol	163	0,084	0,188	10,12

14A) présentent en effet des chiffres respectifs de seulement 65,31 et 55,14 mm/1000 ans. L'eau à ces sites est pourtant aussi turbulente, sinon même plus, que les autres eaux de ruisseaux. On explique ces basses valeurs en faisant intervenir l'indice de saturation des eaux vis-à-vis la calcite (SIc). Le SIc moyen calculé pour les sites PTNK et RGNK se situe respectivement à -0,68 et -0,34 (voir Chapitre V, tableau 5.3). Aux sites 3, 4 et 7 (plaquettes 3A, 4A et 7A), l'indice de saturation moyen affiche des valeurs respectives de -1,27, -1,11 et -1,26. Les valeurs de dénudation des plaquettes du ruisseau Nouveau-Karst sont semblables aux mesures des lacs et des bassins. Les plaquettes 1A et 6A (lacs) ont fourni des valeurs de 78,56 et 96,38 mm/1000 ans. La plaquette 6A se situait tout près de la tête du ruisseau, si bien que le mouvement de l'eau y a joué un rôle plus important qu'au site 1 (plaquette 1A), ce qui se traduit par une valeur de dénudation

plus élevée. La vitesse d'érosion des plaquettes est en effet directement reliée à la vitesse d'écoulement de l'eau (Roques et Ek, 1973; Morel *et alii*, 1978-79; Kupper, 1979, 1985). Une même vitesse de l'eau ne donne toutefois pas nécessairement lieu à une même vitesse d'érosion, puisqu'une ou plusieurs autres variables entrent en jeu.

Les plaquettes 8A et 9A avaient été disposées dans un bassin dormant à l'intérieur de la Grotte des Pins. Elles présentent des chiffres de 54,26 et 60,99 mm/1000 ans. La stagnation et la saturation plus avancée de l'eau à l'intérieur de la caverne expliquent les plus faibles valeurs de dénudation karstique à ces deux sites. Quelques expériences menées dans la région de Montréal (Morel *et alii*, 1978-79) ont montré que la stagnation de l'eau n'engendrait qu'une infime érosion des plaquettes.

Les plaquettes du groupe B montrent également la même tendance (tableau 6.3). Les valeurs de dénudation les plus faibles s'associent aux bassins et aux lacs. Les plaquettes des ruisseaux ont subi la plus forte altération. Au site 10 (résurgence de la Grotte des Pins; plaquette 10B), la valeur de dénudation de près de 240 mm/1000 ans résulte de l'abrasion. Après un séjour de cinq mois, on a en effet observé que les arêtes à la base de la plaquette étaient complètement arrondies par suite de frottements avec le fond rocheux du ruisseau. La plaquette 10B est donc rejetée d'emblée. Au ruisseau Nouveau-Karst, on voit bien encore une fois l'effet d'un état de saturation avancé de l'eau sur l'altération du calcaire. Les valeurs de dénudation des sites PTNK (perte; plaquette 12B) et RGNK (résurgence; plaquette 14B) sont beaucoup plus basses que les autres eaux de ruisseaux, se situant respectivement à 14,02 et 4,03 mm/1000 ans. En excluant les plaquettes 10B, 12B et 14B (sites 10, PTNK et RGNK), on obtient une dénudation karstique moyenne de 22,8 mm/1000 ans (médiane de 21,9 mm/1000 ans). Cette valeur moyenne est représentative puisqu'elle n'est que légèrement supérieure à celle mesurée à l'aide de l'approche hydrochimique pour le bassin de 1,678 km<sup>2</sup> (21,4 mm/1000 ans; voir section précédente).

Les caractéristiques relatives aux plaquettes des sites souterrains (SOL1 à SOL5) et subaérien (SOL6) sont compilées à l'intérieur du tableau 6.4. En plus de la dénudation karstique, on y retrouve le pH du sol et quelques éléments du milieu. On remarque dans l'ensemble que les valeurs de dénudation les plus élevées s'associent aux sols les plus acides. Pour les sites SOL4 et SOL5, on peut aussi faire intervenir le facteur

Tableau 6.3: Dénudation karstique, plaquettes du groupe "B".

PLAQUETTE ET MILIEU	TEMPS EXPOSÉ (jours)	PERTE DE MASSE (g)	PERTE ANNUELLE (g/an)	DÉNUDATION KARSTIQUE (mm/1000 ans)
1B lac	524	0,499	0,348	17,75
2B ruisseau	149	0,167	0,409	20,77
3B perte	-----	-----	-----	-----
4B résurgence	524	1,098	0,765	35,76
5B ruisseau	524	0,644	0,449	21,87
6B lac	312	0,410	0,480	22,67
7B perte	524	0,799	0,557	28,12
8B bassin	309	0,348	0,411	20,18
9B bassin	309	0,183	0,216	11,09
10B résurgence	149	2,055	5,034	238,52
11B ruisseau	524	0,805	0,561	26,75
12B perte NK	347	0,263	0,277	14,02
13B résurgence	-----	-----	-----	-----
14B résurgence NK	347	0,082	0,086	4,03
15B sol	163	0,022	0,049	2,46
16B sol	163	0,080	0,179	8,97
17B sol	163	0,105	0,235	11,82
18B sol	163	0,103	0,231	11,46
19B sol	163	0,117	0,262	12,20
20B sol	163	0,051	0,114	5,51

"milieu". Au site SOL4, les plaquettes ont subi une plus forte altération qu'aux sites SOL1 et SOL2, avec un pH de sol pourtant très semblable (environ 4,00). Le site SOL4 est cependant bien particulier. A ce site, les plaquettes ont en effet été déposées au fond d'une petite doline de dissolution. Cette situation occasionne vraisemblablement un apport plus important des eaux de percolation et de ruissellement, surtout lors de la fonte nivale ou après de fortes pluies. Ainsi, on y dénote sans doute une constante humidité. Au site SOL5, on fait face à une situation contradictoire: une dénudation karstique élevée s'associant à un pH environ 100 fois plus basique que celui des sites SOL1 à SOL4. Les hautes valeurs de dénudation s'expliquent par le fait que le milieu est très ouvert (repoussis de peupliers faux-trembles suite à une exploitation forestière). L'endroit est donc bien arrosé. La valeur élevée du pH à ce site est probablement

Tableau 6.4: Caractéristiques des plaquettes des sites terrestres.

SITE	PLAQUETTES	DÉNUDATION KARSTIQUE (mm/1000 ans)	pH DU SOL	MILIEU
SOL1	19A	12,50	4,34	feuillus et conifères
	20B	5,51		
SOL2	20A	10,12	3,99	thuyas
	18B	11,46		
SOL3	15B	2,46	5,07	sous lit de mousse
	16B	8,97		
SOL4	15A	27,32	4,09	fond de doline
	17B	11,82		
SOL5	16A	15,32	6,16	tremblaie, gravier
	19B	12,20		
SOL6 lapiez	17A	19,44	---	haut
	18A	11,87		bas

due à la végétation dominante. En effet, le couvert forestier peut fortement affecter le pH du sol environnant. Selon Kling et Grant (1984), le peuplier faux-tremble montre tout particulièrement cette tendance:

"Vegetation canopies may strongly affect the pH of precipitation reaching the ground and aspen, in particular, shows a strong ability to increase pH relative to clearfall" (p.327).

Les plaquettes déposées sur le lapiez (site SOL6) appartiennent toutes deux au groupe A. Elles montrent pourtant une différence significative au niveau de leur altération. On peut expliquer cet écart en considérant la position de chaque plaquette sur le lapiez. La plaquette 17A avait été disposée au haut du lapiez, au contact avec le rebord gazonné. La plaquette 18A se trouvait au bas du lapiez (pente de 5,5°).

Elles ont fourni des valeurs de dénudation respectives de 19.44 et 11.87 mm/1000 ans. La plus forte altération au haut du lapiez tient certainement du fait que l'eau de ruissellement est beaucoup plus agressive immédiatement au sortir de la végétation qu'après un écoulement de plus de six mètres sur la surface calcaire nue (Dahl, 1967; Akerman, 1983).

Pour les sites terrestres (tableau 6.4), la dénudation karstique moyenne des plaquettes du groupe A se situe à 16.1 mm/1000 ans. Celles du groupe B possèdent une valeur moyenne de 8.7 mm/1000 ans. Si on considère l'ensemble des plaquettes, on obtient une dénudation moyenne de 12.4 mm/1000 ans (médiane de 11.9 mm/1000 ans).

### 6.1.3 Nodules en relief

Le calcaire métamorphique présente toujours des impuretés dans sa composition lithologique. Celles-ci apparaissent sous forme de granules, d'enclaves, de veines ou de nodules disséminés irrégulièrement dans le substratum calcaire. Ces impuretés se composent surtout de gneiss, de mica et de quartzite. Selon Dresser et Denis (1946), elles ont pu être incorporées au calcaire métamorphique de deux façons. Une partie des matériaux étrangers dérive indiscutablement de la transformation de sédiments de lithologies diverses contenus dans les calcaires originels. D'autres sont plutôt considérés comme d'origine ignée et seraient donc contemporains du métamorphisme.

L'érosion agit sur le calcaire exposé en abaissant graduellement sa surface par dissolution (principalement), fragmentation, activité biologique et évacuation des résidus. Les veines et les nodules présents à l'intérieur du calcaire sont plus résistants à l'érosion. Par érosion différentielle, ils demeurent donc en relief par rapport au calcaire dans lequel ils se trouvent emprisonnés (photo 6.1). On peut donc quantifier l'abaissement de la surface calcaire en mesurant la valeur du déchaussement des nodules et des veines en relief. Ljungner (1930, p.404) et Dahl (1967, p.157) citent que:

"...the only possibility of measuring the deterration is by studying the contact between different kinds of rock and measuring the difference between the sinkages on the surfaces of rocks which have different resistances".



*Photo 6.1: Nodules en relief, région du lac Ste-Marie (site NDL53156).*

Dahl (1967) signale que les mesures ainsi obtenues sont des valeurs minimales de déchaussement. Il est en effet possible que certains nodules émergeaient déjà du calcaire d'une certaine hauteur au départ des glaces. D'un autre côté, il est aussi probable qu'une quelconque épaisseur de calcaire recouvrait d'autres nodules et veines. Toutefois, si on parvient à déterminer avec certitude que la surface des veines et des nodules n'a pas changé depuis le début de l'Holocène, le déchaussement constitue alors une mesure absolue de l'abaissement du calcaire. Comment alors s'assurer de ne mesurer que le déchaussement post-glaciaire absolu? Des nodules qui présentent à leur surface des stries et des cannelures bien préservées indiquent avec certitude qu'ils n'étaient pas recouverts de calcaire après la fin de la glaciation. Un poli glaciaire non-altéré est également un bon indicateur. On a retrouvé bon nombre de sites semblables. De fait, 56 des 58 nodules retenus dans la présente recherche ont montré une surface polie. De ce total, douze ont présenté

des stries glaciaires ou des cannelures bien préservées (voir Annexe I). L'orientation moyenne des stries est de 170° (direction sud-sud-est). Les douze valeurs se situent entre 155° et 181°, ce qui correspond bien à la direction de l'écoulement glaciaire wisconsinien pour la région au nord d'Ottawa (Prest *et alii*, 1968).

La présence de stries ou d'un poli glaciaire exclut ainsi la possibilité d'un recouvrement des nodules par le calcaire. Le déchaussement mesuré à de tels sites n'est donc certainement pas une valeur minimale. Toutefois, on n'est toujours pas en mesure de déterminer le déchaussement holocène absolu. Après de nombreuses observations de terrain, on est parvenu à identifier avec certitude un point de référence permettant d'effectuer une telle mesure absolue. Cette situation apparaît sur la photo 6.2. Sur cette photo, on distingue nettement la position qu'occupait la surface calcaire de référence au début de l'Holocène. Les surfaces rugueuses du nodule se trouvaient emprisonnées à l'intérieur du calcaire métamorphique. Une mesure de déchaussement effectuée sur un tel nodule constitue donc une quantification absolue de l'abaissement post-glaciaire de la surface calcaire. Les nodules qui ne présentaient pas une nette



*Photo 6.2: Le nodule 54 (site NDL53156).*

démarcation (comme celle illustrée sur la photo 6.2) n'ont pas été retenus dans la présente recherche.

On a effectué un total de 1429 mesures de déchaussement sur 58 nodules répartis en 14 sites au nord de la rivière des Outaouais (pour localisation, voir Chapitre III, fig. 3.4). La description des sites apparaît à l'Annexe I. Tous les paramètres se rattachant à l'ensemble des nodules sont compilés à l'intérieur de l'Annexe V. On y retrouve la surface d'exposition du nodule, l'orientation du site, la pente de la surface sur laquelle le nodule se dresse, et le nombre de mesures de déchaussement effectuées sur chaque nodule. On y a aussi compilé le déchaussement minimal, maximal, médian et moyen, ainsi que l'écart-type.

Les valeurs de déchaussement sont très variables. Elles s'échelonnent entre 12 et 121 mm. La hauteur moyenne du déchaussement se situe à 48,98 mm (1429 mesures, écart-type de 5,7 mm). La médiane offre des valeurs très proches de la moyenne. En effet, la différence moyenne entre le déchaussement médian et le déchaussement moyen s'établit à seulement 1,2 mm (58 nodules). On a obtenu la valeur maximale de déchaussement au nord de Notre-Dame-du-Laus (121 mm, nodule 6, site NDL4/8). Des hauteurs semblables ont été mesurées à proximité du lac LaPêche, dans le Parc de la Gatineau (120 mm, nodule 10, site NDL10). Dans la région du lac Sainte-Marie, les nodules 53 et 54 (site NDL53/56) ont offert des déchaussements maximaux respectifs de 117 et 116 mm. Près de Notre-Dame-de-la-Salette, à une quinzaine de kilomètres au sud de Val-des-Bois, on a mesuré des hauteurs maximales de 111 et 114 mm sur les nodules 26 et 31 (site NDL26/33). Les valeurs de déchaussement les plus basses proviennent du site NDL39/50 dans la région du lac Sainte-Marie (nodules 42, 43 et 46: 12 mm). La hauteur du déchaussement à l'intérieur du karst à l'étude (ouest de Val-des-Bois) se rapproche beaucoup des valeurs obtenues ailleurs en région. Des mesures de hauteur ont été effectuées sur cinq nodules répartis en quatre sites (voir Chapitre III, fig. 3.1). Il s'agit des nodules 1, 2, 3, 9 et 34. Au niveau de ce karst, on a mesuré un déchaussement moyen de 45,08 mm (105 mesures, écart-type de 8,8 mm). Les valeurs minimale et maximale se situent respectivement à 17 et 71 mm.

Les chiffres présentés ci-haut quantifient donc l'abaissement post-glaciaire de la surface calcaire. Les valeurs caractérisent ainsi toute l'époque Holocène. Pour ramener le déchaussement en unité standard (mm/1000 ans), on doit connaître depuis combien de temps les nodules sont exposés aux processus

d'érosion. On sait que la presque totalité du Canada et quelques régions de l'est et du centre-nord des États-Unis ont été recouverts d'une calotte glaciaire au cours du Wisconsin (Prest *et alii*, 1968). Prigent (1989) résume bien les conditions entourant la déglaciation de la région de l'Outaouais. L'épisode glaciaire wisconsinien a atteint son maximum vers 18000 ans BP. Au cours de la déglaciation, le front se retire vers le nord et arrive dans la vallée de l'Outaouais vers 12000 ans BP. La calotte laurentidienne poursuit ensuite son retrait vers les zones septentrionales. Dans les vallées des rivières Gatineau et du Lièvre, l'invasion de la Mer de Champlain survient simultanément à la déglaciation (Allard, 1977). Fulton *et alii* (1987) soutiennent également cette hypothèse, en affirmant que:

"Over at least the northern and western parts of the area, the ice margin retreated in marine waters and thus the marine limit in at least these areas is time transgressive" (p.12).

Ce n'est que vers 10000 ans BP que les vallées de la Gatineau et de la Lièvre ont été libres de glace et d'eau marine (Dyke et Prest, 1987). A cette époque, les glaces laurentidiennes s'étaient retirées plus au nord et le relèvement isostatique avait provoqué le retrait de la Mer de Champlain jusque dans la basse-vallée de l'Outaouais. On peut donc utiliser cette date-repère pour quantifier l'abaissement de la surface calcaire en terme de mm/1000 ans. Au niveau régional, le déchaussement moyen de 48,98 mm se traduit donc par un abaissement moyen de près de 5 mm/1000 ans. Au niveau du karst à l'étude de l'ouest de Val-des-Bois, on obtient un abaissement moyen de la surface calcaire de 4,5 mm/1000 ans (déchaussement moyen de 45,08 mm).

On a relevé une distribution asymétrique du déchaussement autour d'un grand nombre de nodules. Dahl (1967) avait noté une situation semblable à quelques sites en Norvège:

"There often proved to be an obvious difference in height between the upper edge of the quartz vein on one side or the other and the surrounding surfaces" (p.159).

Les mesures de hauteur de la présente recherche montrent que le déchaussement est en relation directe avec la pente de la surface calcaire. Cette situation est illustrée à l'Annexe VI. On y a compilé sous forme d'histogrammes la totalité des 1429 mesures de déchaussement effectuées sur les 58 nodules retenus pour

analyse. On a également indiqué la localisation générale de chaque mesure de déchaussement par rapport à la pente. Deux beaux exemples apparaissent aux figures 6.1 et 6.2. La figure 6.1 représente le nodule 24 qui provient de la région de Buckingham (site ND11/25). Les mesures de déchaussement effectuées sur le nodule 30 sont tracées sur la figure 6.2 (site ND26/33, région de Notre-Dame-de-la-Salette).

On remarque avec netteté que la valeur du déchaussement varie selon que la mesure est effectuée au bas ou au haut de la pente (côté aval ou amont du nodule). Sur ces deux nodules, le déchaussement est deux fois plus important à l'aval qu'à l'amont. Cette condition de déchaussement supérieur des nodules vers le bas de la pente se retrouve sur 48 des 58 nodules, soit près de 83% du total. Six nodules (10% du total) ont montré une tendance contraire, c'est-à-dire un déchaussement plus important vers le haut de la pente (côté amont du nodule). Seulement quatre nodules n'entrent pas dans l'une ou l'autre des deux catégories décrites ci-avant (pente nulle, mesures provenant seulement du haut ou du bas de la pente). C'est donc dire que 93% des nodules montrent ici une distribution bimodale de déchaussement. En Norvège, Dahl (1967) a constaté ce qui suit:

"In the process, it emerged that a good 70% showed a *unimodal* distribution (...). On account of the different values measured at the upper and lower edges of transverse quartz veins, about 26% had a clear *bimodal* distribution" (p.159).

Dans 86% des cas, il a mesuré une différence allant jusqu'à 1,2 mm entre un côté et l'autre des veines et des nodules. On a relevé ici des différences de déchaussement beaucoup plus importantes, soit de plus de 30 à 40 mm (par exemple: nodule 4 = 48 mm; nodule 10 = 43 mm; nodule 26 = 46 mm). Il faut toutefois noter que le déchaussement moyen mesuré en Norvège ne se situe qu'à 7,5 mm. Pour la région de Gatineau-Lièvre, ce déchaussement moyen se situe à près de 50 mm.

Nulle part ailleurs dans la littérature n'a-t-on rapporté cette relation entre la pente de la surface et le déchaussement des nodules. Cette distribution bimodale est donc difficilement explicable. En effet, un très grand nombre de facteurs influencent le déchaussement de façon directe ou indirecte. Dahl (1967) a suggéré des facteurs comme la température annuelle moyenne et l'épaisseur de neige au sol. Il signale aussi que la présence de végétation et d'une couche de sol peuvent accélérer l'altération de la surface calcaire

# NODULE 24

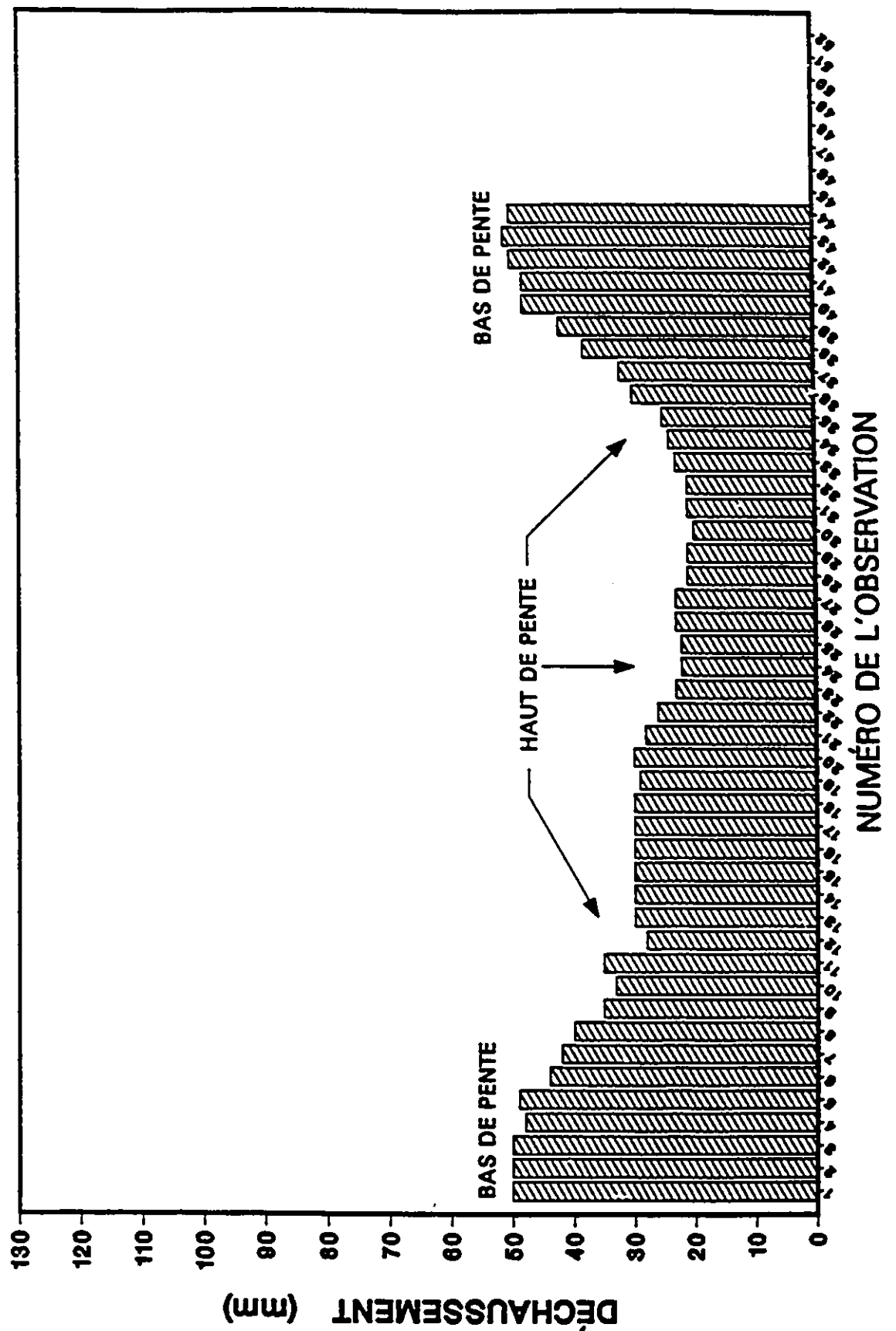


Figure 6.1: Exemple de distribution des mesures de déchaussement selon la pente de la surface calcaire (nodule 24).

# NODULE 30

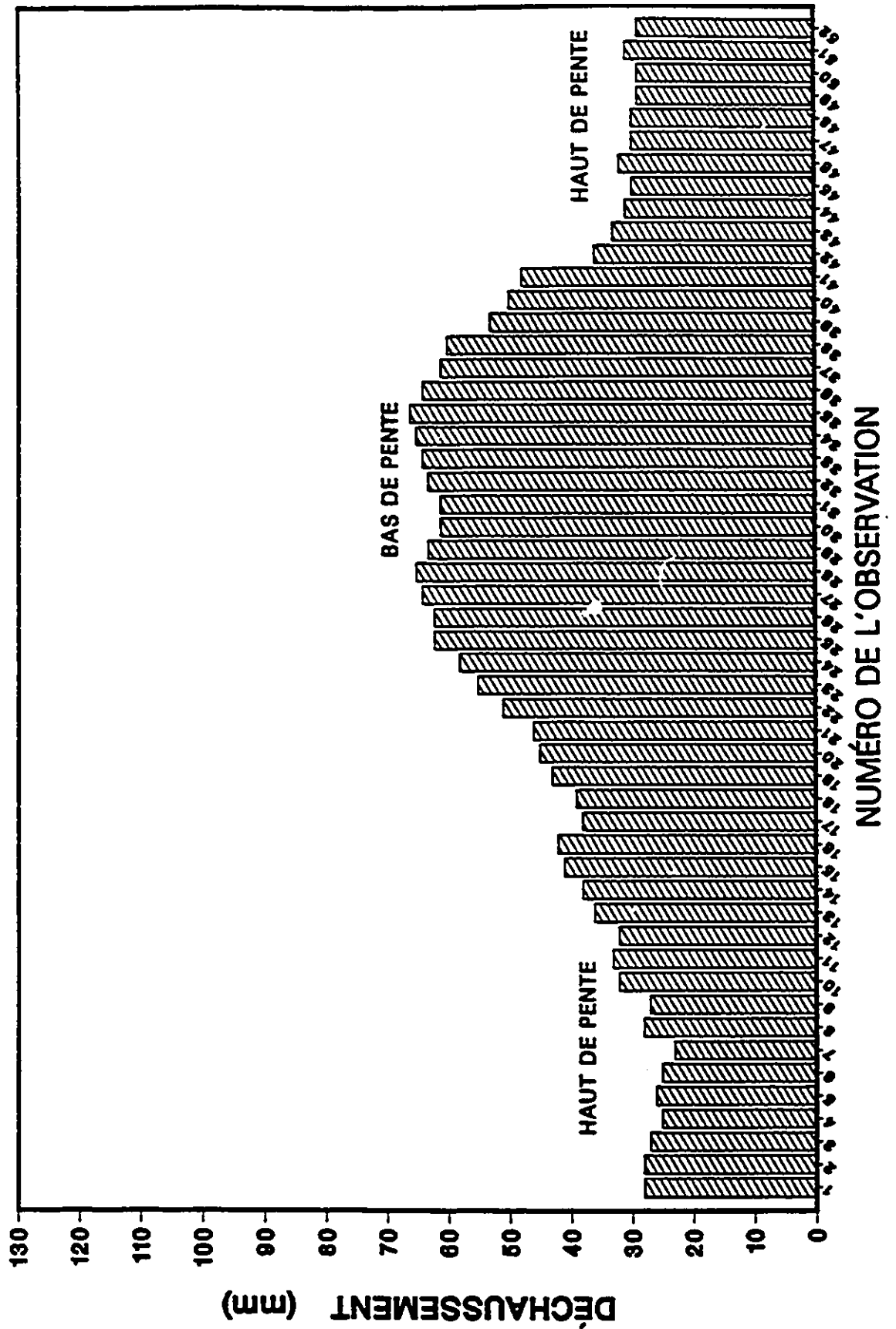


Figure 6.2: Exemple de distribution des mesures de déchaussement selon la pente de la surface calcaire (nodule 30).

(apport en CO<sub>2</sub> plus important). La pente de la surface calcaire, l'exposition (orientation) du site et l'humidité en présence ont également été soulevé par ce chercheur. Dionne et Michaud (1986) croient pour leur part que la brume serait principalement responsable du déchaussement des nodules sur surface dolomitique en région côtière hudsonienne. Au Spitsberg, Akerman (1983) tient compte du nombre annuel de jours de pluie. On peut rajouter les facteurs suivants: la pureté du calcaire (% de carbonates), la latitude (temps de déglaciation), la surface exposée du nodule, ainsi que la hauteur et l'acidité des précipitations. Pour la région Gatineau-Lièvre, la latitude ne semble pas être un facteur important dans l'explication du déchaussement. La valeur la plus élevée provient en effet du site le plus septentrional (121 mm, nodule 6; site NDL4/8, nord de Notre-Dame-du-Laus). Aussi, un déchaussement minimal de 12 mm a été mesuré dans la région du lac Sainte-Marie (nodules 42, 43 et 46, site NDL39/50).

Pour expliquer la distribution bimodale du déchaussement autour des nodules, on peut émettre les deux hypothèses les plus logiques compte tenu des circonstances. La première est une acidification de l'eau de ruissellement lors de son contact avec le nodule. Suite à cette acidification, l'eau attaque davantage le côté aval du nodule. Reddy (1988) a en effet montré qu'une eau change rapidement son agressivité suivant la lithologie sur laquelle elle ruisselle. Or, les nodules sont nettement plus acides que le calcaire cristallin. En deuxième lieu, on croit que la concentration de l'humidité du côté aval des nodules rend également compte du déchaussement plus important à cet endroit. L'accumulation de l'eau au bas des nodules se fait probablement au sein des micro-fissures occasionnées par les impuretés présentes dans le calcaire. Ces deux situations (acidification et accumulation de l'eau) interviennent sans doute de façon combinée puisqu'on dénote souvent de grandes différences de déchaussement entre l'amont et l'aval d'un même nodule (voir Annexe VI).

Dahl (1967) a noté que:

"When a sufficiently large amount of data has been obtained, a multiple-factor analysis may be expected to yield satisfactory results" (p.165).

Dans la présente recherche, on a effectué un nombre plus que suffisant de mesures de déchaussement. Toutefois, on ne dispose pas de suffisamment de facteurs pour effectuer une analyse factorielle. On n'a en

effet retenu que la pente de la surface calcaire, l'orientation du site et la surface exposée du nodule. Pour étudier la dépendance du déchaussement par rapport à ces trois variables explicatives, on fait ici appel à un modèle linéaire généralisé obtenu par régression multiple. On peut donc connaître le poids de chacune de ces variables en terme de pourcentage d'explication du déchaussement. L'équation de régression multiple élaborée à l'aide des 1429 mesures de hauteur s'écrit comme suit:

$$\Rightarrow H = 38,811 - 8,449P - 9,836E + 0,027S \quad (6.12)$$

où H est la hauteur du déchaussement en mm, P le sinus de la pente de la surface calcaire en degrés, E le sinus de l'orientation du site en degrés, et S la surface exposée du nodule en cm<sup>2</sup>.

A elle seule, la pente compte pour 17% dans l'explication du modèle ( $r^2 = 0,169$ ). Dahl (1967) avait indiqué, sans toutefois l'appuyer par des mesures concrètes, que "the slope has a considerable indirect influence" sur le déchaussement des nodules (p.156). La dissolution du calcaire est directement fonction de la présence d'eau, de végétation et de sol (les deux derniers fournissent le CO<sub>2</sub>: voir Chapitre V, section 5.1). La pente contrôle le ruissellement, et aussi dans une certaine mesure l'épaisseur du sol en présence et l'importance de la végétation. L'orientation du site explique seulement 4% du déchaussement ( $r^2 = 0,038$ ). On devrait s'attendre à un plus fort pourcentage d'explication de la part de cette variable. Dahl (1967) signale en effet que l'exposition d'un site influence les radiations solaires, et donc du même coup la température de la surface rocheuse. L'évaporation et par conséquent les conditions hygrométriques dépendent ainsi de l'exposition du site. Le faible poids de la variable orientation peut ici résulter de l'effet de facteurs masquants, comme la direction et la force des vents, l'épaisseur de la neige au sol, l'apport en eau de ruissellement, etc. La variable S (surface exposée du nodule) explique finalement 7% du modèle ( $r^2 = 0,07$ ). Au total donc, les trois variables retenues ici rendent compte de près du tiers du déchaussement ( $r^2 = 0,28$ ). Les autres facteurs définis plus haut entrent évidemment en jeu dans le déchaussement des nodules. Une analyse ultérieure tenant compte du plus grand nombre possible de facteurs serait souhaitable. Elle pourrait même faire ressortir une ou des variables explicatives aussi importantes que la

penne. Il est toutefois probable que cette dernière variable demeure assortie du plus grand pourcentage d'explication vis-à-vis du déchaussement. Cependant, le déchaussement des nodules et des veines résulte certainement beaucoup plus d'une combinaison de facteurs que d'un simple facteur isolé:

"The weathering processes which cause deterration are indubitably dependent on a complex of factors which has a very large range of variations and a multiplicity of combinations. It would seem to be very difficult to isolate the individual effects of the different factors" (Dahl, 1967, p.155).

## 6.2 COMPARAISON DES RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les vitesses d'érosion obtenues à l'aide des trois approches définies plus haut montrent évidemment des ordres de grandeur différents. Les plaquettes disposées en milieu aquatique ont montré le plus fort taux moyen d'érosion, soit 22,8 mm/1000 ans. L'approche hydrochimique a fourni une vitesse moyenne semblable, bien que légèrement inférieure (21,4 mm/1000 ans). En milieux souterrains et subaérien, l'érosion se chiffre à 12,4 mm/1000 ans (plaquettes de calcaires). Au niveau des nodules en relief, on a obtenu un taux moyen d'abaissement de la surface calcaire de près de 5 mm/1000 ans. Il va sans dire qu'il faut s'attendre à retrouver de telles différences de dénudation selon l'approche utilisée. En effet, les processus d'érosion en présence peuvent varier en nombre et/ou en intensité. Les nodules en relief présentent le taux le plus bas, et pour cause: l'érosion n'agit que sur un seul plan de surface. De plus, la fourniture en eau est toujours très limitée. L'eau n'est en effet disponible qu'au moment de la fonte nivale ou lors des périodes de pluie, soit durant environ 60 à 70 jours par année. Le reste du temps, les nodules sont soit recouverts de neige ou soit en situation sèche. L'altération n'agit donc pas de façon significative durant ces périodes de "stagnation". Les plaquettes disposées en milieux terrestres montrent un taux moyen d'érosion supérieur à celui des nodules en relief. L'érosion agit en effet sur plusieurs surfaces fraîchement exposées. Egalement, en milieu souterrain, la disponibilité du CO<sub>2</sub> nécessaire à la formation d'acide carbonique est grandement accrue (voir Chapitre V, équation 5.1). Au niveau des sols, l'activité biologique participe aussi très activement à l'altération des surfaces calcaires (Viles, 1984). Les plaquettes en milieu aquatique ont subi la plus forte altération pour plusieurs raisons. Premièrement, l'abrasion y joue sûrement

un rôle prépondérant. Dans les cours d'eau, l'usure mécanique provoquée par les impacts d'éléments en suspension peut en effet prendre une importance assez significative (Bocquet, 1985). Selon Trudgill (1970, 1983), lorsque les plaquettes sont insérées dans des filets à mailles fines, la perte de masse devient indicatrice de l'érosion par dissolution seule. Au contraire, des échantillons non-protégés de l'action abrasive des particules en suspension dans l'eau permettent d'obtenir une estimation de la perte de masse due aux actions chimique et mécanique. En deuxième lieu, on peut encore une fois faire intervenir le fait que plusieurs surfaces fraîches se trouvent exposées à l'érosion. Egalement, les nombreuses arêtes à angle droit des plaquettes représentent des zones de faiblesse qui sont aisément attaquées.

Les valeurs obtenues via l'approche hydrochimique sont sûrement celles qui caractérisent le mieux l'intensité actuelle de l'érosion à l'intérieur du bassin karstique. On considère toutefois que la valeur moyenne de 21,4 mm/1000 ans est quelque peu élevée. En effet, on ne dispose que d'une seule valeur pour caractériser toute la période s'étalant entre le 14 octobre et le 1<sup>er</sup> mai (voir tableau 6.1). Or, c'est durant les mois d'hiver qu'on a enregistré les plus hautes valeurs de dureté totale (Annexe III). Aussi, le débit à cette période de l'année est aussi bas que durant la saison estivale. Les valeurs de dénudation karstique auraient donc été semblables à celles calculées pour la période de temps comprise entre le 5 juin et le 24 septembre. Pour cette période, la moyenne se chiffrait à 15,1 mm/1000 ans. Pour l'approche hydrochimique, la valeur médiane de 17,2 mm/1000 ans se rapproche sans doute beaucoup plus de l'intensité réelle de l'érosion.

Les taux d'érosion présentés ci-haut sont les premiers à quantifier l'altération des marbres de Grenville. Ils se comparent bien avec les taux obtenus par d'autres chercheurs sur des surfaces cristallines, à l'aide de diverses méthodes d'analyse.

Sur substrat granitique en Norvège, Dahl (1967) a calculé un abaissement post-glaciaire de la surface de près de 1,2 mm/1000 ans à l'aide de la méthode des nodules. Au Spitsberg, Akerman (1983) a mesuré le déchaussement des veines et des nodules émergeant d'une surface dolomitique. Il a obtenu un abaissement moyen de 2,5 mm/1000 ans. Egalement par la méthode des nodules en relief, Dionne et Michaud (1986) ont évalué à près de 6 mm/1000 ans l'abaissement d'un substrat de dolomie aux abords du golfe de Guillaume-Delisle, au sud-est de la Baie d'Hudson. Le taux moyen de près de 5 mm/1000 ans mesuré pour

la région Gatineau/Lièvre s'inscrit donc dans un ordre de grandeur très plausible.

Sur la dolomie de la Brenta en Italie, Nicod (1972) a mesuré la hauteur des socles d'erratiques présents en région, aussi appelés piédestaux calcaires (*sensu* Peterson, 1982). Il en a déduit un abaissement moyen de 15 mm/1000 ans.

Une méthode semblable à l'approche des nodules en relief consiste à mesurer le déchaussement des inscriptions sur les pierres tombales calcaires. Cette méthode fournit des résultats qui caractérisent une courte période d'exposition à l'altération, généralement inférieure à deux cents ans. Sur des pierres tombales de marbre en Australie, Dragovich (1986) a obtenu un taux moyen d'érosion variant entre 1,7 et 2,5 mm/1000 ans. Également en Australie et sur substrat similaire, Neil (1989) a calculé une vitesse d'érosion moyenne se situant entre 0,9 et 6 mm/1000 ans. En Israël, Klein (1984) avait obtenu une érosion moyenne de 2,4 mm/1000 ans sur des tombes de dolomie. On voit donc que ces taux se rapprochent beaucoup des mesures faites sur les nodules et les veines en relief.

A l'aide de l'approche hydrochimique, Clayton et Megahan (1986) ont calculé une dénudation karstique de 9 mm/1000 ans à la sortie d'un batholite de quartz à gros grains en Idaho. Probst (1986), au sein d'un bassin de la rivière Girou en France, a évalué à 20 mm/1000 ans la dénudation karstique obtenue par analyse hydrochimique. Au niveau d'un karst développé sur un substrat de marbre en Nouvelle-Zélande, Williams et Dowling (1979) ont calculé une dénudation chimique de près de 100 mm/1000 ans. Ce taux est beaucoup plus élevé que celui calculé ici en Outaouais québécois. Il faut toutefois souligner que la hauteur annuelle des précipitations diffère beaucoup entre les deux régions. Cette hauteur est inférieure à 1000 mm pour la région Gatineau/Lièvre, alors qu'elle frise les 2200 mm en Nouvelle-Zélande.

Certains taux d'érosion mesurés par hydrochimie au sein de karsts développés sur du calcaire sédimentaire sont semblables au taux médian de 17,2 mm/1000 ans obtenu ici. Par exemple en Angleterre, Groom et Williams (1965) ont calculé une dénudation chimique de l'ordre de 15,8 mm/1000 ans. Également en Angleterre, Chambers (1983a) a mesuré des taux moyens d'érosion variant entre 27 et 30 mm/1000 ans.

A l'aide des plaquettes de calcaire, on a défini des intensités d'érosion variant selon le milieu en présence. La vitesse moyenne d'érosion en milieu aquatique se situe à 22,8 mm/1000 ans. A la surface du lapiez (site SOL6), on a obtenu des valeurs de 11,87 et 19,44 mm/1000 ans. En milieu souterrain, les chiffres s'étalent entre 2,46 et 27,32 mm/1000 ans et la moyenne s'établit à 12,4 mm/1000 ans. En Malaisie de l'ouest, Crowther (1983) a obtenu des vitesses d'érosion se situant entre 1,3 et 2 mm/1000 ans à l'aide de plaquettes de calcaire disposées en milieu souterrain. Droppa (1985), en Tchécoslovaquie, a placé des échantillons de calcaire dans des environnements semblables à ceux de la présente recherche. Ses taux d'érosion entrent également dans les mêmes ordres de grandeur. Par exemple, il a calculé une érosion moyenne de près de 7 mm/1000 ans en milieu souterrain. A la surface d'un lapiez, il a obtenu une érosion moyenne de 5,4 mm/1000 ans. En milieu aquatique, ses valeurs d'érosion se situaient entre 13 et 88 mm/1000 ans.

L'étude des taux d'érosion en milieu naturel demeure une tâche très complexe. Selon Klein (1984):

"... (it) is so complex that any set of measurements can be questioned, and even more so the comparison between measurements" (p.111).

En effet, bon nombre de facteurs entrent en jeu au niveau de l'érosion. Plusieurs problèmes méthodologiques peuvent aussi survenir et ainsi introduire des variations considérables au sein des vitesses d'érosion. Par exemple, les approches utilisées sont évidemment susceptibles de fournir des valeurs d'érosion bien différentes pour un même milieu à l'intérieur d'un même bassin karstique. Les chiffres obtenus ici le montrent bien. La lithologie en présence doit également être considérée. Les valeurs d'érosion risquent en effet de varier selon (entre autres) le type, la pureté, le degré d'homogénéité et la compacité du calcaire en présence. Selon les conditions du milieu étudié, un calcaire métamorphique peut aussi bien offrir des vitesses d'érosion inférieures ou supérieures à celles d'un calcaire sédimentaire. Aussi, deux karsts développés sur des substrats différents risquent fortement d'être assortis de valeurs d'érosion dissemblables, et ce même si les conditions de chaque milieu et l'approche méthodologique utilisée sont similaires.

La durée de l'expérience est également importante à considérer. Les taux mesurés à très court terme, comme par exemple à l'aide d'un micromètre sur roc nu (Trudgill, 1970; High et Hanna, 1970; Spate *et alii*, 1985), se comparent mal avec les vitesses obtenues à l'aide d'autres méthodes, comme l'hydrochimie. Les chiffres de micromètre sont toujours considérablement plus élevés (Trudgill, 1983). De plus, les données ponctuelles de dénudation karstique peuvent difficilement définir un espace et un temps plus important que ce qu'elles caractérisent véritablement (Ford et Williams, 1989). Le problème majeur concernant la validité des valeurs de dénudation karstique repose essentiellement sur:

"... the problem of transforming unique values into values (that are) representative of some defined space and time" (Ford et Drake, 1982, p.157).

Il peut donc sembler hasardeux d'extrapoler certains résultats de dénudation sur toute l'époque Holocène, bien que cette période de temps est considérée géologiquement métastable (Ford et Drake, 1982; Ford et Williams, 1989). Lorsqu'on va au-delà du simple point de vue géologique, on peut toutefois ne pas adhérer aussi facilement à la relative stabilité holocène. L'altération d'un socle calcaire est en effet surtout fonction de la présence d'eau. Or, celle-ci a varié considérablement au cours de l'Holocène, en particulier lors de la fonte glaciaire (Maire, 1990).

Malgré les limites imposées, l'étude des vitesses d'érosion s'avère nécessaire. Selon Godard (1987), les progrès d'une science comme la géomorphologie se doivent de passer par une meilleure quantification des processus d'érosion continentale. Les valeurs d'érosion peuvent alors prendre une importance significative vis-à-vis de l'explication génétique d'un paysage karstique. C'est ce qu'on se propose de faire au chapitre suivant.

-----

## CHAPITRE VII

### LE KARST DE LA RÉGION GATINEAU-LIÈVRE: ESSAI DE GENÈSE

Lorsqu'on consulte la littérature, on s'aperçoit que les phénomènes de dissolution du calcaire existent au Canada jusque dans l'Arctique, bien qu'ils ne soient pas souvent spectaculaires. Au Québec, les manifestations liées au karst ne dominent le paysage que rarement. Ce fait est évidemment en relation avec les conditions de la morphogenèse quaternaire (Ek, 1978). La présence des glaciers et leur action d'abrasion et de déposition sur les surfaces rocheuses, la relative brièveté géologique de l'époque holocène, le peu de temps dont a disposé l'eau courante pour exercer son action de dissolution, la couverture par les sédiments glaciaires et post-glaciaires d'une bonne partie des surfaces favorables à une éventuelle karstification: ces événements viennent tous à l'encontre d'une morphologie karstique dominante. En effet, dans les régions où il y a eu glaciation, les paysages sont habituellement largement dominés par les assemblages glaciaires ou fluvio-glaciaires (Lauritzen, 1981; Mylroie, 1981). Même dans les marbres de Grenville des bassins des rivières Gatineau et du Lièvre, la topographie n'est en général guère typiquement karstique. C'est pourtant dans ces régions qu'on retrouve actuellement la plus grande densité de cavités karstiques au Québec (Ek, 1980-82; Prévost, 1988a, 1988b, 1991).

A l'intérieur de la zone d'étude, la morphologie karstique n'est pas toujours évidente. Toutefois, lorsqu'on s'y attarde et qu'on l'examine en détail, on voit que la région offre toutes les manifestations souterraines et superficielles d'un karst. Dans le présent chapitre, on décrit ces phénomènes karstiques de façon à pouvoir par la suite élaborer quelques scénarios de genèse.

## **7.1 DESCRIPTION DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES**

### **7.1.1 Les phénomènes de surface**

Le karst de surface est représenté par des phénomènes de grande taille ainsi que par quelques formes de détail. Les manifestations karstiques de grande dimension comprennent les dolines et les vallées sèches. Parmi les formes de détail, on retrouve les nodules en relief, les encoches de dissolution et les lapiez.

On retrouve les deux principaux types de dolines dans la région, soit celles de dissolution et d'effondrement. Les dolines de dissolution se distribuent à peu près partout sur le territoire. Elles sont de petite taille, mais elles offrent généralement une forme circulaire et conique très régulière. Leur diamètre et leur profondeur sont peu importants, soit de l'ordre d'un à deux mètres. Dans les environs du ruisseau du lac Fer-à-Cheval et du karst des Sources (voir figs. 3.2 et 3.3, Chapitre III), on retrouve des groupements de dolines atteignant jusqu'à une dizaine d'individus. Le plateau calcaire du ruisseau du Nouveau-Karst présente aussi de très beaux exemples de dolines de dissolution. Les dolines d'effondrement se situent principalement le long de l'axe de développement des conduits souterrains. On les distingue facilement de celles de dissolution principalement grâce à leur forme irrégulière (Williams, 1966, 1972). Elles sont souvent allongées et elles présentent des rebords dissymétriques. Le fond de ces dolines est plutôt plat et on y retrouve de nombreux fragments rocailloux de tailles variables. Ces dépressions d'effondrement offrent des profondeurs et des diamètres plus importants que celles occasionnées par la dissolution.

La région étudiée compte plusieurs vallées sèches de quelques mètres de largeur accusant un dénivelé généralement inférieur à cinq ou six mètres. Elles recoupent des plateaux calcaires de plusieurs centaines de mètres carrés. Les ruisseaux qui occupaient à l'origine ces vallons percent maintenant les affleurements de calcaire métamorphique à divers endroits plus en amont. Les pertes ainsi créées sont noyées et non-pénétrables. Il en va également de même pour les résurgences de ces ruisseaux. De plus, on retrouve peu d'évidences karstiques sur les plateaux calcaires entre ces pertes et ces résurgences (quelques petites dolines de dissolution, aucun puits, aucune cavité). Ces faits suggèrent donc que les karsts retrouvés dans les

environs des vallées sèches sont des phénomènes assez jeunes (par exemple: karst des Sources, fig. 3.3, Chapitre III). Ces vallées ont vraisemblablement été occupées par un ruisseau durant un certain temps au cours de l'Holocène. L'abandon des lits de cours d'eau et la réorientation du drainage sont donc certainement des événements holocènes. Les vallées sèches elle-mêmes peuvent toutefois être des vestiges d'anciennes cavités complètement détruites.

Les nodules en relief, les encoches de dissolution et les lapiez sont les principales formes de détail du karst de surface dans la région. On ne s'attardera pas ici aux nodules en relief, puisqu'on en a discuté à fond au Chapitre VI (section 6.1.3). Les deux autres manifestations ne sont présentes qu'en petit nombre et sont peu développées. On n'a inventorié que trois lapiez de quelques dizaines de mètres carrés (lac Fer-à-Cheval et lac Samlock). Les rainures de dissolution de ces lapiez atteignent en général moins de cinq centimètres de profondeur. Quelques encoches de dissolution sont visibles sur les parois calcaires verticales dénudées, surtout dans les environs du lac Croche et du lac des Camps. Ces encoches seraient des phénomènes d'origine sous-glaciaire (Glover, 1977; Mylroie, 1981). Dans un contexte de morphologie karstique en région englacée, Ford (1977) les classifie effectivement parmi les formes karsti-glaciaires.

### 7.1.2 Les phénomènes souterrains

Les cavités karstiques se dispersent inégalement à l'intérieur de la zone d'étude et se retrouvent surtout concentrées le long des cours d'eau et à proximité des lacs. En tenant compte des cavernes qui affichent un développement de 2 à 5 mètres, on en dénombre au-delà de trente dans la région décrite (voir Chapitre II, fig. 2.1). Comme la répartition des phénomènes souterrains est inégale, leur densité varie entre environ 3,5 et 11 cavités par km<sup>2</sup> (Prévost, 1988b, 1991). Le développement total des cavernes est variable (fig. 7.1). Les plus petites cavernes n'ont que quelques mètres de longueur. Elles sont également les plus abondantes. Entre 5 et 25 mètres de développement, on dénombre sept cavités. On retrouve ensuite près d'une dizaine de cavités dont la longueur totale des conduits se situe entre 25 et 125 mètres. Trois cavernes affichent des développements supérieurs à 175 mètres, soit la Grotte des Pins, la Caverne du Castor et la Grotte du Marais. En cumulant la longueur des passages de toutes les cavernes, on se rend compte que la région

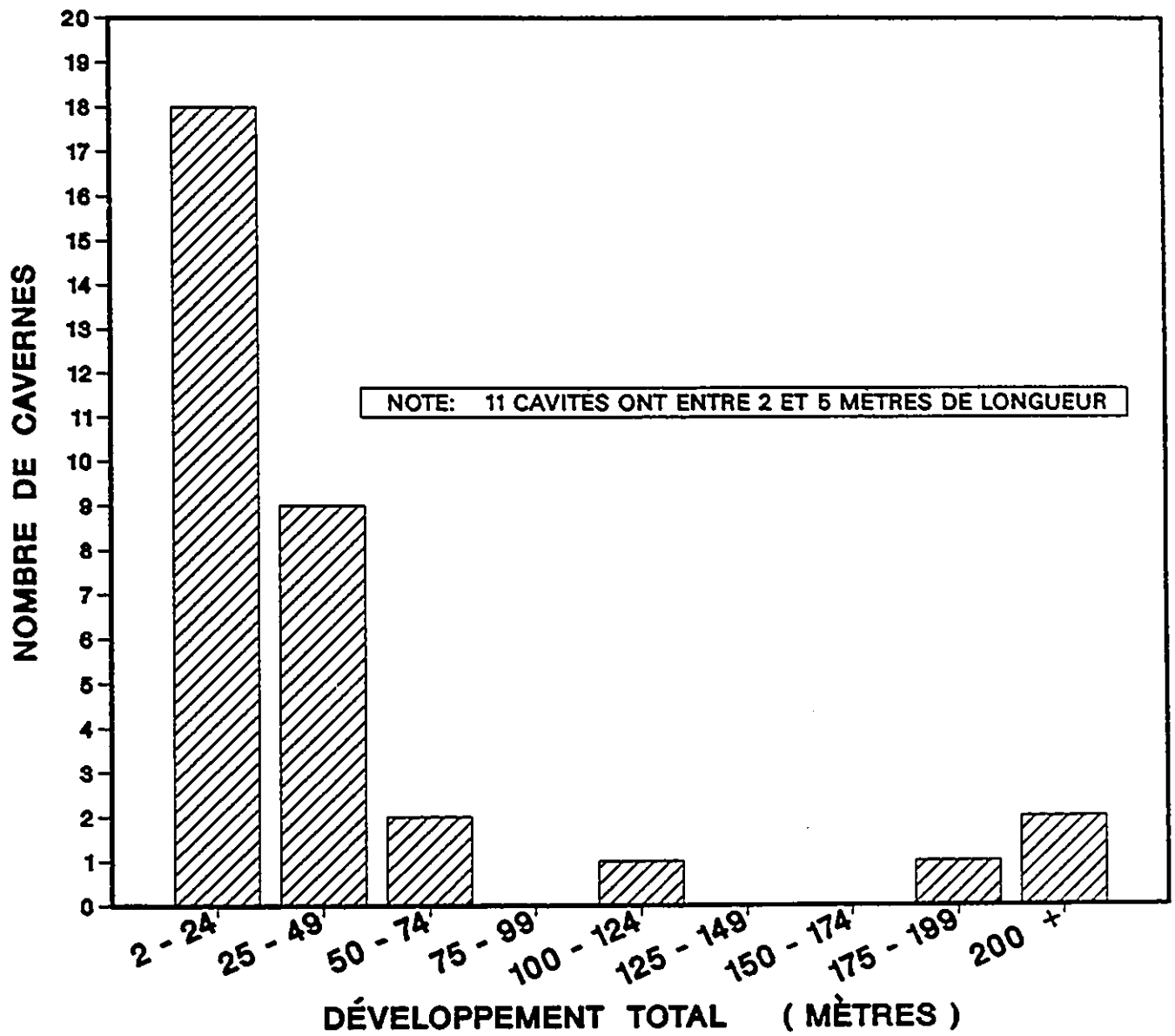


Figure 7.1: Histogramme, nombre de cavités karstiques par classe de longueur.

d'étude possède un réseau souterrain qui se développe sur plus de 1,5 km de longueur.

Le karst souterrain à l'ouest de Val-des-Bois se subdivise en deux catégories distinctes: le karst actif et le karst fossile. Le réseau karstique actif comprend les cavités actuellement fonctionnelles dans le drainage. Ces cavités sont parcourues en tout ou en partie par un ruisseau pérenne. La plupart des cavernes actives possèdent également des conduits fossiles. Le karst fossile se caractérise par quelques cavités non-occupées par des cours d'eau. Elles sont perchées sur les rebords montagneux loin du drainage actuel et leur remplissage sédimentaire est important.

#### *7.1.2.1 le karst souterrain actif*

L'une des particularités marquantes du karst souterrain actif est qu'on rencontre fréquemment dans une même cavité des réseaux superposés de conduits phréatiques fossiles et de couloirs vadoses actifs. Ce fait indique que la majorité des cavernes de la région résultent d'une origine multigénétique. Le fond des couloirs vadoses est généralement occupé par un ruisseau. Ces couloirs prennent souvent un aspect méandré (photo 7.1). Les tubes phréatiques sont parcourus à leur base par des fissures étroites qui suivent l'axe de développement des couloirs (photo 7.2). Ces fissures non-pénétrables de quelques centimètres de largeur établissent la jonction entre les conduits phréatiques fossiles (niveaux supérieurs) et les passages vadoses actifs où l'eau s'écoule (niveaux inférieurs). L'origine de ces fissures semble bien être tectonique, puisqu'elle ne présentent pas de nettes évidences liées à la dissolution.

La dissolution du marbre de Grenville rend les parois des cavernes très lisses, bien qu'elles offrent de nombreuses irrégularités. C'est d'ailleurs une facette caractéristique des galeries creusées dans le calcaire métamorphique (Ek, 1980-82). La forme irrégulière des passages fait suite à une érosion différentielle marquée par la mise en relief de blocs et de veines insolubles. On retrouve fréquemment des rognons de quartzite et de mica de taille centimétrique à métrique émergeant du plafond, des parois et même du plancher des cavernes. Comme ces blocs insolubles sont la plupart du temps recouverts d'un précipité de manganèse (A.E. Lacroix, comm. pers.), ils prennent une coloration noirâtre rappelant celle du charbon



*Photo 7.1: Couloir vadose actif, Grotte des Pins (niveau inférieur).*

(photo 7.3).

Parmi les formes de détail, il importe de mentionner l'abondance ainsi que la netteté des coups de gouge (*scallops*). Ces cupules de dissolution permettent de retracer la direction et la vitesse des courants d'eau responsables de la formation des galeries (Curl, 1974; Palmer, 1981a). Dans certains cas précis, par exemple aux entrées de la Caverne du Castor, les coups de gouge montrent que des écoulements contraires à la circulation actuelle de l'eau ont prévalu à certaines époques (Prévost, 1991). C'est donc dire que certaines pertes actuellement fonctionnelles ont servi à un moment ou un autre de résurgences.

Dans les cavités actives, l'écoulement continu de l'eau peut être soit laminaire ou turbulent. La turbulence des eaux est occasionnée par la présence de ressauts qui permettent aux ruisseaux de s'écouler



*Photo 7.2: Tube phréatique fossile, Grotte des Pins (niveau supérieur).*

en cascades. A l'aval des cascades, on dénote parfois des successions de bassins de plus de 30 cm de profondeur où l'eau plus calme favorise la déposition des sables et des graviers. Ces dépôts peu importants sont éphémères, puisqu'ils subissent un constant remaniement, surtout en période printanière lors de la fonte nivale. Mis à part ces accumulations contemporaines mineures, on ne retrouve des sédiments qu'en petite quantité dans les couloirs fossiles des niveaux supérieurs où le risque d'une évacuation par l'eau courante est inexistant. Lorsque l'écoulement de l'eau s'effectue au-dessous de la table d'eau, les couloirs vadoses font place à des laminoirs, puis à des passages enoyés à tendance horizontale, ou même à des syphons plus ou moins verticaux. A ce sujet, des plongeurs de la Société Québécoise de Spéléologie ont qualifié de "plus beau syphon du Québec" un conduit subaquatique vertical de cinq mètres de profondeur (Grotte du Lac Samlock/Caverne du Castor; voir fig. 7.3).



*Photo 7.3: Mise en relief de rognons de quartzite, Grotte du Marais.*

Ce qui retient surtout l'attention en ce qui concerne le karst souterrain actif de la région est l'étagement particulier des cavités entre les différents lacs. On retrouve souvent deux et parfois même trois cavernes se succédant entre deux lacs consécutifs (figs. 7.2 et 7.3; voir aussi Chapitre III, fig. 3.2). Elles sont alors parcourues par un même ruisseau dont l'écoulement alterne entre la surface et la profondeur. Dans la majorité des cas, le ruisseau en présence constitue le seul et unique exutoire que possède le lac situé en amont. C'est donc dire que le drainage d'une bonne partie des lacs creusés dans le calcaire de Grenville de la région s'effectue en milieu souterrain. L'étagement des cavernes entre les lacs et le fait qu'elles forment une séquence continue alimentée par un unique exutoire représentent des points d'intérêt qui méritent une attention particulière. Plusieurs questions se posent alors. Est-ce que les cavernes ont toujours constitué l'unique voie d'évacuation des eaux d'un lac à l'autre? L'étagement singulier des cavités pourrait-il

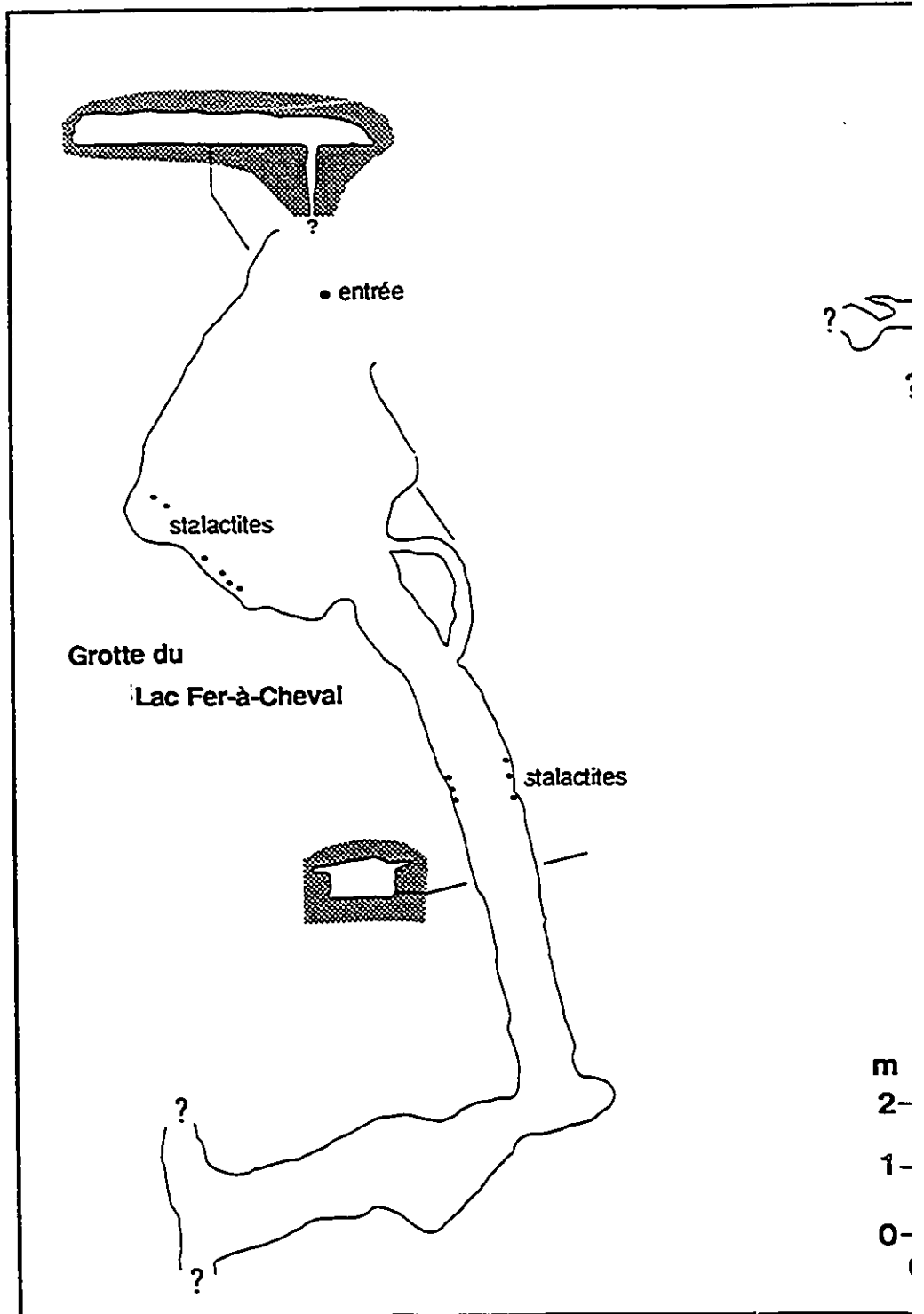
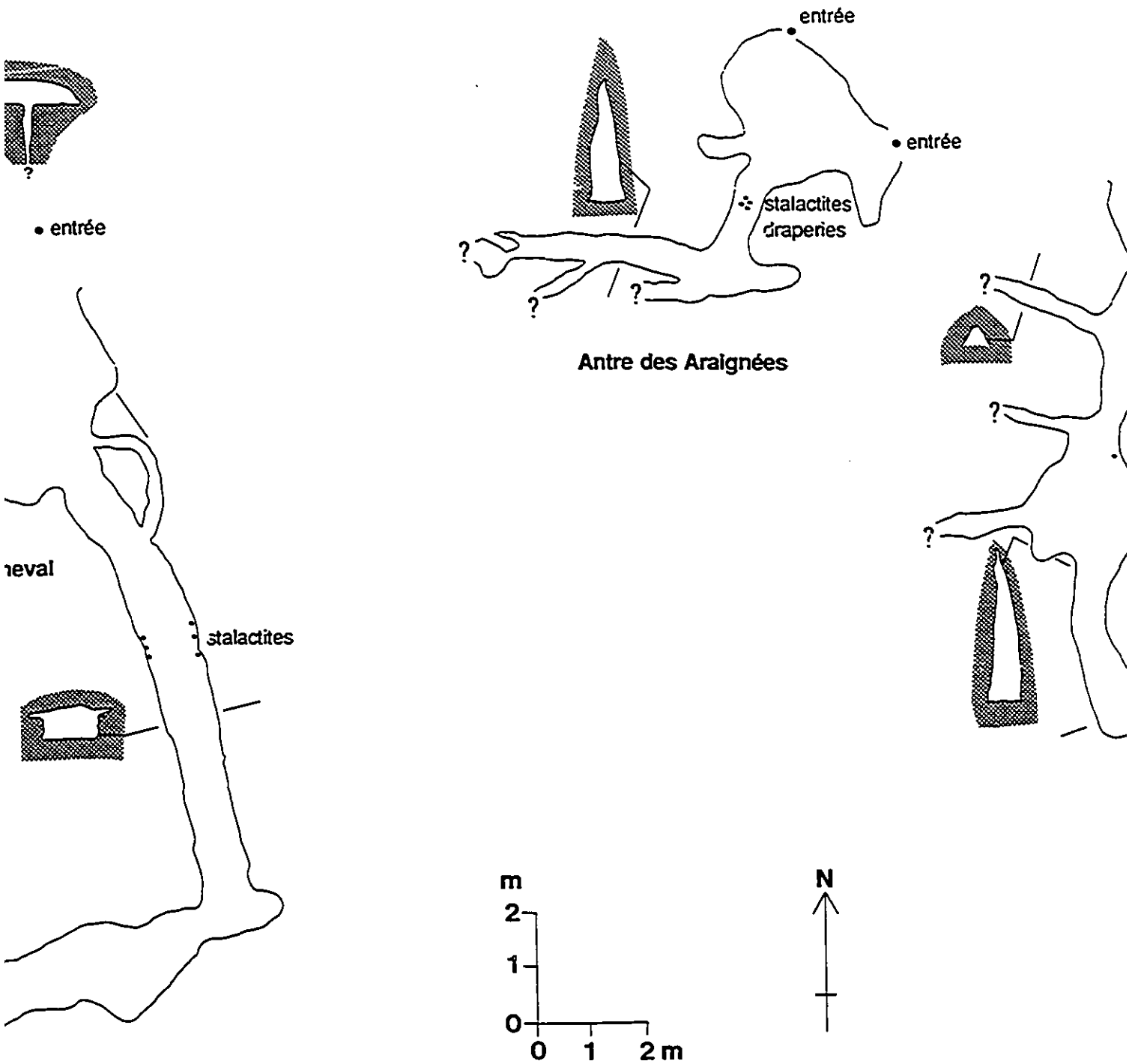
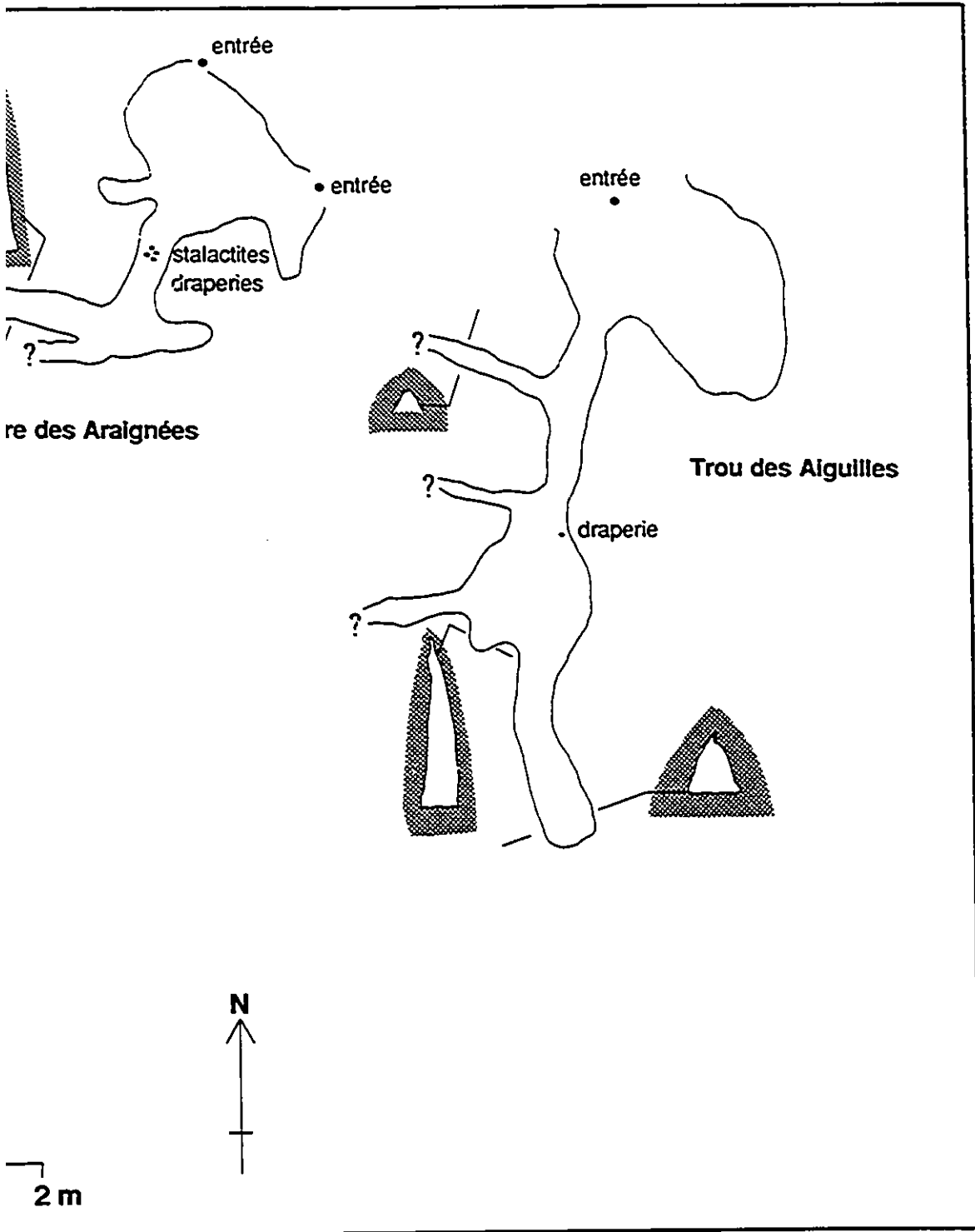


Figure 72: Topographie, cavernes du lac Fer-à-Cheval.





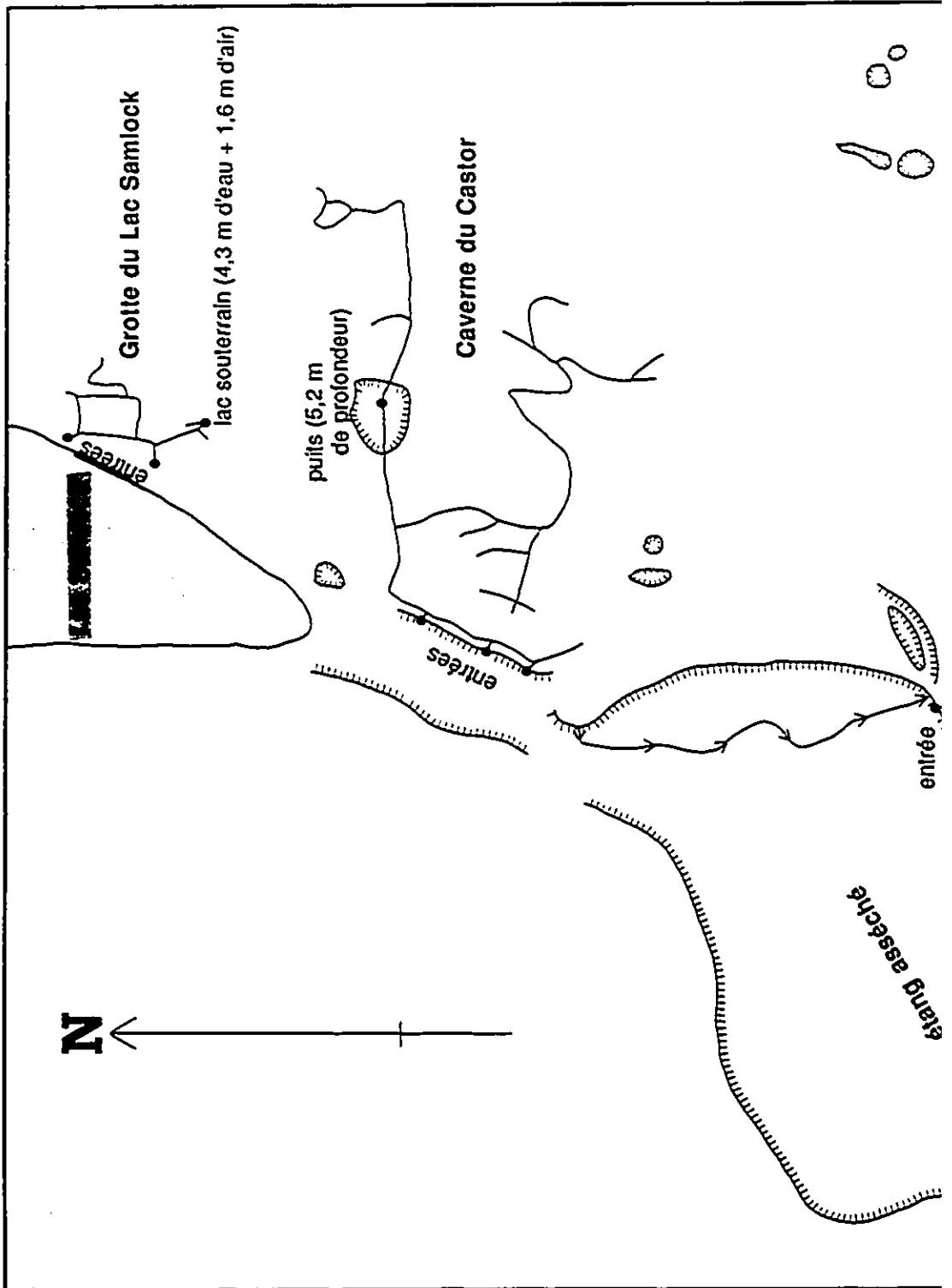
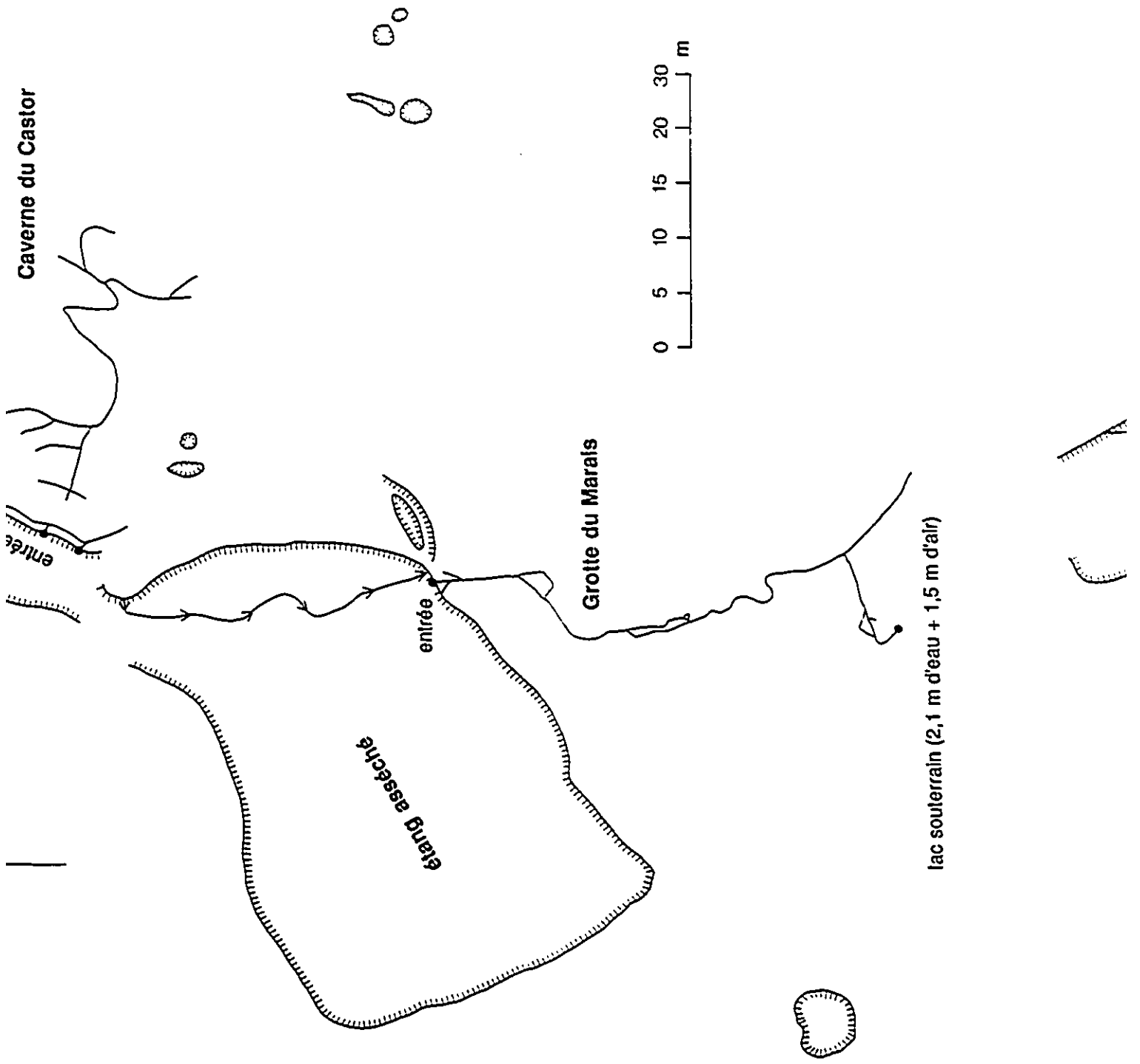
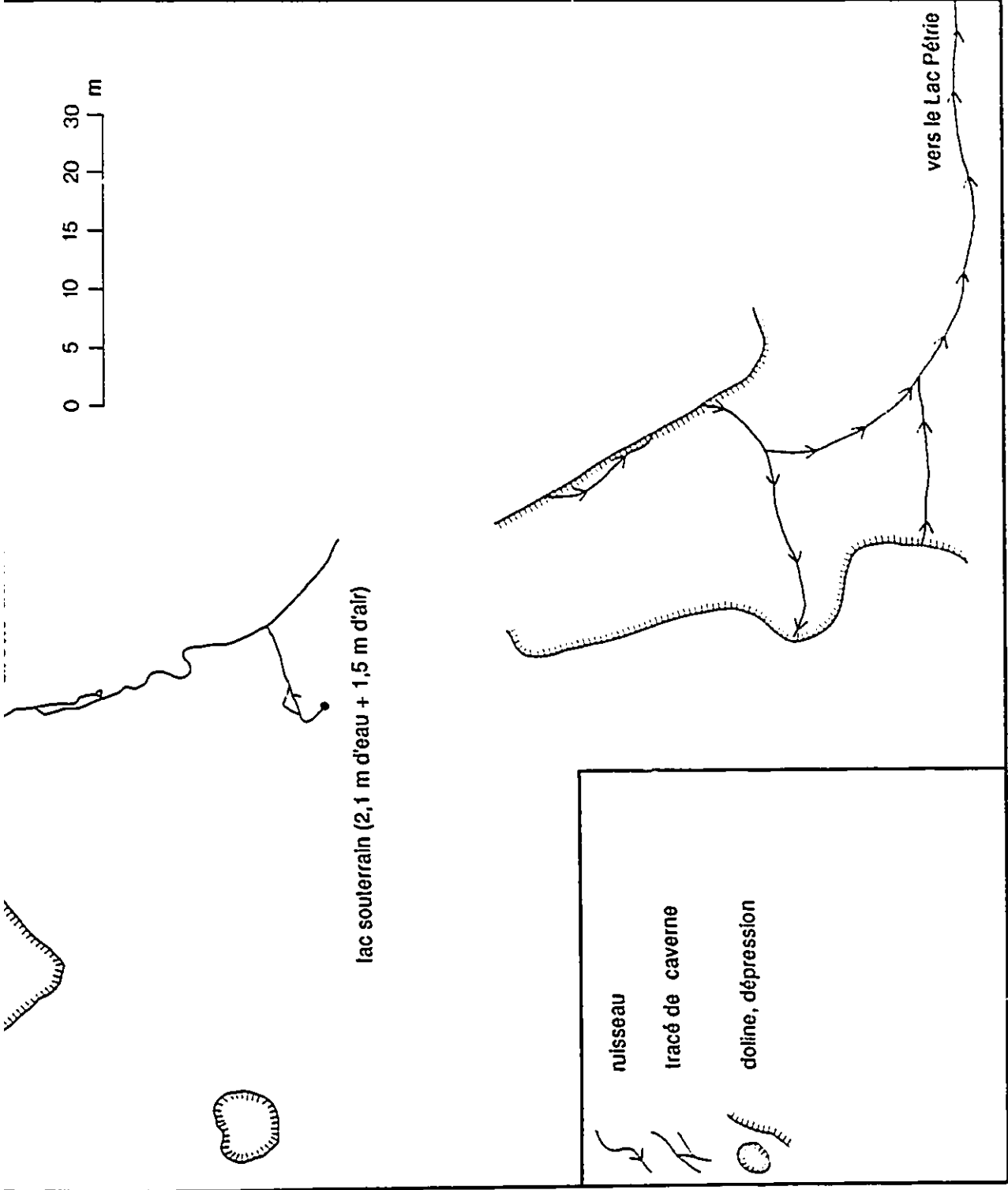


Figure 7.3: Topographie, complexe karstique du lac Samlock.





lac souterrain (2,1 m d'eau + 1,5 m d'air)

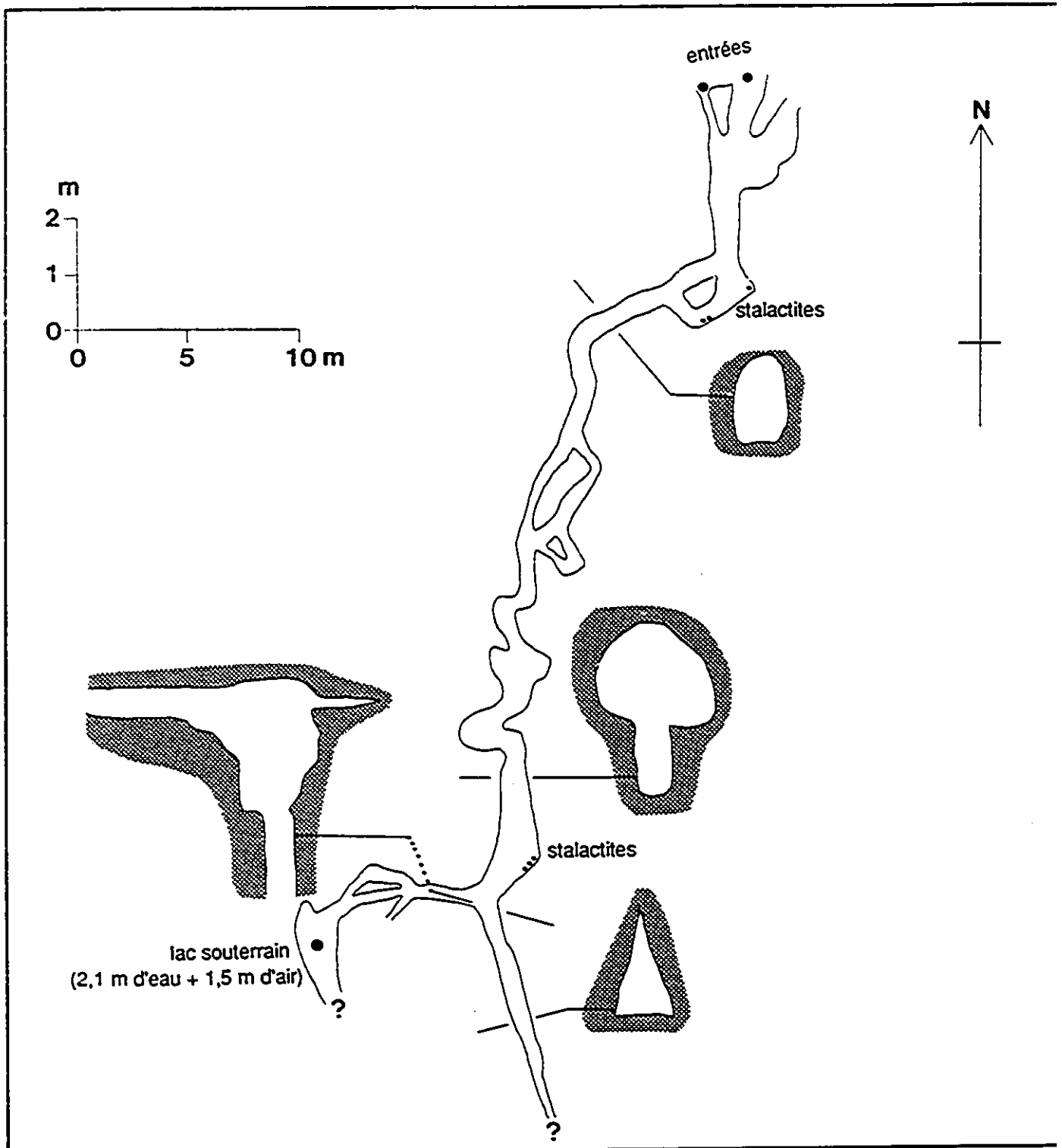


Figure 7.4: Topographie, Grotte du Marais (lac Samlock).

permettre qu'une dissolution et un creusement en profondeur aient eu lieu au cours de la seule époque Holocène? Dans certains cas, est-on plutôt en présence d'une évacuation des sédiments accompagnée d'une reprise de l'érosion dans des cavernes sous-glaciaires ou pré-wisconsinniennes?

#### 7.1.2.2 *le karst souterrain fossile*

On a vu auparavant que bon nombre de cavernes actives présentent dans leur développement des sections fossiles non-occupées par l'eau, comme la Grotte des Pins (photos 7.1 et 7.2), la Grotte du Marais (fig. 7.4) et la Caverne du Castor. Toutefois, les cavernes entièrement fossiles ne sont pas nombreuses au sein de la région étudiée. On compte parmi celles-ci la Grotte du Porc-Épic (photo 7.4), le Gouffre des Vents (fig. 7.5 et photo 7.5) et le Trou des Aiguilles (fig. 7.2), ainsi que quelques ouvertures à développement restreint de moins de dix mètres. Les deux principales grottes fossiles, soit la Grotte du Porc-Épic et le Gouffre des Vents, se relient à la surface par des puits de trois à sept mètres de profondeur.

A l'intérieur des cavités fossiles, on retrouve d'importantes accumulations sédimentaires. Ces dépôts comblent parfois les salles et les galeries jusqu'à les obstruer presque entièrement (photos 7.4 et 7.5).

Il importe de souligner que la position topographique des cavernes fossiles est particulière. Elles se retrouvent toutes en dehors des voies actuelles du drainage. De plus, elles sont perchées à des altitudes assez élevées par rapport au niveau de base contemporain. Par exemple, le Gouffre des Vents se développe à même un versant à près de trente mètres du niveau du lac Fer-à-Cheval. Il en va également de même pour la Grotte du Porc-Épic. Cette dernière se situe à une quinzaine de mètres au-dessus des eaux du lac des Camps. Ces dénivellations laissent fortement suggérer que la seule époque Holocène n'a pas suffi à abaisser le niveau de base depuis les cavités fossiles jusqu'à la position actuelle du drainage. Les cavités fossiles perchées pourraient donc être des phénomènes hérités datant d'avant la fin de la dernière période glaciaire. Il est d'ailleurs admis que les phénomènes karstiques souterrains résistent bien au poids des glaces et peuvent ainsi subsister à une période glaciaire (Ford, 1977, 1983; Glazek *et alii*, 1977; Glover, 1977; Lauritzen, 1981; Mylroie, 1981).

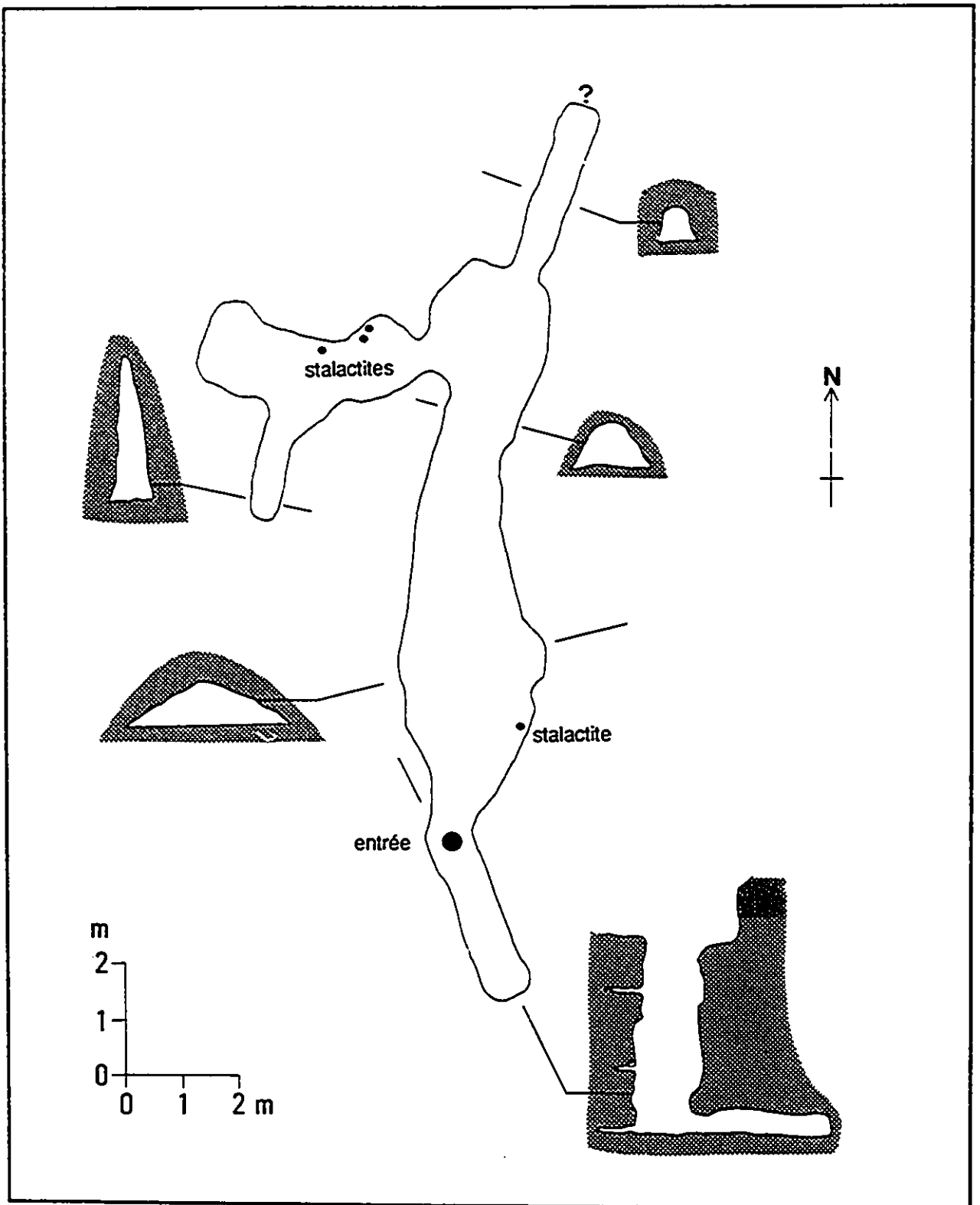
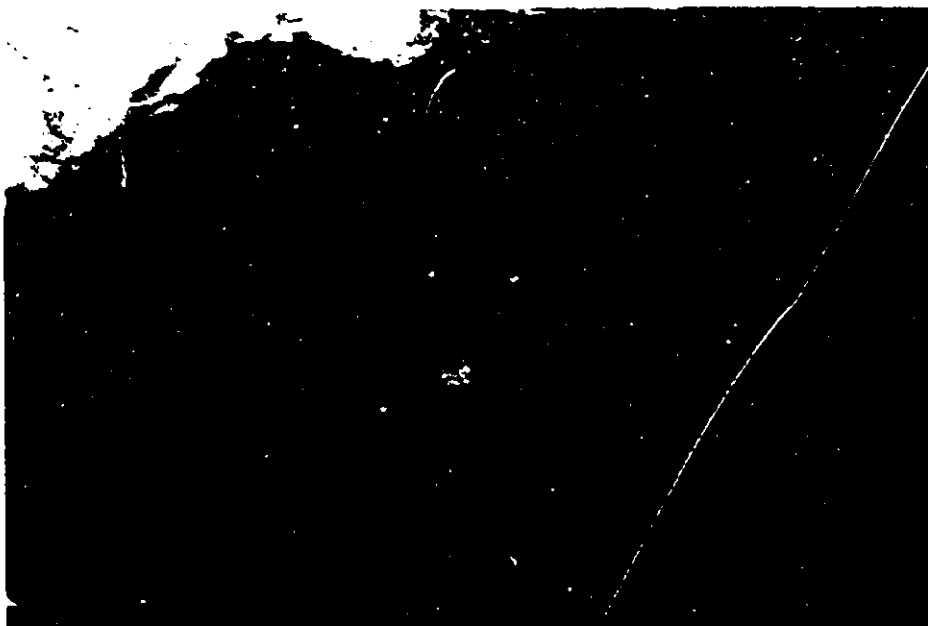


Figure 7.5: Topographie, Gouffre des Vents.



*Photo 7.4: Remplissage sédimentaire de la Grotte du Porc-Épic.*

C'est au sein des conduits souterrains fossiles qu'on retrouve le plus grand nombre de concrétions. Celles-ci n'atteignent toutefois que des dimensions limitées. Les stalactites dépassent rarement dix centimètres de longueur (photo 7.6). On retrouve aussi plusieurs coulées de calcite de faible épaisseur. Quelques draperies retiennent également l'attention, bien que ces concrétions n'affichent qu'un stade de développement primitif. Dans certains cas, les concrétions se retrouvent groupées dans des voûtes au plafond des grottes (photo 7.7). Des formes mineures de concrétionnement coralloïdal ou *cave popcorn* (Palmer, 1981a; Hill et Forti, 1986) se manifestent souvent sur le plancher et les galets dans les galeries où l'eau est absente.

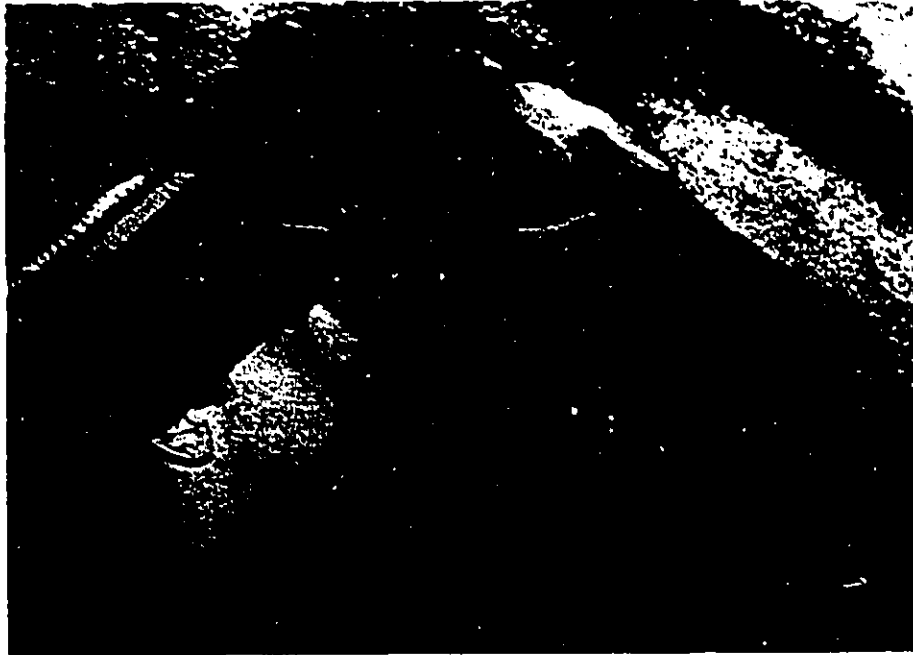


*Photo 7.5: Couloir fossile et sédiments, Gouffre des Vents.*

## **7.2 ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉNÉTIQUE**

A partir des évidences géomorphologiques présentées ci-haut et des taux d'érosion calculés au chapitre précédent, on peut tenter une interprétation de la genèse du karst à l'étude. On y distingue tout d'abord des phénomènes karstiques relativement jeunes, d'âge Holocène. D'autres phénomènes sont considérés pré-glaciaires (cavités fossiles héritées). D'autres enfin présentent des évidences d'une genèse un peu plus complexe. Ces derniers phénomènes sont représentés par les cavités à réseaux fossiles et actifs superposés. Pour expliquer ces formes souterraines particulières, on propose deux modèles génétiques.

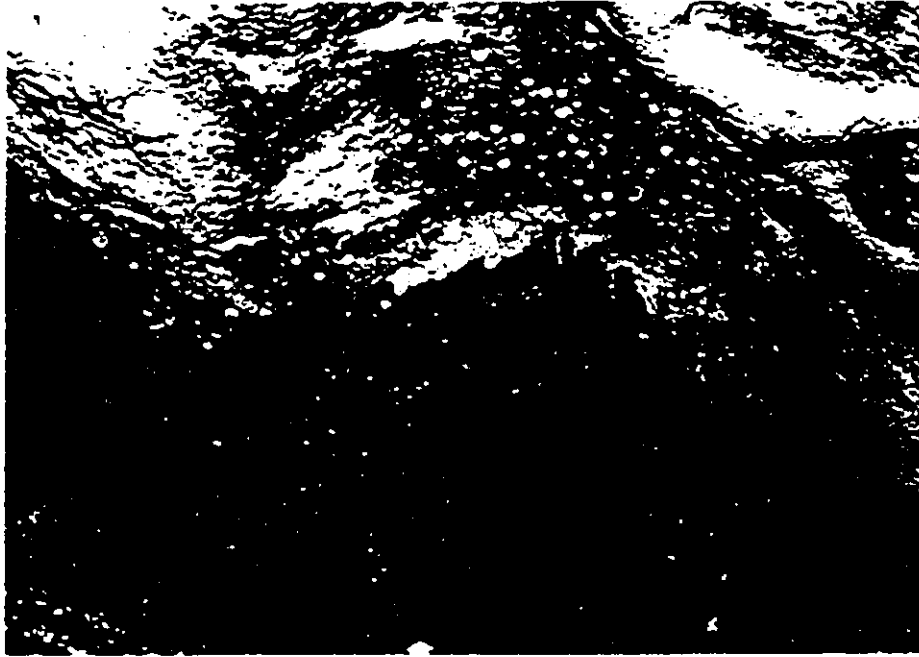
L'exemple caractéristique de manifestations karstiques holocènes est le Karst des Sources (voir Chapitre III, fig. 3.3). C'est un karst jeune, développé au même niveau ou presque que la surface



*Photo 7.6: Stalactite solitaire, Grotte des Pins (niveau supérieur).*

piézométrique. L'écoulement de l'eau s'y effectue en milieu noyé de façon diffuse ou laminaire. On ne note aucune cavité pénétrable puisque l'eau voyage au sein des fissures de la roche. Les évidences karstiques en présence consistent en de nombreuses petites dolines de dissolution, de quelques vallées sèches et de sources non-pérennes.

On a vu que les principales cavités fossiles sont le Gouffre des Vents (fig. 7.5 et photo 7.5) et la Grotte du Porc-Épic (photo 7.4). On retrouve aussi quelques autres cavernes mineures de quelques mètres de développement obstruées par les sédiments. En plus de l'accumulation sédimentaire importante, le trait commun qui relie ces cavités est leur position topographique particulière. Elles sont toutes perchées en altitude au-dessus et en dehors des voies actuelles du drainage. On sait que les cavités karstiques se



*Photo 7.7: Groupement de stalactites et de draperies, Antre des Araignées.*

forment essentiellement au même niveau que la surface piézométrique (Palmer, 1984; White, 1988). Les cavernes fossiles de la zone à l'étude sont beaucoup trop élevées par rapport au drainage contemporain pour être considérées d'âge Holocène. En effet, les vitesses d'érosion mesurées ici (voir Chapitre VI) impliquent nécessairement une période plus longue que l'Holocène pour l'abaissement du niveau de base depuis ces cavités fossiles jusqu'aux ruisseaux actuels. Ces faits (position topographique, vitesses d'érosion et remplissage sédimentaire important) suggèrent donc qu'on soit en présence de cavernes pré-wisconsinniennes. Les cavernes résistent bien au poids des glaces et il est très probable qu'un bon nombre aient survécu à la dernière glaciation.

Ailleurs en Outaouais et au Québec, on retrouve de ces cavités considérées d'âge pré-glaciaire. On n'a

qu'à songer à la Caverne Lafèche, dans la région de Val-des-Monts, à une quarantaine de kilomètres au sud-ouest de la région ici étudiée (Schroeder et Desmarais, 1988; Schroeder *et alii*, sans date). Dans le Parc de la Gatineau, la Caverne de la Mine étudiée par Carrier (1989) pourrait bien être un phénomène hérité d'avant la dernière glaciation. L'étude du remplissage sédimentaire de cette cavité se poursuit d'ailleurs (B. Lauriol, comm. pers.). Sept datations de stalagmites provenant de la Grotte de St-Elzéar en Gaspésie ont donné des âges compris entre 100 000 et 250 000 ans (Roberge et Gascoyne, 1978). Ces chiffres sont antérieurs à la glaciation wisconsinienne. On se trouve donc là en présence de dépôts anciens bien préservés par la cavité karstique. Dans des gypses du Nouveau-Brunswick, des datations au  $^{14}\text{C}$  ont montré qu'au moins une doline a été préservée durant le Wisconsin, et date donc soit d'un interglaciaire pré-wisconsinien, ou soit d'un interstade wisconsinien (Schroeder et Arsenault, 1978). Ek (1980-82) signale que certains éléments des paysages karstiques québécois datent d'avant le dernier retrait du glacier. Il ajoute que l'identification de ces éléments reste localisée, et que leur importance demeure problématique.

La majorité des cavernes de la zone à l'étude se retrouvent entre les lacs et sont parcourues en tout ou en partie par un ruisseau pérenne. Un grand nombre d'entre elles présentent une morphologie dénotant deux types d'écoulement superposés, soit phréatique (tubes fossiles des niveaux supérieurs) et vadose (couloirs actifs des niveaux inférieurs). Ek (1980-82) constate à ce sujet que les marbres de Grenville présentent de nombreuses grottes, "dont certaines montrent essentiellement les traces d'actions phréatiques, d'autres les traces d'actions vadoses ou les deux, et dont plusieurs ont plus de 200 m de développement. La plupart constituent des cavités 'actives', c'est-à-dire parcourues actuellement par un cours d'eau" (p.9). Pour expliquer ces cavités particulières, on fait ici appel à deux modèles génétiques. Le premier modèle fait intervenir l'action de l'eau de fonte glaciaire et l'érosion holocène. Le second scénario tient compte d'une origine pré-wisconsinienne, de l'action de l'eau de fonte glaciaire et de l'érosion holocène. Ces deux scénarios sont ici acceptables dans la mesure où l'on ne dispose d'aucun élément permettant d'établir avec certitude l'âge de ces phénomènes souterrains.

Selon le premier modèle proposé, on attribue la formation des tubes phréatiques des niveaux supérieurs à l'action de l'eau de fonte glaciaire. Une érosion holocène subséquente serait responsable de la

formation de la totalité ou d'une partie des couloirs vadoses inférieurs. La fusion de l'inlandsis laurentidien a en effet dû fournir une eau de surface extrêmement abondante (Ek, 1978, 1980-82). D'ailleurs, c'est seulement durant cette brève circonstance géologique que les cavités de la région étudiée ont pu se trouver sous la nappe phréatique depuis le départ des glaces. Ces cavernes se trouvent en effet échelonnées entre les lacs, et les corridors vadoses actifs des étages inférieurs se développent au niveau de la nappe phréatique contemporaine. Un argument majeur vient toutefois à l'encontre d'une attaque du calcaire par les eaux de fusion glaciaire. Plusieurs recherches ont montré que de telles eaux sont pauvres en CO<sub>2</sub>, et donc très peu agressives vis-à-vis du substratum carbonaté. Parmi les travaux les mieux connus, on peut mentionner ceux de Roques (1962), Ek (1964, 1966), Ek et Pissart (1965), Ford (1971, 1977), Lauritzen (1981), Myroie (1981), et plus récemment Maire (1990). Ce dernier signale toutefois que "malgré leur faible agressivité par carence de CO<sub>2</sub> dans le domaine sous-glaciaire, ces eaux sont capables de creuser des rigoles ou *rinnenkarren* de 10 cm de profondeur en 20 ou 30 ans à cause de la suralimentation" (p.380). Il considère que la marge pro-glaciaire est une zone de dissolution active par l'importance du flux d'eau de fonte, et ce même si cette eau est chimiquement très peu agressive. La fourniture d'une grande quantité d'eau lors de la fusion des glaces vient donc compenser pour la faible agressivité de ces dernières. Glover (1977) avait proposé une telle hypothèse, en signalant que des quantités d'eau accrues sont également disponibles lors de l'avancée glaciaire (au niveau de la zone d'ablation). En Norvège, Lauritzen (1981) a décrit un karst très semblable à celui qui fait l'objet de la présente thèse:

"Most of the caves (...) are complex (branched) in outline, consisting of multi-level galleries having both phreatic and vadose characteristics" (p.410).

Il rajoute que des coups de gouge (*scallops*) sur les parois à l'intérieur de certaines cavités ont révélé un écoulement d'eau contraire à celui qui prévaut actuellement. On a retrouvé de telles évidences aux entrées de la Caverne du Castor (Prévost, 1991). Cette situation serait "an indication of sub-glacial speleogenesis" (Lauritzen, 1981, p.410).

D'autres arguments viennent appuyer le scénario d'une formation phréatique par l'eau de fusion glaciaire. La prise en charge par cette eau d'une importante quantité de sédiments semble être un facteur à

considérer. Une telle prise en charge peut être responsable de la formation d'une partie des couloirs vadoses inférieurs. Certains chercheurs ont en effet montré que l'abrasion des parois et du plancher des cavités peut s'effectuer à des taux très élevés. Par exemple, Palmer (1981b) a calculé qu'une eau contenant 200 mg/l de matières en suspension peut occasionner une érosion aussi élevée que 0,14 cm/an. Ceci équivaut à une augmentation de diamètre d'à peu près un mètre en 357 ans. Les chiffres de Palmer (1981b) concordent bien avec ceux préalablement trouvés par Coward (1971). Au sein d'une caverne de Virginie, ce dernier a évalué que la vitesse d'érosion pouvait atteindre 0,12 cm/an au cours des périodes de forts débits. Palmer (1972) a signalé que l'abrasion mécanique peut même occasionner des taux d'élargissement beaucoup plus élevés dans certaines cavités. Newson (1972) a fait une remarque semblable pour l'Angleterre:

"It has been proved in the British Isles that sediment load causes abrasion to cave walls and floors during floods" (p.50).

Même si ces vitesses d'érosion très élevées ne surviennent que pour de courtes durées, elles sont significatives lorsqu'on songe à la grande quantité d'eau et de sédiments charriés lors de la fonte glaciaire.

L'hypothèse d'une érosion phréatique par l'eau de fusion glaciaire et d'une érosion vadose par l'eau chargée de sédiments est donc acceptable sur la base de nombreuses évidences.

Le deuxième modèle génétique proposé ici fait appel à une origine pré-wisconsinienne des cavités, suivie d'une action par l'eau de fonte, et d'une érosion holocène subséquente. Ce modèle est également plausible dans la mesure où on a établi auparavant que la région étudiée pourrait bien présenter des cavités pré-glaciaires (cavernes fossiles perchées). Dans les cavernes actives présentant des réseaux superposés, l'absence de sédiments dans les couloirs fossiles des niveaux supérieurs peut s'expliquer par l'action de l'eau de fonte glaciaire. Lors du dernier retrait glaciaire, les eaux de fusion ont pu évacuer les sédiments présents dans les cavités. Une partie des corridors vadoses pourrait aussi résulter d'une origine pré-glaciaire. Un tel modèle implique nécessairement une faible érosion par action glaciaire, puisque les cavités à niveaux superposés se retrouvent dans les zones basses du relief, principalement entre les lacs.

Il est difficile d'adhérer uniquement à l'un ou l'autre des deux scénarios proposés. Avec les éléments dont on dispose ici, ce sont deux situations tout à fait possibles. De précieux indices se trouvent sûrement au sein des sédiments des cavités fossiles perchées. Des analyses granulométriques permettraient d'associer les couches de sédiments à leur environnement de déposition respectif. Certaines unités des remplissages appartiennent sans doute au domaine fluvio-glaciaire. Les sédiments pourraient aussi fournir des évidences polliniques, ainsi que du matériel pour fin de datation. Les cavités offrent en effet peu de concrétions datables. Il est d'ailleurs probable que toutes les concrétions retrouvées dans les cavernes de la région fournissent un âge Holocène. On doit en effet supposer une destruction des vieilles concrétions par les eaux de fusion glaciaire, si on écarte le fait que les cavités elles-mêmes puissent être post-glaciaires.

Une analyse approfondie des remplissages sédimentaires s'avère nécessaire si on veut être en mesure d'assigner un âge définitif aux phénomènes karstiques développés dans le calcaire métamorphique, aussi bien au niveau de la région à l'étude qu'ailleurs en Outaouais québécois. L'aspect sédimentaire n'a pas fait partie des préoccupations du présent travail. D'autres recherches sur les vitesses d'érosion sont aussi essentielles. Elles devraient être conduites ailleurs en région sur des karsts semblables. Des analyses ultérieures au sein de la zone ici étudiée seraient aussi souhaitables. De telles études sont susceptibles d'apporter des éléments de réponse supplémentaires ne pouvant que mener à une meilleure compréhension génétique des karsts développés dans les marbres de Grenville.

## CHAPITRE VIII

### CONCLUSIONS

Dans la présente recherche, on visait un but principal, soit combler la lacune qui existe au niveau de la connaissance globale des processus et de la vitesse d'érosion des karsts développés sur calcaire métamorphique. La base de la recherche reposait sur trois hypothèses de travail (voir Chapitre I, section 1.3). Pour vérifier ces hypothèses, on avait fixé quatre objectifs (section 1.2).

On voulait tout d'abord connaître le comportement physico-chimique des eaux karstiques. On recherchait ensuite l'intensité actuelle de l'érosion du calcaire métamorphique. Il s'agissait aussi de quantifier l'abaissement post-glaciaire de la surface calcaire. On voulait finalement tenter de définir l'âge et la genèse des phénomènes karstiques en présence. La recherche s'est concentrée au niveau d'un karst situé à l'ouest de Val-des-Bois, au sein duquel les manifestations karstiques sont particulièrement abondantes et bien définies dans le paysage.

Les hypothèses de travail ont été définies à partir de multiples observations de terrain effectuées par le passé (Prévost, 1986, 1988a, 1988b). La première hypothèse supposait que les eaux du karst à l'étude sont susceptibles d'offrir une évolution spatio-temporelle et un comportement physico-chimique semblables aux eaux d'autres karsts. La seconde hypothèse stipulait que la dénudation karstique sur calcaire cristallin affiche des valeurs comparables à celles obtenues sur d'autres karsts des régions froides et tempérées. Avec la dernière hypothèse, on accordait un âge pré-Holocène à certains phénomènes karstiques en présence.

Les résultats montrent que les eaux karstiques à l'étude offrent un comportement physico-chimique fortement influencé par les facteurs spatiaux et temporels. L'effet de dilution occasionné par la fonte nivale est particulièrement évident.

Egalement, les vitesses d'érosion calculées à l'aide des deux approches (hydrochimie et plaquettes) se

situent dans les mêmes ordres de grandeur que celles présentées dans d'autres études de la sorte. La quantification de l'abaissement post-glaciaire de la surface calcaire s'est faite en mesurant le déchaussement des nodules en relief emprisonnés au sein du substratum. La valeur moyenne approche les 5 mm/1000 ans, ce qui correspond bien aux chiffres publiés ailleurs dans la littérature. Les vitesses d'érosion varient évidemment selon un ou des facteurs prédominants, et il est difficile d'isoler l'un ou l'autre de ces facteurs comme principalement responsable des valeurs trouvées.

La détermination exacte de l'âge et de la genèse des phénomènes karstiques reste quelque peu problématique. Dans l'état actuel des connaissances, les deux modèles génétiques proposés sont acceptables. Il est évident que des recherches ultérieures s'avèrent essentielles si on veut trancher sur la délicate question de la karstification du calcaire métamorphique.

Certains aspects nécessitent une recherche approfondie. Par exemple, le problème de l'effet des précipitations acides sur la dissolution du calcaire mérite une attention particulière. On sait que ce problème existe, mais il n'est actuellement que très peu documenté (Reddy, 1988; Ford et Williams, 1989). Au niveau de l'hydrochimie, une quantification plus juste et plus régulière du débit s'avère essentielle. Ce paramètre entre en effet directement dans le calcul de la dénudation karstique. Également, l'échantillonnage des eaux calcaires devrait se faire de façon plus fréquente et continue. Elle pourrait aussi porter sur une période de deux années consécutives afin de connaître les variations inter-annuelles possibles. Les variations diurnes/nocturnes et horaires de la chimie des eaux dans la région demeurent inconnues. Bien que ces dernières soient considérées négligeables (Shuster et White, 1971), elles deviennent peut-être significatives au niveau du calcaire cristallin. Une corrélation pourrait aussi être tentée entre les précipitations et le comportement physico-chimique des eaux.

Des recherches semblables touchant les vitesses d'érosion et l'évolution spatio-temporelle des eaux calcaires devraient être entreprises ailleurs en région sur d'autres karsts développés sur socle cristallin. De telles données sont en effet limitées, sinon inexistantes.

Malgré les lacunes qui restent à combler, les objectifs établis dans le cadre du présent travail ont été

atteints. Cette recherche constitue ainsi une solide base pour l'élaboration de travaux futurs visant à améliorer les connaissances au niveau de tous les aspects se rattachant à la karstification des marbres de Grenville.

-----

## BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, C.S. et A.C. SWINNERTON (1957). The solubility of limestone. *Transactions of the American Geophysical Union*, vol.18, p.504-508.
- AKERMAN, J.H. (1983). Note on chemical weathering, Kapp Linné, Spitsbergen. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Washington (D.C.), National Academy Press, p.10-15.
- ALLARD, M. (1977). *Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires bio-physiques: l'exemple de la région Gatineau-Lièvre*. Thèse de Doctorat non-publiée, Université McGill, Montréal, 270 p.
- ALLEN, C.M. et J.R. HARDEE (1983). Acid rain in South-Central Louisiana. *Proceedings of the Louisiana Academy of Sciences*, vol.XLVI, p.129-130.
- ANDERSON, M.P. et C.J. BOWSER (1986). The role of groundwater in delaying lake acidification. *Water Resources Research*, vol.22, no.7, p.1101-1108.
- ANONYME (1975). *Alkalinity*. Notes de laboratoire non-reliées, Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa, 12 p.
- ATKINSON, T.C. (1977). Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones. *Journal of Hydrology*, vol.35, p.111-123.
- AUBERT DE LA RÛE, E. (1948a). Les caractères physiques des Laurentides de l'Ouest. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, nos.192-193, p.34-40.
- (1948b). Sur de curieuses formes de dissolution des calcaires archéens de l'Ouest des Laurentides (Province de Québec, Canada). *Société Géologique de France*, vol.XVIII, no.5, p.55-58.
- (1948c). Nominique and Sicotte map-areas, Labelle and Gatineau Counties. *Department of Mines, Quebec, Geological Report no.23*, 28 p.
- (1953). Kensington area, Gatineau and Labelle Counties. *Department of Mines, Quebec, Geological Report no.50*, 32 p.
- (1956a). Trente-et-un-Milles Lake area, Papineau, Labelle and Gatineau Counties. *Department of Mines, Quebec, Geological Report no.67*, 27 p.
- (1956b). McGill area, Papineau, Labelle and Gatineau Counties. *Department of Mines, Quebec, Geological Report no.68*, 21 p.
- BACK, W. (1961). Calcium carbonate saturation in ground water. *United States Geological Survey, Water Supply Paper 1535-D* (microfiche), Washington (D.C.).
- (1963). Preliminary results of a study of calcium carbonate saturation of ground water in Central Florida. *International Association of Scientists in Hydrology*, vol.8, no.3, p.43-51.
- BARNES, I. (1964). Field measurement of alkalinity and pH. *United States Geological Survey, Water Supply Paper 1535-H* (microfiche), Washington (D.C.).
- BASSET, J.L. et R.V. RUHE (1973). Fluvial geomorphology in karst terrains. In M. Morisawa (éd.), *Fluvial geomorphology*. Binghamton Press, p.75-89.

- BAULIG, H. (1966). *Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Géomorphologie*. Publications de la Faculté des Lettres de Strasbourg, Tome IV, 230 p.
- BDH (1973). *Chemical methods of water testing*. BDH Chemicals, Poole, Dorset, United Kingdom.
- BEAMISH, R.J. et J.C. VANLOON (1977). Precipitation loading of acid and heavy metals to a small acid lake near Sudbury, Ontario. *Journal of Fishery Research Board of Canada*, vol.34, p.649-658.
- BEAUPRÉ, M. et D. CARON (1986). *Découvrez le Québec souterrain*. Québec Science Éditeur, Presse de l'Université du Québec, Québec, 254 p.
- BENGTSSON, B. (1980). Liming acid lakes in Sweden. *Ambio*, vol.IX, no.1, p.19-21.
- BOCQUET, F. (1985). Dynamique karstique d'un haut massif alpin: la Chaîne des Aravis. Méthodologie et comparaisons avec d'autres massifs montagneux. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 108, p.203-207.
- BOGLI, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin, New York, 284 p.
- BOTTOMLEY, D.J., D. CRAIG et L.M. JOHNSON (1984). Neutralization of acid runoff by groundwater discharge to streams in Canadian Precambrian Shield watersheds. *Journal of Hydrology*, vol.75, p.1-26.
- BOURDON, S. (1980-82). La Grotte de Lusk (Co. Gatineau), Québec. *Spéleo-Québec*, vols.7-8-9, p.39-44.
- BOYNTON, D. et O.C. COMPTON (1944). Normal seasonal changes in oxygen and CO<sub>2</sub> percentages in gas from the larger pores of three orchard soils. *Soil Science*, vol.57, p.107-117.
- BRAUN, R.D. (1984). A study of the pH of rain in Lafayette, Louisiana. *Proceedings of the Louisiana Academy of Sciences*, vol.XLVII, p.42-44.
- BROUSSEAU, C.S., D. BACCANTE et L.W. MAKI (1985). Role of bedrock and surficial geology in determining the sensitivity of Thunder Bay area lakes to acidification. *Journal of Great Lakes Research*, vol.11, no.4, p.501-507.
- BROWN, E., M.W. SKOUGSTAD et M.J. FISHMAN (1970). Methods for collection and analysis of water samples for dissolved mineral and gases. *United States Geological Survey, Techniques of Water Resources Investigations*, Washington (D.C.), Book no.5.
- CARRIER, L. (1989). *Le karst de Kingsmere. étude de ses remplissages, Parc de la Gatineau, Québec*. Thèse de Maîtrise non-publiée, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, 120 p.
- et D. FOURNIER (1987). Le karst de l'escarpement d'Eardley (Parc de la Gatineau). *Sous-Terre*, vol.4, no.4, p.9.
- CARROLL, D. (1962). Rainwater as a chemical agent of geologic processes: a review. *United States Geological Survey, Water Supply Paper 1535-G (microfiche)*, Washington, D.C.
- CHAMBERS, W. (1983a). Denudation rates in the river Burry catchments, Gower, Glamorgan. *Cave Science*, vol.10, no.4, p.181-187.
- (1983b). Intensive sampling at a karst spring system: Leason, Gower, South Wales. *Cave Science*, vol.10, no.4, p.188-198.

- CHEN, C.W., S.A. GHERINI, N.E. PETERS, P.S. MURDOCH, R.M. NEWTON et R.A. GOLDSTEIN (1984). Hydrologic analyses of acidic and alkaline lakes. *Water Resources Research*, vol.16, no.12, p.1875-1882.
- CHEVALIER, P. (1953). Erosion or corrosion? *Proceedings of the International Speleological Conference of Paris*, vol.1, p.35-40.
- CIRIC, M. et P. SENIC (1985). Intensity of dissolution of limestone and dolomite in different soil media (field experiment). *Catena*, vol.12, p.211-214.
- CLAYTON, J.L. et W.F. MEGAHAN (1986). Erosional and chemical denudation rates in the Southwestern Idaho Batholith. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol.11, p.389-400.
- COGBILL, C.W. et G.E. LIKENS (1974). Acid precipitation in the Northeastern United States. *Water Resources Research*, vol.10, no.6, p.1133-1137.
- COGLEY, J.G. (1972). Processes of solution in an Arctic limestone terrain. In R.J. Price et D.E. Sugden (éds.), *Polar Geomorphology*. Institute of British Geographers, Special Publication no.4, p.201-211.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (1987). Le Quaternaire au Canada. Situation actuelle, exigences nationales et orientation future. *Commission Géologique du Canada*, étude 87-18, 64 p.
- CORBEL, J. (1956). A new method for the study of limestone regions. *Revue Canadienne de Géographie*, vol.10, p.240-242.
- (1959a). Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie). *Annales de Géographie*, vol.68, no.366, p.97-120.
- (1959b). Vitesse de l'érosion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.3, no.1, p.1-29.
- CORBETT, R.G., B.M. MANNER et F.G. TOMPKINS (1985). Using a FORTRAN program and Piper diagrams to facilitate understanding of water chemistry. *Journal of Geological Education*, vol.33, p.171-174.
- COWARD, J. (1971). Direct measure of erosion in a streambed of a West Virginia cave. *Caves and Karst*, vol.13, no.5, p.39 (abstract).
- CROWTHER, J. (1983). A comparison of the rock tablet and water hardness methods for determining chemical erosion rates on karst surfaces. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.27, no.1, p.55-64.
- CURL, R.L. (1974). Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. *National Speleological Society Bulletin*, vol.36, no.2, p.1-5.
- CVUJIC, J. (1893). Das Karstphanomen. *Penck's Geografisk Abhandlungen*, vol.5, no.3, p.217-329.
- DAHL, R. (1967). Post-glacial micro-weathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. *Geografiska Annaler*, vol.49-A, nos.2-4, p.155-166.
- DAVIS, J.S. et H.M. KELLER (1983). Dissolved loads in streams and rivers: discharge and seasonally related variations. *Proceedings of the Hamburg Symposium, Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships*, IAHS Publication no.141, p.79-89.
- DeGRYS, A. (1962). Seasonal variations in copper content in some Andean streams of Central Chile.

*Economical Geology*, vol.57, p.1031-1044.

- DILLON, P.J., D.S. JEFFRIES, W. SNYDER, R. REID, N.D. YAN, D. EVANS, J. MOSS et W.A. SCHEIDER (1978). Acidic precipitation in South-Central Ontario: recent observations. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, vol.35, no.6, p.809-815.
- DIONNE, J.-C. et Y. MICHAUD (1985). Observations sommaires sur l'altération chimique au golfe de Guillaume-Delisle, Hudsonie. *Annales de l'ACFAS*, vols.52-53, p.175.
- et ----- (1986). Note sur l'altération chimique en milieu périglaciaire, Hudsonie, Québec Subarctique. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, vol. XXXV, no.3, p.81-92.
- DOUGLAS, I. (1964). Intensity and periodicity in denudation processes with special reference to the removal of material in solution by rivers. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.8, p.453-473.
- DRAGOVICH, D. (1986). Weathering rates of marble in urban environments, eastern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.30, no.2, p.203-214.
- DRAKE, J.J. et D.C. FORD (1973). The dissolved solid regime and hydrology of two mountain rivers. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Congress of Speleology*, Olomouc, vol.4, p.53-56.
- et ----- (1976). Solutional erosion in the Canadian Rockies. *Canadian Geographer*, vol. XX, no.2, p.158-170.
- et R.G. HARMON (1973). Hydrochemical environments of carbonate terrains. *Water Resources Research*, vol.9, no.4, p.949-957.
- DRESSER, J.A. et T.C. DENIS (1946). La géologie de Québec, géologie descriptive. *Ministère des Mines*, Québec, Canada, Rapport Géologique no.20, vol.II, 647 p.
- DREW, D.P. (1974). Quantity and rate of limestone solution on the Eastern Mendip Hills, Somerset. *Cave Science*, vol.1, no.2, p.93-100.
- DROPPA, A. (1981). On karst denudation research problematic. *Proceedings of the 8th International Congress of Speleology*, vol.1, p.355.
- (1985). Quelques expériences de mesures de la corrosion dans le karst de Demanova (Carpathes Occidentales), Tchécoslovaquie. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 108, p.209-212.
- DUMOUCHEL, A. et E. MAGNIN (1982). Physico-chimie, coliformes et phytoplancton de la rivière du Nord. *Eau du Québec*, vol.15, no.2, p.170-177.
- DYKE, A.S. et V.K. PREST (1987). Late Wisconsinan and Holocene retreat of the Laurentide ice sheet. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.XLI, no.2, p.237-263.
- EK, C. (1964). Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute Maurienne. Leur action sur les carbonates. *Revue Belge de Géographie*, vol.88, p.127-156.
- (1966). Faible agressivité des eaux de fonte des glaciers: l'exemple de la Marmolada (Dolomites). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, vol.89, p.177-188.
- (1969). *Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique*. Thèse de Doctorat non-publiée, Université de Liège, 476 p.

- (1978). Dissolution et précipitation des carbonates en relation avec le gel, principalement au Québec: essai de mise au point. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.XXXII, no.3, p.273-279.
- (1980-82). Les phénomènes karstiques au Québec. *Spéleo-Québec*, vols.7-8-9, p.5-22.
- et A. PISSART (1965). Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. *Conseil de Recherches de l'Académie Scientifique de Paris*, no.260, p.929-932.
- ENVIRONNEMENT CANADA (1982). *Normales climatiques au Canada, température et précipitations, 1951-1980, Québec*. Service de l'Environnement Atmosphérique, Environnement Canada, Publication du Programme Climatologique Canadien, vol.5, ix + 216 p.
- FALKENGREN-GRERUP, U. (1986). Soil acidification and vegetation changes in deciduous forest in Southern Sweden. *Oecologia*, vol.70, p.339-347.
- (1987). Long-term changes in pH of forest soils in Southern Sweden. *Environmental Pollution*, vol.43, p.79-90.
- (1989a). Soil acidification and its impact on ground vegetation. *Ambio*, vol.18, no.3, p.179-183.
- (1989b). Effect of stemflow on beech forest soils and vegetation in Southern Sweden. *Journal of Applied Ecology*, vol.26, no.2, p.388-396.
- FAUCHON, A. (1980). *La géomorphologie des environs du Lac Sainte-Marie, Gatineau, Québec*. Thèse de Maîtrise non-publiée, Université Laval, Québec, 85 p.
- FAUST, S.D. et O.M. ALY (1981). *Chemistry of natural waters*. Ann Arbor Science Publishers Inc., The Butterworth Group, Collingwood, Michigan, 400 p.
- FETTER, C.W. (1980). *Applied hydrogeology*. Charles E. Merrill Publishing Company, Bell and Howell Company, Columbus, Ohio, 347 p.
- FISHER, A.G. (1969). Geological time-distance rates: the Bubnoff unit. *Geological Society of America Bulletin*, vol.80, p.549-552.
- FORD, D.C. (1971). Characteristics of limestone solution in the Southern Rocky Mountains and Selkirk Mountains, Alberta and British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.8, no.6, p.585-609.
- (1977). Karst and glaciation in Canada. *Proceedings of the 7th International Speleology Congress*, Sheffield, p.188-189.
- (1983). Effects of glaciation upon karst aquifers in Canada. *Journal of Hydrology*, vol.61, p.149-158.
- et J.J. DRAKE (1982). Spatial and temporal variations in karst solution rates: the structure of variability. In C.E. Thorn (éd.), *Space and time in geomorphology*. Allen and Unwin, London, p.147-170.
- et P.W. WILLIAMS (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London, Boston, 601 p.

- FRÉCHETTE, H. (1916). Pierres calcaires de la Province de Québec. *Ministère des Mines*, Division des Mines, Ottawa, Rapport Sommaire no.1914, p.36-55.
- FROELICH, W. (1983). The mechanisms of dissolved solids transport in flysch drainage basins. *Proceedings of the Hamburg Symposium, Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships*, IAHS Publication no.141, p.99-108.
- FULTON, R.J., T.W. ANDERSON, N.R. GADD, C.R. HARINGTON, I.M. KETTLES, S.H. RICHARD, C.G. RODRIGUES, B.R. RUST et W.W. SHILTS (1987). Summary of the Quaternary of the Ottawa region. In R.J. Fulton (éd.), *Quaternary of the Ottawa region and guides for day excursions*. XII<sup>th</sup> INQUA Congress, Ottawa, p.7-20.
- GALLOWAY, J.N., G.E. LIKENS et E.S. EDGERTON (1976). Acid precipitation in the Northeastern United States: pH and acidity. *Science*, no.194, p.722-724.
- , B.J. COSBY et G.E. LIKENS (1979). Acid precipitation: measurement of pH and acidity. *Limnology and Oceanography*, vol.24, no.6, p.1161-1165.
- GAMBELL, A.W. et D.W. FISHER (1966). Chemical composition of rainfall, eastern North Carolina and southeastern Virginia. *United States Geological Survey*, Water Supply Paper 1535-K, Washington (D.C.), 41 p.
- GAMS, I. (1959). Experiment with tablets in the Podpeska cave. *Nase Jame*, vol.2, p.76-77.
- GARDINER, V. et R.V. DACKOMBE (1983). *Geomorphological field manual*. George Allen and Unwin, London, Boston, Sydney, 254 p.
- GARRELS, R.M. et C.L. CHRIST (1965). *Solution, minerals and equilibria*. Harper and Row, New York, 450 p.
- GEORGE, A.I. (1974). Preliminary index of gypsum speleothems in the caves of Kentucky, India and Tennessee. In H.W. Rauch et E. Werner (éds.), *Proceedings of the 4<sup>th</sup> Conference on Karst Geology and Hydrology*. West Virginia Geological Survey, p.169-177.
- GÉROME-KUPPER, M. (1981). *Les vitesses d'érosion du calcaire. Etude de processus actuels sous différents climats*. Thèse Sc. non-publiée, Université de Liège, 238 p.
- (1984). L'érosion des calcaires à l'air libre: mesure de processus actuels. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd., no.49, p.59-74.
- GÈZE, B. (1983). Karstologie et spéléologie. *Karstologia*, no.1, p.2-4.
- GLAZEK, J., J. RUDNICKI et A. SZYNKIEWICZ (1977). Proglacial caves: a special genetic type of cave in glaciated area. *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*, p.215-217.
- GLOVER, J. et P. JOHNSON (1974). Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows and the lag effects. *Journal of Hydrology*, vol.22, p.303-316.
- GLOVER, R.R. (1977). A conceptual model of cave development in a glaciated region. *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*, Sheffield, p.220-221.
- GODARD, A. (1987). Conclusions. In A. Godard et A. Rapp (éds.), *Processus et mesures de l'érosion*. Éditions du CNRS, Paris, p.573.

- GORHAM, E. (1955). On the acidity and salinity of rain. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.7, p.231-239.
- GOUDGE, M.F. (1935). Les calcaires du Canada, partie III (Québec). *Commission Géologique du Canada*, Division des Mines, Publication no.758.
- GOUDIE, A.S. (1981). *Geomorphological techniques*. George Allen and Unwin, London, p.196-222.
- GRAVEL, P. (1980-82). Etude des phénomènes karstiques de Kazabazua, Québec. *Spéleo-Québec*, vols.7-8-9, p.45-54.
- GROOM, G.E. et V.H. WILLIAMS (1965). The solution of limestone in South Wales. *Geographical Journal*, vol.131, no.1, p.37-41.
- GROUPE-CONSEIL DE LA TÉLÉ-UNIVERSITÉ (1980). *Exploration du milieu physique. Le relief*. Presses Photo-Lithographie Inc., Université du Québec, 144 p.
- GUILCHER, A. (1953). Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *Annales de Géographie*, vol.62, p.161-179.
- HAGEN, A. et A. LANGELAND (1973). Polluted snow in Southern Norway and the effect of the meltwater on freshwater and aquatic organisms. *Environmental Pollution*, vol.5, p.45-57.
- HAINES, B.L. (1979). Acid precipitation in Southeastern United States: a brief review. *Georgia Journal of Sciences*, vol.37, nos.3-4, p.185-191.
- , H.L. CLARK, K.E. CLARK et C. JORDAN (1979). *Acid rain: possible sources and fates in an Amazonian rainforest*. Unpublished manuscript.
- HAINES, E.B. (1976). Nitrogen content and acidity of rain on the Georgia Coast. *Water Resources Bulletin*, vol.12, no.6, p.1223-1231.
- HAKIM, B. (1984). Nouvelle approche pour l'évaluation de la dissolution spécifique. *Karstologia*, no.4, p.56.
- HALL, R.J., G.E. LIKENS, S.B. FIANCE et G.R. HENDREY (1980). Experimental acidification of a stream in the Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. *Ecology*, vol.61, no.4, p.976-989.
- HALLBACKEN, L. et C.O. TAMM (1986). Changes in soil acidity from 1927 to 1982-1984 in a forest area of south-west Sweden. *Scandinavian Journal of Forest Research*, vol.1, p.219-232.
- HAMÈS, V., J.-P. LAUTRIDOU, A. OZER et A. PISSART (1987). Variations dilatométriques de roches soumises à des cycles "humidification-séchage". *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.XLI, no.3, p.345-354.
- HASHOLT, B. (1983). Dissolved and particulate load in Danish water courses. *Proceedings of the Hamburg Symposium, Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships*, IAHS Publication no.141, p.255-264.
- HAUHS, M. et N. DISE (1989). Depletion of exchangeable base cations in an acid forest soil at Lange Bramke, West Germany. *Geoderma*, vol.42, nos.3-4, p.193-211.
- HELWIG, J.T. (1983). *Guide d'introduction à SAS*. SAS Institute Inc., Cary, North Carolina, 94 p.

- HEM, J.D. (1961). Calculation and use of ion activity. *United States Geological Survey*, Water Supply Paper 1535-C (microfiche), Washington (D.C.).
- (1970). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *United States Geological Survey*, Water Supply Paper 1473 (microfiche), Washington (D.C.), 182 p.
- HENDREY, G.R., J.N. GALLOWAY, S.A. NORTON, C.L. SCHOFIELD, P.W. SHAFFER et D.A. BURNS (1980a). *Geological and hydrochemical sensitivity of the Eastern United States to acid precipitation*. Brookhaven National Laboratory, Project BNL-51189 UC-11, 90 p.
- , -----, -----, -----, D.A. BURNS et P.W. SHAFFER (1980b). Sensitivity of the Eastern United States to acid precipitation impacts on surface waters. In D. Drablos et A. Tollan (éds.), *Ecological impact of acid precipitation*. Sandefjord, Norway, p.216-217.
- HIGH, C. et F.K. HANNA (1970). A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces. *British Geomorphological Research Group*, Technical Bulletin no.5, 22 p.
- HILL, C.A. et P. FORTI (1986). *Cave minerals of the world*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, 238 p.
- HIRSCH, R.M., J.R. SLACK et R.A. SMITH (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, vol.18, no.1, p.107-121.
- HOGARTH, D.D. (1962). A guide to the geology of the Gatineau-Lièvre district. *The Canadian Field Naturalist*, vol.76, no.1, p.1-55.
- HOSIE, R.C. (1979). *Arbres indigènes du Canada*. Éditions Fides (Montréal) et Approvisionnement et Services Canada (Ottawa), 8<sup>e</sup> édition, 389 p.
- HOWARD, R. et M. PERLEY (1982). *Pluies acides: la mort qui vient du ciel*. Éditions Québec/Amérique, Montréal, 215 p.
- IMESON, A. (1973). Solute variations in small catchment streams. *Transactions of the Institute of British Geographers*, no.60, p.87-99.
- JACOBSEN, J. (1981). Surface water chemistry and transport of dissolved matter in the Susa. *Dansk Komité für Hydrologie*, Report H-16, p.14-27.
- JACOBSON, R.L. et E. USDOWSKI (1975). Geochemical controls on a calcite precipitating spring. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.51, p.65-74.
- JANDA, R.J. (1971). An evaluation of procedures used in computing chemical denudation rates. *Geological Society of America Bulletin*, vol.82, p.67-80.
- JUNGE, C.E. et R.T. WERBY (1958). The concentration of chloride, sodium, potassium, calcium and sulfate in rainwater over the United States. *Journal of Meteorology*, vol.15, p.417-425.
- KAPLAN, E., H.C. THODE et A. PROTAS (1981). Rocks, soils, and water quality. Relationships and implications for effects of acid precipitation on surface water in the Northeastern United States. *Environmental Science and Technology*, vol.15, p.539-544.
- KAYE, C.A. (1957). The effect of solvent motion on limestone solution. *Journal of Geology*, no.65, p.35-46.

- KELLER, H.M. et T. STROBEL (1982). Water balance and nutrient budgets in subalpine basins of different forest cover. *Proceedings of the International Symposium on Hydrological Research Basins and Their Use in Water Resources Planning*, Sonderheft, Bern, p.683-694.
- KILHAM, P. (1982). Acid precipitation: its role in the alkalization of a lake in Michigan. *Limnology and Oceanography*, vol.27, no.5, p.856-867.
- KIRMAN, J.L. (1963). Caves in the Gatineau district of Quebec. *Canadian Geographical Journal*, vol.62, no.3, p.100-105.
- KLEIN, M. (1984). Weathering rates of limestone tombstones measured in Haifa, Israël. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.28, no.1, p.105-111.
- KLING, G.W. et M.C. GRANT (1984). Acid precipitation in the Colorado Front Range: an overview with time predictions for significant effects. *Arctic and Alpine Research*, vol.16, no.3, p.321-329.
- KRAMER, J.R. (1976). Geochemical and lithological factors in acid precipitation. *United States Department of Agriculture and Forest Services, General Technical Report NE-23*, p.611-618.
- KUPPER, M. (1975a). Recherches en Haute-Belgique sur les vitesses de dissolution des calcaires soumis à l'action de l'eau de rivières. *Annales de Spéléologie*, vol.30, no.2, p.255-265.
- (1975b). Recherches dans la région liégeoise (Belgique) sur l'altération des pierres calcaires exposées à l'air libre. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 98, p.165-176.
- (1979). Mesure de l'ablation du calcaire dans une rivière belge. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 102, p.69-70.
- (1985). Les vitesses d'érosion du calcaire dans l'eau: étude des phénomènes actuels. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 108, p.261-265.
- et A. PISSART (1974). Vitesse d'érosion en Belgique de calcaires d'âge Primaire exposés à l'air libre ou soumis à l'action de l'eau courante. *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen*, vol.29, p.39-50.
- LAIRD, L.B. (1964). Chemical quality of the surface waters of the Snake River Basin. *United States Geological Survey, Professional Paper no.417-D*, 47 p.
- LAJOIE, P.G. (1967). *Étude pédologique des comtés de Hull, Labelle et Papineau (Québec)*. Ministère de l'Agriculture du Canada, Ottawa, 105 p.
- LANGMUIR, D. (1971). The geochemistry of some carbonate ground waters in Central Pennsylvania. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.35, p.1023-1045.
- LAURITZEN, S.-E. (1981). Glaciated karst in Norway. *Proceedings of the 8th International Congress on Speleology*, vol.2, p.410-411.
- LIKENS, G.E. (1976). Acid precipitation. *Chemical Engineering News*, vol.54, p.29-44.
- , F.H. BORMANN, N.M. JOHNSON et R.S. PIERCE (1967). The calcium, magnesium, potassium and sodium budgets for a small forested ecosystem. *Ecology*, vol.48, no.5, p.772-785.
- LJUNGNER, E. (1930). Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerak-Küste. *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala*, vol.III, no.1, 21 p.

- LUOMA, J.R. (1985). *Troubled skies, troubled waters: the story of acid rain*. Penguin Books Inc., New York, 178 p.
- MACKAY, J.R. (1947). The north shore of the Ottawa River, Quyon to Montebello, Quebec. *Revue Canadienne de Géographie*, vol.I, nos.2-3, p.3-9.
- MACKAY, J.R. (1949). Physiography of the Lower Ottawa Valley. *Revue Canadienne de Géographie*, vol.III, nos.1-2-3-4, p.53-97.
- MAIRE, R. (1990). La haute montagne calcaire. *Karstologia*, Mémoire no.3, 731 p.
- MARKER, M.E. (1973). Tufa formation in the Transvaal, South Africa. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.17, no.4, p.460-473.
- MARTIN, C. (1983). Mesures de l'érosion chimique dans le Massif des Maures: l'exemple du bassin versant du Rimbaud (Var, France). *Proceedings of the Hamburg Symposium, Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships*, IAHS Publication no.141, p.265-276.
- (1987). Les mesures de l'érosion chimique dans les bassins-versants de roches cristallines: comparaison des résultats obtenus par différentes méthodes d'investigation dans le Massif des Maures (Var, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.31, no.1, p.73-84.
- MCNEELY, R. (1982). Ambient pH levels in environmental samples from the high Arctic. *Geological Survey of Canada*, Current Research, Part C, Paper 82-1C, p.111-114.
- MINISTÈRE DES MINES (1949). *Région de Val-des-Bois, comtés de Papineau et Gatineau*. Carte géologique préliminaire no.697, Québec.
- MLOTKE, F.-D. (1974). Carbon dioxide and the soil atmosphere. *Abhandlungen Karst Höhlenkunde*, Munich, vol.A-9, 52 p.
- MOREL, R., M. KUPPER et C.M. EK (1978-79). Vitesse de dissolution du calcaire sous l'effet de la fonte de la neige: expérience en milieu naturel. *Spéléo-Québec*, vols.5-6, p.12-25.
- MOWAT, G.D. (1962). Progressive changes of shape by solution in the laboratory. *Cave Notes*, vol.4, p.45-59.
- MYLROIE, J.E. (1981). Glacial controls of speleogenesis. *Proceedings of the 8th International Congress of Speleology*, vol.2, p.689-691.
- NEIL, D. (1989). Weathering rates of a subaerially exposed marble in eastern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.33, no.4, p.463-473.
- NEWSON, M.D. (1972). Comment on "Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs" by Evan T. Shuster and William B. White. *Journal of Hydrology*, vol.16, p.49-51.
- NICHOLSON, F.H. et H.M. NICHOLSON (1969). A new method of measuring soil CO<sub>2</sub> for limestone solution studies, with results from Jamaica and the United Kingdom. *Journal of the British Speleological Association*, vol.6, p.136-148.
- NICOD, J. (1972). Problèmes de la dissolution des roches dolomitiques. *Transactions of the Cave Research Group of Britain*, vol.14, no.2, p.125-131.
- (1983). Nouvelles recherches géomorphologiques sur les karsts méditerranéens. *Karstologia*.

no.1, p.33-38.

- NORJON, S.A. (1979). Geologic factors controlling the sensitivity of aquatic ecosystems to acidic precipitation. In D.S. Shriner, C.R. Richmond et S.E. Lindberg (éds.), *Atmospheric sulfur deposition: environmental input and health effects*. Ann Arbor Science Publishers Inc., Michigan, p.521-531.
- OLLIER, C.D. (1981). *Tectonics and landforms*. In K.M. Clayton (éd.), *Geomorphology Texts*. Longman, London and New York, vol.6.
- (1984). *Weathering*. In K.M. Clayton (éd.), *Geomorphology Texts*. Longman, London and New York, vol.2, Second Edition, 270 p.
- OVERREIN, L.N. (1972). Sulphur pollution patterns observed: leaching of calcium in forest soil determined. *Ambio*, vol.1, no.4, p.145-147.
- PALMER, A.N. (1972). Dynamics of a sinking stream system: Onesquethaw Cave, New York. *National Speleological Society Bulletin*, vol.34, no.3, p.89-110.
- (1981a). *A geological guide to Mammoth Cave National Park*. Zephyrus Press, Teaneck, New Jersey, 196 p.
- (1981b). Hydrochemical factors in the origin of limestone caves. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Congress of Speleology*, vol.1, p.120-122.
- (1984). Recent trends in karst geomorphology. *Journal of Geological Education*, vol.32, p.247-253.
- PATERSON, K. (1979). Limestone springs in the Oxfordshire Scarplands: the significance of spatial and temporal variations in their chemistry. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd., vol.32, p.46-66.
- PEARSON, F.J. Jr. et D.W. FISHER (1971). Chemical composition of atmospheric precipitation in the Northeastern United States. *United States Geological Survey, Water Supply Paper 1535-P*. Washington (D.C.), p.1-23.
- PETERSON, J.A. (1982). Limestone pedestals and denudation estimates from Mt Jaya, Irian Jaya. *Australian Geographer*, vol.15, p.170-173.
- PICKNETT, R.G., L.G. GRAY et R.D. STENNER (1976). The chemistry of cave waters. In T.D. Ford et C.H.D. Cullingford (éds.), *The science of speleology*. Academic Press, London.
- PISSART, A et J.-P. LAUTRIDOU (1983). Variations de longueur de cylindres de pierre de Caën (calcaire bathonien) sous l'effet de séchage et d'humidification. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd., no.49, p.111-116.
- PITTY, A.F. (1966a). An approach to the study of karst water, illustrated by results from Poole's Cavern, Derbyshire. *Occasional Papers in Geography*, University of Hull, no.5, p.70.
- (1966b). The estimation of discharge from a karst rising by natural salt dilution. *Journal of Hydrology*, vol.4, p.63-69.
- (1968a). Some features of calcium hardness fluctuations in two karst streams and their possible value in geo-hydrological studies. *Journal of Hydrology*, no 6, p.202-208.

- (1968b). Calcium carbonate content of karst water in relation to flow-through time. *Nature*, no.217, p.939-940.
- PLUMMER, L.N. et E. BUSENBERG (1982). The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O solutions between 0 and 90° C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol.46, p.1011-1040.
- POHL, E.R. et W.B. WHITE (1965). Sulfate minerals: their origin in the Central Kentucky karst. *American Mineralogist*, vol.50, p.1461-1465.
- PRÉGENT, A. (1989). *Sédimentologie de la basse vallée de la Gatineau, Québec*. Thèse de Maîtrise non-publiée, Département de Géographie, Université d'Ottawa, 137 p.
- PREST, V.K., D.R. GRANT et V.N. RAMPTON (1968). Glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada*, map 1253-A, 1 : 5 000 000.
- PRÉVOST, C.L. (1986). Importante découverte: des cavernes à Val-des-Bois. *Sous-Terre*, vol.3, no.1, p.11.
- (1988a). Données préliminaires sur les phénomènes karstiques de la région de Val-des-Bois (Outaouais). *Sous-Terre*, vol.5, no.2, p.6-7.
- (1988b). *L'altération du calcaire cristallin à l'ouest de la rivière du Lièvre, Québec: processus et formes*. Proposition de sujet de thèse de Maîtrise non-publiée, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, 15 p.
- (1991). Les cavernes de marbre à l'ouest de Val-des-Bois, vallée de la rivière du Lièvre (Québec). In C.J. Yonge (éd.), *Caves of Canada*, sous presse.
- PROBST, J.-L. (1986). Dissolved and suspended matter transported by the Girou River (France): mechanical and chemical erosion rates in a calcareous molasse basin. *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques*, vol.34, no.4, p.61-79.
- RAINWATER, F.H. et L.L. THATCHER (1960). Methods for collection and analysis of water samples. *United States Geological Survey*, Water Supply Paper 1454, 144 p.
- REDDY, M.M. (1988). Acid rain damage to carbonate stone: a quantitative assessment based on the aqueous geochemistry of rainfall runoff from stone. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol.13, no.4, p.335-354.
- , T.D. LIEBERMANN, J.C. JELINSKI et N. CAINE (1985). Variation in pH during summer storms near the Continental Divide in Central Colorado, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, vol.17, no.1, p.79-88.
- RENCZ, A.N., K.E. PERCY et I.M. KETTLES (1985). Predicting terrain sensitivity to acid rain: scientists integrate data sets. *Geos*, vol.14, no.1, p.21-25.
- REYNOLDS, B., M. HORNING et P.A. STEVENS (1987). Solute budgets and denudation rate estimates for a Mid-Wales catchment. *Catena*, vol.14, p.13-23.
- ROBERGE, J. (1979). *Géomorphologie karstique de la Haute-Sauvons, Ile d'Anticosti, Québec*. Thèse de Maîtrise non-publiée, Université McMaster, Hamilton, Ontario, 335 p.
- et M. GASCOYNE (1978). Premiers résultats de datations dans la Grotte de St-Elzéar, Gaspésie.

Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.32, p.281-287.

ROQUES, H. (1959). Sur la répartition du CO<sub>2</sub> dans les karsts. *Annales de Spéléologie*, vol.14, p.9-22.

----- (1962). Considérations théoriques sur la chimie des carbonates et application aux eaux de fonte des névés et aux eaux de pluie. *Annales de Spéléologie*, vol.17, p.11-41.

----- (1964). Chimie des carbonates. Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. *Annales de Spéléologie*, vol.19, p.258-484.

----- (1967). Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique. In J. Dresch (éd.), *Mémoires et documents: phénomènes karstiques*. Nouvelle Série, vol.4, p.113-142.

----- et C. EK (1973). Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO<sub>2</sub>. *Annales de Spéléologie*, vol.28, no.4, p.549-563.

ROSE, L. (1983). Alkalinity, its meaning and measurement. *Cave Science*, vol.10, no.1, p.21-29.

----- et P. VINCENT (1983). Alkalinity measurements in karst water studies. In K. Paterson et M.M. Sweeting (éds.), *New directions in karst*. Proceedings of the Anglo-French Karst Symposium, p.1-15.

RUSSELL, E.W. (1973). *Soil conditions and plant growth*. Longman, London, 849 p.

RYDER, R.A. (1964). Chemical characteristics of Ontario lakes as related to glacial history. *Transactions of the American Fishery Society*, vol.93, p.260-268.

SCHEIDER, W.A., D.S. JEFFRIES et P.J. DILLON (1979). Effects of acidic precipitation on Precambrian freshwaters in Southern Ontario. *Journal of Great Lakes Research*, vol.5, no.1, p.45-51.

SCHMIDT, K.-H. (1979). Karstmorphodynamik und ihre hydrologische Steuerung. *Erdkunde*, vol.33, no.3, p.169-178.

SCHOELLER, H. (1962). *Les eaux souterraines*. Masson et Cie, Paris, 642 p.

SCHROEDER, J. et S. ARSENAULT (1978). Discussion d'un karst dans le gypse d'Hillsborough, Nouveau-Brunswick. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.32, p.249-261.

----- et L. DESMARAIS (1988). Morphologie et sédiments de la plus grande grotte du Bouclier Canadien, la Caverne Lafèche, Québec. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome III, p.173-182.

-----, D. CARON et M. BEAUPRÉ (sans date). *La Caverne Lafèche*. Document dactylographié non-relié, 11 p.

SHEIKH, K.H. (1969). The responses of *Molinia caerulea* and *Erica tetralix* to soil aeration and related factors: gas concentrations in soil and water. *Journal of Ecology*, vol.57, p.727.

SHUSTER, E.T et W.B. WHITE (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, vol.14, p.93-128.

----- et ----- (1972). Sources areas and climatic effect in carbonate groundwaters as determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resources Research*, vol.8, p.1067-1073.

- SMITH, D.I. (1972). The solution of limestone in an arctic environment. In R.J. Price et D.E. Sugden (éds.), *Polar Geomorphology*. Institute of British Geographers, Special Publication no.4, p.187-200.
- et D.G. MEAD (1962). The solution of limestone, with special reference to Mendip. *Proceedings of the University of Bristol Speleological Society*, no.9, p.188-211.
- et T.C. ATKINSON (1976). Process, landforms and climate in limestone regions. In E. Derbyshire (éd.), *Geomorphology and climate*. John Wiley and Sons, London, p.369-409.
- SMITH, M., éditeur (1989). *Canada year book 1990*. Publications Division, Statistics Canada, Ottawa.
- SPARLING, J.H. et C. NALEWAJKO (1970). Chemical composition and phytoplankton of lakes in southern Ontario. *Journal of Fisheries Research Board of Canada*, vol.27, p.1405-1428.
- SPATE, A.P., J.N. JENNINGS, D.I. SMITH et M.A. GREENAWAY (1985). The micro-erosion meter: use and limitations. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol.10, p.427-440.
- STEARNS, S.C. (1987). Some modest advice for graduate students. *British Ecological Society Bulletin*, vol.XVIII, no.2, p.82-89.
- STEDNICK, J.D. (1991). *Wildland water quality. Sampling and analysis*. Academic Press, San Diego, 217 p.
- STENNER, R.D. (1974). A study of the hydrology of G.B. Cave, Charterhouse-on-Mendip, Somerset. *Proceedings of the University of Bristol Speleological Society*, vol.13, p.171-226.
- STUMM, W. et J.J. MORGAN (1970). *Aquatic chemistry*. Wiley-Interscience, New York.
- et ----- (1981). *Aquatic chemistry: introduction emphasizing equilibria in natural waters*. Second Edition, John Wiley and Sons, New York.
- SWANK, W.T. et J.E. DOUGLASS (1975). Nutrient flux in undisturbed and manipulated forest ecosystems in the Southern Appalachian Mountains. *Association Internationale des Sciences Hydrologiques*, no.117, p.445-456.
- TAMM, C.O. et L. HALLBACKEN (1988). Changes in soil acidity from the 1920s to the 1980s in two forest areas with different acid deposition. *Ambio*, vol.17, p.56-61.
- THIBAudeau, P. (1988). *Quelques aspects de la géomorphologie karstique du bassin de la haute Porcupine, Nord du Yukon, Canada*. Thèse de Maîtrise non-publiée, Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, 119 p.
- THOMSON, J.E. (1956). The Grenville problem. *Royal Society of Canada, Special Publication no.1*, 119 p.
- THORNES, J. (1984). River water quality: monitoring, statistical models and missing information. *Geoforum*, vol.15, no.1, p.123-142.
- TRUDGILL, S.T. (1970). Micro-erosion measurement of exposed bedrock. *Area*, vol.2, no.3, p.61.
- (1975). Measurement of erosional weight-loss of rock tablets. *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin no.17*, p.13-19.

- (1976a). Limestone erosion under soil. In V. Panos (éd.), *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Congress of Speleology*. Prague Academia, vol.2, p.409-422.
- (1976b). Rock weathering and climate, quantitative and experimental aspects. In E. Derbyshire (éd.), *Geomorphology and climate*. John Wiley and Sons, London, p.59-99.
- (1983). *Weathering and erosion*. Sources and Methods in Geography, Butterworths, London, Boston, 192 p.
- (1985). *Limestone geomorphology*. In K.M. Clayton (éd.), *Geomorphology texts*. Longman, London and New York, vol.8, 196 p.
- TYLER, G., D. BERGGREN, B. BERGKVIST, U. FALKENGREN-GRERUP, L. FOLKESON et A. RUHLING (1987). Soil acidification and metal solubility in forests of southern Sweden. In T.C. Hutchinson et K.M. Meema (éds.), *Effects of atmospheric pollutants on forests, wetlands and agricultural ecosystems*. Springer-Verlag, Berlin, NATO ASI Series, vol.G16, p.347-359.
- UGARTE, F.M. et T. UGALDE (1985). La dynamique karstique actuelle à Aralar-Mendi (Moyenne Montagne Basco-Cantabrique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 108, p.221-224.
- VILES, H. (1984). Biokarst: review and prospect. *Progress in Physical Geography*, vol.8, no.4, p.523-542.
- WEYL, P.K. (1958). The solution kinetics of calcite. *Journal of Geology*, vol.66, p.163-176.
- WHITE, W.B. (1984). Rate processes: chemical kinetics and karst landform development. In R.G. Laflaur (éd.), *Groundwater as a geomorphic agent*. Allen and Unwin Inc., Boston, p.227-248.
- (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, New York, 464 p.
- et J.A. STELLMACK (1968). Seasonal fluctuations in the chemistry of karst groundwater. *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Congress of Speleology*, Ljubljana, vol.3, p.261-267.
- et V.A. SCHMIDT (1966). Hydrology of a karst area in east-central West Virginia. *Water Resources Research*, vol.2, p.549-560.
- WHITEHEAD, H.C. et J.H. FETH (1964). Chemical composition of rain, dry fallout and bulk precipitation at Menlo Park, California, 1957-1959. *Journal of Geophysical Research*, vol.69, p.3319-3333.
- WIGLEY, T.M.L. (1977). WATSPEC: a computer program for determining the equilibrium speciation of aqueous solutions. *British Geomorphological Research Group*, Technical Bulletin no.20, 49 p.
- WILLIAMS, P.W. (1966). Morphometric analysis of temperate karst landforms. *Irish Speleology*, vol.1, p.23-31.
- (1968). An evaluation of the rate and distribution of limestone solution and deposition in the River Fergus basin, Western Ireland. In Department of Geography (éd.), *Contributions to the study of karst*. Australian National University, Publication G/S, p.1-40.
- (1972). The analysis of spatial organization of karst terrains. In R.J. Chorley (éd.), *Spatial analysis in Geomorphology*. Methuen, London, p.135-163.

- et R.K. DOWLING (1979). Solution of marble in the karst of the Pikikiruna Range, Northwest Nelson, New Zealand. *Earth Surface Processes*, vol.4, p.15-36.
- WILSON, M.E. (1925). The Grenville Pre-Cambrian sub-province. *Journal of Geology*, vol.33, no.4, p.389-407.
- WOO, M.-K. et P. MARSH (1977). Effect of vegetation on limestone solution in a small high Arctic basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.14, no.4, p.571-581.

-----

## **ANNEXE I**

### **DESCRIPTION DES PRINCIPAUX SITES D'ÉCHANTILLONNAGE**

## Sites locaux

- 1 hydrochimie et plaquettes; au fond d'une petite baie, à une dizaine de mètres de la tête du ruisseau reliant le lac Fer-à-Cheval au lac des Camps; la profondeur moyenne de l'eau à cet endroit est d'environ un mètre; la largeur du ruisseau est de six mètres; eau calme.
- 3 hydrochimie et plaquettes; perte non-pénétrable près de l'entrée de la Grotte du lac Fer-à-Cheval; le ruisseau a environ un mètre de largeur et de dix à trente centimètres de profondeur; eau turbulente.
- 4 hydrochimie et plaquettes; résurgence noyée du ruisseau de la Grotte du lac Fer-à-Cheval; la résurgence a près de deux mètres de largeur et une dizaine de centimètres de profondeur; une augmentation du débit à cet endroit provoque un bouillonnement plus fort sans que la profondeur de l'eau ne change; eau relativement calme.
- 6 hydrochimie et plaquettes; au fond d'une petite baie, à deux mètres environ de la tête du ruisseau reliant le lac des Camps au lac Brochet; la profondeur moyenne de l'eau à cet endroit est d'un mètre; eau calme; situation similaire au site 1.
- 7 hydrochimie et plaquettes; perte non-pénétrable alimentant la Grotte des Pins; situation semblable au site 3; eau turbulente.
- 10 hydrochimie et plaquettes; résurgence pénétrable de la Grotte des Pins; le ruisseau a 80 cm de largeur et une dizaine de centimètres de profondeur en moyenne; situation semblable au site 4; eau turbulente.
- PTNK hydrochimie et plaquettes; perte semi-pénétrable du ruisseau Nouveau-Karst; le ruisseau draine une vaste tourbière située à environ 150 mètres en amont; il a deux mètres de largeur et une quinzaine de centimètres de profondeur en

moyenne: eau semi-turbulente.

- RGNK hydrochimie et plaquettes; résurgence noyée du ruisseau Nouveau-Karst; l'eau émerge sous forme d'un bouillonnement vertical après un trajet souterrain d'environ 250 mètres.
- AMTPTNK hydrochimie, site ponctuel; petit bassin de trois mètres de largeur et trente centimètres de profondeur situé à une soixantaine de mètres en amont de PTNK; eau relativement calme; le fond du ruisseau entre les sites AMTPTNK et PTNK est surtout constitué du substratum calcaire avec par endroits des plaques de sable et de gravier.
- MSE1 hydrochimie; eau de percolation s'écoulant de la mousse suspendue sur le rebord d'une voûte (ou porche) calcaire; à cet endroit, le substratum d'un mètre d'épaisseur est recouvert d'environ trente centimètres de sol.
- SCE1 hydrochimie; source émergeant d'une fissure dans la roche-mère (calcaire cristallin); la fissure a quinze centimètres de longueur et cinq de largeur; le bouillonnement de l'eau peut atteindre jusqu'à dix centimètres de hauteur; l'eau provient vraisemblablement d'une tourbière via les pertes PTE1 et PTE2 (voir ci-après).
- SCE2 hydrochimie, site ponctuel; source alimentant un vaste bassin en son centre; l'ouverture quasi circulaire a un diamètre de quinze centimètres; en période de forte fonte, le bassin peut atteindre une dizaine de mètres de diamètre et plus d'un mètre de profondeur; l'eau proviendrait des mêmes pertes qui alimentent la source SCE1.
- PTE1 hydrochimie, site ponctuel; perte non-pénétrable drainant une tourbière; cette perte, de même que la perte PTE2 ci-après, alimenterait les sources SCE1 et

SCE2.

- PTE2 hydrochimie, site ponctuel; perte non-pénétrable drainant la même tourbière que PTE1; situation similaire à PTE1.
- FIS1 hydrochimie, site ponctuel; petite cavité pénétrable de 1,7 mètres de longueur, 75 centimètres de largeur et 1,5 mètres de profondeur; cette fissure se trouve à mi-chemin entre PTE1 et SCE1; la résurgence d'où provient l'eau se trouve au fond de la fissure et l'eau disparaît après un trajet de deux mètres à l'air libre.
- SCE3 hydrochimie; source localisée au centre d'une petite cuvette de cinq mètres de diamètre et trois mètres de profondeur; la source alimente un petit ruisseau qui disparaît par percolation dans le sable et le gravier après un trajet d'une douzaine de mètres.
- BF1 hydrochimie, site ponctuel; bassin de fonte nivale sur fond de matériel fluvioglacière (sable, gravier, galets émoussés) avec paroi calcaire à l'arrière; le bassin a cinq mètres de longueur, trois de largeur et 30 centimètres de profondeur environ; débris organiques au fond du bassin (feuilles mortes, branches...); l'eau provient de la fonte de la neige sur place et de l'écoulement diffus sur la paroi de calcaire cristallin.
- BF3 hydrochimie, site ponctuel; bassin de fonte nivale de dix mètres de longueur, cinq mètres de largeur et 50 centimètres de profondeur environ; il est alimenté par un ruisseau de fonte qui coule sous la litière et qui émerge à une dizaine de mètres du bassin; le fond du bassin est un affleurement de calcaire cristallin plaqué par endroits de sable, gravier et galets arrondis.
- RF2 hydrochimie, site ponctuel; ruisseau éphémère de fonte nivale coulant sur un sol sablo-graveleux parmi des blocs calcaires; la largeur du ruisseau est de quinze à

vingt centimètres et la profondeur varie de cinq à dix centimètres.

- SOL1 plaquettes de calcaire, milieu souterrain; site semi-ouvert dans une vallée sèche entre le lac Fer-à-Cheval et le lac des Camps; feuillus dominants, quelques sapins et pruches; les plaquettes ont été disposées à 15 centimètres de profondeur dans un sol noir/brun, entre les racines; litière de feuilles mortes et d'épines de conifères.
- SOL2 plaquettes de calcaire, milieu souterrain; site fermé, sous des thuyas; plaquettes enterrées à 15 centimètres de profondeur, sous la litière.
- SOL3 plaquettes de calcaire, milieu souterrain; site fermé, sous un gros sapin baumier; les plaquettes ont été déposées au contact entre un lit de mousse (10 cm d'épaisseur) et le substratum calcaire.
- SOL4 plaquettes de calcaire, milieu souterrain; petite doline, site semi-ouvert dominé par la pruche et le hêtre; les plaquettes ont été enfouies au centre de la doline à quinze centimètres de profondeur, entre les sites SOL1 et SOL3.
- SOL5 plaquettes de calcaire, milieu souterrain; site ouvert colonisé par de petits peuplier faux-trembles (suite à une coupe à blanc); le sol est sablo-graveleux; plaquettes enfouies à quinze centimètres de profondeur.
- SOL6 plaquettes de calcaire, milieu subaérien; site ouvert, lapiez dénudé, peu développé, d'environ trente mètres carrés; plaquettes disposées à plat sur le substratum calcaire; la surface du lapiez est inclinée de 5,5°.
- NDL1 nodule 1; site non-perturbé en bordure du marais qui alimente les sources SCE1 et SCE2; le nodule repose sur un bloc calcaire triangulaire de près d'un mètre de longueur et 30 centimètres de hauteur, exposé à l'ouest; présence de paillettes de mica noir (biotite) dans le bloc et le nodule.

- NDL2/3                    nodules 2 et 3: site ouvert exposé à l'est, terrain plat perturbé suite à une coupe à blanc: les deux nodules reposent sur un gros bloc calcaire de 3 mètres de longueur, deux mètres de largeur et un mètre de hauteur.
- NDL9                    nodule 9: site ouvert exposé à l'est, terrain plat perturbé suite à une coupe à blanc: le nodule repose sur un bloc calcaire de 1,5 mètres de diamètre environ; le nodule montre un poli glaciaire à sa surface.
- NDL34                    nodule 34: affleurement de calcaire cristallin de 4 m<sup>2</sup> inclinée à 35° vers le sud-est; la surface du nodule est polie.

Des plaquettes de calcaire ont également été disposées en milieu aquatique, à six sites locaux secondaires non-décrits dans la présente annexe.

## Sites régionaux

- CORD** hydrochimie, site ponctuel; source située à proximité du lac Campion, à quelques kilomètres au nord de Notre-Dame-du-Laus; la source est alimentée par un lapiez situé à une trentaine de mètres en amont; la source émerge à la base de ce plateau calcaire de cinq mètres de hauteur.
- STM1** hydrochimie, site ponctuel; source située à quelques kilomètres à l'ouest du lac Ste-Marie, émergeant d'une paroi calcaire de deux mètres de hauteur, l'origine de l'eau est inconnue.
- STM2** hydrochimie, site ponctuel; source localisée à une dizaine de mètres de STM1; situation similaire.
- GAT1** hydrochimie, site ponctuel; escarpement d'Eardley, Parc de la Gatineau; eau stagnante d'une petite tourbière entourée de calcaire cristallin.
- GAT2** hydrochimie, site ponctuel; petite résurgence située à une vingtaine de mètres de GAT1.
- GAT3** hydrochimie, site ponctuel; eau provenant du ruisseau à dix mètres en aval du site GAT2.
- GAT4** hydrochimie, site ponctuel; eau provenant d'une bédrière dans la glace, à trente mètres en aval de GAT3.
- GAT5** hydrochimie, site ponctuel; résurgence noyée faisant surface au milieu d'un escarpement calcaire, à une vingtaine de mètres du rebord; le parcours souterrain de l'eau entre GAT4 et GAT5 est d'environ 200 à 250 mètres.
- GAT6** hydrochimie, site ponctuel; eau récoltée à une dizaine de mètres en aval de la résurgence GAT5.

- GAT7 hydrochimie. site ponctuel; eau recueillie une dizaine de mètres en aval du point GAT6.
- GAT8 hydrochimie. site ponctuel; source émergeant d'une paroi calcaire à quelques centaines de mètres à l'est de la séquence GAT1 à GAT7.
- NDL4/8 nodules 4 à 8; site semi-ouvert au nord de Notre-Dame-du-Laus, à proximité de la rivière du Lièvre; grand affleurement calcaire d'une vingtaine de mètres de longueur par deux mètres de hauteur, exposé à l'ouest; les nodules montrent tous un poli, vraisemblablement glaciaire; la pente de la paroi varie de 5° à 50° .
- NDL10 nodule 10; site ouvert, le long d'un ruisseau asséché au sud du lac La Pêche, Parc de la Gatineau; petite paroi calcaire de 10 m<sup>2</sup> inclinée à 65° vers le sud-est; le nodule montre un poli glaciaire peu altéré.
- NDL11/25 nodules 11 à 25; site ouvert en bordure d'un champ, à une dizaine de kilomètres au nord de Buckingham; grand affleurement de calcaire cristallin d'environ 40 m<sup>2</sup> incliné de 20° à 25° vers le sud-ouest; le calcaire affleure sur le rebord d'une terrasse argileuse; les nodules sont polis en surface et deux d'entre eux montrent des stries glaciaires orientées à 167° et 161° (sud-sud-est).
- NDL26/33 nodules 26 à 33; site ouvert en bordure de la route 309, à deux kilomètres au sud de Notre-Dame-de-la-Salette; grand affleurement de calcaire de près de 50 m<sup>2</sup> incliné de 20° à 60° vers l'ouest; la surface des nodules est lisse.
- NDL35 nodule 35; site ouvert exposé au sud-est, au bas de l'escarpement d'Eardley; le nodule repose sur un bloc calcaire de 5 m<sup>3</sup> et il affiche un poli glaciaire; d'autres nodules désagrégés apparaissent sur les blocs environnants.
- NDL36/38 nodules 36 à 38; site ouvert exposé au sud-ouest en bordure de la route à proximité du lac Philippe, Parc de la Gatineau; affleurement calcaire vertical de

8 m<sup>2</sup>; la surface de deux nodules présente des stries orientées vers 170° et 176° .

NDL39/50 nodules 39 à 50; site ouvert en bordure de la route, à quelques kilomètres à l'ouest du lac Ste-Marie; grand affleurement calcaire de 60 m<sup>2</sup> inclinée de 45° à près de 90° vers le sud-ouest; aucune strie glaciaire sur les nodules, mais leur surface est lisse.

NDL51/52 nodules 51 et 52; site localisé à quelques kilomètres à l'ouest de NDL39/50; vaste affleurement calcaire vertical de près de 100 m<sup>2</sup> exposé à l'ouest; les deux nodules sont lisses en surface et présentent des stries orientées à 160° .

NDL53/56 nodules 53 à 56; site se trouvant à une centaine de mètres de NDL51/52; affleurement calcaire de 40 m<sup>2</sup> incliné de 30° à 50° vers l'ouest; un nodule montre à sa surface des stries orientées à 155°; les trois autres nodules ont des stries s'orientant vers 179° et 181° .

NDL57/58 nodules 57 et 58; site localisé à environ 500 mètres de NDL53/56; affleurement calcaire de 10 m<sup>2</sup> incliné de 45° à 60° vers l'ouest; stries sur les nodules s'orientant vers 173°, 177° et 178° .

## ANNEXE II

### DONNÉES ORIGINALES DE L'ANALYSE SPECTROPHOTOMÉTRIQUE

Les sites sont décrits dans l'Annexe I. La teneur de tous les cations est présentée en *ppm* ou *mg/l*.

#### *Légende des symboles utilisés*

DATE:	date de collecte de l'échantillon
Ca:	teneur en calcium
Mg:	magnésium
Na:	sodium
K:	potassium
Fe:	fer
Pb:	plomb

SITE	DATE	Ca	Mg	Na	K	Fe	Pb
1	05-06-88	18.7	1.74	1.7	0.6	<0.01	<0.05
3	05-06-88	18.5	1.74	1.0	0.5	<0.01	<0.05
4	05-06-88	19.7	1.74	1.7	0.4	<0.01	<0.05
6	05-06-88	16.6	1.46	1.7	0.5	<0.01	<0.05
7	05-06-88	16.9	1.51	1.0	0.5	<0.01	<0.05
10	05-06-88	18.1	1.59	1.7	0.5	<0.01	<0.05
PTNK	05-06-88	30.0	3.81	1.7	0.4	0.02	<0.05
RGNK	05-06-88	33.8	4.18	1.2	0.4	0.02	<0.05
1	12-06-88	19.0	1.75	1.0	0.5	<0.01	<0.05
3	12-06-88	20.3	1.82	0.9	0.6	<0.01	<0.05
4	12-06-88	20.5	1.78	1.0	0.5	<0.01	<0.05
6	12-06-88	17.3	1.51	1.2	0.6	<0.01	<0.05
7	12-06-88	17.8	1.68	0.8	0.4	<0.01	<0.05
10	12-06-88	18.4	1.74	1.4	0.4	<0.01	<0.05
MSEI	12-06-88	50.0	3.17	0.6	1.8	0.02	<0.05
PTNK	12-06-88	31.9	4.10	1.2	0.4	<0.01	<0.05
RGNK	12-06-88	36.9	4.41	1.8	0.6	0.02	<0.05
PTNK	17-06-88	42.9	5.07	1.8	0.6	<0.01	<0.05
RGNK	17-06-88	45.6	5.46	2.0	0.6	0.03	<0.05
1	19-06-88	19.1	1.80	0.9	0.5	<0.01	<0.05
4	19-06-88	21.7	1.87	0.9	0.5	<0.01	<0.05
6	19-06-88	17.8	1.55	1.2	0.5	<0.01	<0.05
10	19-06-88	18.3	1.71	0.8	0.5	<0.01	<0.05
1	23-06-88	18.6	1.84	1.3	0.6	<0.01	<0.05
3	23-06-88	20.1	1.81	1.0	0.5	<0.01	<0.05
4	23-06-88	20.4	1.81	1.0	0.5	<0.01	<0.05
6	23-06-88	16.5	1.47	3.2	0.5	<0.01	<0.05
7	23-06-88	17.0	1.54	1.8	0.5	<0.01	<0.05
10	23-06-88	17.7	1.70	1.5	0.5	<0.01	<0.05
PTNK	23-06-88	45.1	5.54	2.4	0.5	<0.01	<0.05
RGNK	23-06-88	44.3	5.77	2.2	0.6	<0.01	<0.05

(suite des données spectrophotométriques)

SITE	DATE	Ca	Mg	Na	K	Fe	Pb
1	29-06-88	16.4	1.70	2.4	0.6	<0.01	<0.05
4	29-06-88	18.1	1.67	2.0	0.5	<0.01	<0.05
PTNK	29-06-88	28.3	4.03	2.5	0.4	0.01	<0.05
RGNK	29-06-88	31.3	4.20	1.9	0.3	0.03	<0.05
1	02-07-88	16.7	1.67	2.3	0.6	0.01	<0.05
4	02-07-88	18.0	1.70	1.6	0.5	<0.01	<0.05
6	02-07-88	15.5	1.43	1.9	0.5	<0.01	<0.05
10	02-07-88	16.2	1.62	1.5	0.4	<0.01	<0.05
PTNK	02-07-88	26.5	3.67	0.8	0.3	0.03	<0.05
RGNK	02-07-88	28.1	3.81	1.7	<0.2	0.02	<0.05
PL1	25-06-88	0.73	0.04	0.2	<0.2	0.01	<0.05
PL2	25-06-88	0.81	0.04	0.9	<0.2	<0.01	<0.05
PL3	30-06-88	0.06	0.01	1.2	<0.2	0.02	<0.05
PL8	13-08-88	2.64	0.24	0.2	0.3	0.26	<0.05
PL9	13-08-88	3.42	0.30	0.2	0.6	0.96	<0.05
PL10	14-08-88	0.38	0.06	<0.2	<0.2	0.12	<0.05
PL11	14-08-88	0.44	0.09	<0.2	<0.2	0.02	<0.05
PL12	14-08-88	2.41	0.23	0.3	0.3	0.98	<0.05
PL13	14-08-88	0.59	0.10	<0.2	<0.2	0.04	<0.05
PL14	02-10-88	0.10	0.01	<0.2	<0.2	0.02	<0.05
NF1	22-10-88	0.15	0.01	<0.2	<0.2	0.01	<0.05

## ANNEXE III

### ENSEMBLE DES VARIABLES HYDROCHIMIQUES MESURÉES ET CALCULÉES

Les sites sont détaillés dans l'Annexe I. La date correspond à la date de collecte de l'échantillon.

#### *Légende des symboles utilisés*

##### Paramètres mesurés

T:	température de l'eau au moment de la cueillette, en ° C.
pHSIT:	pH de l'échantillon recueilli, mesuré sur le terrain.
pHLB:	pH de l'échantillon recueilli, mesuré au laboratoire.
Ca:	dureté calcium, en mg/l CaCO <sub>3</sub> .
Mg:	dureté magnésium, en mg/l CaCO <sub>3</sub> .
ALK:	alcalinité (HCO <sub>3</sub> ), en mg/l CaCO <sub>3</sub> .

##### Paramètres calculés (WATSPEC)

pPCO <sub>2</sub> :	-logPCO <sub>2</sub> ; pression partielle de CO <sub>2</sub> d'une phase gazeuse coexistente hypothétique avec laquelle l'eau analysée est en équilibre; la pPCO <sub>2</sub> de l'atmosphère est d'environ 3,5 et la plupart des eaux karstiques ont une pPCO <sub>2</sub> comprise entre 1,0 et 3,0.
Sic:	indice de saturation de l'eau par rapport à la calcite; un indice négatif indique que l'eau est agressive; un indice positif dénote une sursaturation de la solution.
ERR:	erreur sur la balance ionique, en % de la concentration totale.

SITE 1

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
04-12-87	4.0	7.41							
07-02-88	0.5	7.22	7.42	46.00	10.00	50.00	2.55	-1.44	5.68
13-03-88	1.0	7.71	6.90	46.00	2.00	40.00	3.15	-1.03	9.12
02-04-88	2.0	6.77	6.60	46.00	4.00	40.00	2.19	-1.96	11.13
13-04-88	3.3	6.82	7.32	19.09	3.86	19.70	2.53	-2.55	7.74
27-04-88	9.5	7.45	7.26	39.63	5.06	39.23	2.84	-1.24	6.51
01-05-88	8.0	7.49	7.16	37.80	10.86	41.70	2.86	-1.21	7.77
04-05-88	11.5	7.53	7.44	43.49	8.96	42.81	2.88	-1.05	10.22
10-05-88	15.5	7.72	7.41	44.61	1.50	44.00	3.03	-0.78	2.34
14-05-88	15.0	7.74							
25-05-88	17.0	7.68	7.49	43.01	7.30	43.00	3.00	-0.82	7.86
29-05-88	21.5	7.61							
01-06-88	21.5	7.57							
05-06-88	19.0	7.58	7.63	46.70	7.20	40.50	2.91	-0.87	4.11
12-06-88	18.0	7.54	7.67	44.00	3.64	42.00	2.86	-0.95	6.28
19-06-88	23.0	7.56	7.62	44.25	4.05	38.00	2.90	-0.89	12.10
23-06-88	20.0	7.35	7.74	46.56	3.87	40.00	2.68	-1.10	11.65
29-06-88	17.2	7.82	7.62	42.36	3.17	34.00	3.24	-0.78	14.64
02-07-88	19.5	7.91	7.71	42.98	3.07	38.00	3.27	-0.61	6.69
07-07-88	25.1	7.85	7.80	41.84	2.84	39.00	3.16	-0.59	6.74
13-07-88	24.4	7.82	7.81	46.84	4.02	45.00	3.08	-0.53	6.10
19-07-88	23.3	7.95	7.77	43.51	4.23	47.00	3.20	-0.42	0.74
21-07-88	22.0	7.89	7.71	46.33	2.61	44.00	3.17	-0.50	5.31
04-08-88	27.7	7.70	7.69	45.15	1.70	50.00	2.89	-0.56	-3.22
10-08-88	25.6	7.83	7.78	47.20	1.11	52.00	3.02	-0.43	-3.72
23-08-88	21.8	7.87	7.88	47.82	1.43	48.50	3.11	-0.47	0.72
24-09-88	14.4	7.66	7.59	47.48	2.06	39.00	3.03	-0.88	12.01
14-10-88	9.4	7.32	7.44	46.44	8.36	44.00	2.66	-1.26	10.97
14-01-89	0.9	7.81	7.77	52.36	2.82	51.00	3.13	-0.78	3.97
31-01-89	0.8	7.47	7.18	50.48	9.07	50.00	2.80	-1.15	8.79
19-02-89	0.5	7.42	7.12	64.89	6.92	72.00	2.59	-0.94	-0.14
26-03-89	0.7	7.18	7.31	48.58	6.22	49.20	2.51	-1.46	5.67
16-04-89	2.3	7.08	7.01	43.12	3.61	44.00	2.45	-1.63	2.98

SITE 3

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
04-12-87	3.0	7.50							
07-02-88	1.0	7.48	7.49	42.00	8.00	44.00	2.86	-1.26	6.40
13-03-88	2.0	7.34	6.95	50.00	4.00	42.00	2.74	-1.33	12.53
02-04-88	2.5	7.25	7.01	48.00	2.00	36.00	2.71	-1.49	16.31
13-04-88	4.0	6.98	7.11	31.29	3.16	28.20	2.54	-2.02	10.06
27-04-88	8.5	7.39	7.31	41.94	6.62	39.23	2.79	-1.29	10.57
01-05-88	7.8	7.51	7.48	39.69	7.94	38.49	2.92	-1.21	10.60
04-05-88	11.0	7.55	7.68	43.01	6.97	41.00	2.93	-1.05	9.93
10-05-88	15.0	7.56	7.32	41.64	7.86	44.00	2.88	-0.98	5.91
14-05-88	14.5	7.54							
25-05-88	16.5	7.49							
29-05-88	20.0	7.48							
01-06-88	20.5	7.41							
05-06-88	18.8	7.40	7.51	46.20	7.20	42.00	2.72	-1.11	5.53
12-06-88	17.0	7.36	7.66	45.93	4.22	46.00	2.65	-1.09	4.28
19-06-88	21.0	7.30							
23-06-88	19.0	7.22	7.62	47.89	4.30	45.00	2.50	-1.19	7.44
02-07-88	18.7	7.57							
13-07-88	22.0	7.45							
19-07-88	21.7	7.46							
21-07-88	21.4	7.53							
24-09-88	14.1	7.59							

SITE 4

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Sic	ERR
04-12-87	3.0	7.70							
07-02-88	1.0	7.32	7.30	48.00	8.00	44.00	2.70	-1.37	12.03
13-03-88	1.5	7.50	7.07	50.00	6.00	44.00	2.88	-1.16	12.03
02-04-88	2.5	7.35	6.96	48.00	2.00	40.00	2.76	-1.35	11.14
13-04-88	3.5	7.16	7.14	31.69	2.75	32.18	2.66	-1.79	3.45
27-04-88	7.5	7.52	7.40	38.86	10.30	42.55	2.89	-1.17	7.27
01-05-88	7.8	7.42	7.42	42.04	3.26	40.18	2.81	-1.26	5.98
04-05-88	10.0	7.30	7.29	43.11	7.30	42.00	2.66	-1.32	9.12
10-05-88	14.0	7.55	7.25	46.20	5.38	47.00	2.84	-0.93	4.69
14-05-88	13.0	7.45							
25-05-88	16.0	7.40	7.31	46.83	4.82	42.40	2.73	-1.09	9.83
29-05-88	17.5	7.34							
01-06-88	19.0	7.36							
05-06-88	17.5	7.27	7.33	49.21	7.22	49.00	2.53	-1.15	6.82
12-06-88	17.0	7.23	7.57	45.99	7.27	48.00	2.50	-1.20	5.25
19-06-88	18.5	7.13	7.47	47.63	9.35	45.00	2.42	-1.29	11.81
23-06-88	18.5	7.04	7.69	48.11	9.48	52.00	2.27	-1.32	5.13
29-06-88	16.7	7.43	7.36	48.01	4.75	42.00	2.76	-1.04	8.30
02-07-88	16.0	7.47	7.29	47.95	5.63	43.00	2.79	-1.00	5.02
07-07-88	19.8	7.33	7.40	47.29	6.42	48.00	2.58	-1.05	5.63
13-07-88	20.4	7.29	7.48	49.39	10.01	51.00	2.51	-1.04	7.65
19-07-88	18.6	7.25	7.28	53.60	10.76	58.00	2.43	-1.02	5.26
21-07-88	19.0	7.31	7.40	52.96	10.77	53.00	2.53	-0.99	9.29
04-08-88	22.3	7.17	7.14	52.53	5.37	56.00	2.34	-1.06	1.68
10-08-88	23.5	7.32	7.36	49.99	3.05	54.00	2.50	-0.93	-0.84
23-08-88	19.1	7.44	7.56	53.91	6.32	58.00	2.62	-0.82	1.87
24-09-88	14.9	7.41	7.52	56.38	7.23	53.00	2.65	-0.93	9.13
14-10-88	9.5	7.41	7.42	54.35	4.43	50.00	2.70	-1.04	8.12
14-01-89	0.8	7.79	7.64	52.93	9.07	61.00	3.03	-0.72	1.32
31-01-89	1.0	7.65	7.28	52.10	10.23	53.00	2.95	-0.93	8.10
19-02-89	0.7	7.65	7.33	73.09	10.85	81.00	2.77	-0.62	1.83
26-03-89	0.8	7.37	6.92	55.98	4.32	54.20	2.66	-1.17	5.34
16-04-89	2.0	7.15	7.13	44.51	2.37	45.00	2.51	-1.54	2.07

SITE 6

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
04-12-87	3.5	7.70							
07-02-88	0.5	7.57	7.65	46.00	6.00	42.00	2.97	-1.16	10.67
13-03-88	1.0	7.55	6.57	48.00	6.00	46.00	2.91	-1.12	8.02
02-04-88	2.0	7.15	6.53	48.00	4.00	44.00	2.53	-1.52	8.35
13-04-88	4.5	7.00	7.01	28.84	2.91	27.06	2.57	-2.04	7.93
27-04-88	6.5	7.57	7.19	41.75	4.61	38.69	2.98	-1.14	9.08
01-05-88	7.8	7.70	7.44	43.45	3.10	41.21	3.08	-0.95	6.17
04-05-88	11.5	7.89	7.47	42.88	7.05	42.00	3.25	-0.71	8.74
10-05-88	15.0	7.57	7.31	44.69	1.05	44.00	2.89	-0.93	2.01
14-05-88	14.5	7.80							
25-05-88	17.5	7.71							
29-05-88	22.0	7.68							
01-06-88	21.0	7.68							
05-06-88	19.5	7.54	7.51	41.40	5.98	40.00	2.87	-0.96	6.61
12-06-88	18.5	7.60	7.64	42.79	2.72	38.00	2.96	-0.93	9.02
19-06-88	22.0	7.59	7.61	44.43	3.01	36.00	2.96	-0.90	13.73
23-06-88	20.0	7.50	7.48	45.79	3.80	37.00	2.86	-0.99	14.61
02-07-88	18.8	8.06	7.80	43.40	2.34	38.00	3.42	-0.47	9.26
07-07-88	25.0	7.99	7.87	41.91	2.82	38.00	3.32	-0.46	8.16
13-07-88	24.2	7.77							
19-07-88	24.3	7.91	7.74	43.09	4.67	45.00	3.17	-0.47	3.04
21-07-88	23.1	7.79	7.82	46.84	3.09	45.00	3.05	-0.57	5.20
10-08-88	25.8	7.92	7.91	45.08	1.71	49.00	3.13	-0.38	-2.32
23-08-88	21.3	7.99	7.87	48.09	2.29	50.00	3.22	-0.34	0.40
24-09-88	14.8	7.80	7.81	47.86	3.75	42.00	3.14	-0.70	10.40
14-10-88	9.5	7.49	7.48	48.23	4.46	43.00	2.84	-1.08	10.17
14-01-89	0.9	7.84	7.89	52.41	7.69	59.00	3.10	-0.69	2.14
31-01-89	0.8	7.61	7.27	54.35	5.71	56.00	2.89	-0.93	3.54
19-02-89	0.5	7.61	7.21	55.93	6.13	60.00	2.86	-0.89	1.65
26-03-89	0.6	7.32	7.30	52.71	7.08	50.60	2.64	-1.27	8.36
16-04-89	2.3	7.42	7.14	34.33	2.45	29.00	2.97	-1.56	4.88

SITE 7

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
04-12-87	3.5	7.39							
07-02-88	0.5	7.41	7.43	48.00	4.00	46.00	2.77	-1.26	6.14
13-03-88	1.5	7.44	7.35	50.00	4.00	46.00	2.80	-1.20	8.02
02-04-88	2.0	6.84	7.02	48.00	4.00	44.00	2.21	-1.83	8.35
13-04-88	4.5	7.16	7.23	26.25	1.79	25.79	2.75	-1.94	4.27
27-04-88	6.8	7.44	7.19	41.70	3.15	41.04	2.82	-1.24	4.49
01-05-88	7.8	7.56	7.12	43.56	4.30	41.36	2.94	-1.09	7.36
04-05-88	11.0	7.68	7.49	42.31	6.48	40.00	3.06	-0.95	9.95
10-05-88	15.0	7.49	7.36	44.61	1.22	44.00	2.81	-1.01	2.01
14-05-88	14.5	7.58							
25-05-88	17.0	7.52	7.37	42.44	4.75	38.00	2.89	-1.04	10.84
29-05-88	20.0	7.57							
01-06-88	21.0	7.47							
05-06-88	19.0	7.42	7.44	42.20	6.20	39.50	2.76	-1.08	7.33
12-06-88	18.3	7.36	7.63	42.84	3.90	39.00	2.71	-1.17	9.02
19-06-88	21.5	7.33							
23-06-88	19.0	7.26	7.31	43.36	2.15	33.00	2.68	-1.32	16.08
02-07-88	18.1	7.68							
13-07-88	23.5	7.55							
19-07-88	23.4	7.52							
21-07-88	22.4	7.56							
24-09-88	14.1	7.60							

SITE 10

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
04-12-87	3.0	7.49							
07-02-88	1.0	7.62	7.59	48.00	4.00	46.00	2.98	-1.05	6.14
13-03-88	2.0	7.21	6.99	50.00	8.00	46.00	2.57	-1.43	11.57
02-04-88	2.5	6.64	7.27	50.00	6.00	48.00	1.98	-1.97	7.71
13-04-88	4.5	7.22	7.26	29.54	2.14	30.24	2.74	-1.77	2.19
27-04-88	6.8	7.60	7.27	40.94	4.81	40.35	2.99	-1.10	6.24
01-05-88	7.5	7.73	7.62	44.98	4.45	39.54	3.13	-0.93	11.21
04-05-88	12.0	7.66	7.45	44.34	8.90	44.00	2.99	-0.90	9.51
10-05-88	14.5	7.59	7.45	41.21	6.17	42.00	2.93	-0.98	6.07
14-05-88	13.5	7.60							
25-05-88	16.5	7.50	7.42	42.66	6.15	40.00	2.85	-1.04	10.05
29-05-88	18.5	7.47							
01-06-88	19.0	7.46							
05-06-88	17.5	7.37	7.33	45.20	6.50	41.50	2.68	-1.13	9.91
12-06-88	17.0	7.35	7.68	44.09	6.70	40.00	2.70	-1.17	11.94
19-06-88	19.5	7.35	7.59	44.81	6.80	43.00	2.65	-1.10	9.13
23-06-88	18.0	7.43	7.59	44.18	6.40	41.00	2.76	-1.07	10.52
02-07-88	16.8	7.43	7.18	44.30	3.69	40.00	2.78	-1.09	9.13
07-07-88	21.9	7.54	7.51	43.21	5.40	41.00	2.85	-0.91	8.52
13-07-88	21.7	7.69							
19-07-88	21.4	7.57	7.57	44.31	8.20	43.00	2.86	-0.86	8.02
21-07-88	20.8	7.65	7.59	45.20	8.70	48.00	2.90	-0.73	5.82
04-08-88	23.8	7.47	7.48	45.00	8.09	54.00	2.65	-0.82	-0.85
10-08-88	24.2	7.35	7.41	42.76	6.00	53.00	2.53	-0.96	-0.15
23-08-88	19.7	7.92	7.94	44.44	8.18	50.50	3.16	-0.47	2.30
24-09-88	14.3	7.90	7.74	43.45	11.64	44.00	3.22	-0.64	11.27
14-10-88	9.5	7.83	7.79	49.63	8.25	49.00	3.13	-0.67	8.37
14-01-89	0.8	7.80	7.81	50.18	11.80	61.00	3.04	-0.74	4.02
31-01-89	1.0	7.82	7.56	55.06	5.37	56.00	3.10	-0.71	3.88
19-02-89	0.6	7.81	7.56	57.49	6.12	61.00	3.05	-0.67	2.10
26-03-89	0.7	7.71	7.51	51.16	8.89	52.20	3.02	-0.89	7.06
16-04-89	2.4	7.53	7.49	36.02	3.01	33.00	3.03	-1.37	8.35

## MSE1

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
10-05-88	14.5	8.17	8.08	111.00	9.46	103.40	3.14	0.36	7.76
19-05-88	13.0	8.19	8.05	115.61	9.88	102.00	3.17	0.37	10.50
25-05-88	10.0	8.27	8.01	112.89	6.80	97.00	3.29	0.38	10.64
29-05-88	15.0	8.17	8.09	125.39	15.79	107.00	3.12	0.43	14.03
01-06-88	13.0	8.24	8.18	113.50	7.73	104.00	3.21	0.42	7.77
12-06-88	14.0	8.21	8.21	115.41	7.28	106.00	3.17	0.42	7.43
07-07-88	20.8	8.26	8.18	114.75	3.79	107.00	3.18	0.57	5.26
04-08-88	22.9	7.78	7.89	103.81	5.18	101.00	2.71	0.07	3.86
10-08-88	21.1	8.23	8.27	116.03	8.42	117.00	3.11	0.58	3.14
23-08-88	14.5	8.00	8.14	114.84	9.40	122.50	2.89	0.28	2.70
14-10-88	6.2	8.31	8.26	110.98	15.63	111.00	3.29	0.41	6.67
27-10-88	3.6	8.26	8.24	111.88	8.67	114.50	3.23	0.34	2.74

## PTNK

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
25-05-88	8.5	7.31	7.25	63.61	11.63	64.00	2.50	-1.00	8.08
29-05-88	11.5	7.31	7.31	67.40	8.69	68.00	2.46	-0.90	5.65
01-06-88	12.0	7.28	7.30	74.81	5.37	69.00	2.42	-0.87	7.55
05-06-88	11.0	7.38	7.44	74.90	15.70	70.50	2.52	-0.82	7.02
12-06-88	10.0	7.40	7.80	70.06	22.14	72.00	2.53	-0.80	12.37
17-06-88	11.0	7.34	7.88	93.66	17.59	99.60	2.33	-0.59	5.59
23-06-88	10.0	7.31	7.41	100.34	19.75	106.00	2.28	-0.59	6.28
29-06-88	9.7	7.55	7.42	68.34	9.67	68.00	2.71	-0.68	6.89
02-07-88	10.5	7.43	7.38	68.69	9.44	68.00	2.58	-0.79	6.95
07-07-88	11.6	7.49	7.46	97.03	5.68	92.00	2.51	-0.45	5.53
13-07-88	14.7	7.41	7.72	87.61	10.92	86.00	2.44	-0.55	6.82
21-07-88	13.8	7.59	7.47	89.98	13.80	87.00	2.63	-0.37	8.88
24-09-88	10.7	7.54	7.66	99.85	17.88	103.00	2.52	-0.36	6.76
14-10-88	5.2	7.49	7.62	87.71	6.44	83.00	2.58	-0.63	6.30
27-10-88	4.4	7.40	7.44	81.61	4.85	82.00	2.50	-0.76	3.68

## AMTPNK

29-06-88	9.3	7.53	7.40	68.20	9.41	68.00	2.69	-0.71	6.63
----------	-----	------	------	-------	------	-------	------	-------	------

## RGNK

25-05-88	8.0	7.45	7.37	69.06	14.17	71.00	2.60	-0.79	8.01
29-05-88	9.0	7.48	7.50	75.34	12.41	70.00	2.63	-0.71	11.29
01-06-88	10.5	7.50	7.44	75.29	10.65	70.00	2.64	-0.67	10.32
05-06-88	9.0	7.58	7.69	84.30	17.17	86.00	2.64	-0.53	5.46
12-06-88	8.0	7.66	7.93	80.71	16.59	85.00	2.73	-0.44	6.79
17-06-88	6.5	7.67	7.91	100.61	24.49	112.00	2.63	-0.26	5.57
23-06-88	6.0	7.60	7.67	120.41	14.18	115.00	2.55	-0.25	7.92
29-06-88	8.2	7.82	7.72	80.59	15.97	85.00	2.89	-0.28	6.44
02-07-88	9.6	7.62	7.64	72.14	13.40	70.00	2.77	-0.58	10.03
07-07-88	7.1	7.82	7.79	105.40	10.85	101.00	2.83	-0.12	7.10
13-07-88	6.5	7.83	7.69	144.33	19.17	138.00	2.71	0.13	8.55
21-07-88	6.0	7.84	7.80	143.71	20.08	139.00	2.72	0.14	8.28
24-09-88	9.6	7.91	7.87	115.49	20.61	121.00	2.83	0.11	5.94
14-10-88	5.5	7.69	7.71	85.20	13.35	88.00	2.76	-0.41	5.72
27-10-88	4.6	7.55	7.61	83.66	7.39	85.50	2.63	-0.58	3.19

## SCE1

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
02-04-88	2.0	7.24	7.08	82.00	10.00	78.00	2.37	-0.98	8.27
13-04-88	2.0	7.18	7.27	73.35	8.10	63.59	2.40	-1.16	12.38
01-05-88	3.5	7.20	7.22	67.88	17.12	68.85	2.38	-1.12	10.54
27-10-88	5.6	7.36	7.33	114.43	7.40	116.00	2.31	-0.51	4.16
16-04-89	0.9	7.26	7.39	69.14	16.66	79.00	2.39	-1.04	4.14

## SCE2

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
04-05-88	5.0	7.43	7.30	77.45	6.93	70.29	2.60	-0.81	9.16

## SCE3

DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
01-05-88	5.5	7.42	7.63	72.55	9.76	69.20	2.59	-0.84	8.75
10-05-88	6.0	7.52	7.59	81.38	7.82	75.00	2.65	-0.66	8.69
14-05-88	6.3	7.50							
19-05-88	6.3	7.51	7.48	94.41	4.90	85.00	2.59	-0.55	7.80
25-05-88	6.5	7.51	7.43	100.80	0.38	87.00	2.58	-0.51	7.59
29-05-88	6.5	7.44	7.48	106.80	2.60	90.00	2.49	-0.54	9.79
01-06-88	6.5	7.46	7.41	114.78	1.71	97.00	2.48	-0.46	9.19
27-10-88	8.2	7.37	7.49	118.39	2.69	109.00	2.34	-0.47	5.29
16-04-89	4.9	7.63	7.71	68.07	9.83	75.00	2.77	-0.64	1.91

SITES DIVERS

SITE DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO <sub>2</sub>	Slc	ERR
BF1 13-04-88	10.0	6.23	6.33	38.46	2.77	33.56	1.68	-2.52	10.37
BF3 13-04-88	12.5	6.70	7.04	21.31	2.53	21.95	2.32	-2.44	4.05
RF2 13-04-88	7.8	6.90	7.10	46.34	6.14	35.46	2.34	-1.79	19.34
PTE1 04-05-88	5.0	7.38	7.26	74.15	8.66	67.93	2.56	-0.89	9.95
PTE2 04-05-88	5.5	7.33	7.33	69.23	7.83	63.14	2.54	-0.99	9.92
FIS1 04-05-88	4.5	7.26	7.29	75.10	7.86	67.61	2.44	-1.01	10.27
CORD 30-04-88	4.5	7.40	7.62	49.10	6.54	52.06	2.69	-1.15	3.31
STM1 26-10-88	7.5	7.28	7.31	146.21	6.83	145.50	2.13	-0.37	2.53
STM2 26-10-88	7.5	7.43	7.40	146.83	6.43	145.75	2.28	-0.22	2.81

PARC DE LA GATINEAU

SITE DATE	T	pHSIT	pHLB	Ca	Mg	ALK	pPCO2	Slc	ERR
GAT1 28-03-89	2.4	7.08	6.93	109.50	12.50	118.00	2.04	-0.84	1.68
GAT2 28-03-89	2.0	7.28	7.11	109.05	17.75	112.40	2.26	-0.67	6.10
GAT3 28-03-89	3.0	7.50	7.41	114.88	21.27	128.00	2.42	-0.37	3.13
GAT4 28-03-89	0.6	7.56	7.36	106.20	21.23	114.00	2.54	-0.42	5.59
GAT5 28-03-89	5.6	7.87	7.72	126.50	19.15	152.00	2.71	0.15	2.14
GAT6 28-03-89	5.8	8.14	7.82	138.03	28.60	146.00	3.00	0.43	6.69
GAT7 28-03-89	5.9	7.47	7.51	133.85	37.23	147.00	2.32	-0.24	7.65
GAT8 28-03-89	5.9	8.17	8.05	157.71	27.29	152.00	3.02	0.53	6.96

## ANNEXE IV

### DONNÉES ORIGINALES DES PLAQUETTES DE CALCAIRE

Les plaquettes, divisées en deux groupes (A et B), ont été disposées aux localisations présentées ci-dessous. Les sites principaux sont détaillés dans l'Annexe I.

1A et 1B:	au site 1.
2A et 2B:	à l'intérieur de la Grotte du Lac Fer-à-Cheval.
3A et 3B:	au site 3.
4A et 4B:	au site 4.
5A et 5B:	à l'aval du site 4, à l'embouchure du lac des Camps.
6A et 6B:	au site 6.
7A et 7B:	au site 7.
8A et 8B:	en amont du site 10, à l'intérieur de la Grotte des Pins.
9A et 9B:	en amont du site 10, à l'intérieur de la Grotte des Pins.
10A et 10B:	au site 10.
11A et 11B:	à l'aval du site 10, à l'embouchure du lac Brochet.
12A et 12B:	à la perte PTNK.
13A et 13B:	au site 10.
14A et 14B:	à la résurgence RGNK.
19A et 20B:	au site SOL1.
20A et 18B:	au site SOL2.
15B et 16B:	au site SOL3.
15A et 17B:	au site SOL4.
16A et 19B:	au site SOL5.
17A et 18A:	au site SOL6, sur lapiez.

#### *Légende des symboles utilisés*

No:	numéro de la plaquette.
M:	masse de la plaquette au début de l'expérience, en grammes.
L:	longueur, en centimètres.
l:	largeur, en centimètres.
é:	épaisseur, en centimètres.
S:	surface d'exposition, en cm <sup>2</sup> .
V:	volume de l'échantillon, en cm <sup>3</sup> .
D:	densité du calcaire, en g/cm <sup>3</sup> .

### Plaquettes du groupe "A"

No	M	L	l	é	S	V	D
1A	38,801	4,6	4,2	0,7	50,96	13,52	2,87
2A	46,995	4,9	4,6	0,7	58,38	15,78	2,98
3A	60,072	5,1	4,7	0,9	65,58	21,57	2,78
4A	48,264	4,5	4,3	0,9	54,54	17,42	2,77
5A	46,632	4,5	4,4	0,8	53,84	15,84	2,94
6A	40,333	5,0	4,6	0,7	59,44	16,10	2,51
7A	50,216	4,5	4,5	0,8	54,90	16,20	3,10
8A	66,241	5,1	4,8	1,0	68,76	24,48	2,71
9A	47,698	4,5	4,3	0,8	52,78	15,48	3,08
10A	39,998	4,6	4,3	0,7	52,02	13,85	2,89
11A	48,520	4,5	4,3	0,9	54,54	17,42	2,79
12A	49,155	4,7	4,6	0,8	58,12	17,30	2,84
13A	69,052	5,0	4,8	1,0	67,60	24,00	2,88
14A	53,261	4,5	4,4	0,9	55,62	17,82	2,99
15A	47,350	4,6	4,5	0,9	57,78	18,63	2,54
16A	56,058	4,9	4,7	0,9	63,34	20,73	2,70
17A	43,089	4,4	4,2	0,9	52,44	16,63	2,59
18A	39,091	4,5	4,2	0,8	51,72	15,12	2,59
19A	62,207	4,7	4,7	1,0	62,98	22,09	2,82
20A	61,063	5,0	4,8	0,9	65,64	21,60	2,83

### Plaquettes du groupe "B"

No	M	L	l	é	S	V	D
1B	101,648	4,5	4,1	2,0	71,30	36,90	2,75
2B	99,258	4,5	4,1	1,9	69,58	35,06	2,83
3B	108,409	4,5	4,1	2,0	71,30	36,90	2,94
4B	113,606	4,5	4,1	2,1	73,02	38,75	2,93
5B	103,494	4,5	4,1	1,9	69,58	35,06	2,95
6B	109,448	4,5	4,1	2,0	71,30	36,90	2,97
7B	102,018	4,5	4,0	2,0	70,00	36,00	2,83
8B	107,246	4,5	4,0	2,1	71,70	37,80	2,84
9B	98,322	4,5	4,1	1,9	69,58	35,06	2,80
10B	109,135	4,5	4,1	2,0	71,30	36,90	2,96
11B	106,432	4,5	4,2	1,9	70,86	35,91	2,96
12B	97,704	4,4	3,9	1,9	65,86	32,60	3,00
13B	111,279	4,5	4,1	2,1	73,02	38,75	2,87
14B	111,060	4,5	4,2	2,0	72,60	37,80	2,94
15B	101,659	4,4	4,0	2,0	68,80	35,20	2,89
16B	102,651	4,5	4,0	2,0	70,00	36,00	2,85
17B	102,076	4,5	4,0	2,0	70,00	36,00	2,84
18B	103,221	4,4	4,0	2,0	68,80	35,20	2,93
19B	113,998	4,5	4,1	2,1	73,02	38,75	2,94
20B	107,033	4,5	4,1	2,0	71,30	36,90	2,90

## ANNEXE V

### MESURES DE DÉCHAUSSEMENT POST-GLACIAIRE (NODULES EN RELIEF)

Les nodules proviennent des sites détaillés dans l'Annexe I. Les numéros de nodules précédés d'un astérisque dénotent qu'ils se trouvaient sur des blocs calcaires libres.

#### *Légende des symboles utilisés*

No:	numéro du nodule.
S:	surface du nodule, en cm <sup>2</sup> .
O:	exposition du site en degrés, par rapport au nord magnétique.
P:	pente de la surface, en degrés.
n:	nombre de mesures de déchaussement effectuées.
MIN:	déchaussement minimal, en millimètres.
MAX:	déchaussement maximal, en millimètres.
MED:	médiane.
MOY:	déchaussement moyen, en millimètres.
ET:	écart-type.

No	S	O	P	n	MIN	MAX	MED	MOY	ET
* 1	91	276	0	20	22	42	33,5	32,9	6,4
* 2	210	230	13	20	43	71	64,5	61,4	9,3
* 3	54	130	29	20	22	52	40,0	37,6	9,3
4	639	269	48	20	43	90	75,7	71,2	14,4
5	375	269	50	10	85	109	97,0	95,9	8,6
6	330	269	33	15	80	121	108,0	104,9	14,4
7	450	269	30	20	62	80	68,5	69,1	5,4
8	245	269	5	10	44	60	51,0	51,4	4,8
* 9	504	062	60	20	41	53	46,0	46,1	3,9
10	300	140	65	30	76	120	97,5	99,9	12,6
11	84	223	20	37	20	45	31,0	32,6	9,2
12	15	223	15	18	20	28	23,0	23,4	2,2
13	90	223	15	20	18	33	24,0	25,0	4,8
14	550	223	27	26	23	52	32,5	35,2	8,8
15	70	223	23	24	20	40	31,0	31,5	6,8
16	63	223	27	25	20	39	33,0	31,6	6,7
17	27	223	13	20	20	32	28,0	26,6	3,8
18	480	223	20	33	23	40	30,0	30,7	4,6
19	60	223	25	10	19	28	21,5	22,3	3,2
20	63	223	21	17	22	31	25,0	25,6	2,9

No	S	O	P	n	MIN	MAX	MED	MOY	ET
21	150	223	22	27	19	31	27,0	25,9	3,3
22	880	223	16	43	16	30	19,0	20,7	4,2
23	250	223	20	16	18	28	23,0	22,8	3,3
24	1044	223	35	44	20	51	30,0	33,5	10,5
25	160	223	12	30	22	41	32,0	32,1	6,2
26	420	181	20	31	65	111	90,0	89,2	13,6
27	264	181	20	16	64	83	71,5	73,1	8,1
28	126	181	40	33	21	51	35,0	35,8	9,7
29	48	181	35	18	26	35	31,0	30,7	2,9
30	486	181	60	52	23	66	38,5	43,0	14,6
31	1500	181	30	40	94	114	107,5	105,8	5,5
32	350	181	62	15	80	92	88,0	87,4	3,6
33	250	181	62	15	69	79	74,0	74,3	3,0
34	1150	127	35	25	17	63	53,0	47,0	15,0
*35	456	164	60	20	66	91	80,5	80,0	8,6
36	45	240	90	16	35	50	41,5	42,1	5,6
37	16	240	90	12	36	40	39,0	38,8	1,3
38	20	240	90	16	39	44	41,0	41,4	1,8
39	55	232	85	22	34	49	41,0	41,4	4,8
40	612	232	90	45	53	93	79,0	76,8	12,2

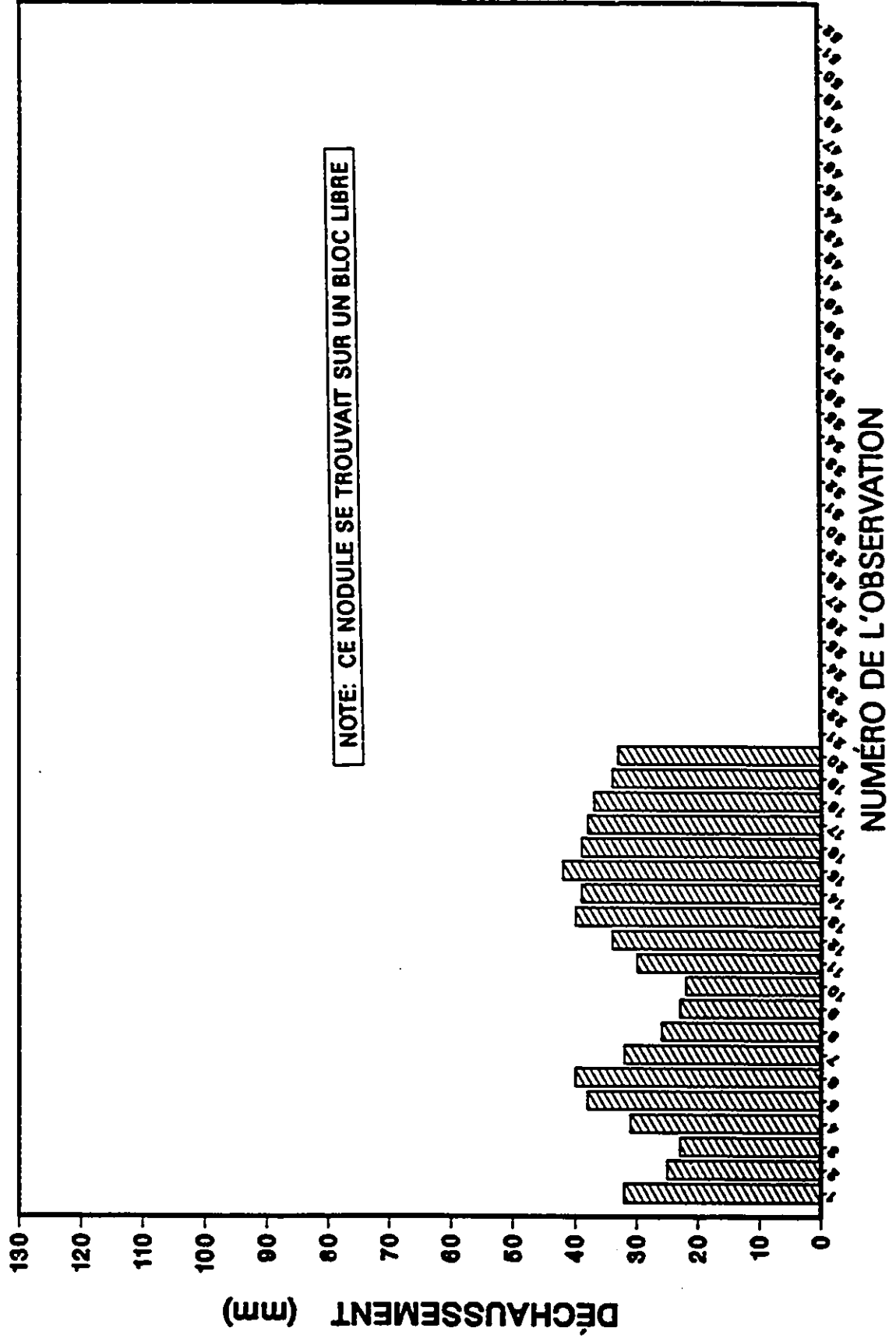
No	S	O	P	n	MIN	MAX	MED	MOY	ET
41	810	232	60	39	40	57	51,0	50,6	3,3
42	40	232	63	24	12	23	17,0	17,3	4,1
43	66	232	84	21	12	18	16,0	14,9	2,1
44	98	232	65	26	22	27	24,0	24,1	1,9
45	149	232	45	21	22	41	32,0	31,6	6,8
46	48	232	90	26	12	13	13,0	12,7	0,5
47	24	232	90	17	18	19	18,0	18,2	0,4
48	6	232	90	10	17	18	18,0	17,9	0,3
49	26	232	90	22	17	19	18,0	17,8	0,7
50	36	232	77	30	17	23	21,0	20,6	1,6
51	217	284	90	25	24	34	30,0	28,8	3,4
52	441	284	90	24	41	51	48,0	47,1	3,7
53	195	288	55	41	89	117	99,0	100,5	8,4
54	364	288	55	40	90	116	96,5	100,5	8,9
55	608	288	32	34	63	81	70,5	71,1	6,7
56	560	288	42	22	88	102	94,0	95,3	4,5
57	266	285	64	36	32	42	38,0	37,7	2,6
58	720	285	45	20	58	63	61,0	61,0	1,3

## ANNEXE VI

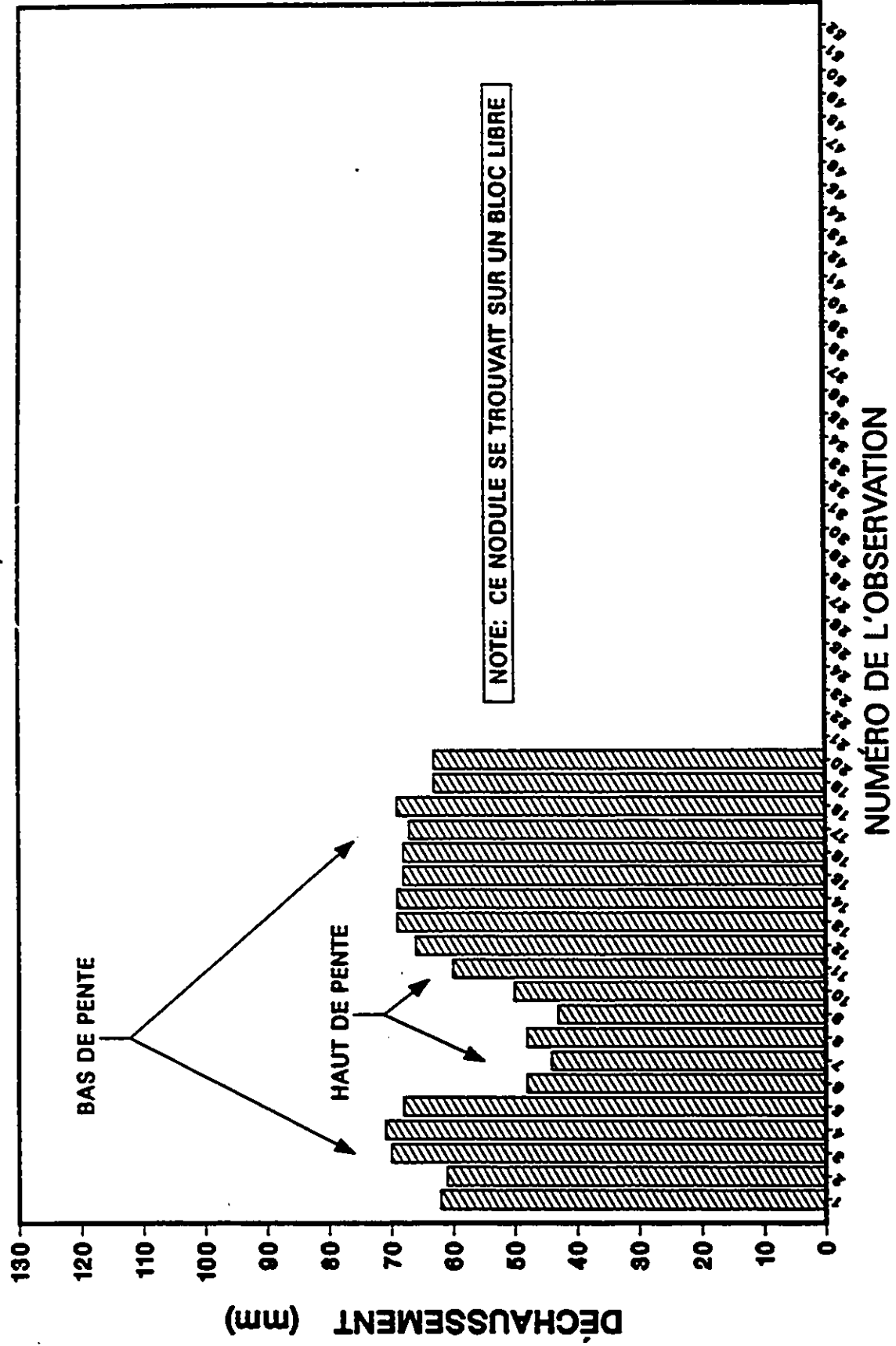
### HISTOGRAMMES DE DISTRIBUTION DES MESURES (NODULES EN RELIEF)

Les nodules proviennent des sites détaillés dans l'Annexe I. Toutes les mesures de déchaussement effectuées sur chaque nodule apparaissent sur les graphiques respectifs. Les termes *haut de pente*, *bas de pente* et *milieu de pente* indiquent la localisation des mesures de hauteur autour du nodule, par rapport à la pente de la surface calcaire à l'intérieur de laquelle les nodules se trouvent emprisonnés. Le numéro de l'observation correspond au numéro de la mesure de déchaussement.

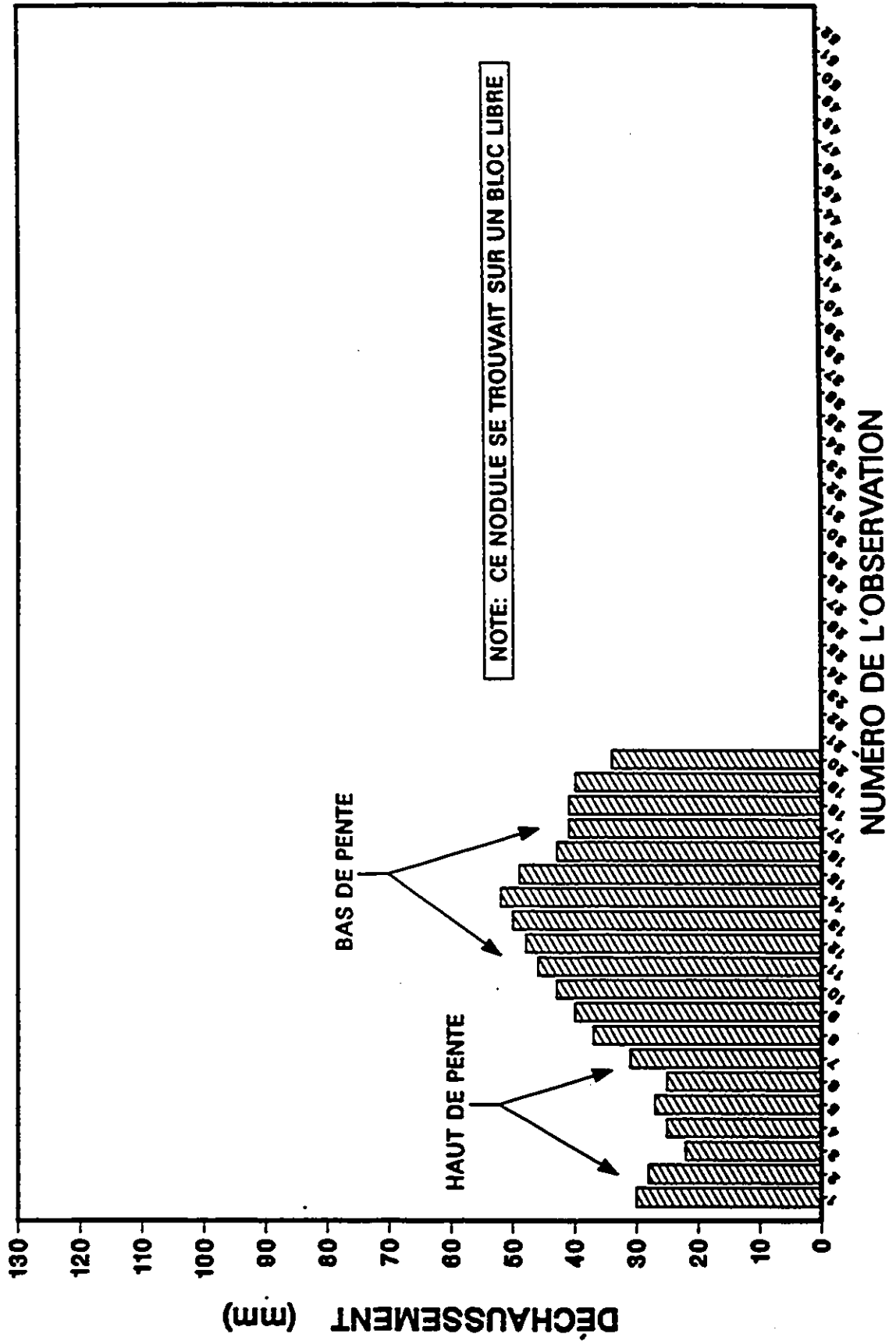
# NODULE 1



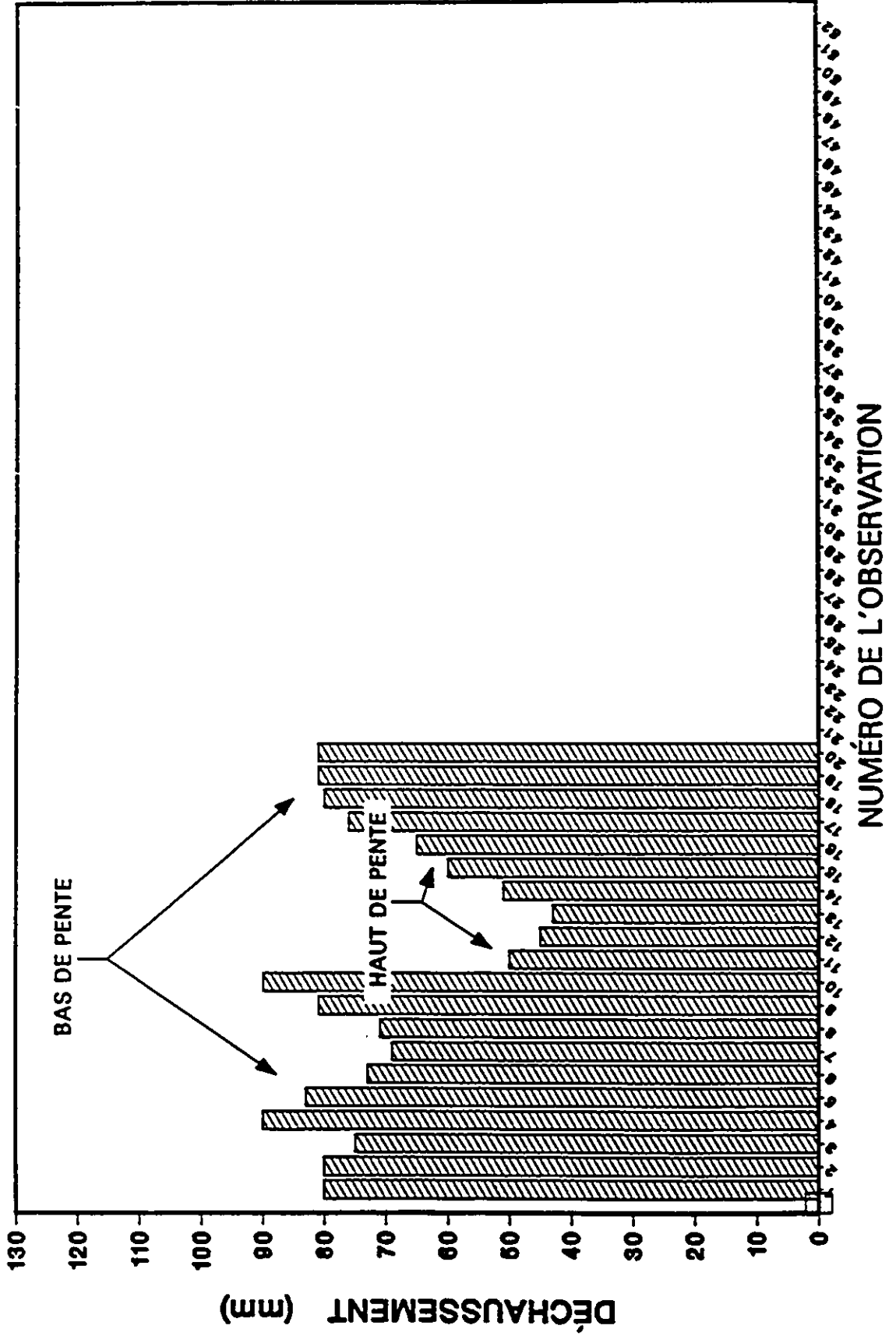
# NODULE 2



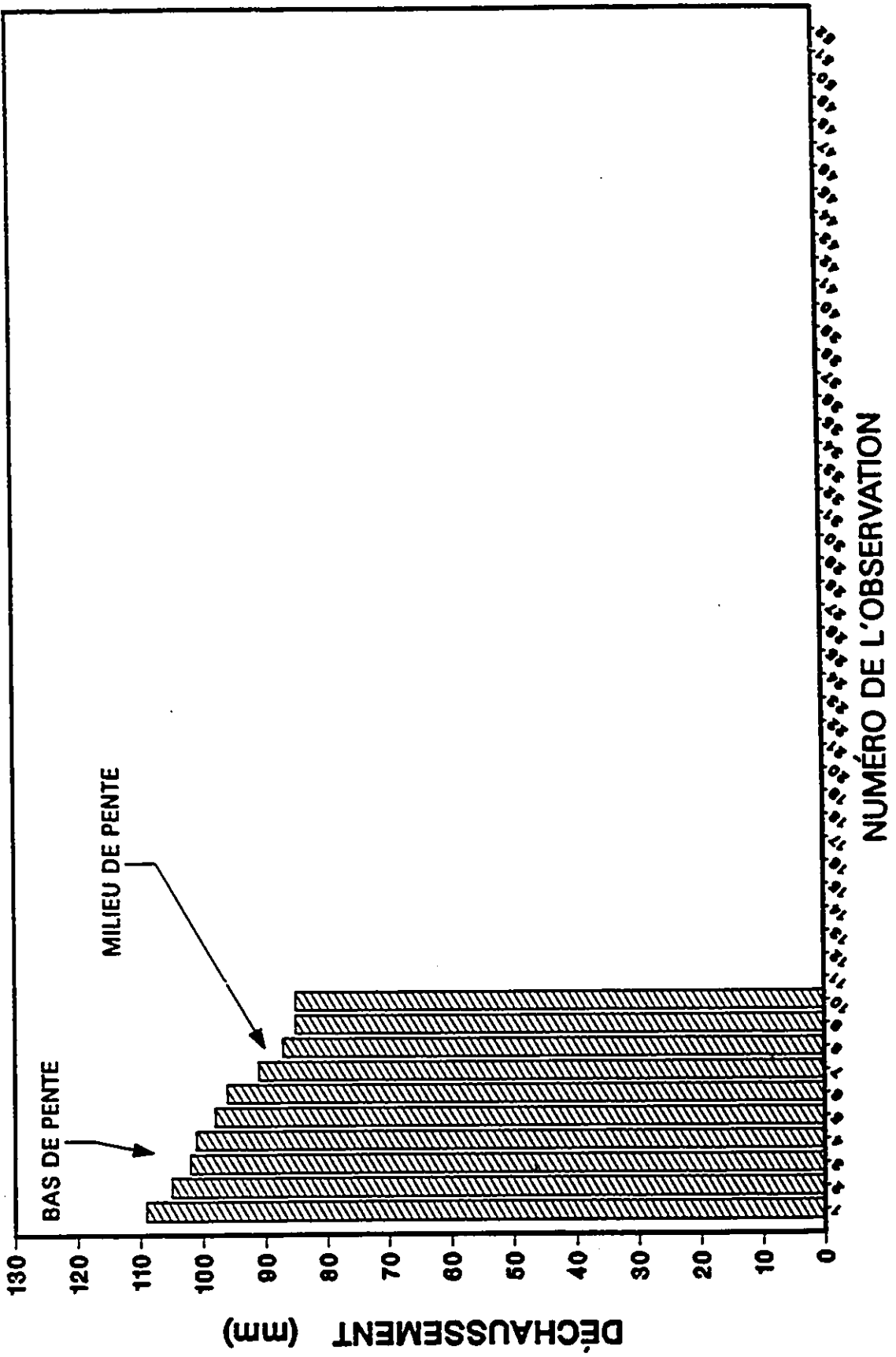
# NODULE 3



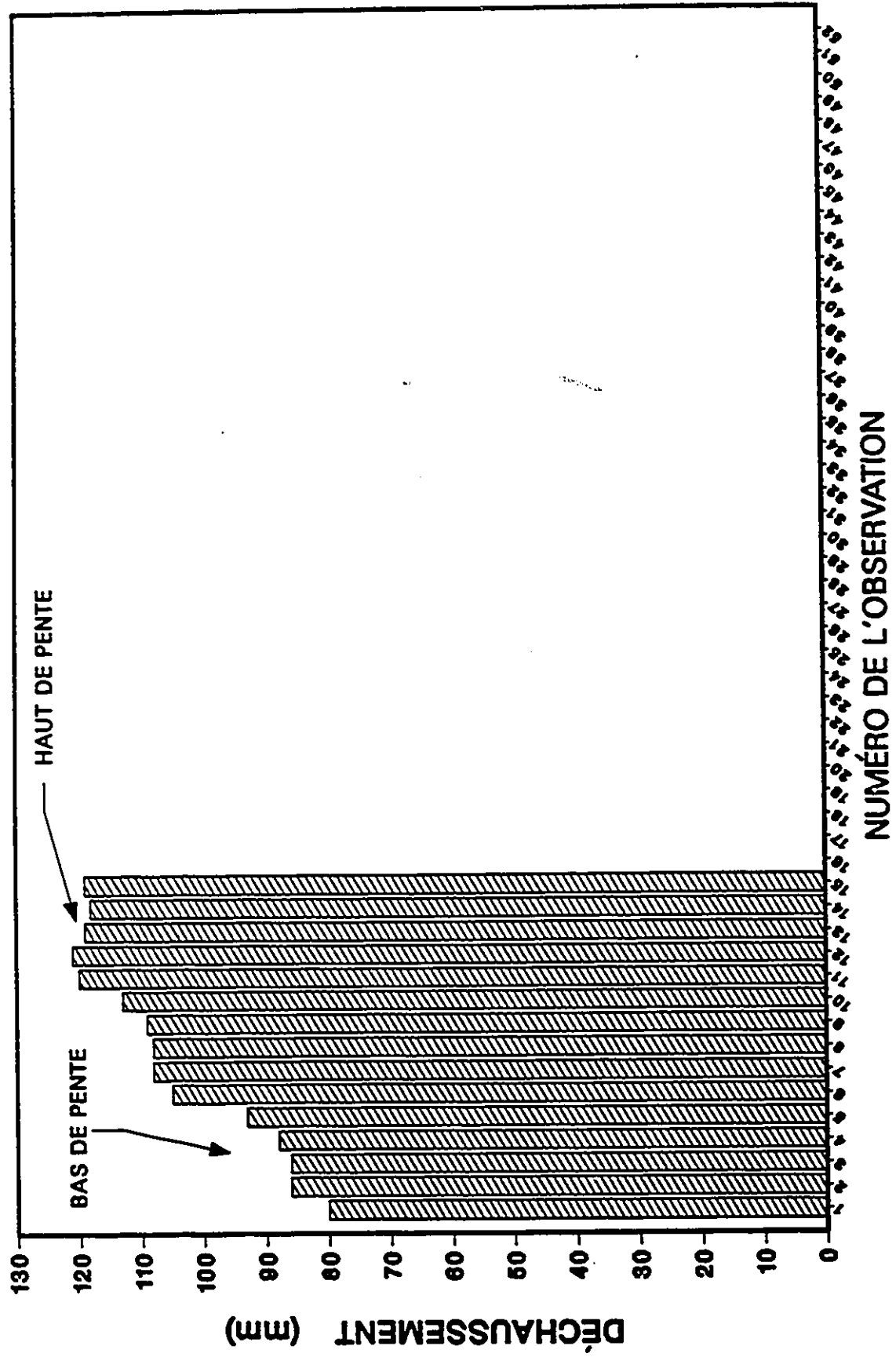
# NODULE 4



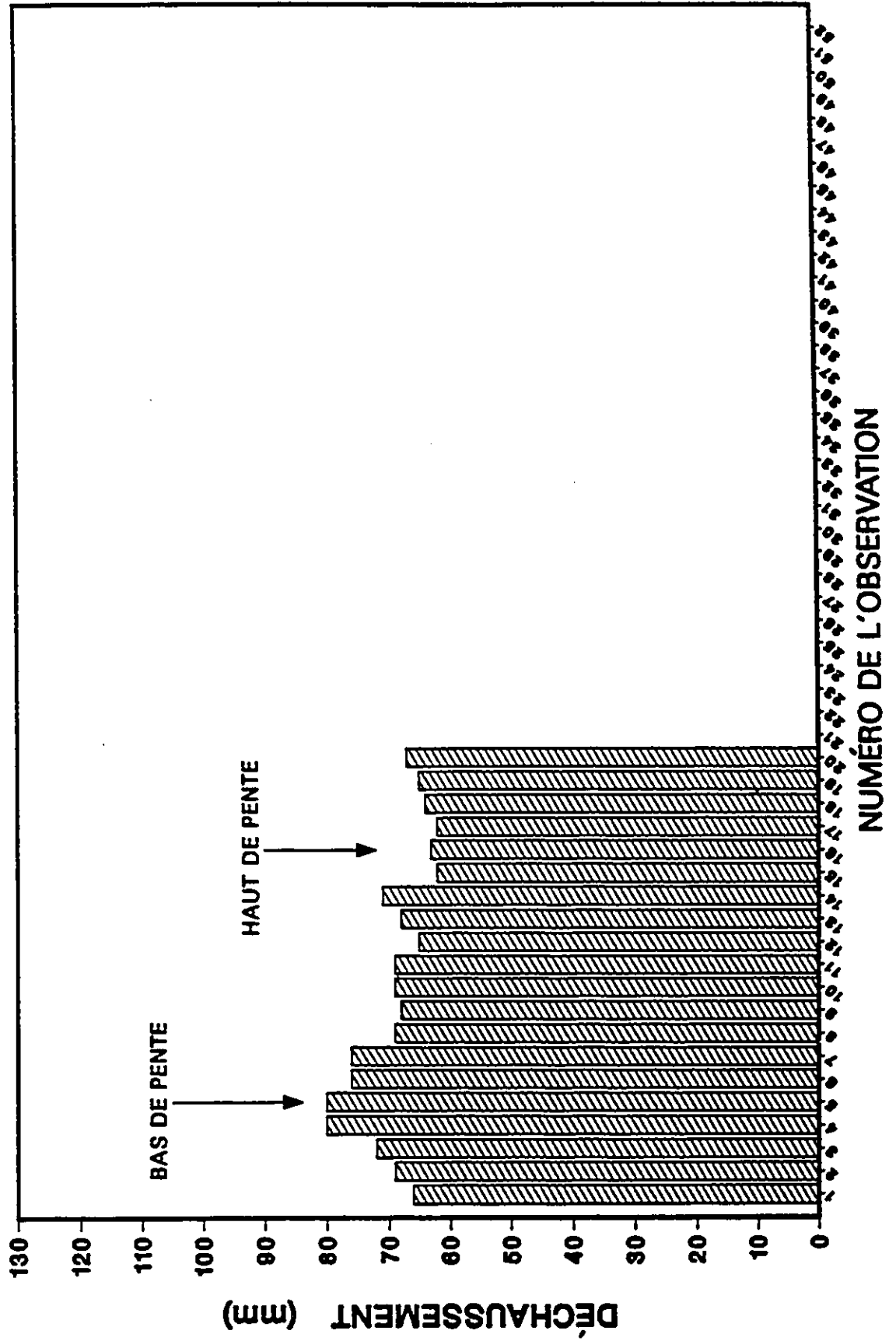
# NODULE 5



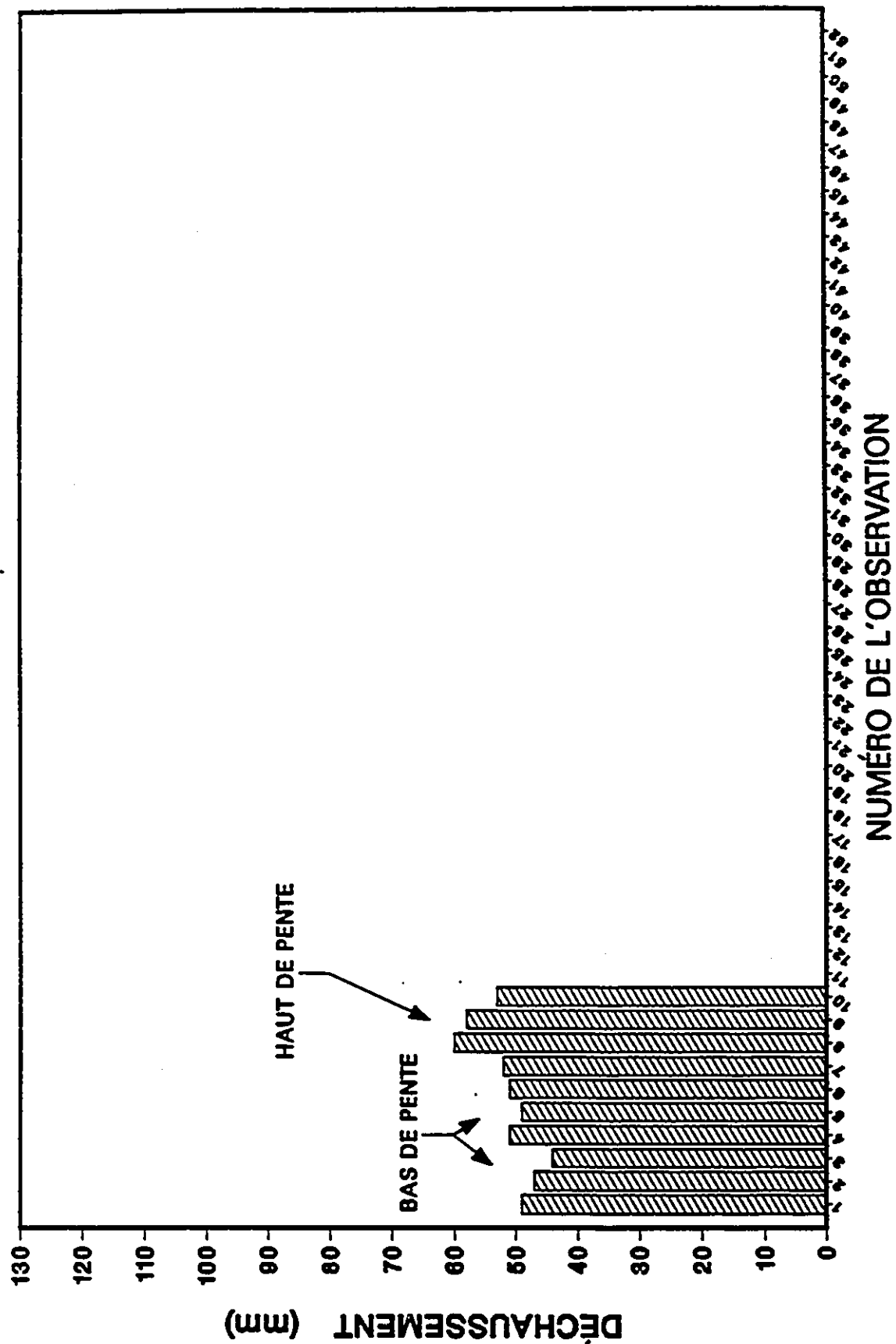
# NODULE 6



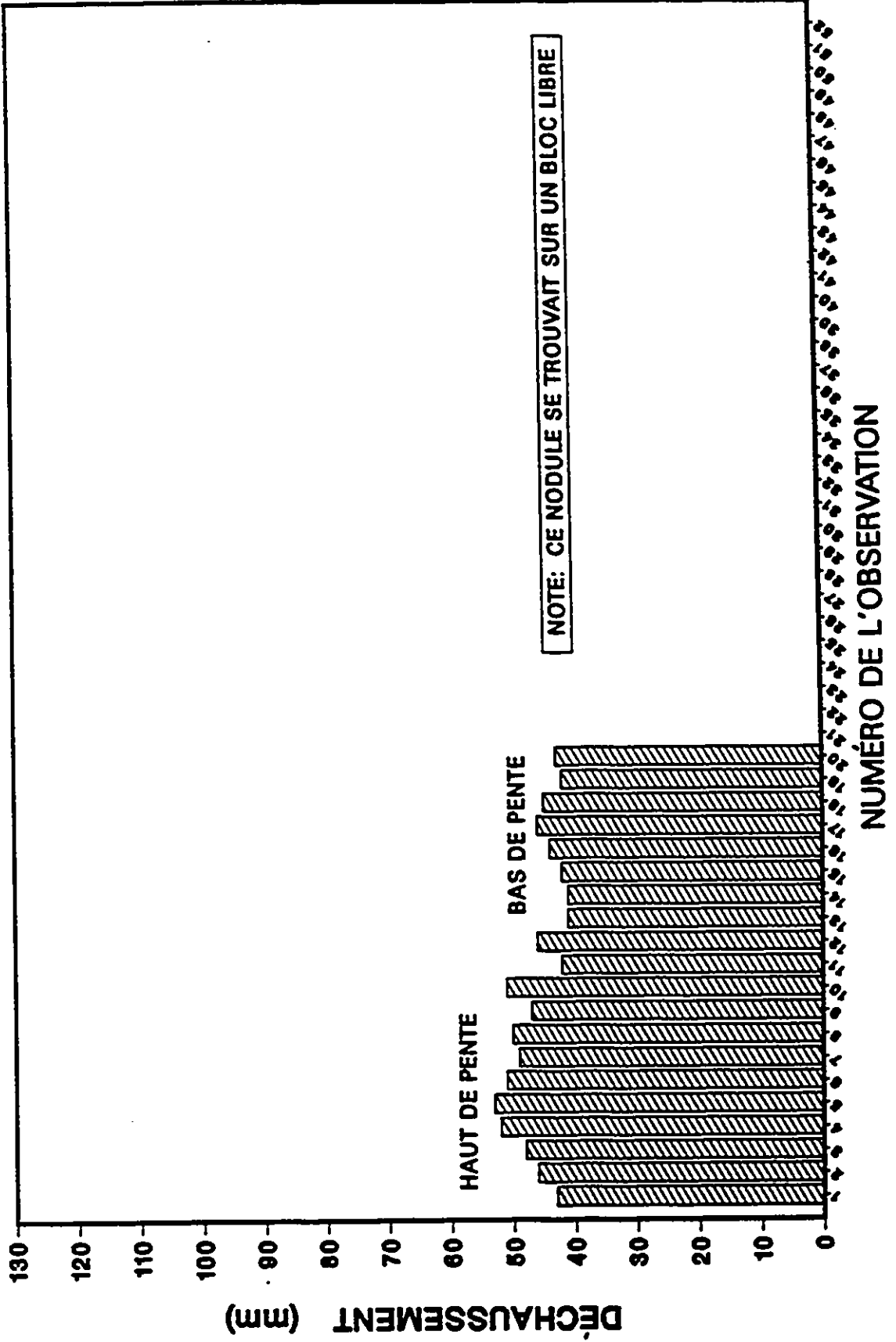
# NODULE 7



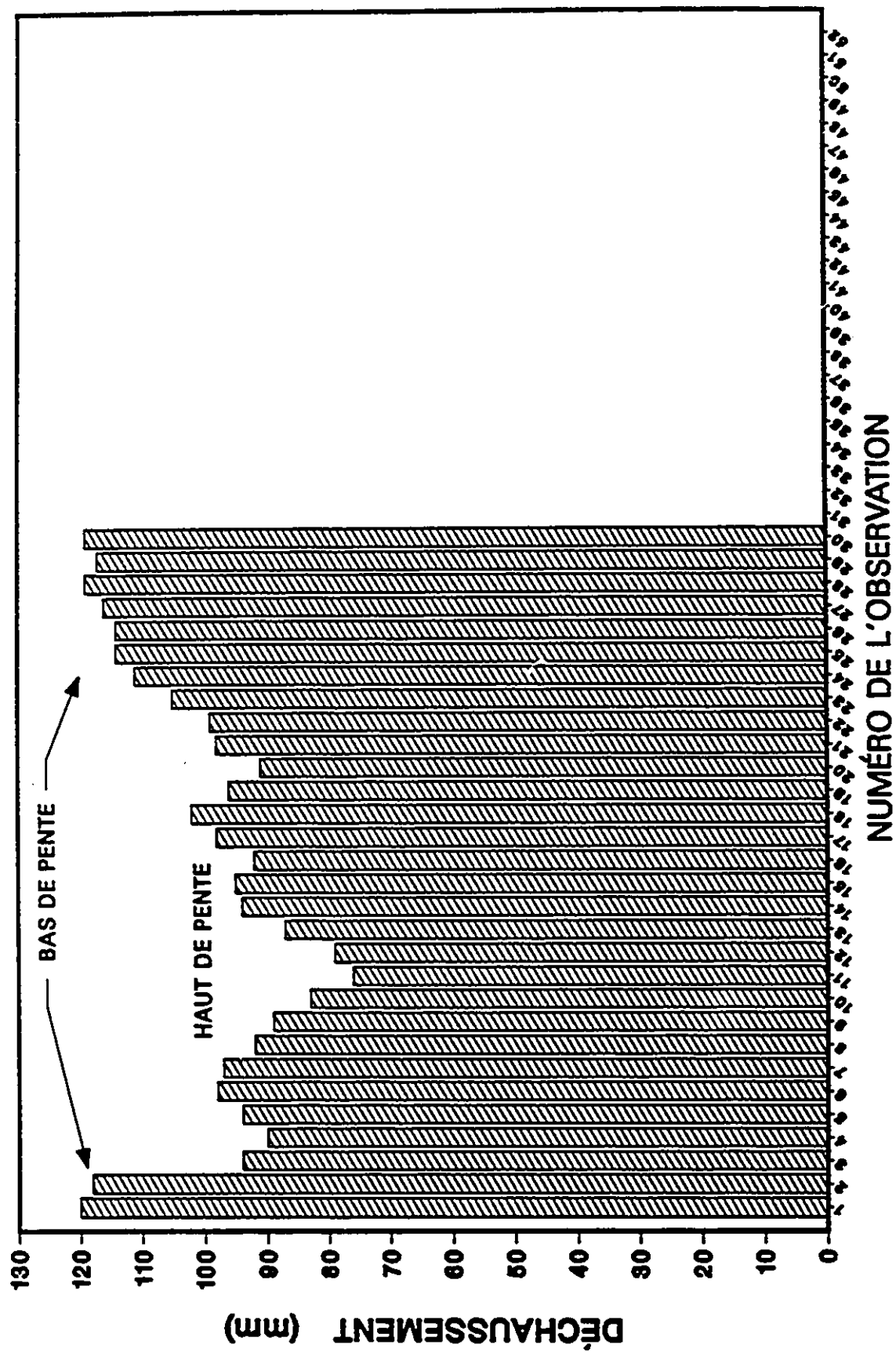
# NODULE 8



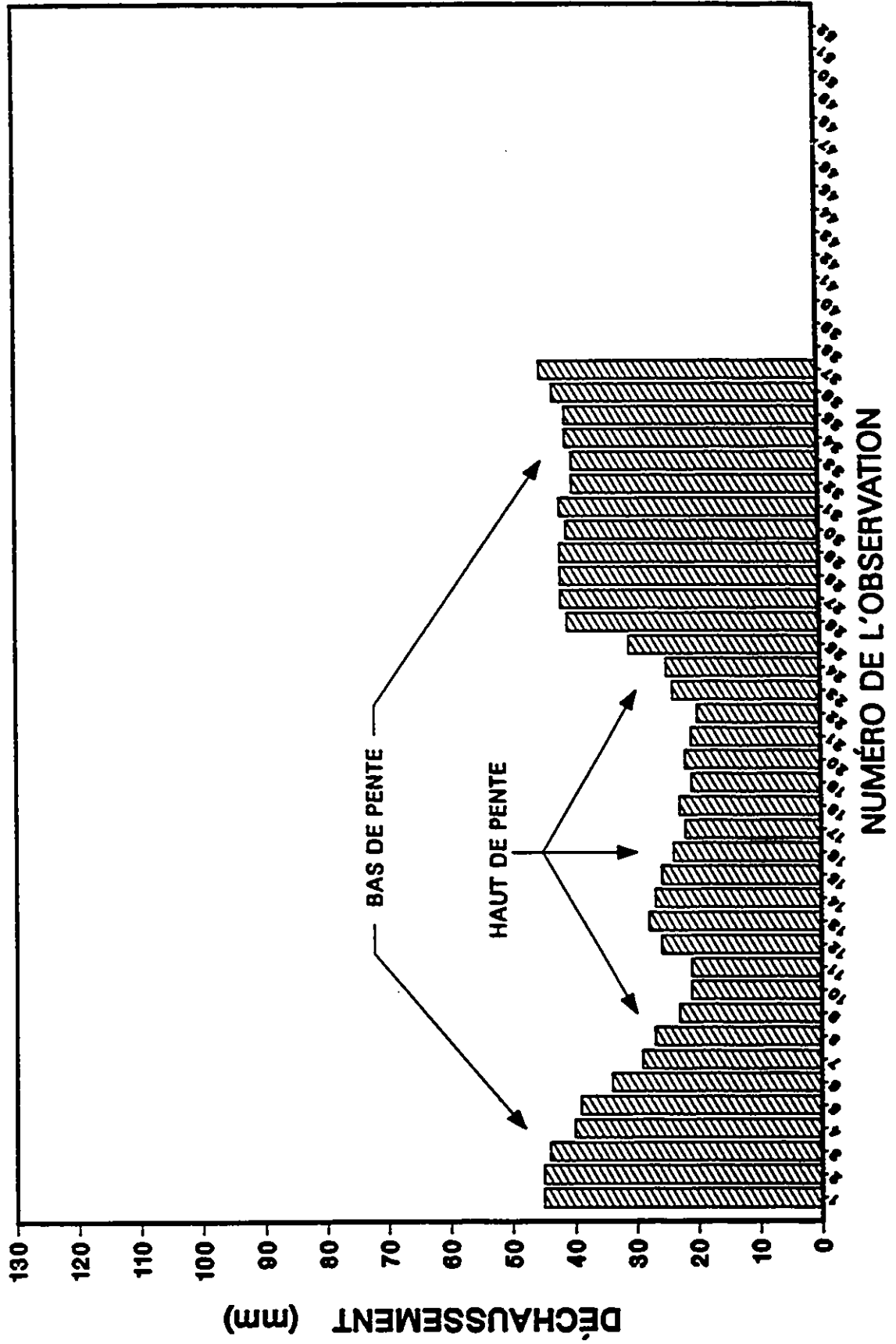
# NODULE 9



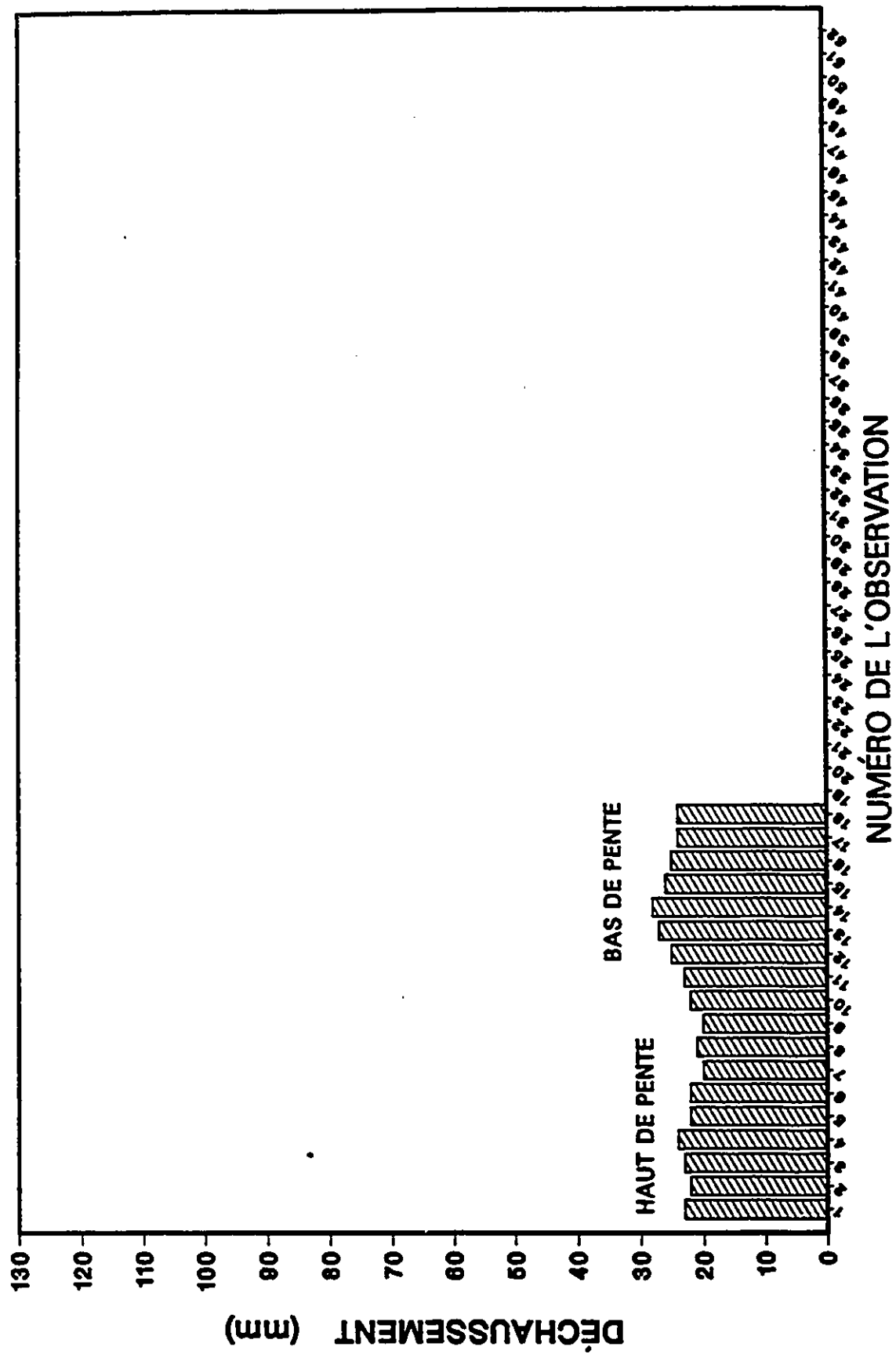
# NODULE 10



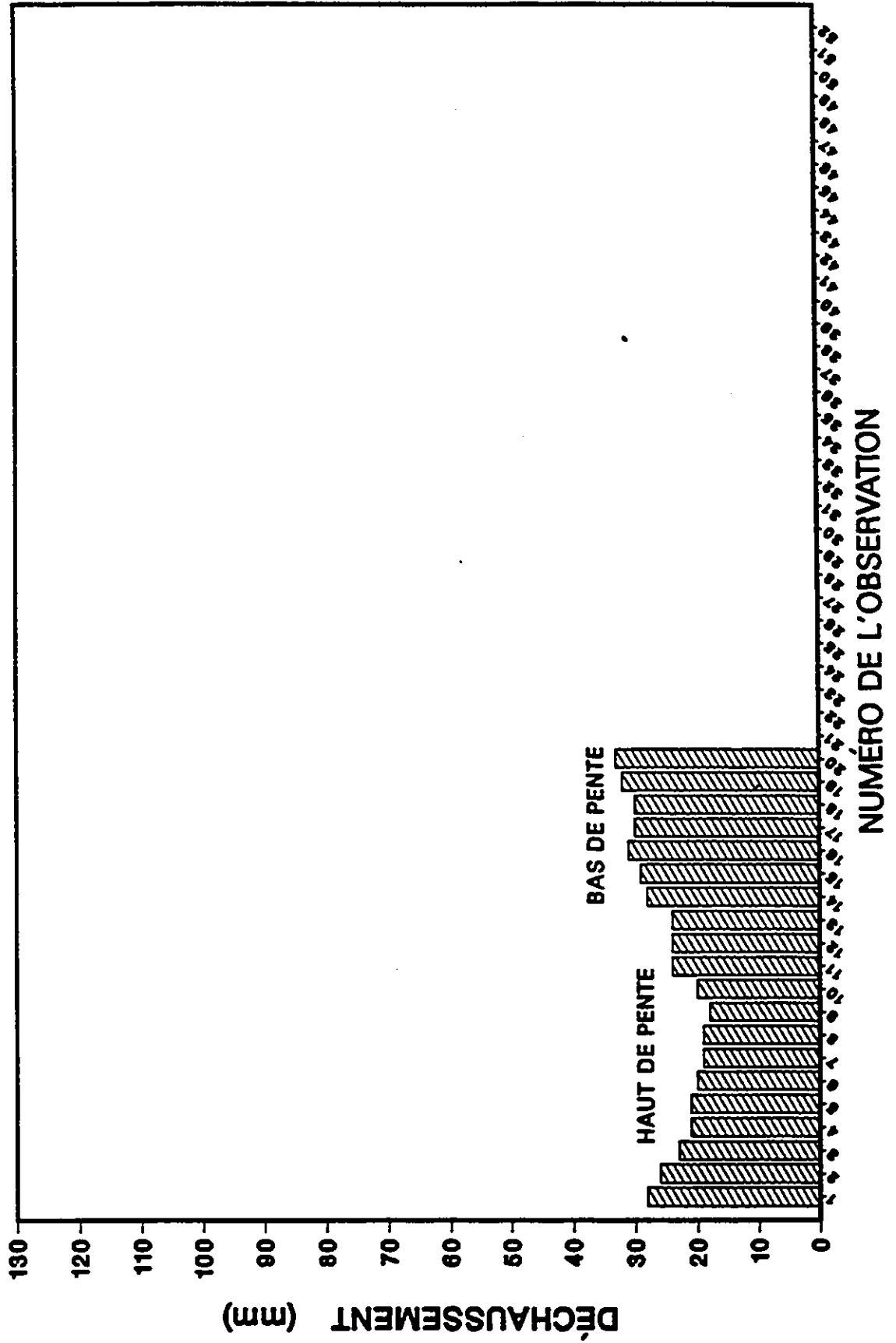
# NODULE 11



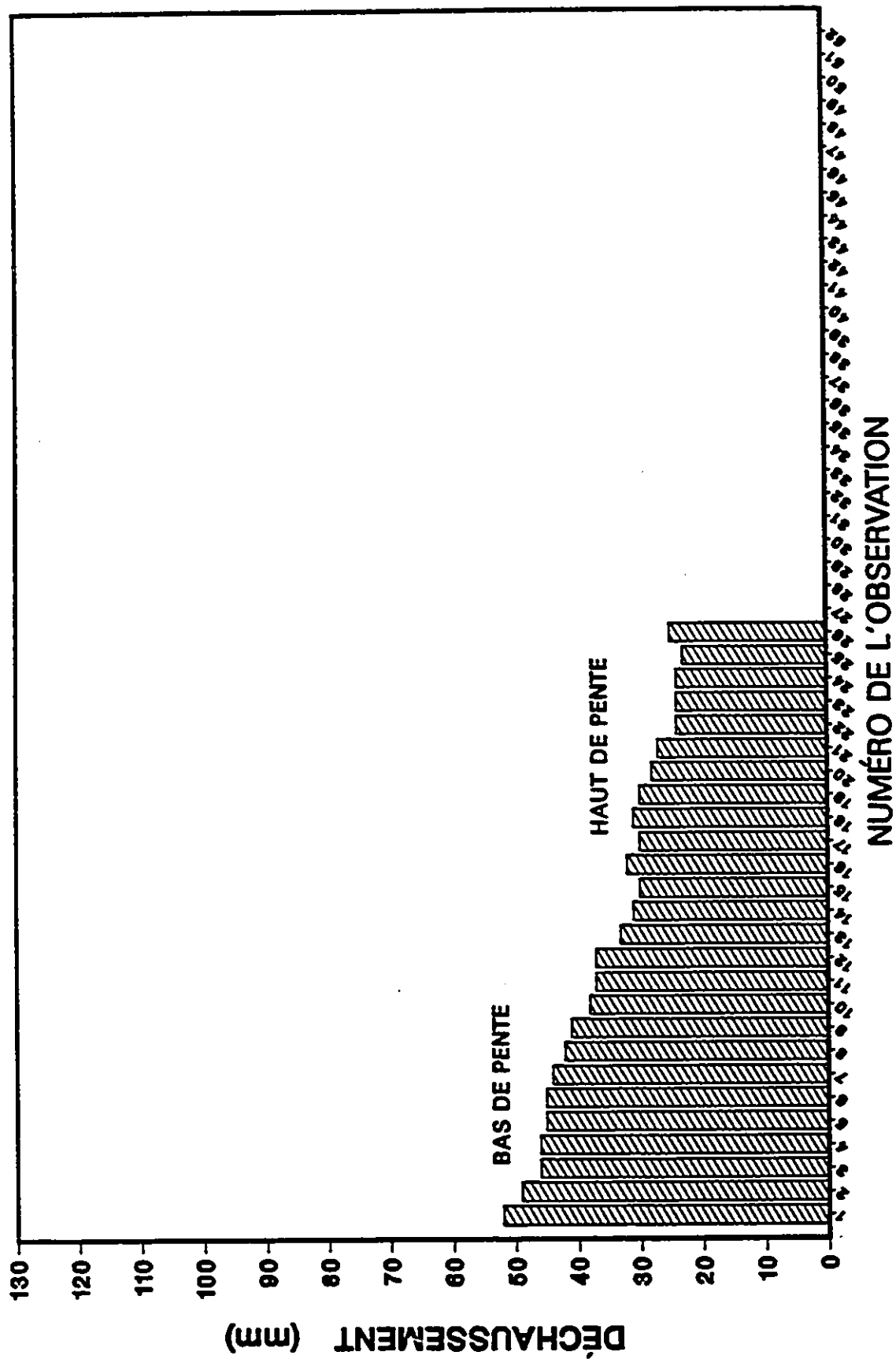
# NODULE 12



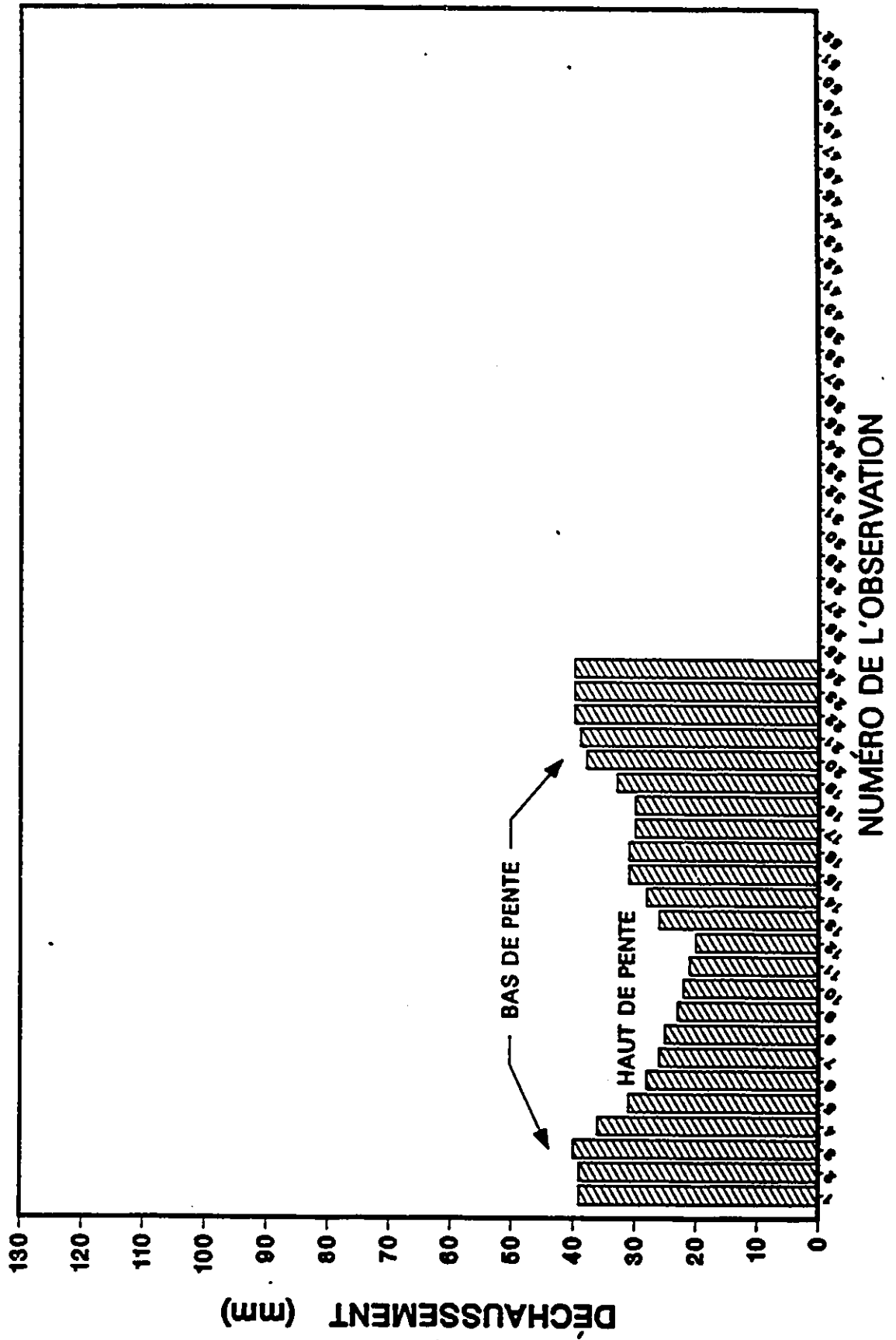
# NODULE 13



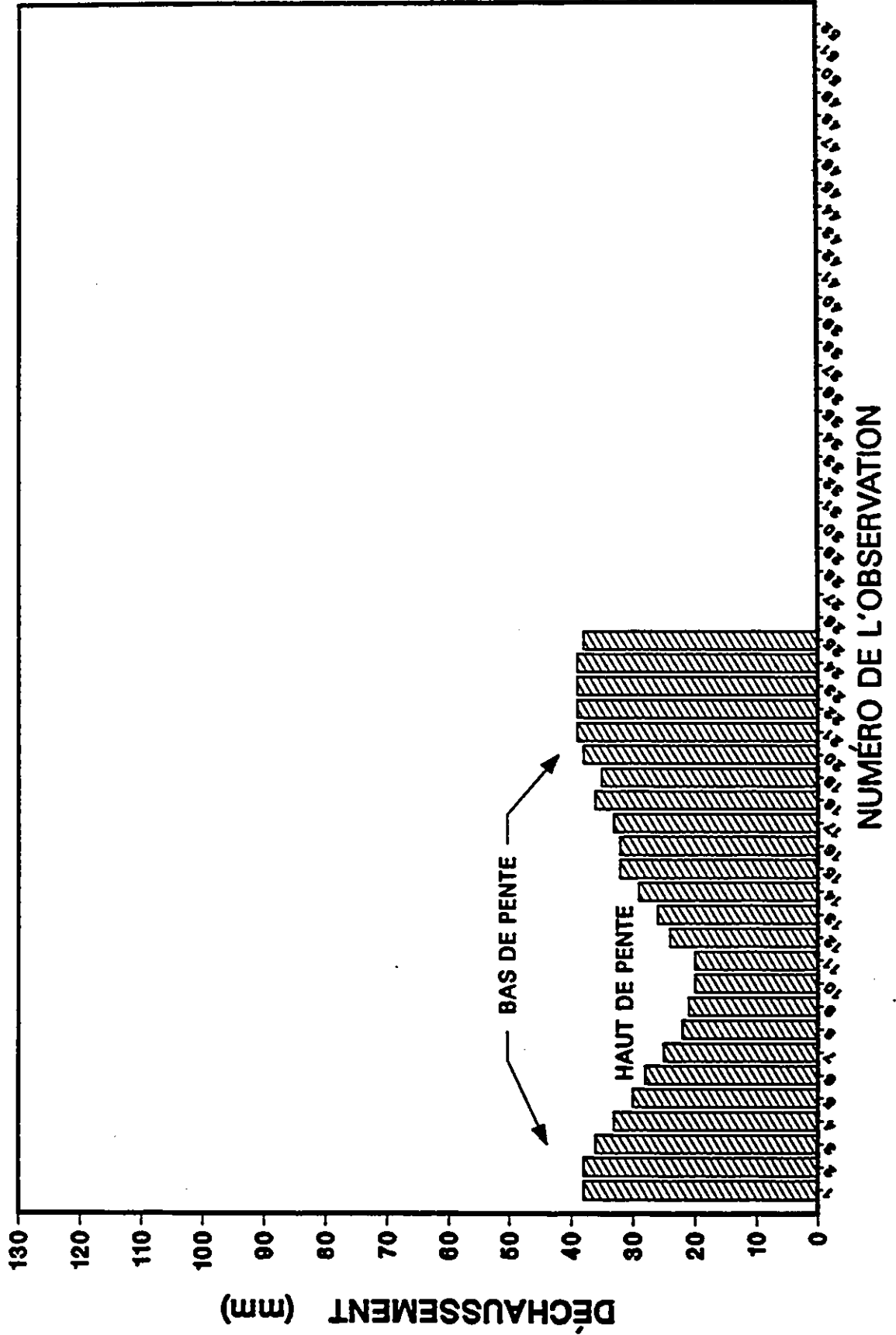
# NODULE 14



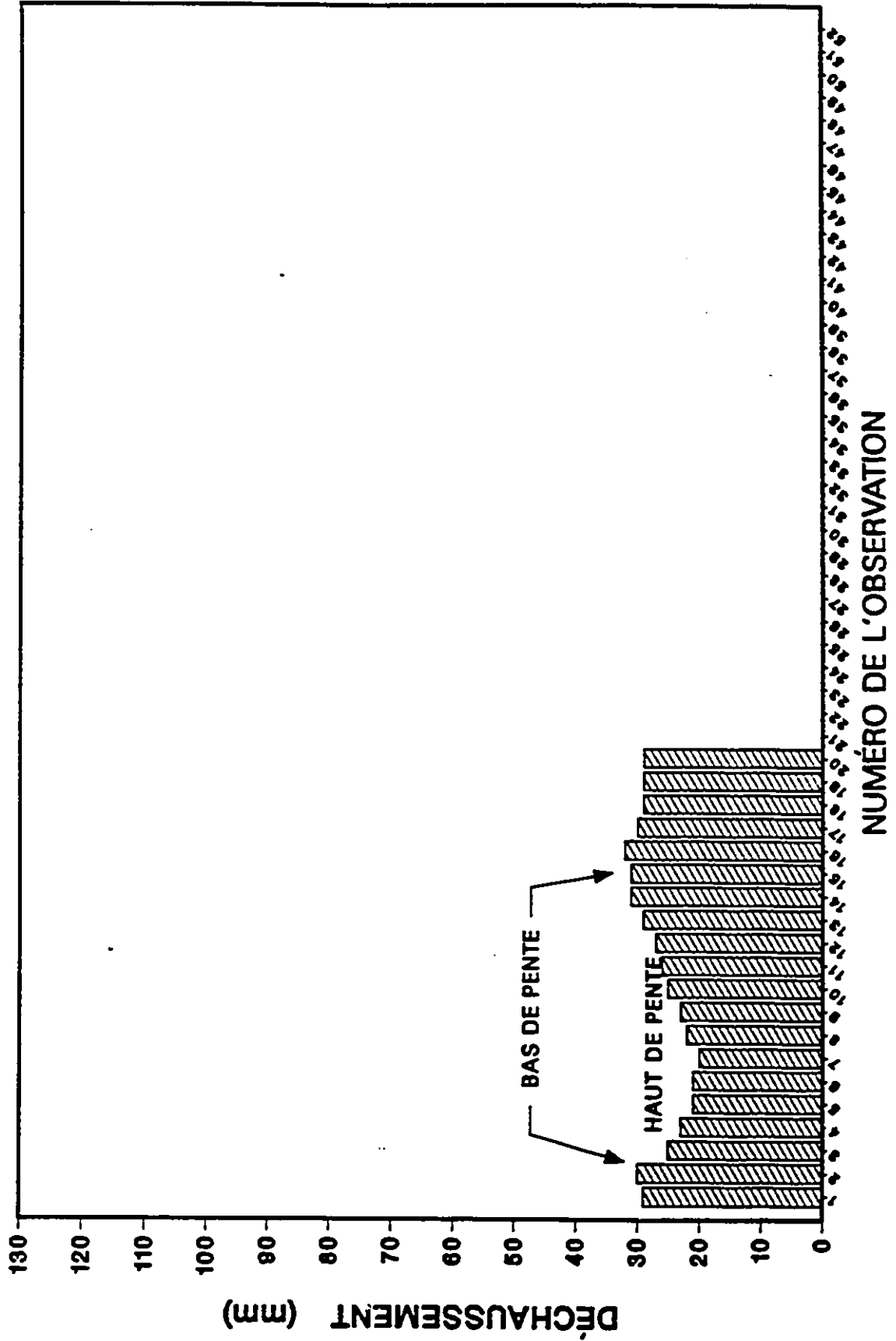
# NODULE 15



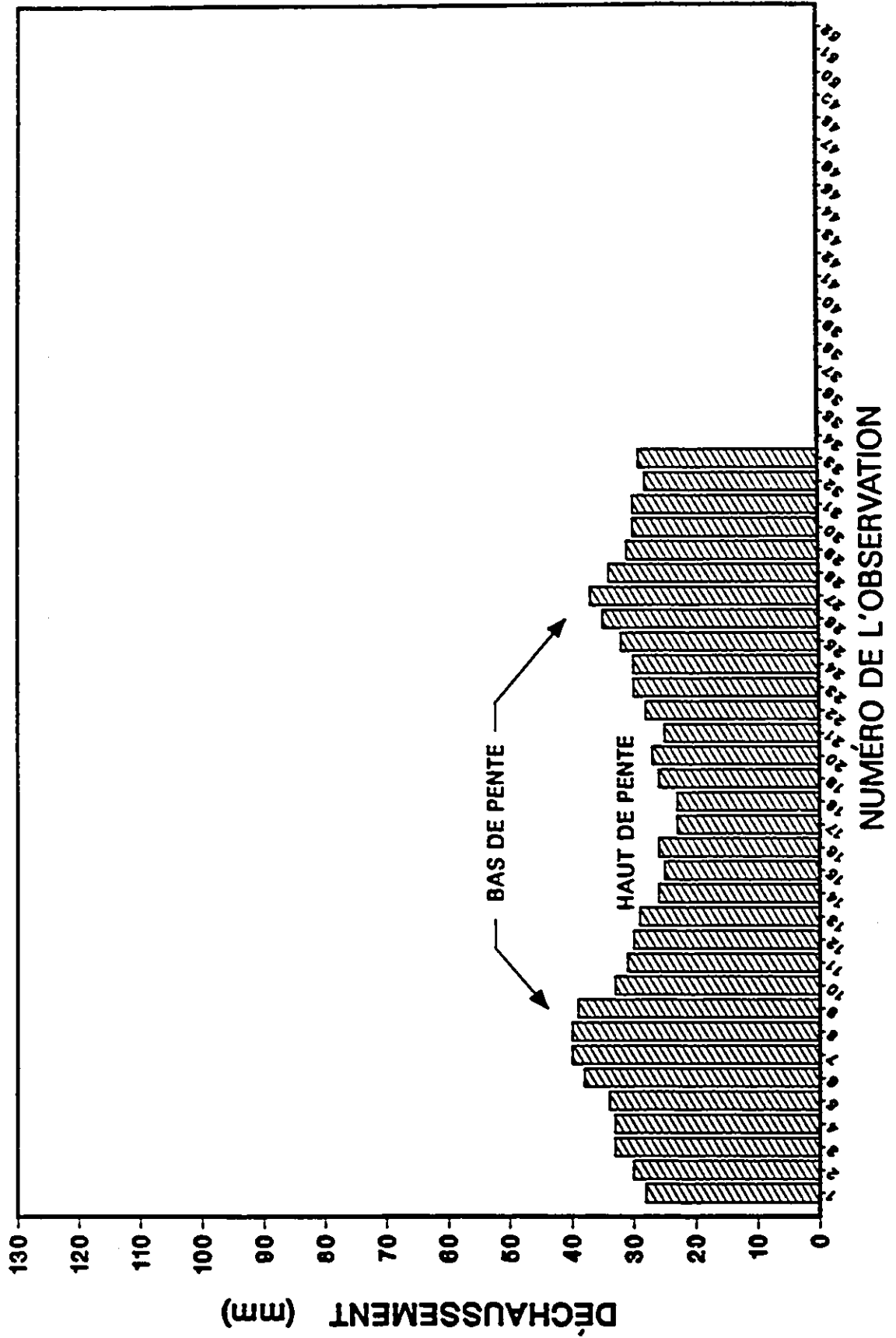
# NODULE 16



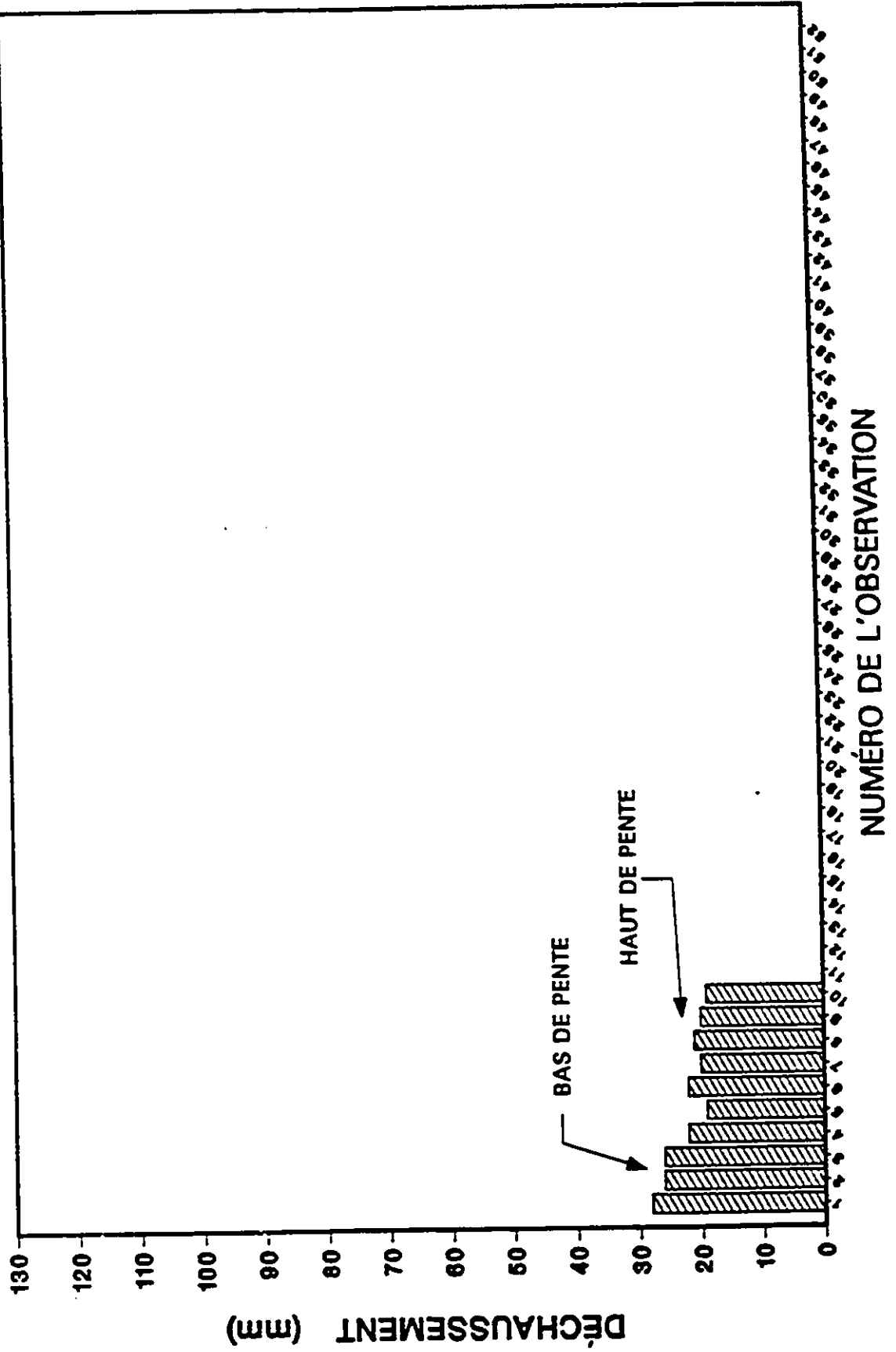
# NODULE 17



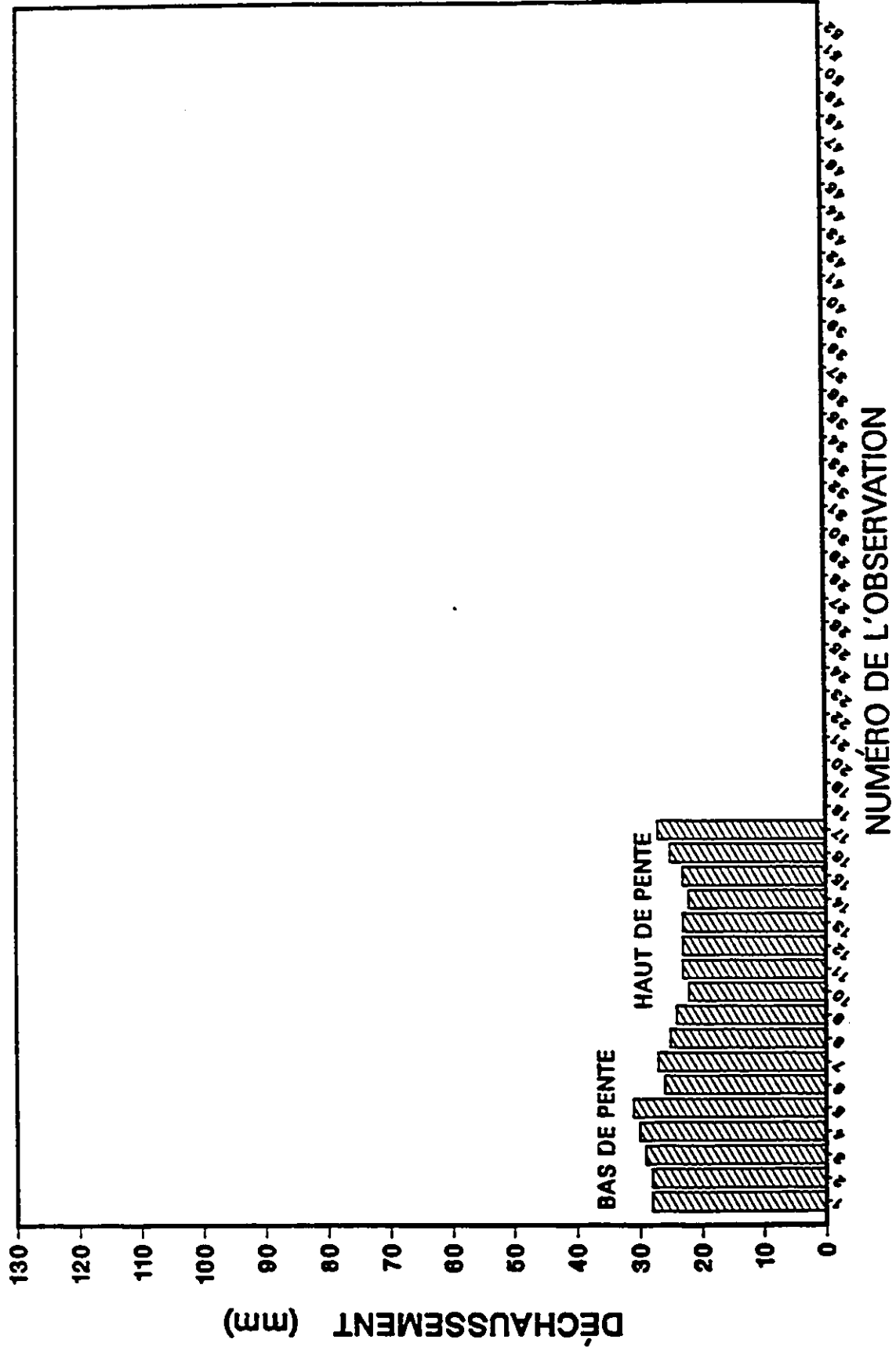
# NODULE 18



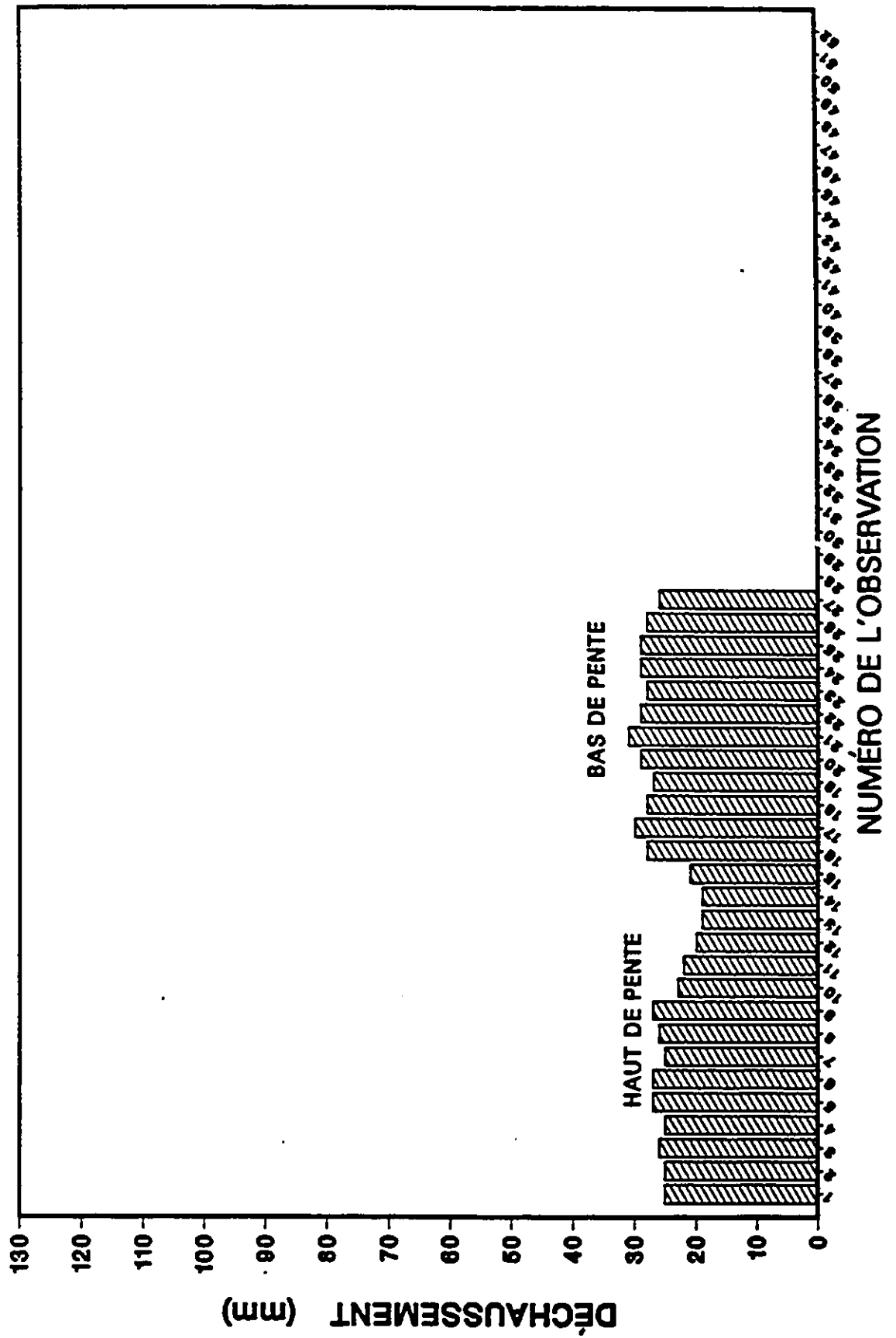
# NODULE 19



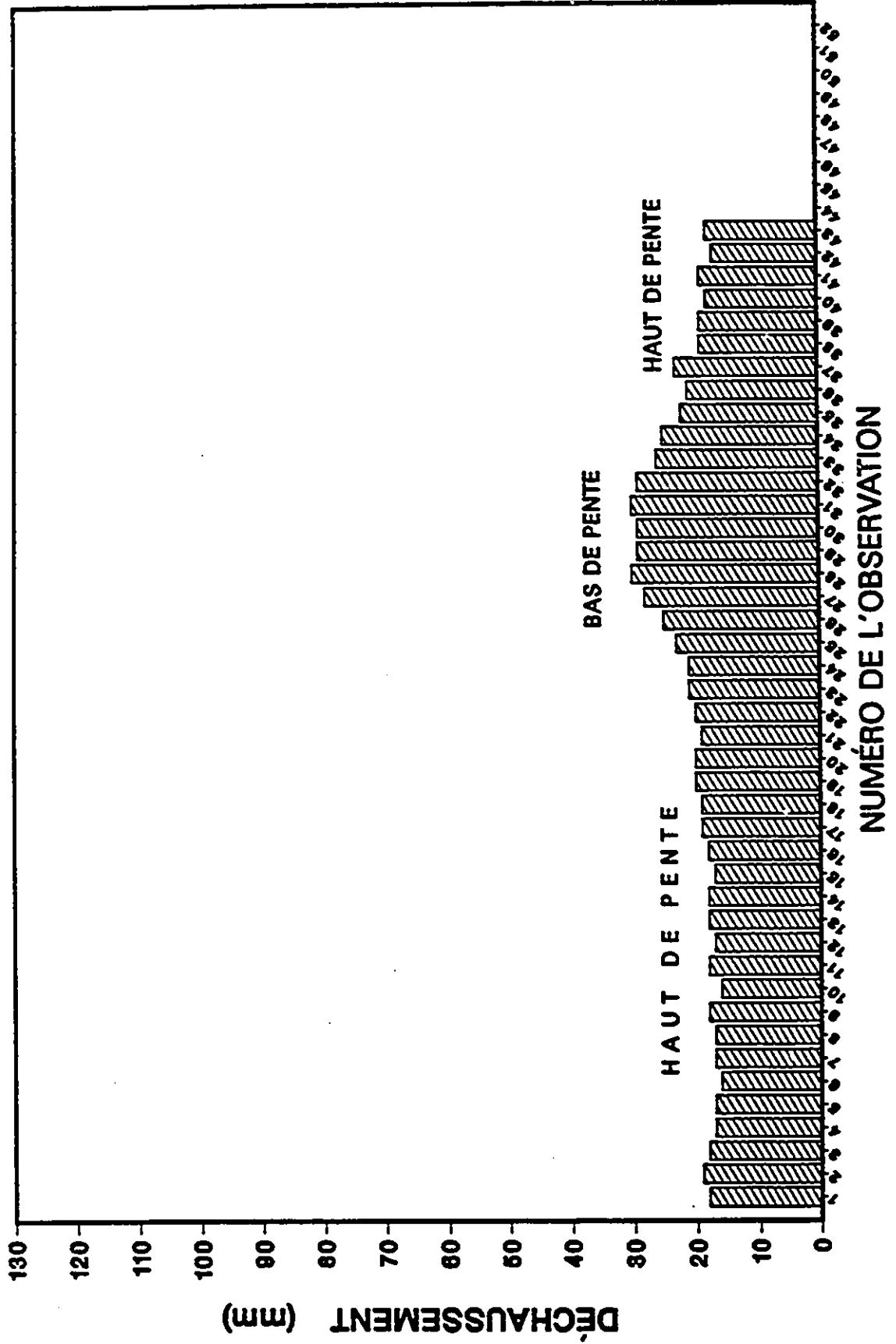
# NODULE 20



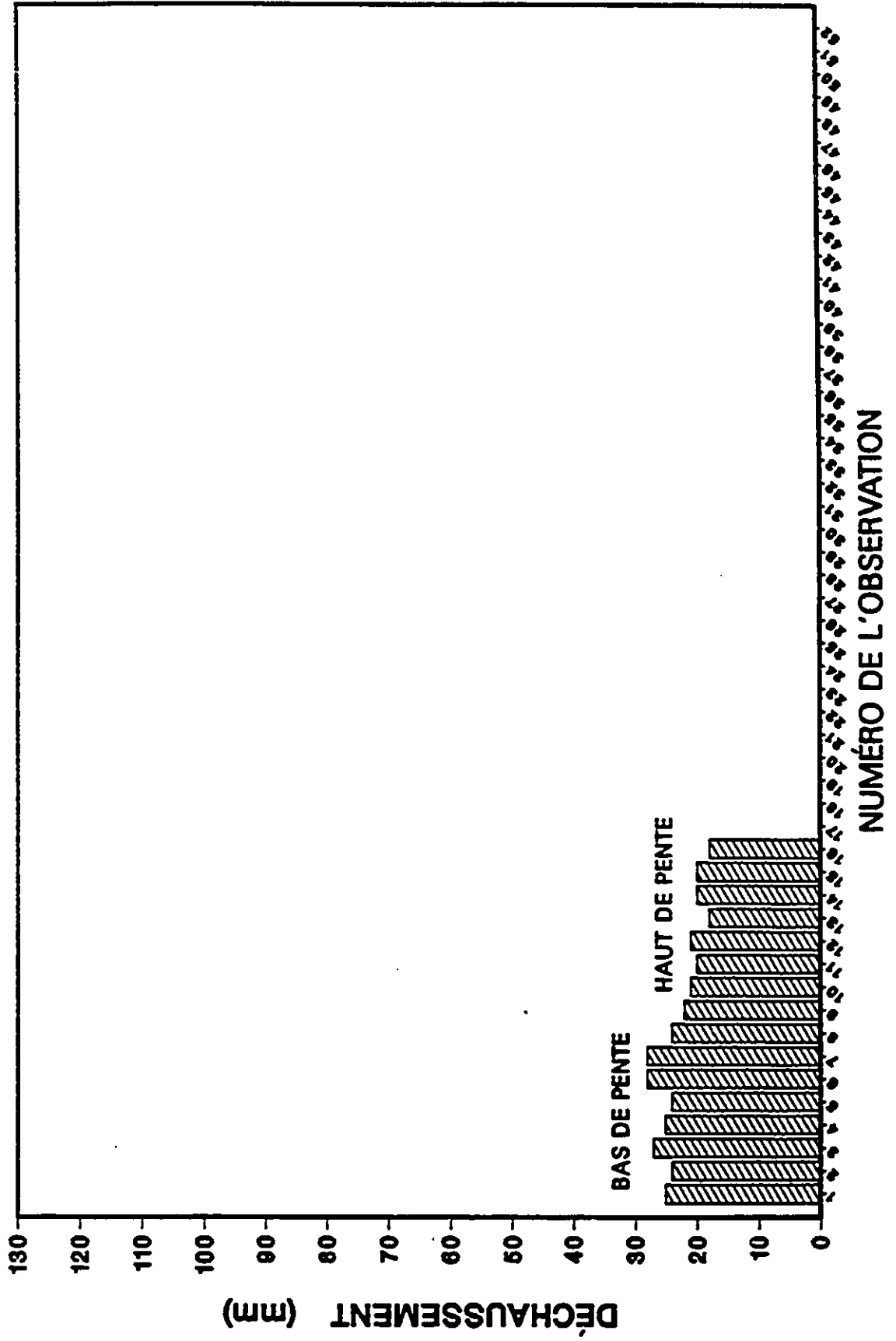
# NODULE 21



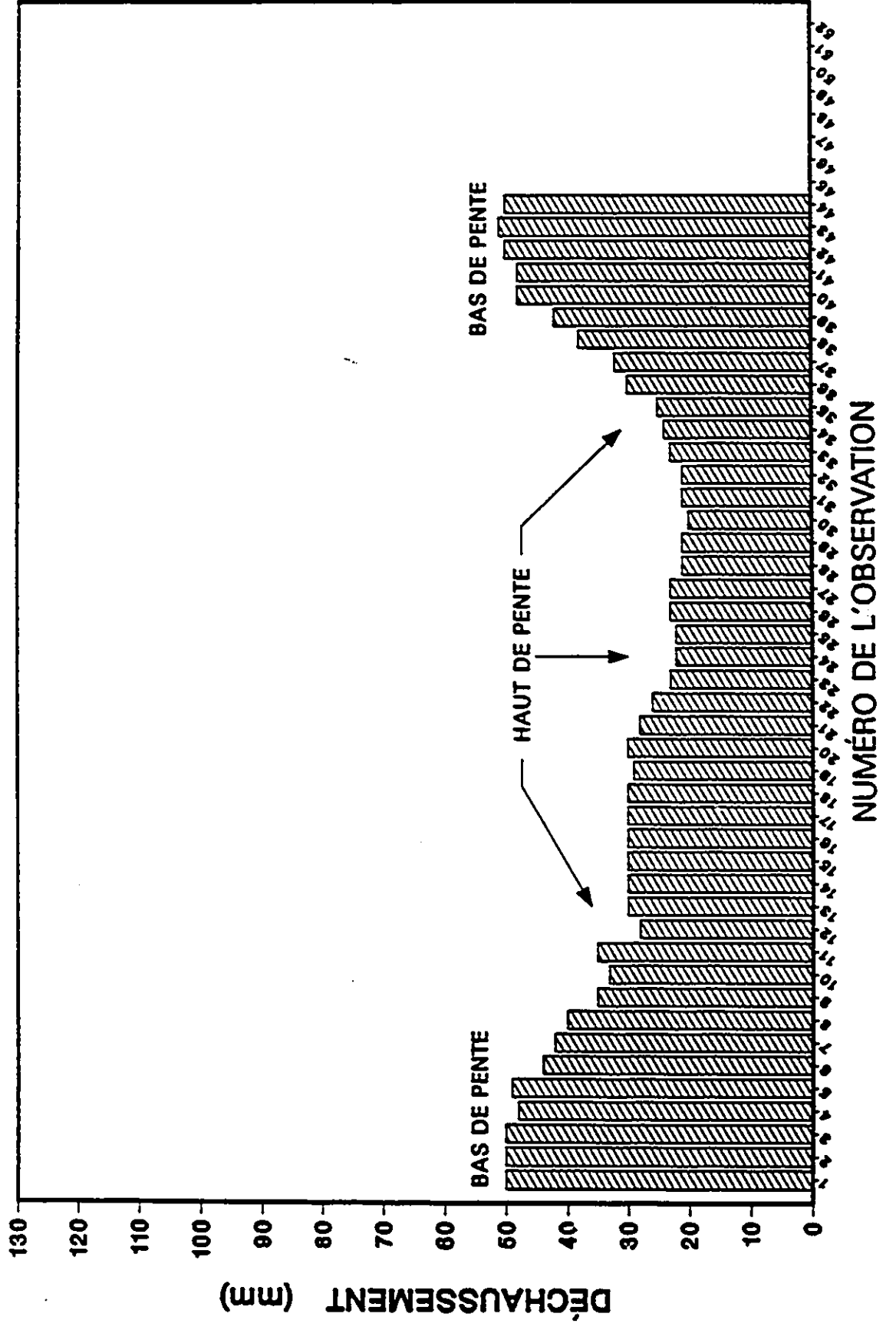
# NODULE 22



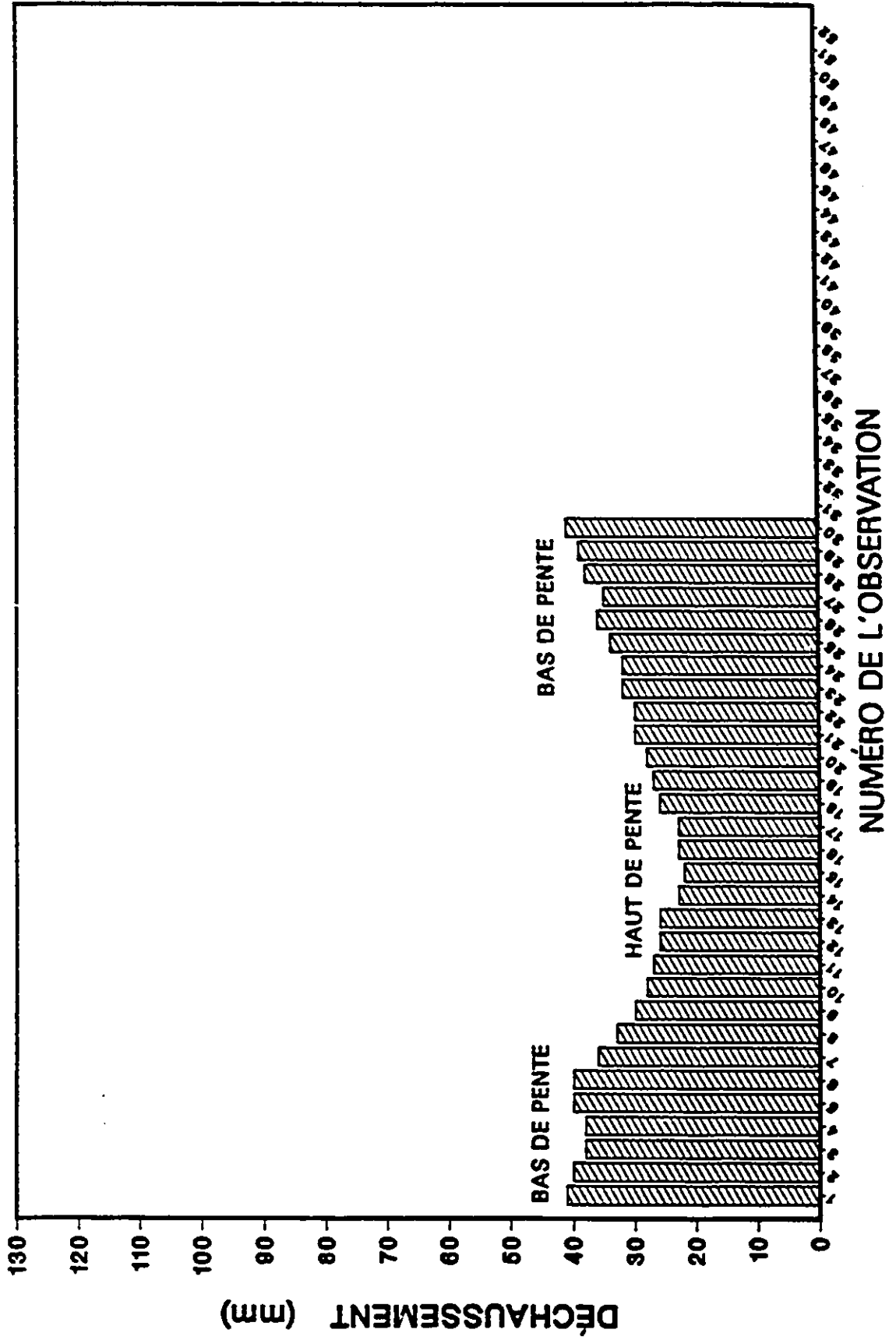
# NODULE 23



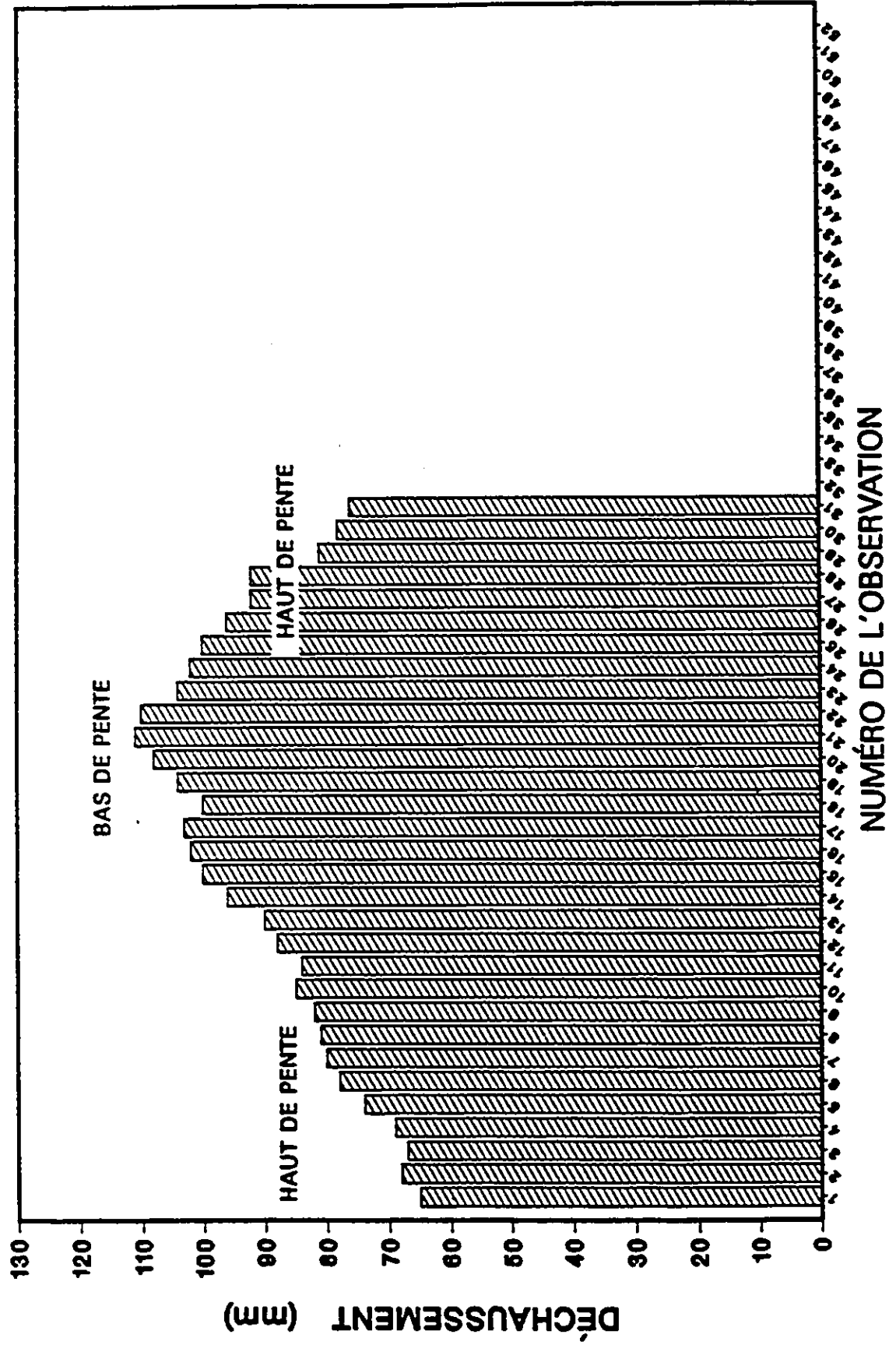
# NODULE 24



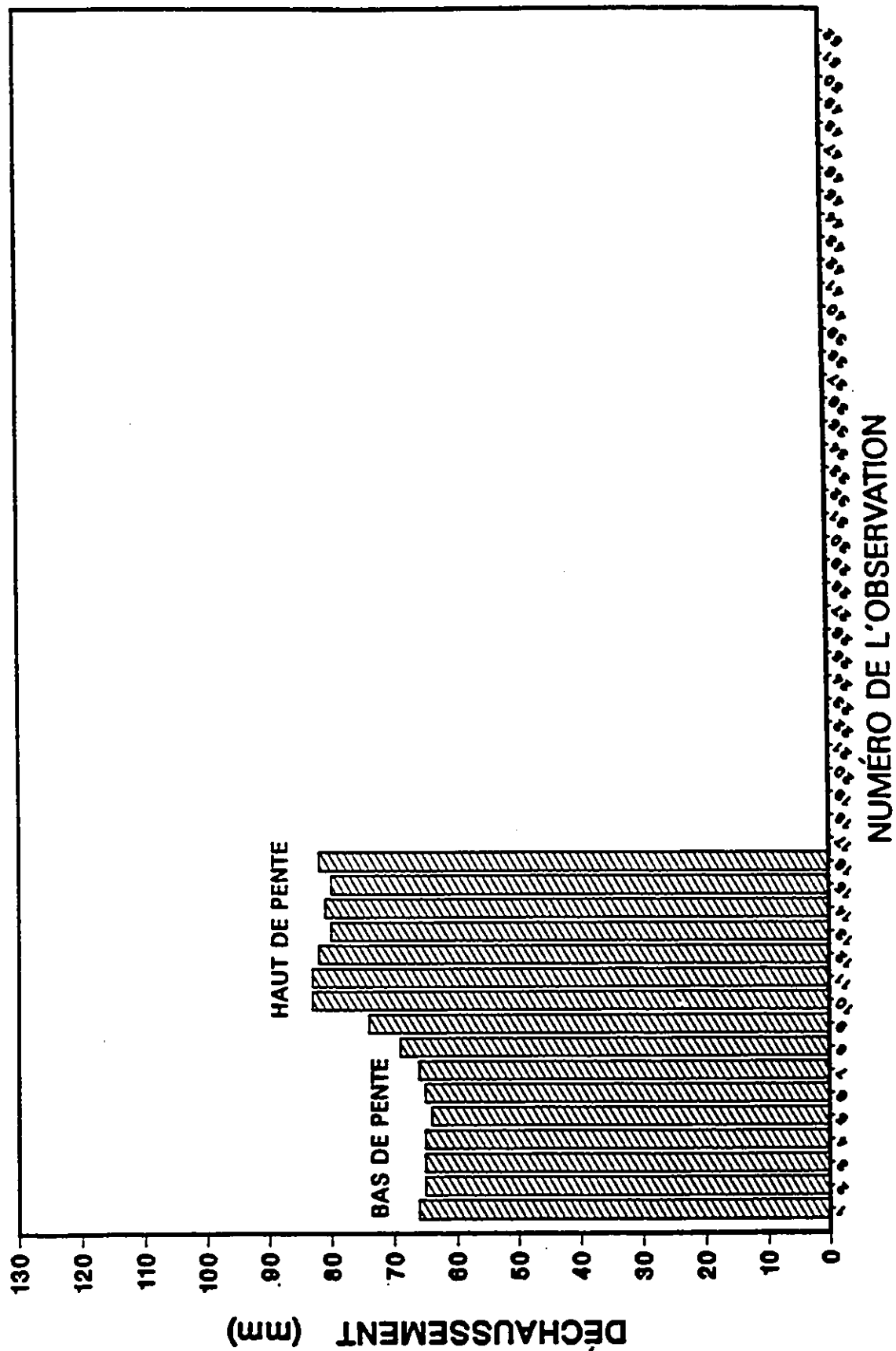
# NODULE 25



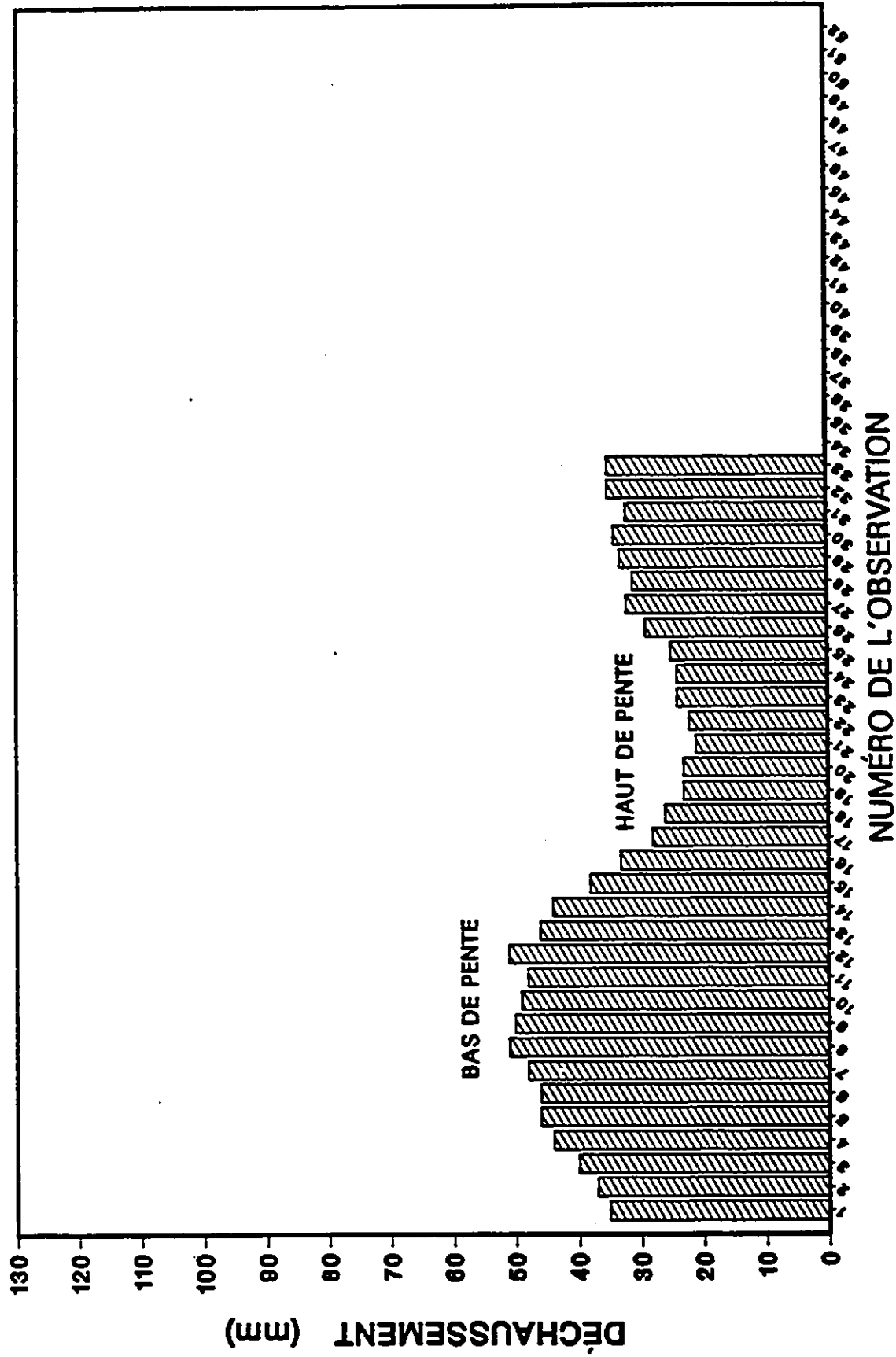
# NODULE 26



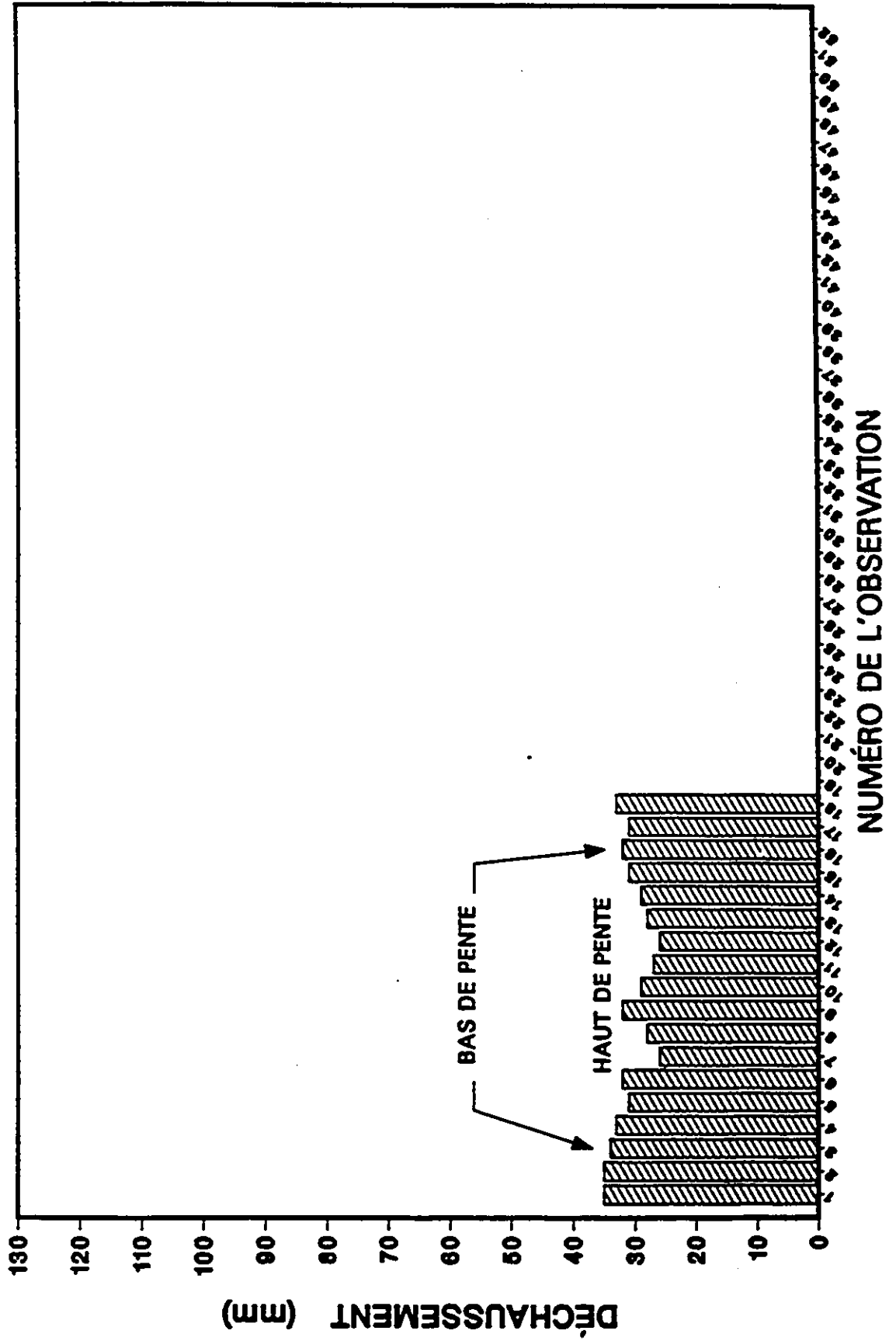
# NODULE 27



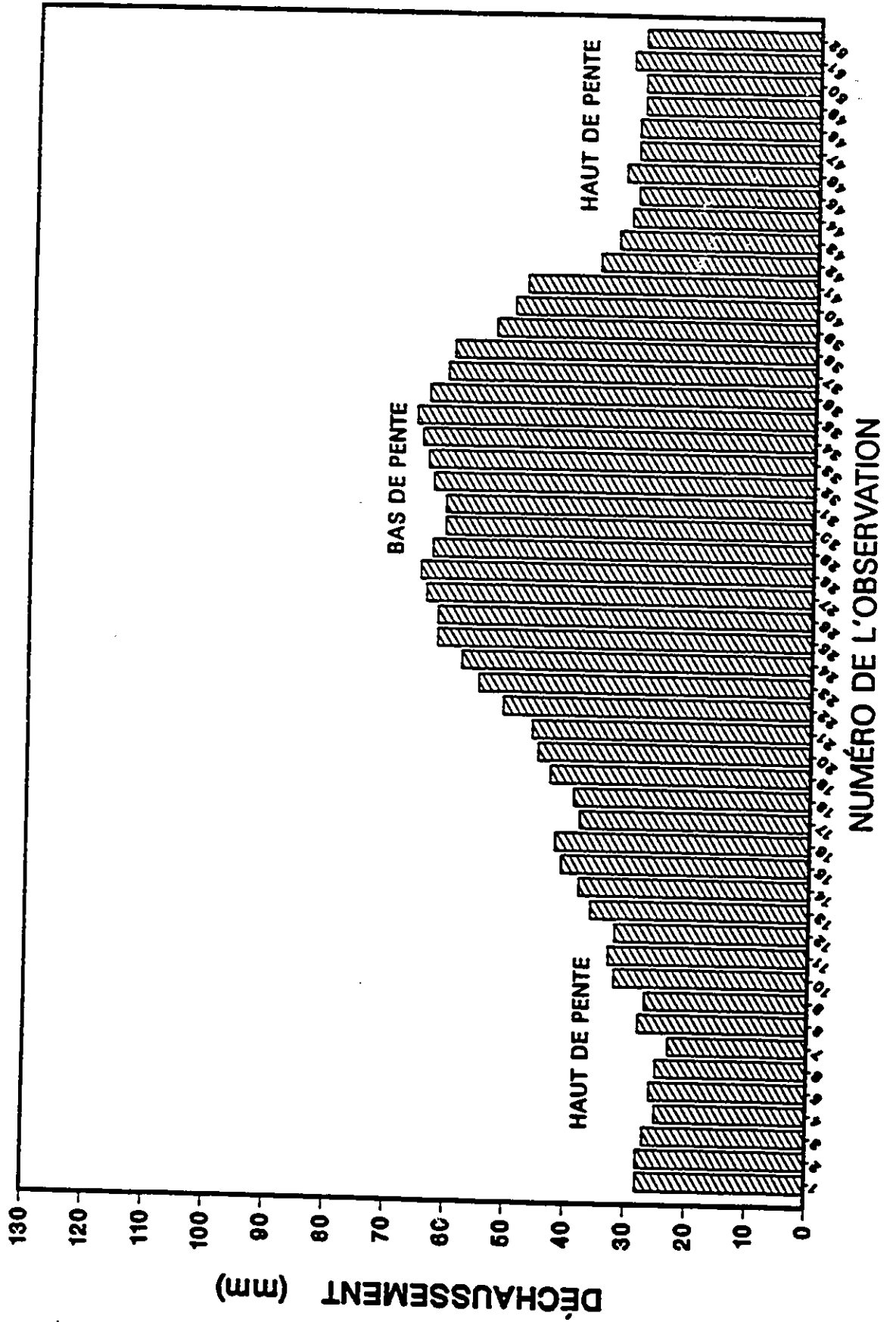
# NODULE 28



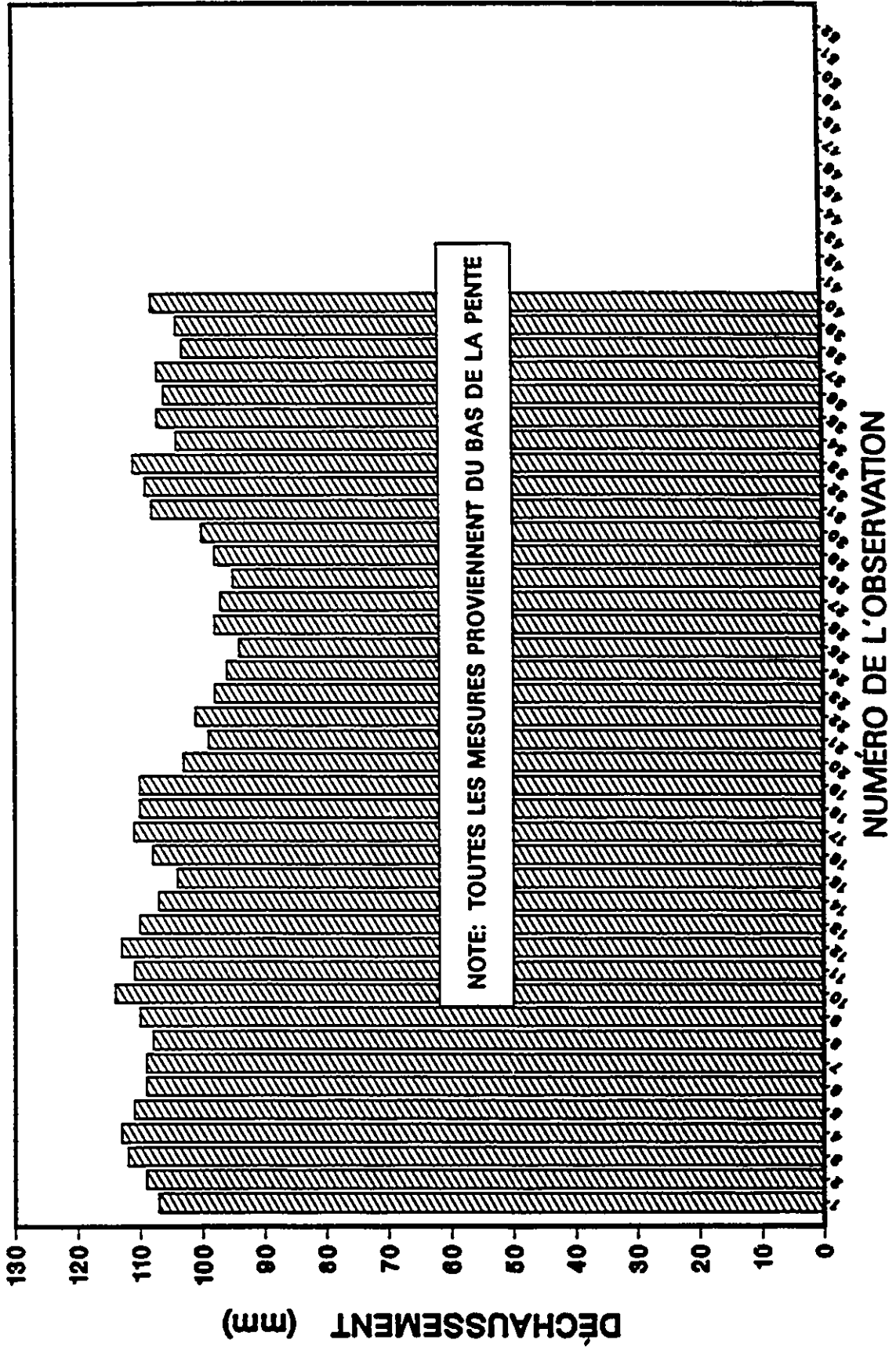
# NODULE 29



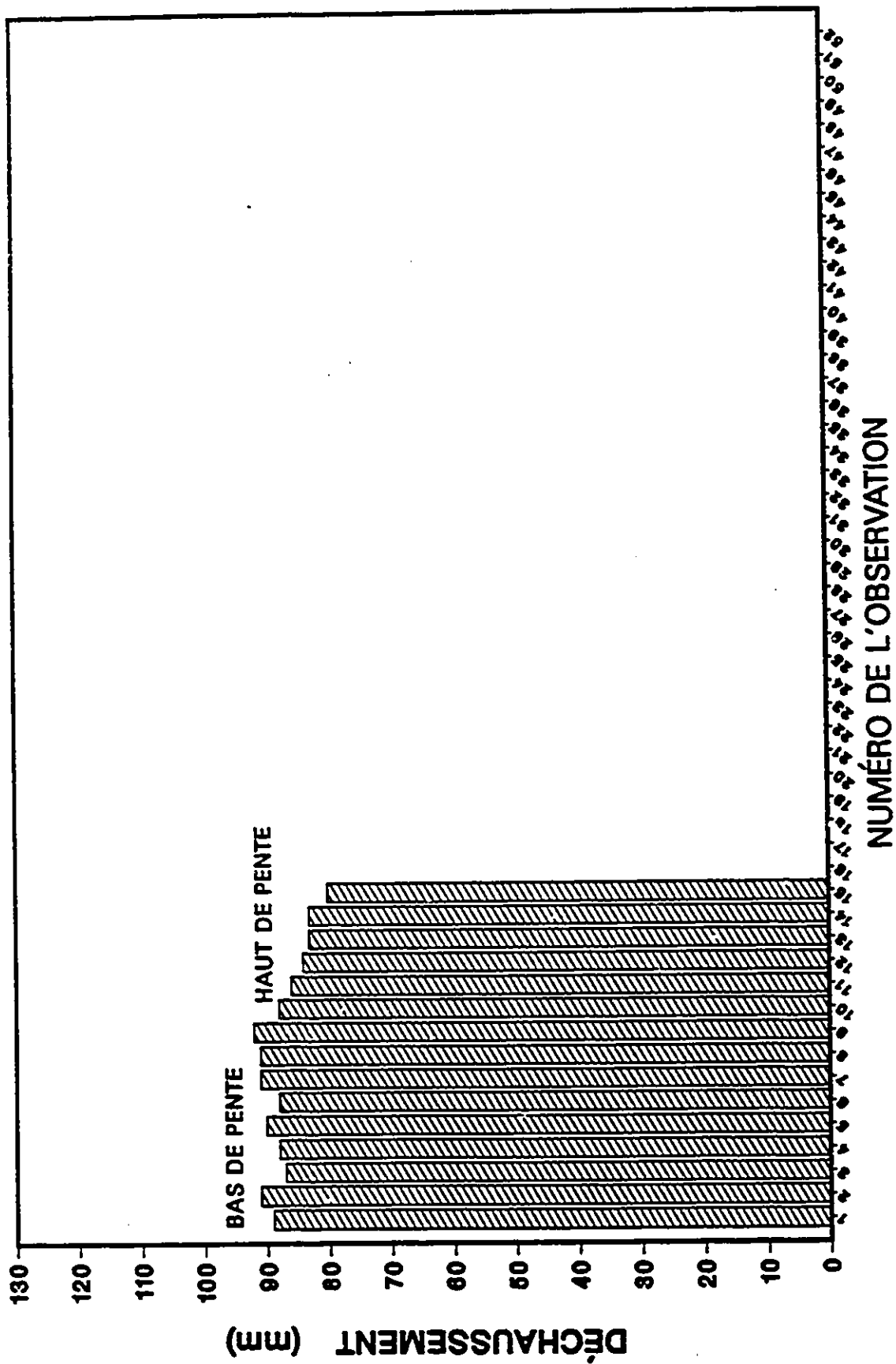
# NODULE 30



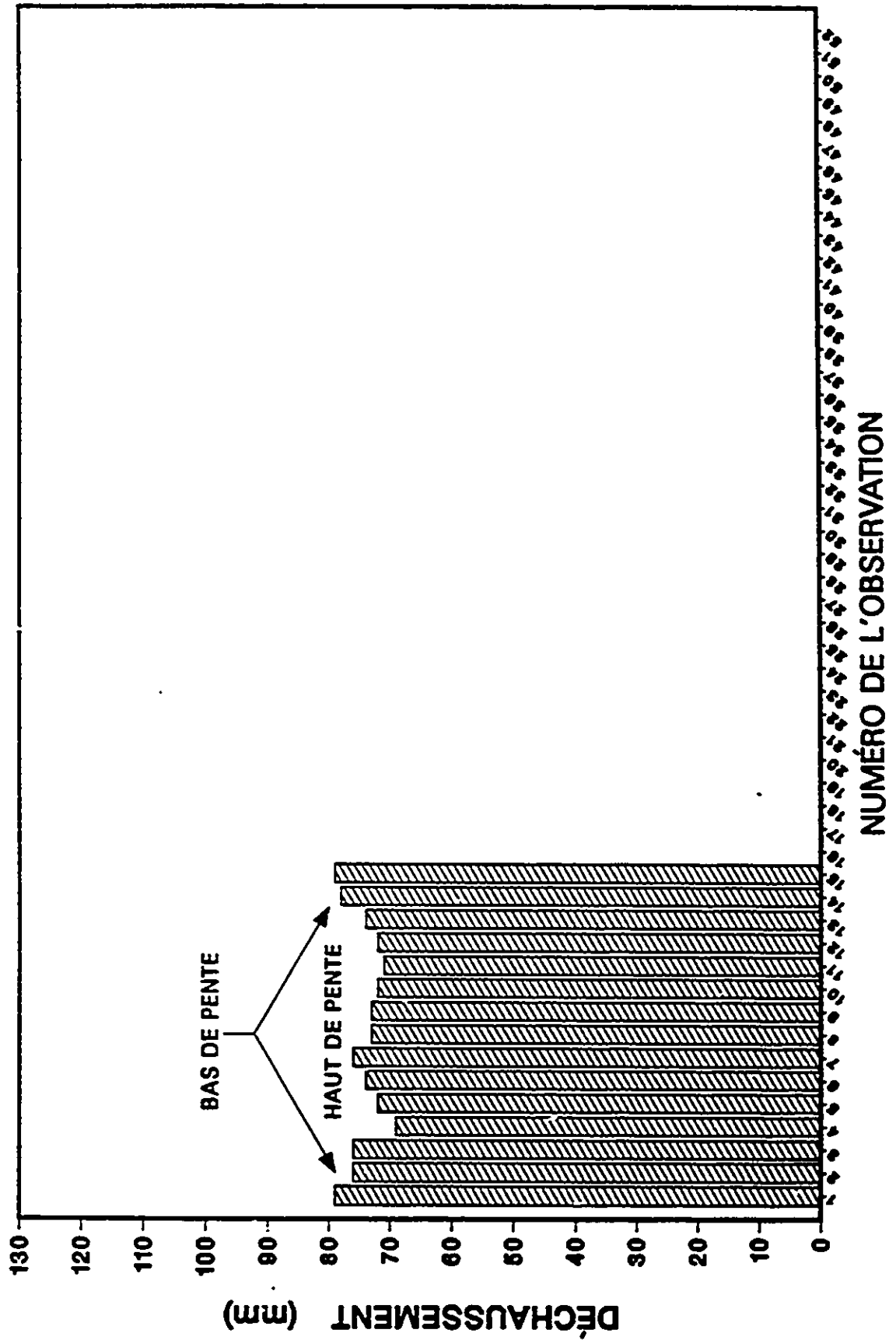
# NODULE 31



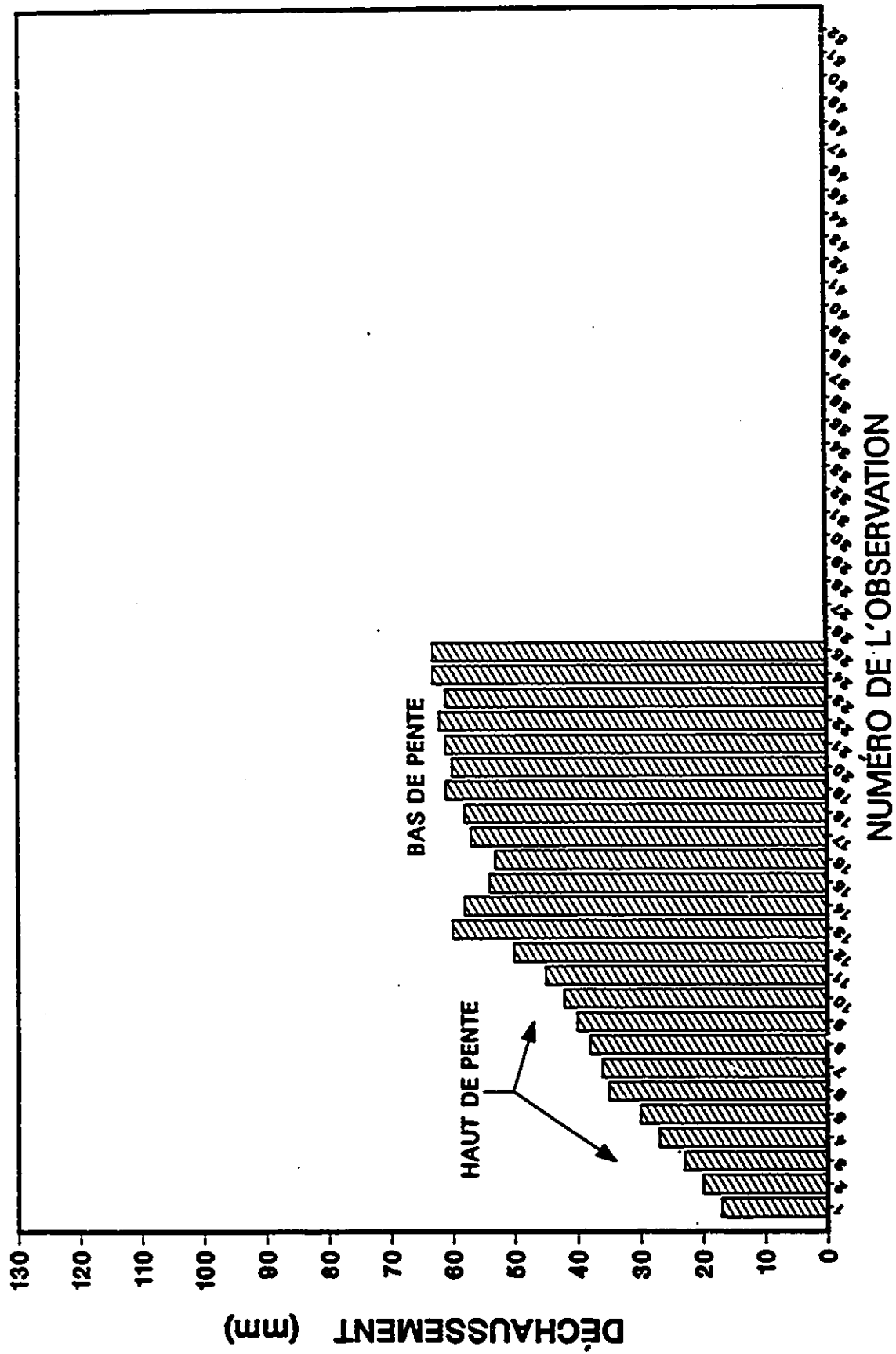
# NODULE 32



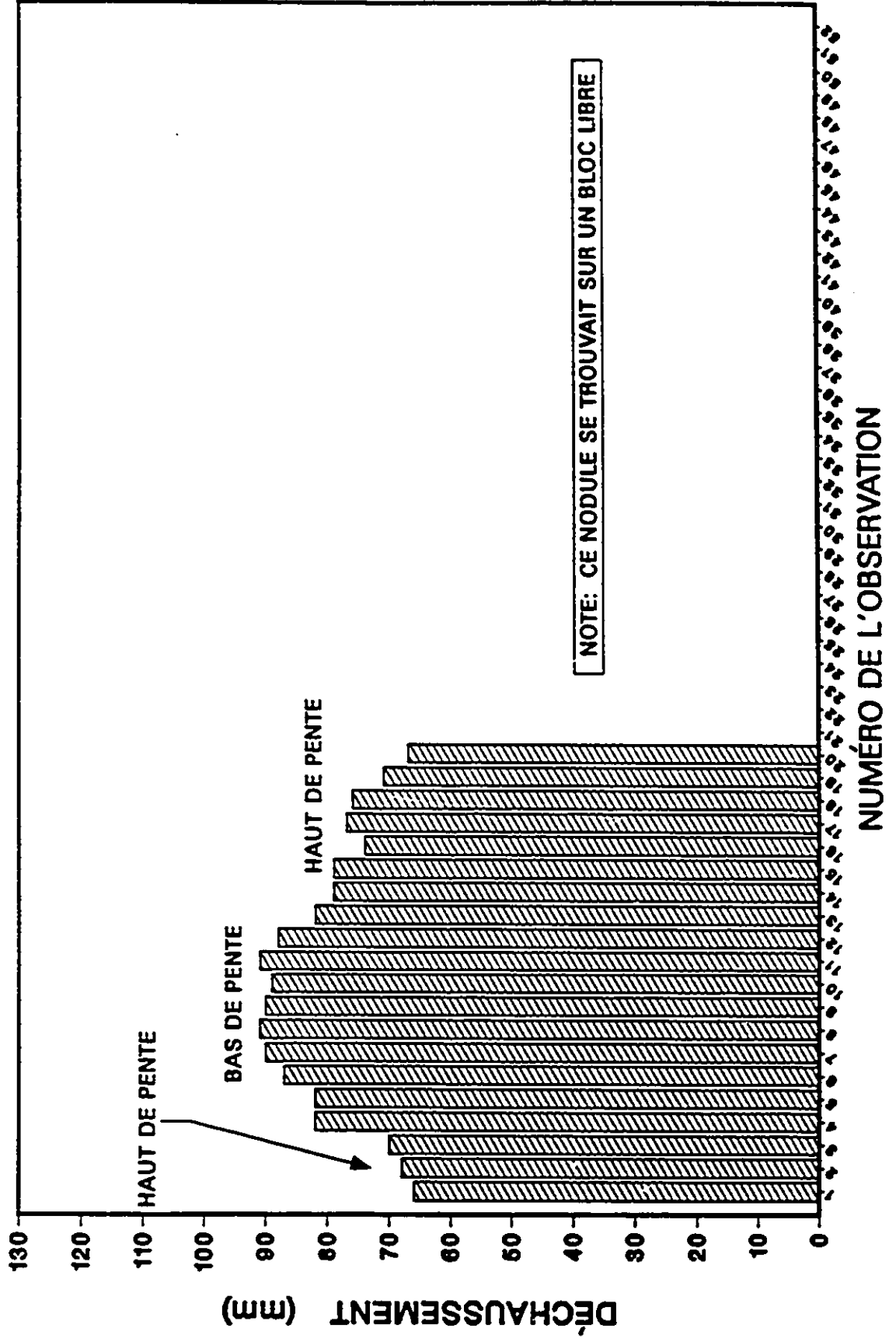
# NODULE 33



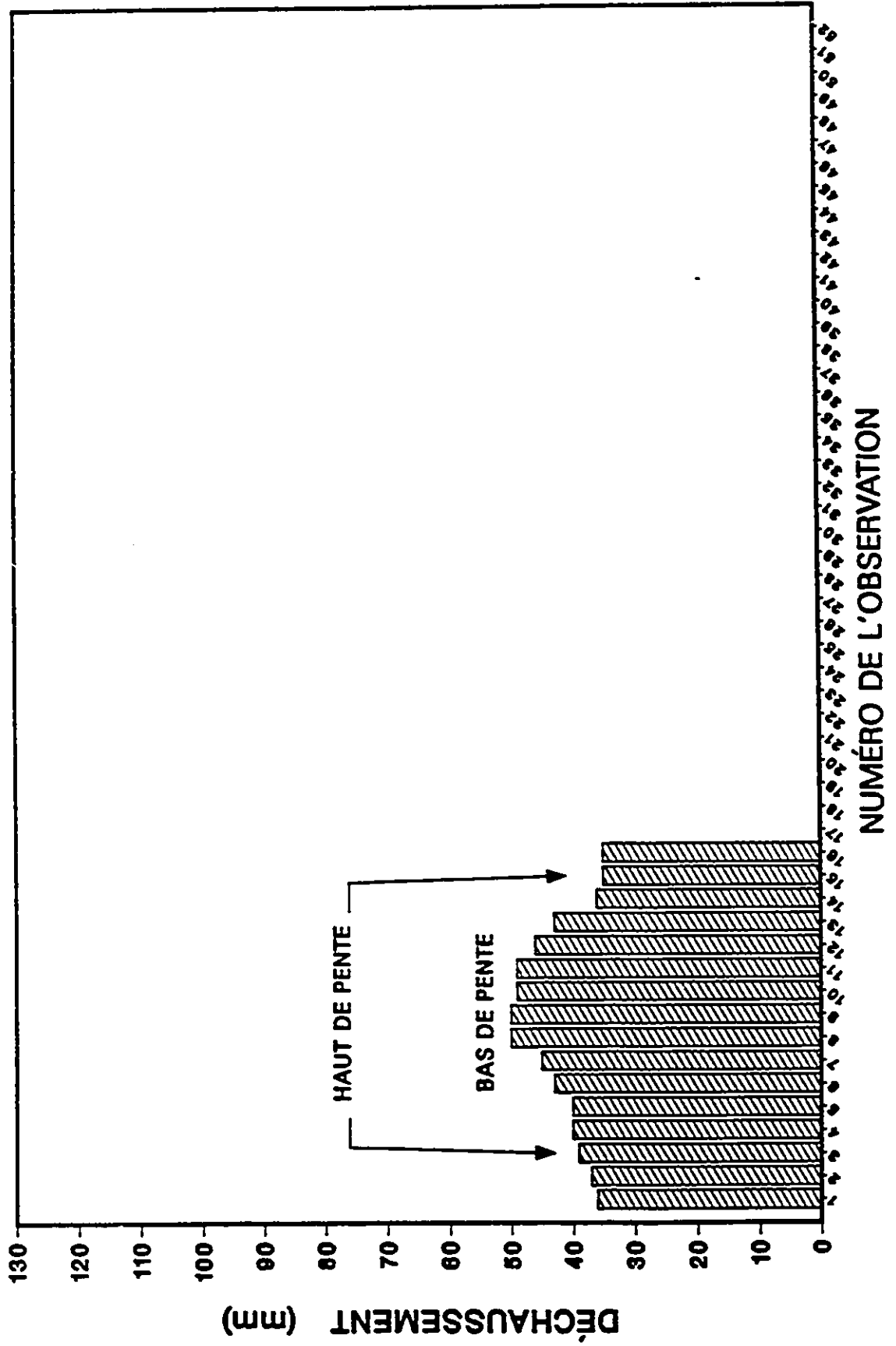
# NODULE 34



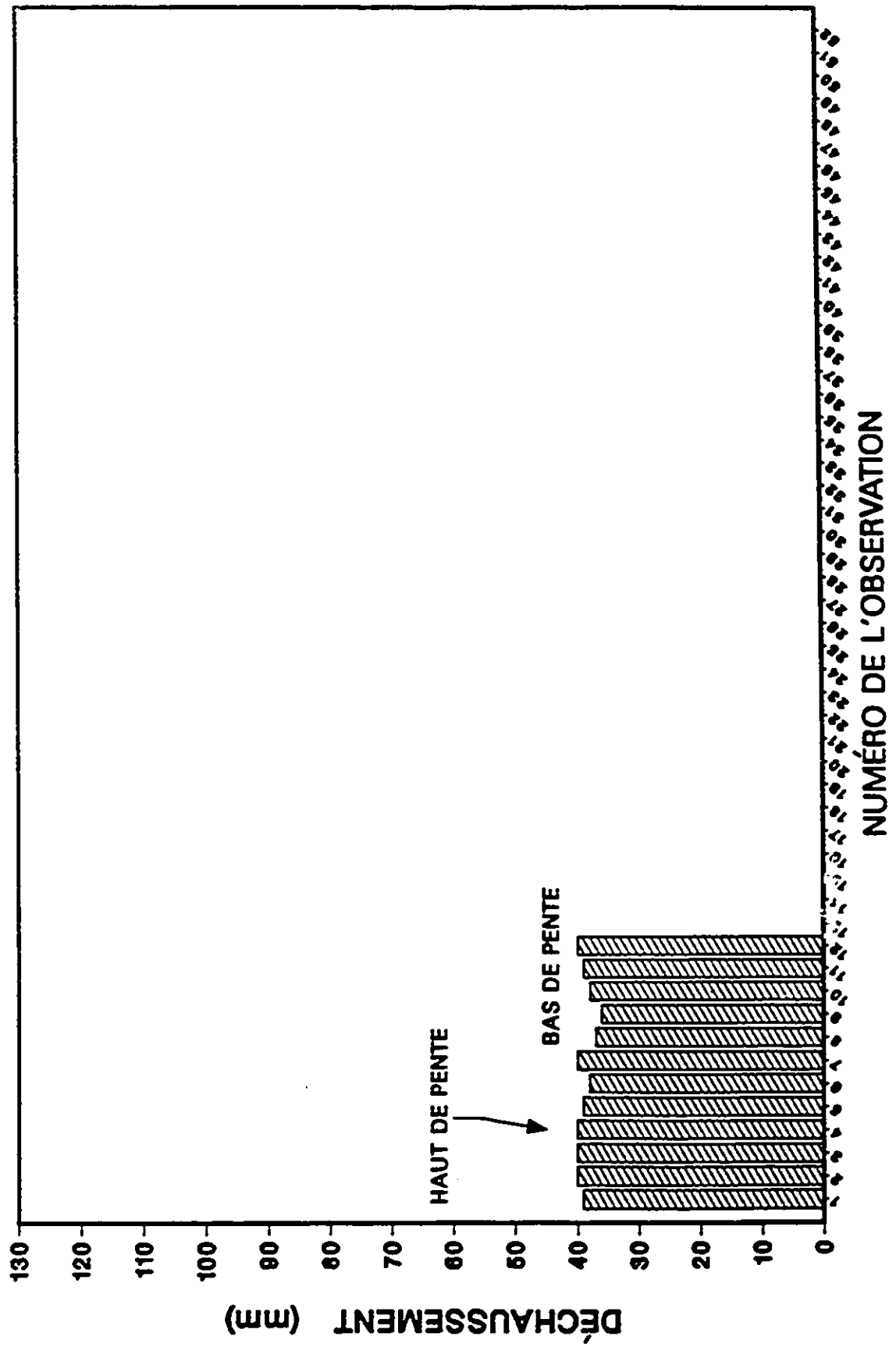
# NODULE 35



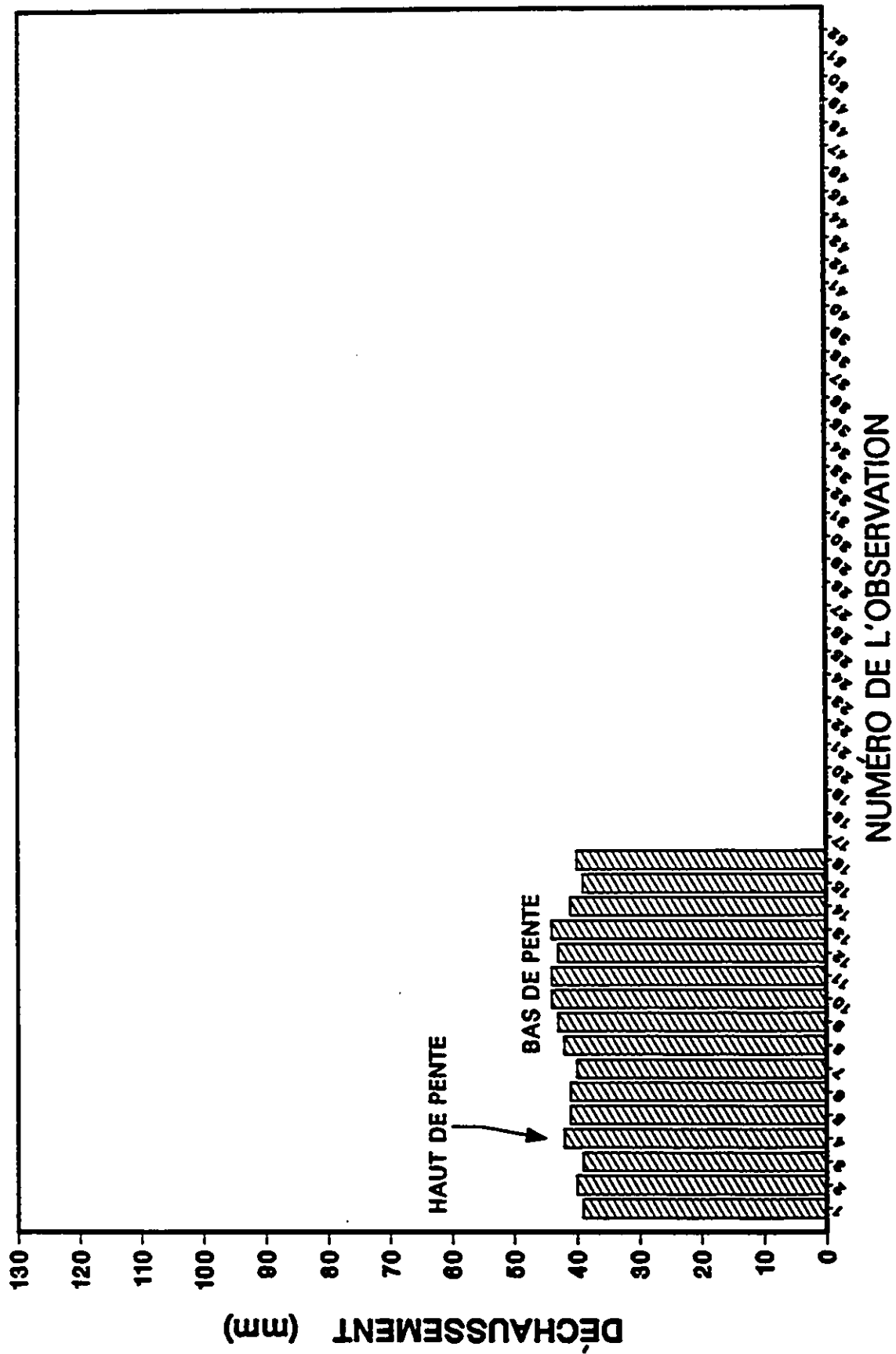
# NODULE 36



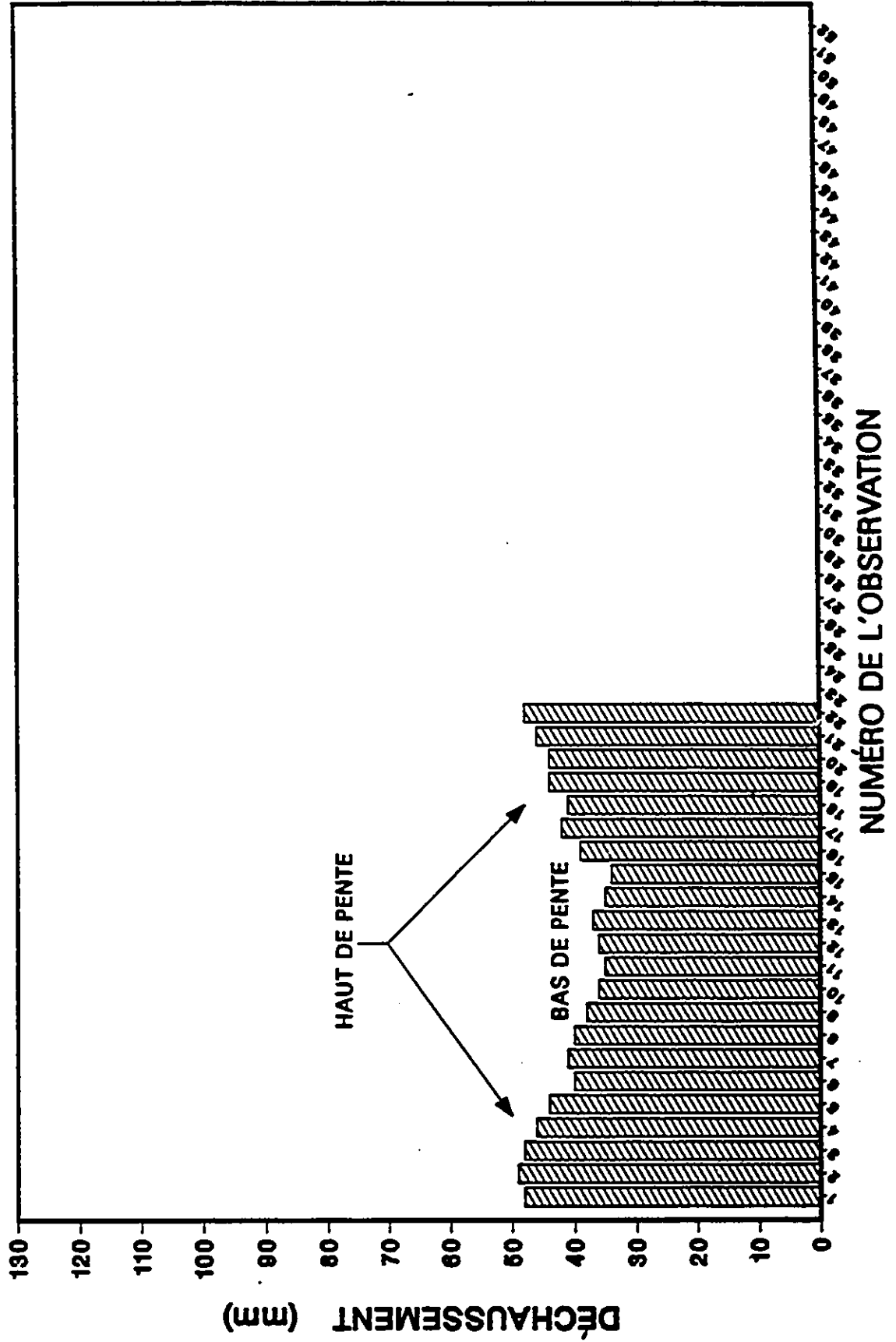
# NODULE 37



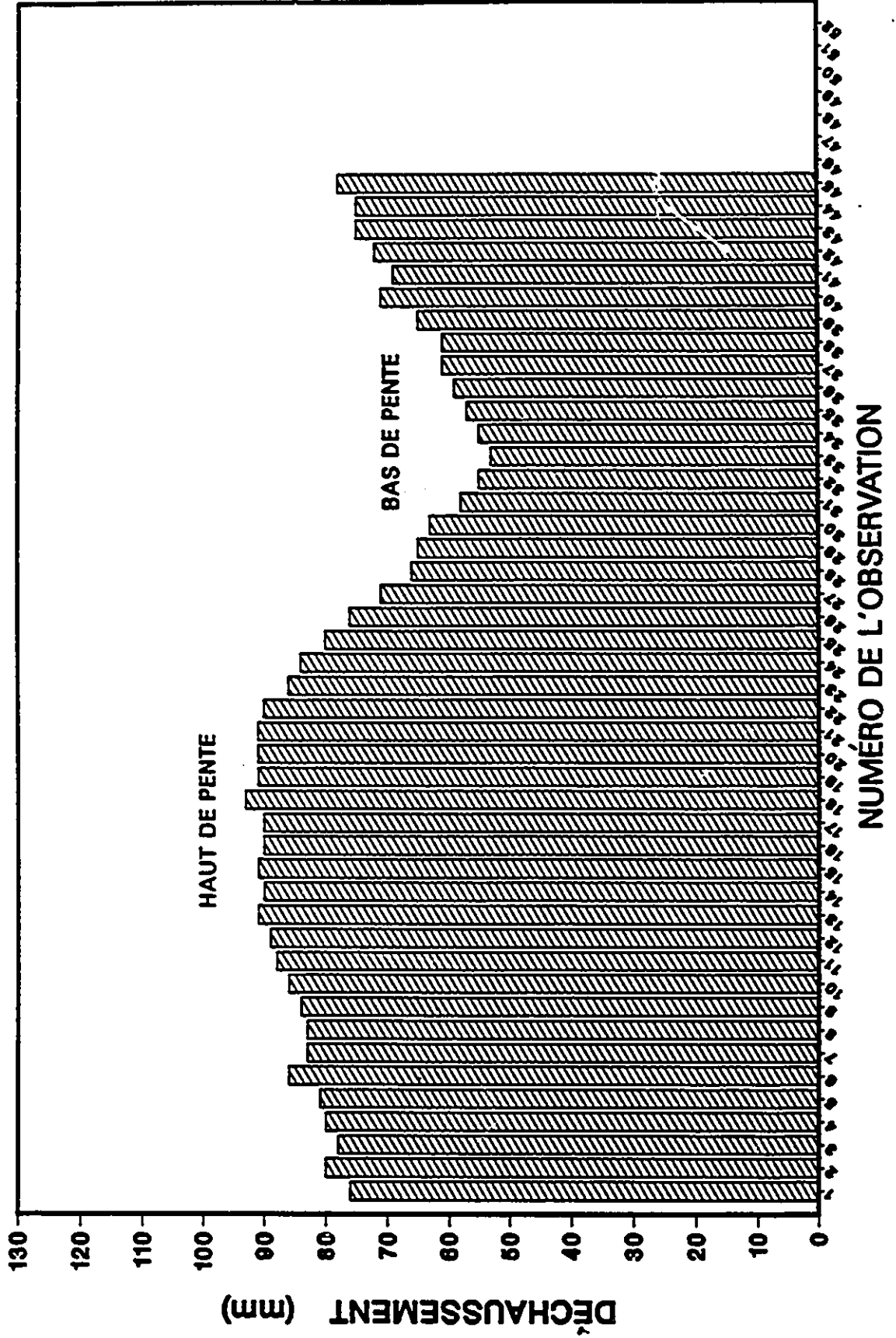
# NODULE 38



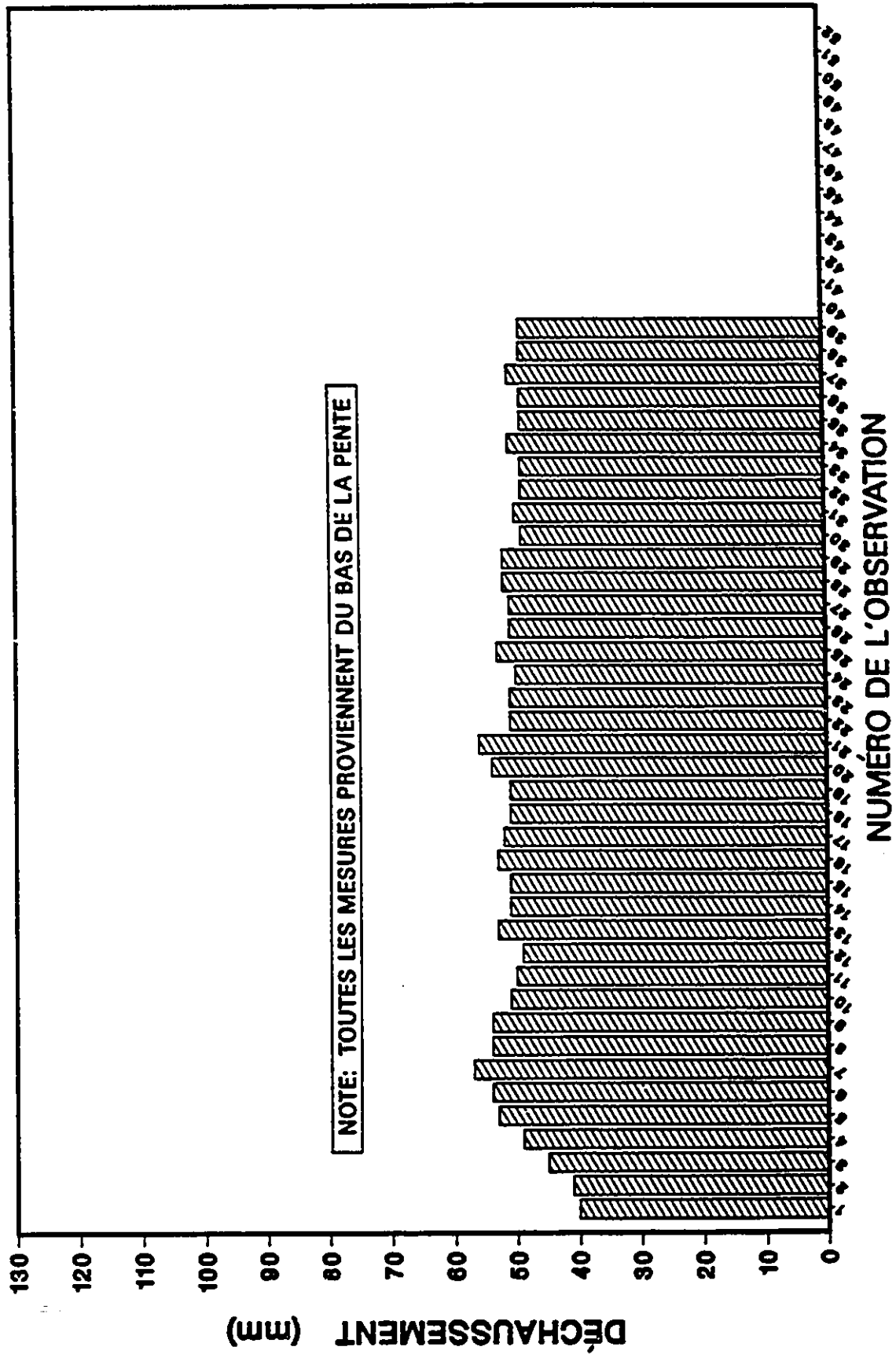
# NODULE 39



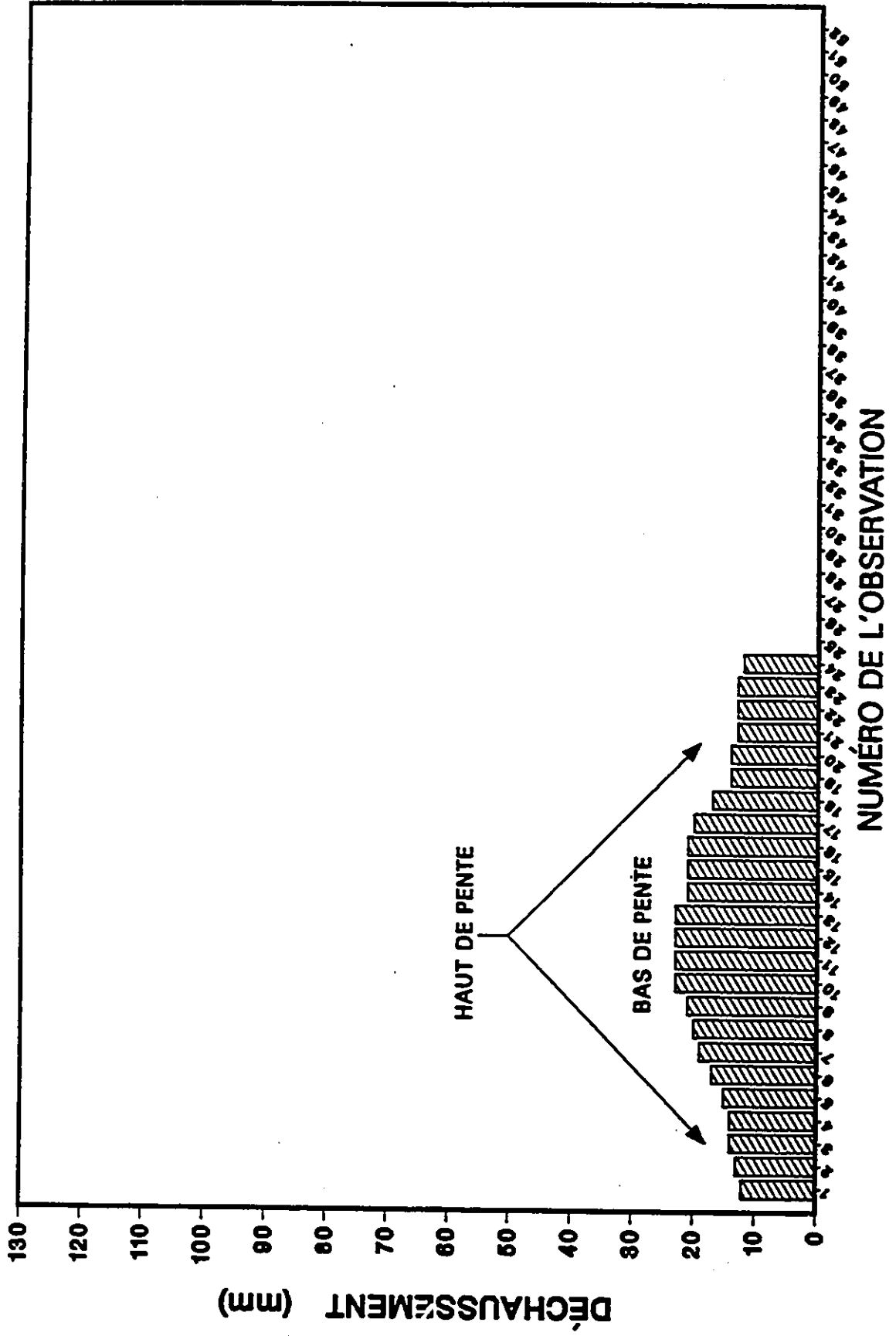
# NODULE 40



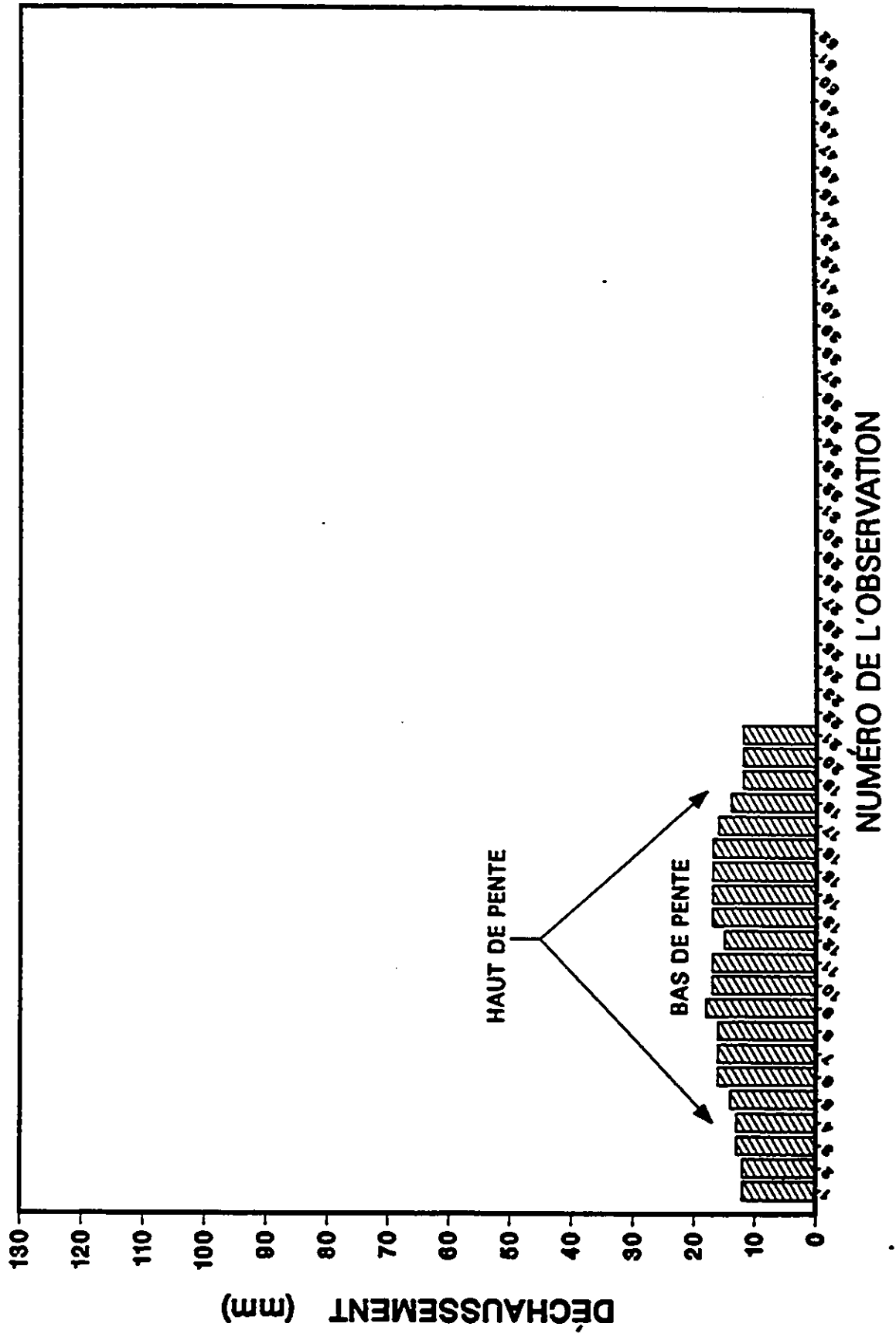
# NODULE 41



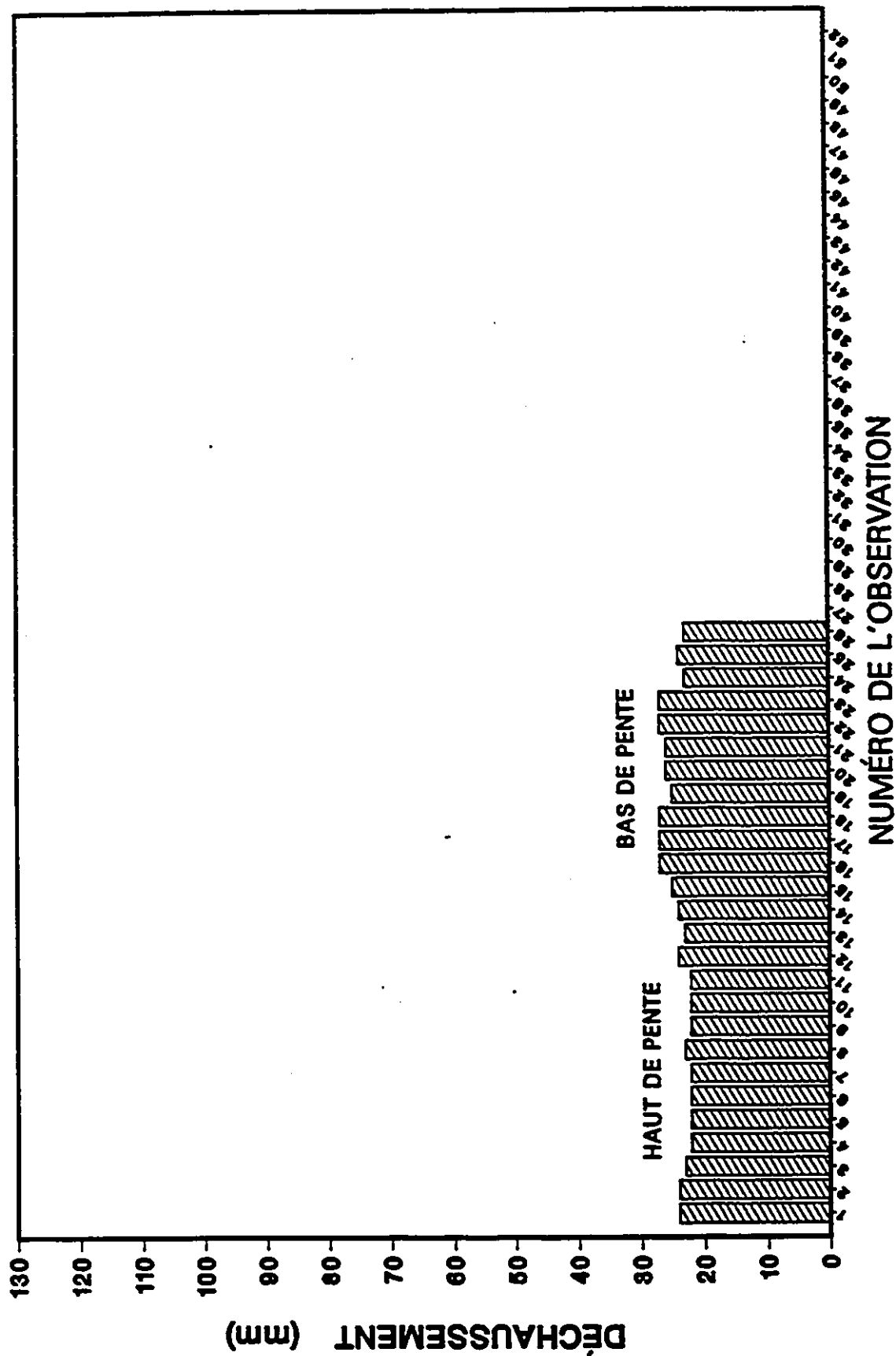
# NODULE 42



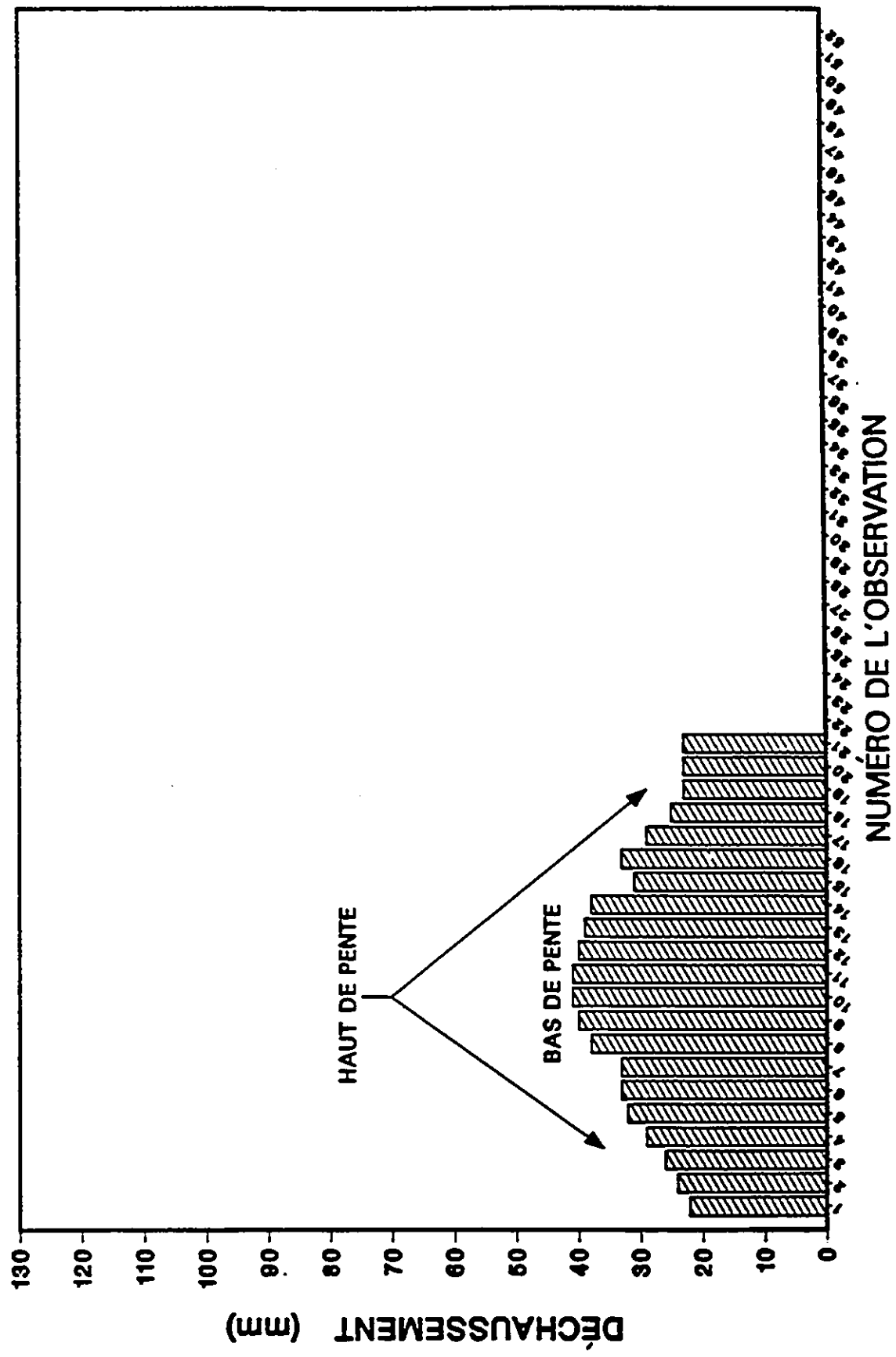
# NODULE 43



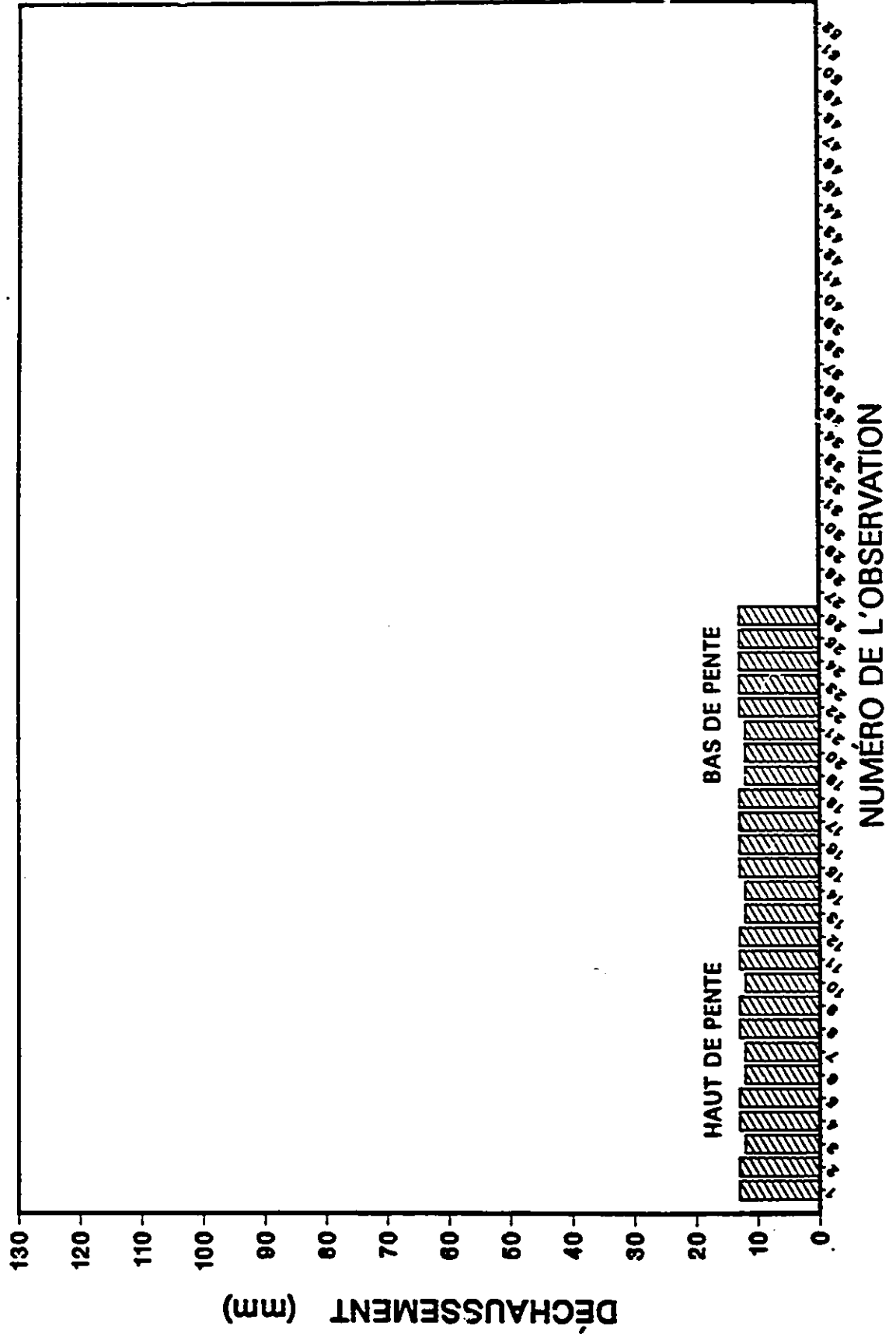
# NODULE 44



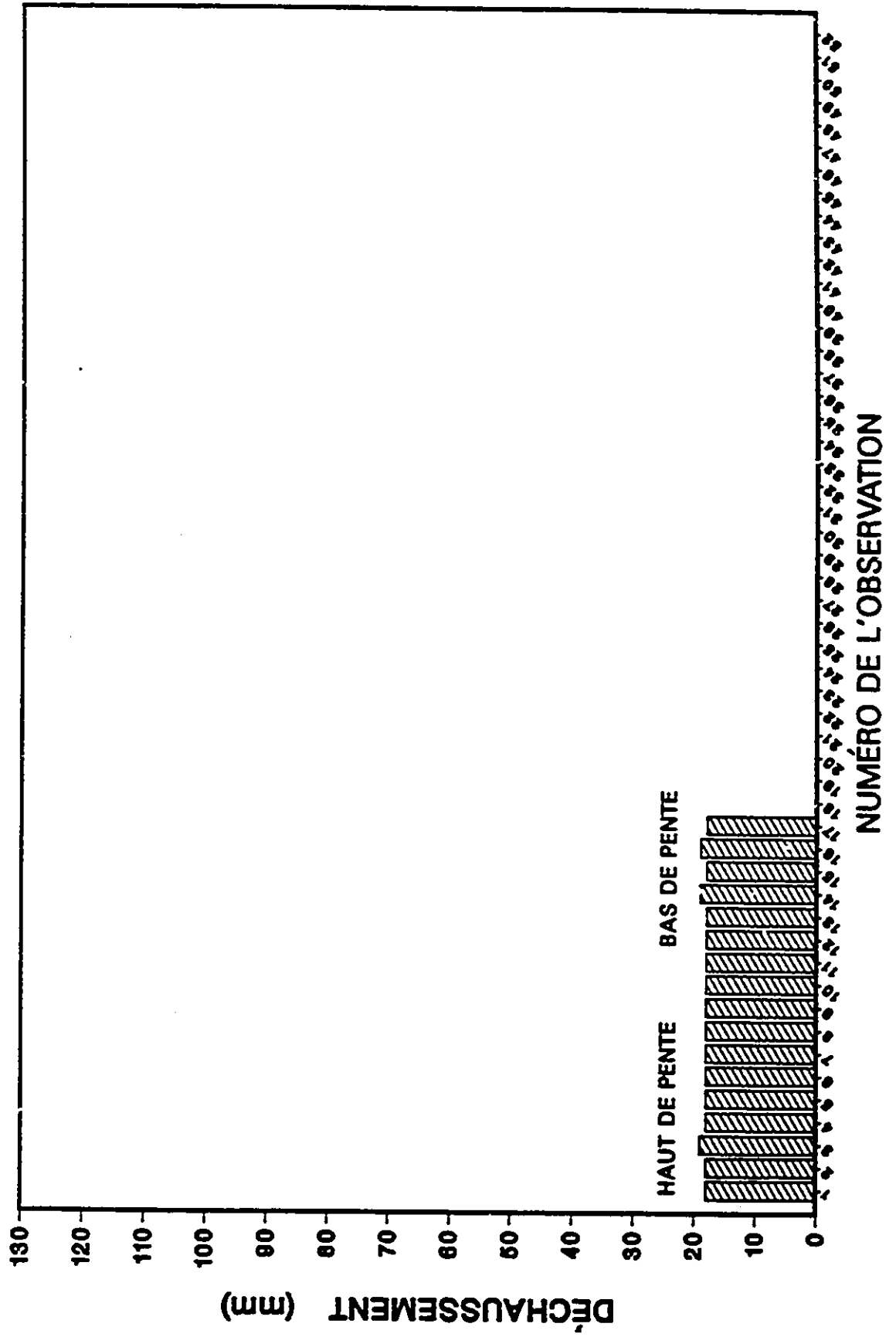
# NODULE 45



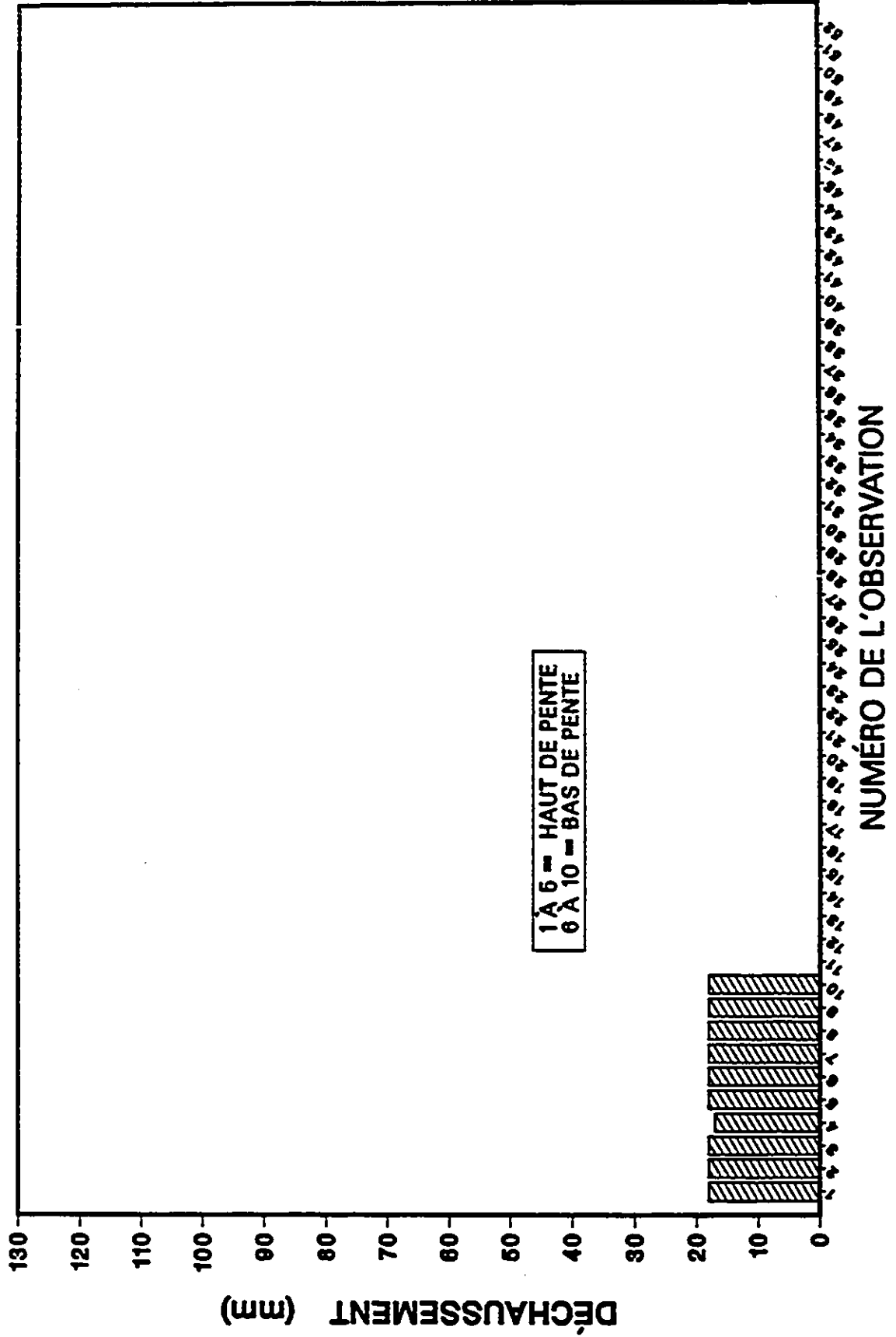
# NODULE 46



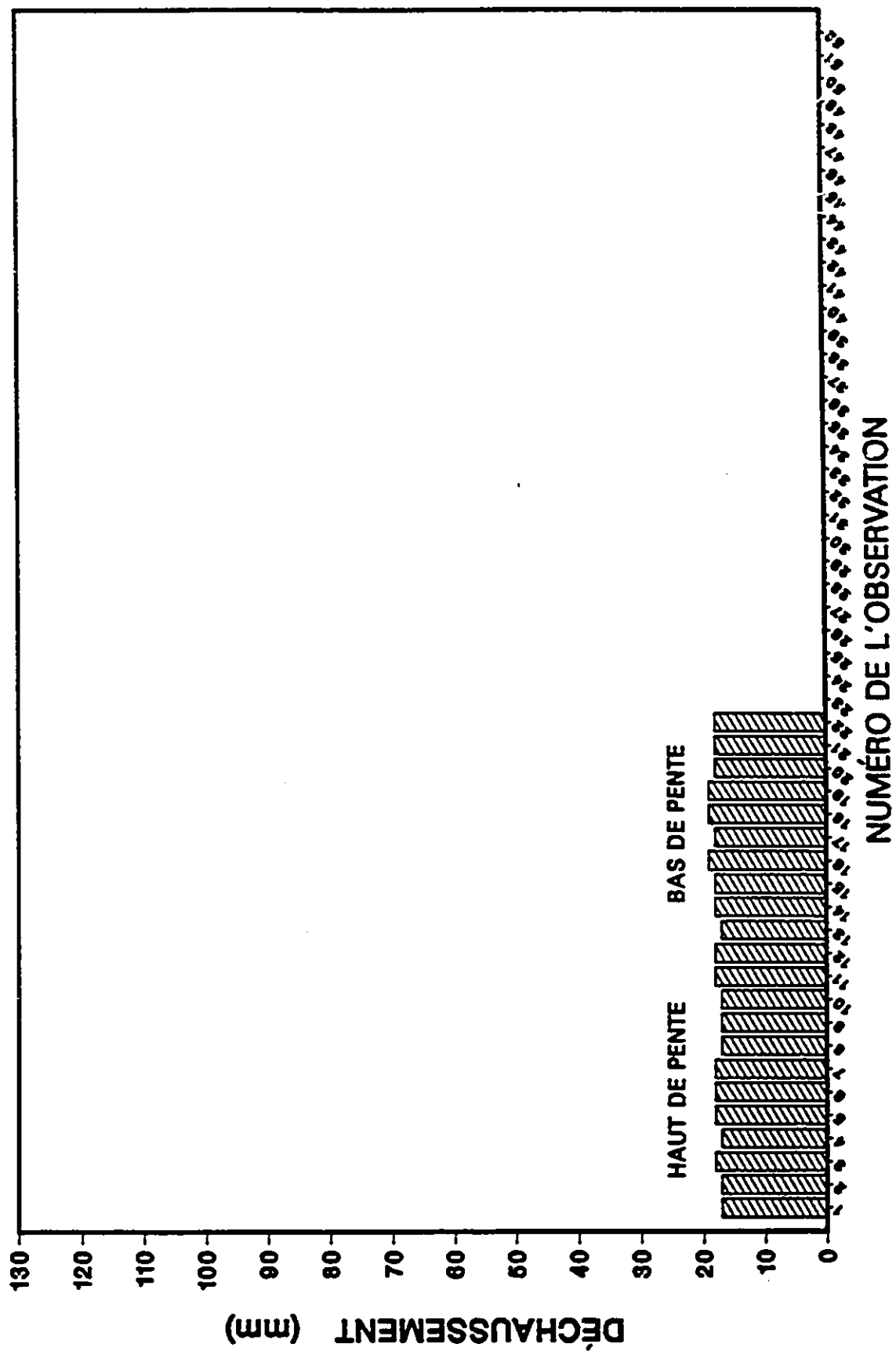
# NODULE 47



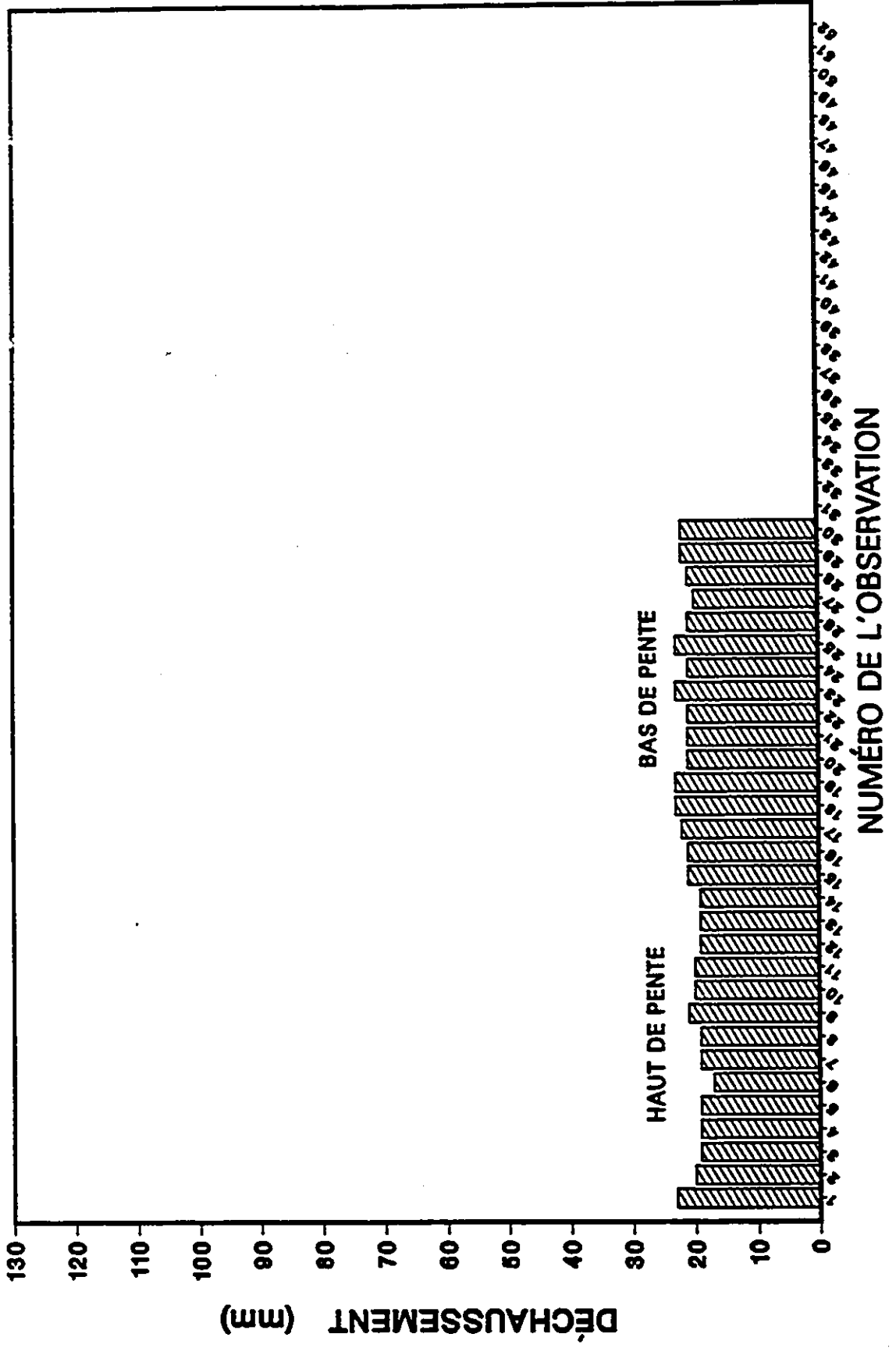
# NODULE 48



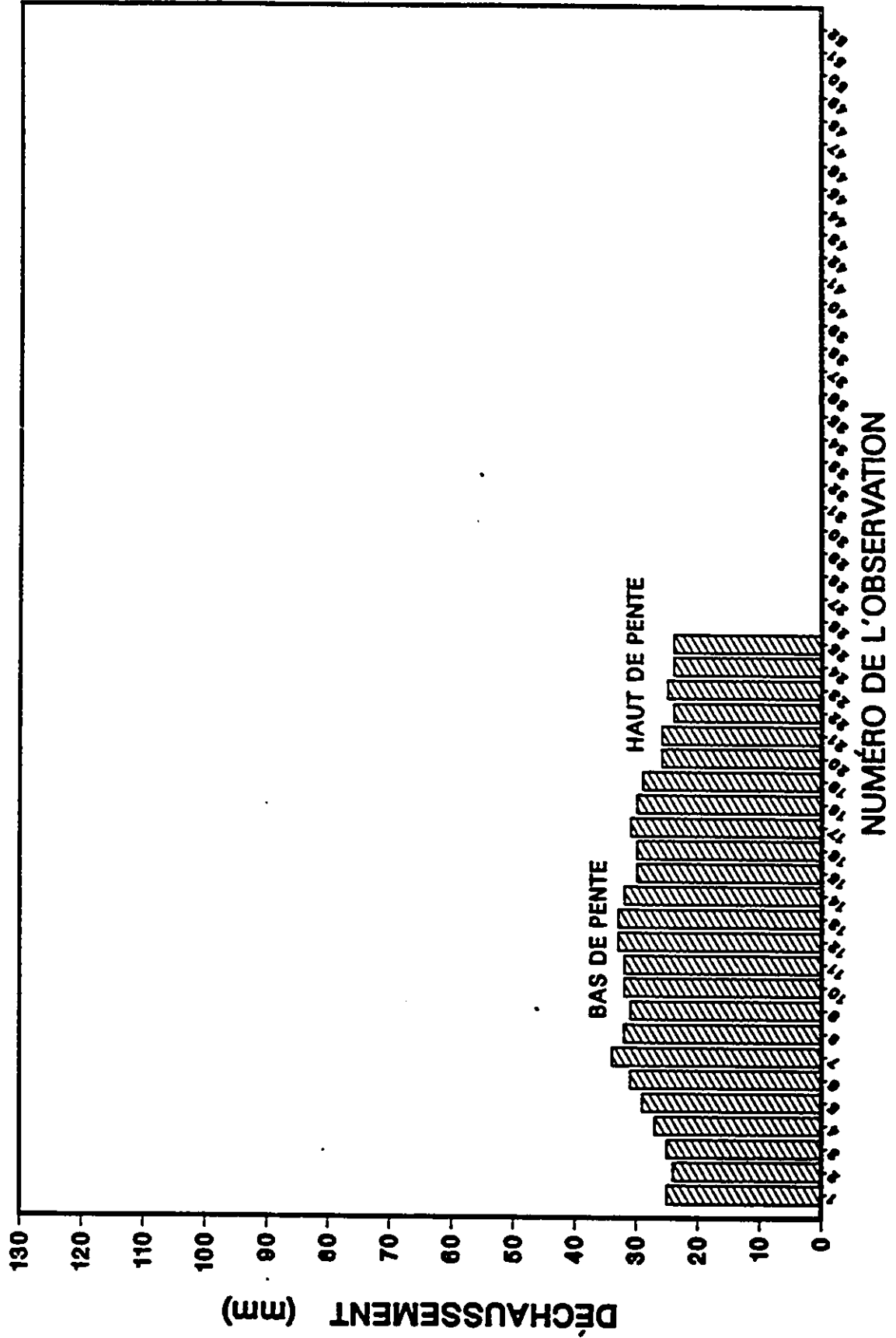
# NODULE 49



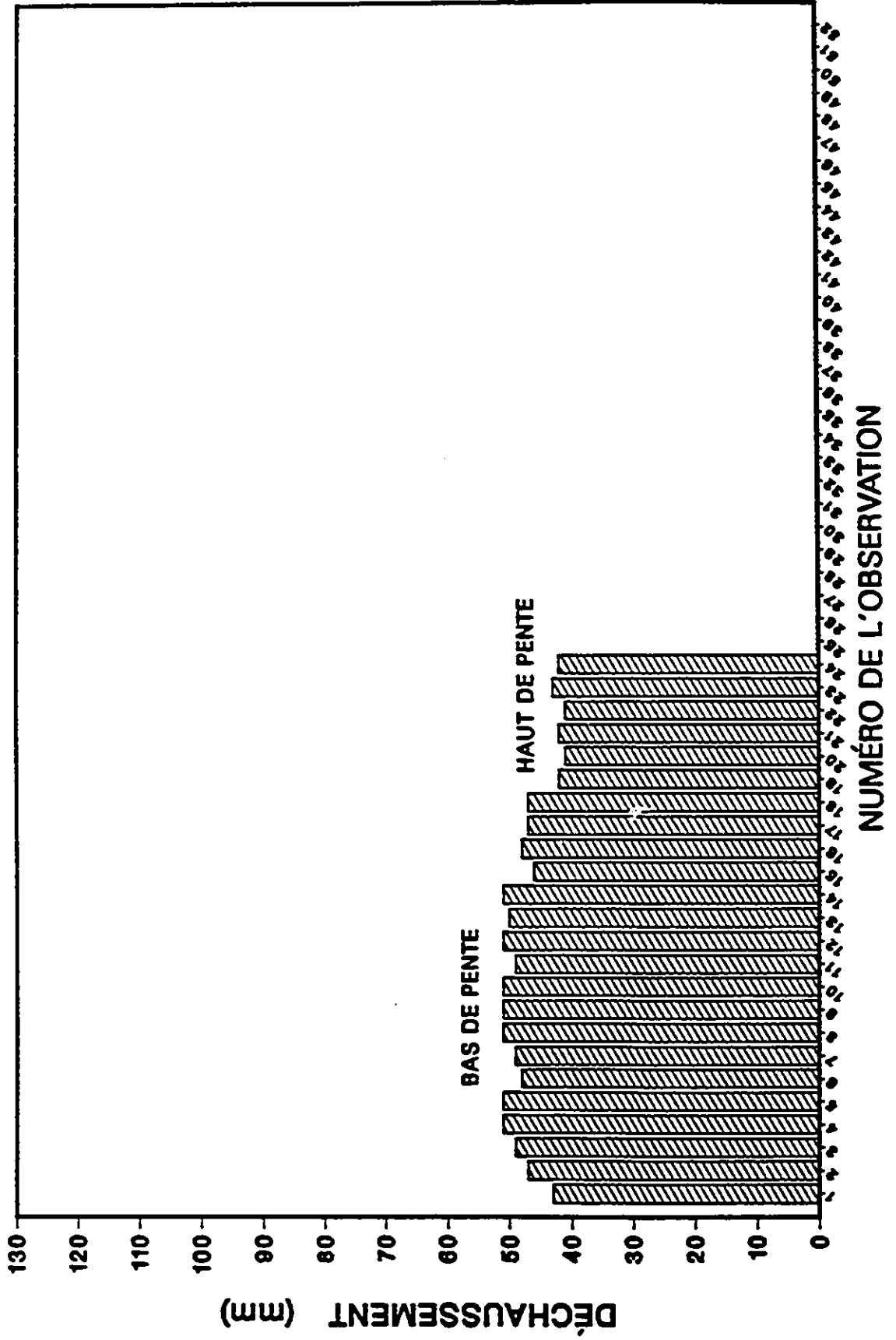
# NODULE 50



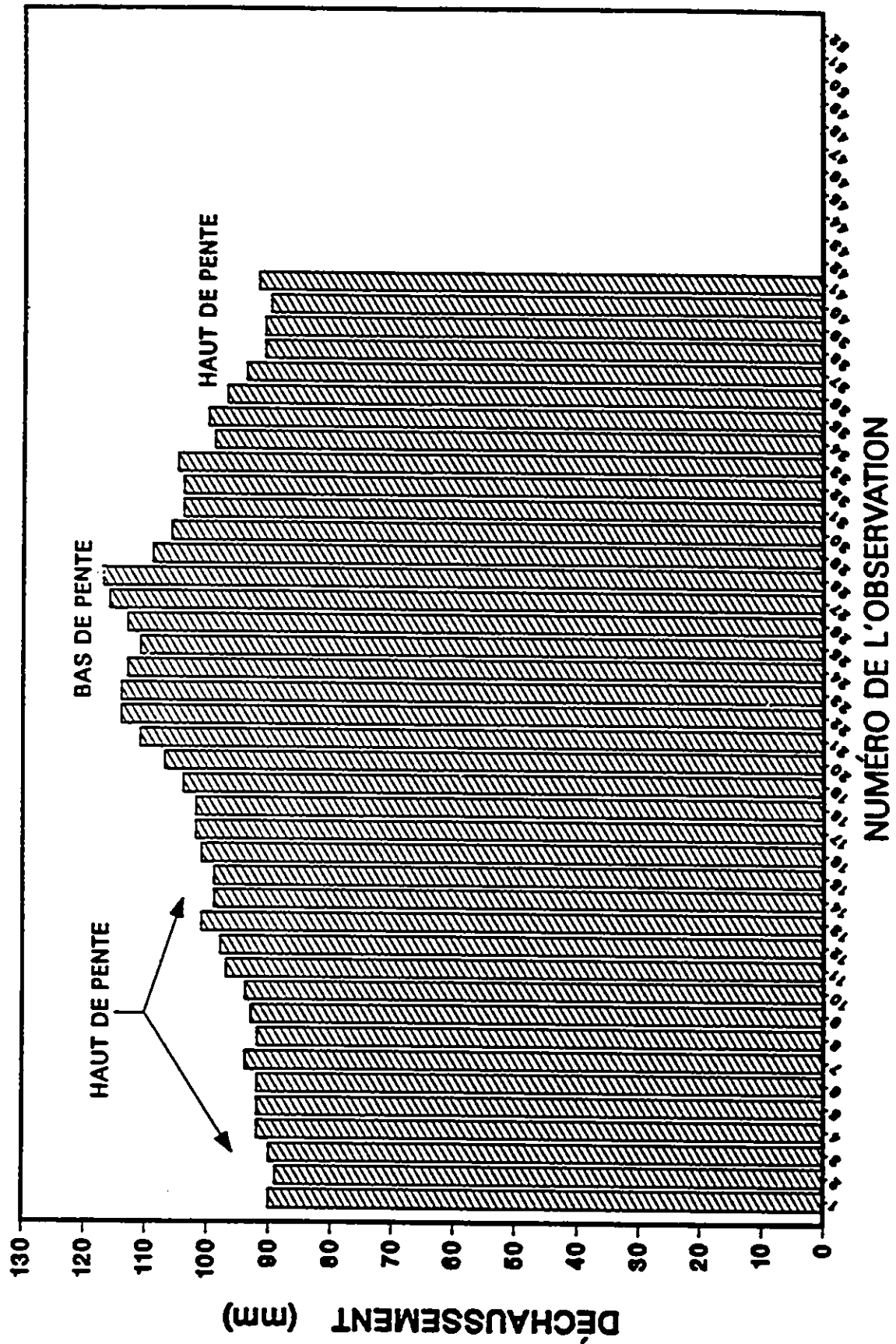
# NODULE 51



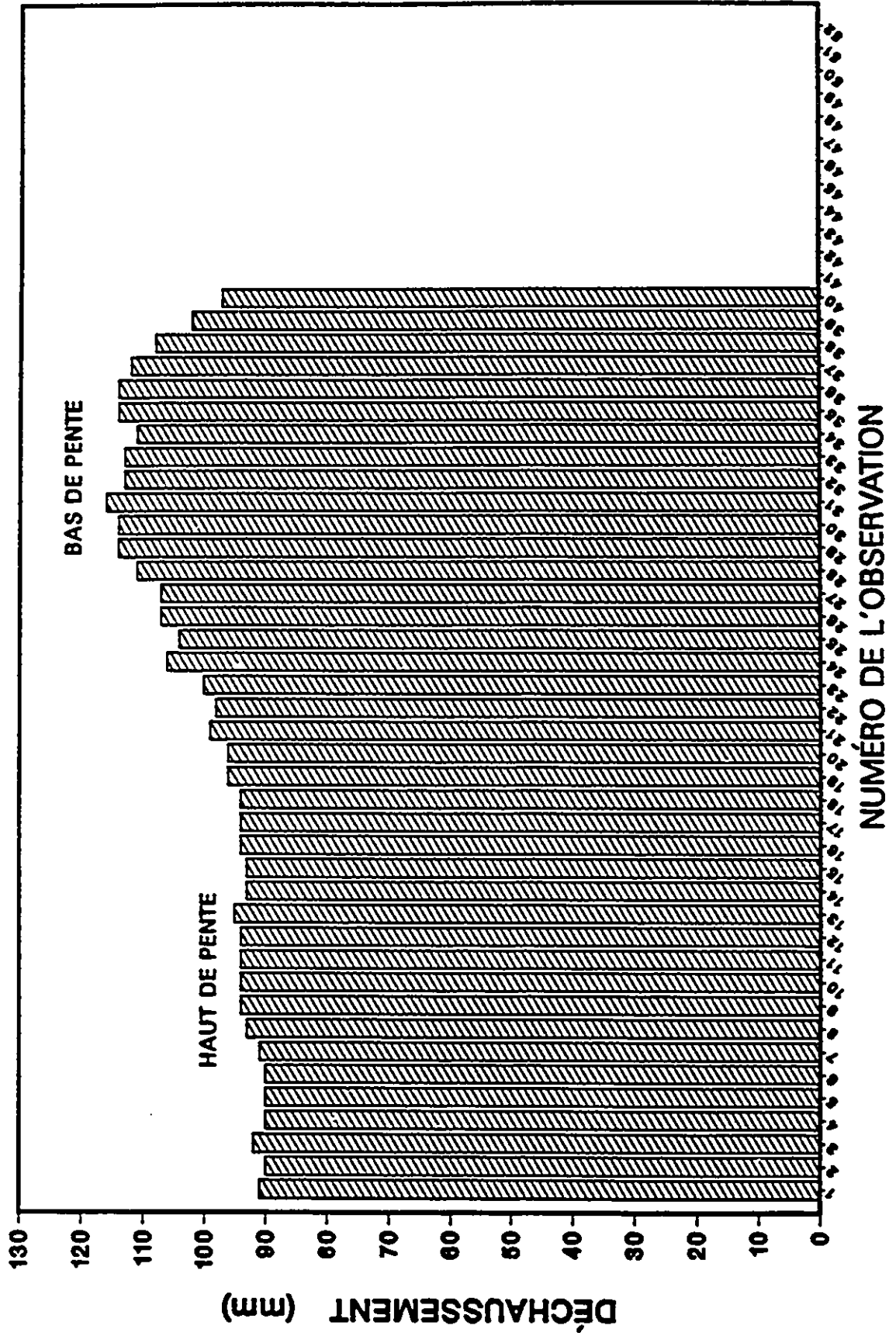
# NODULE 52



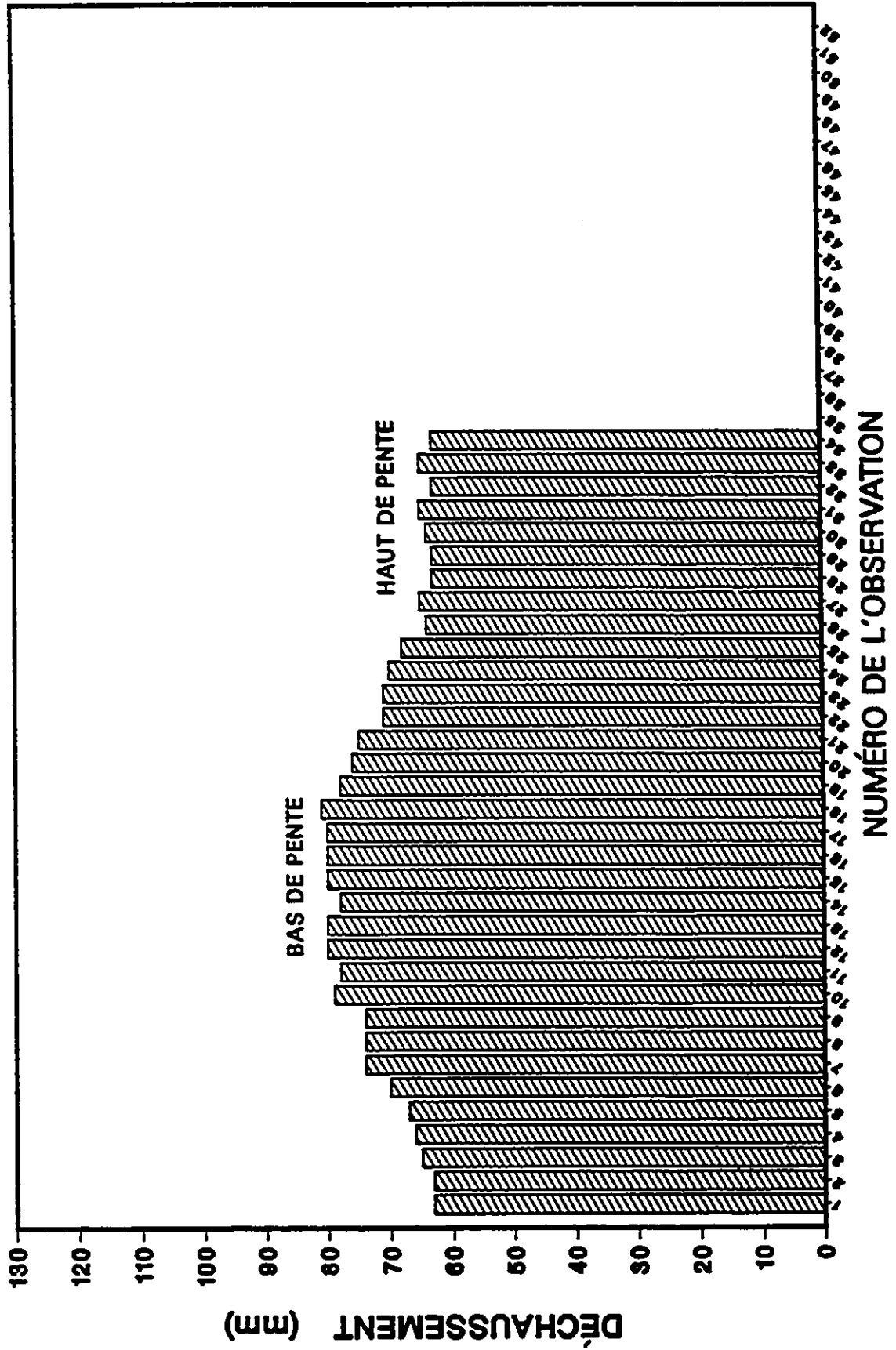
# NODULE 53



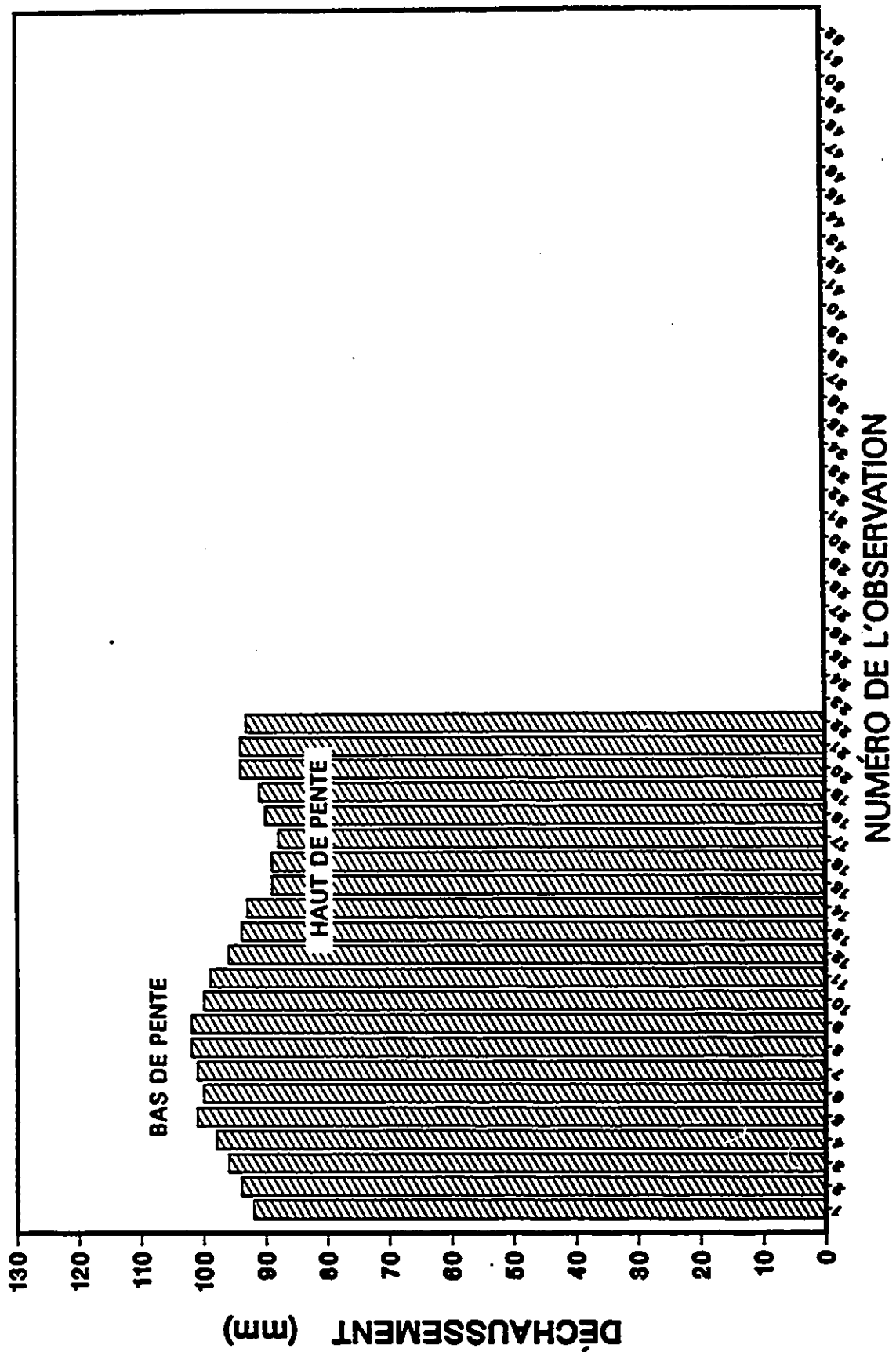
# NODULE 54



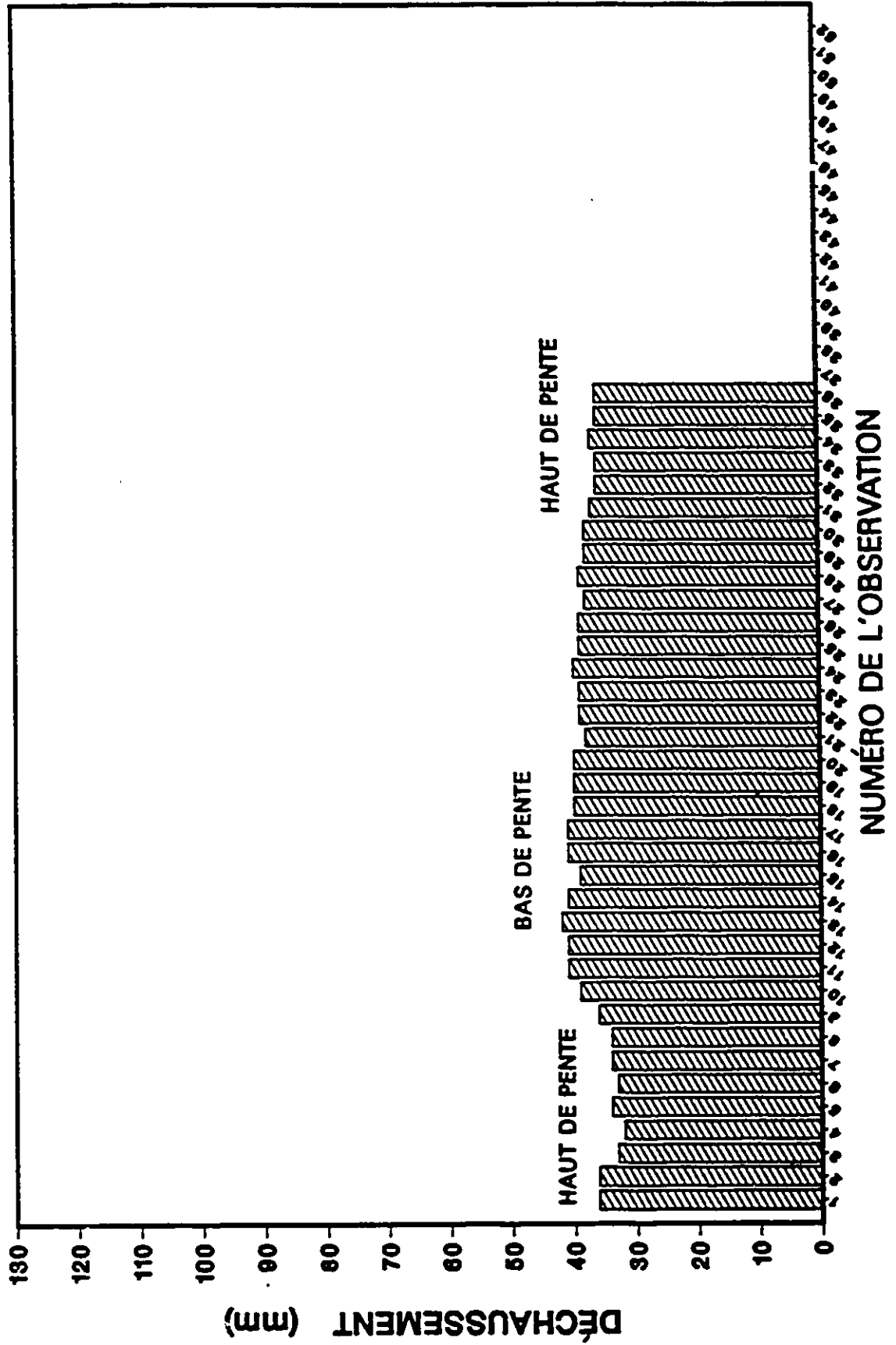
# NODULE 55



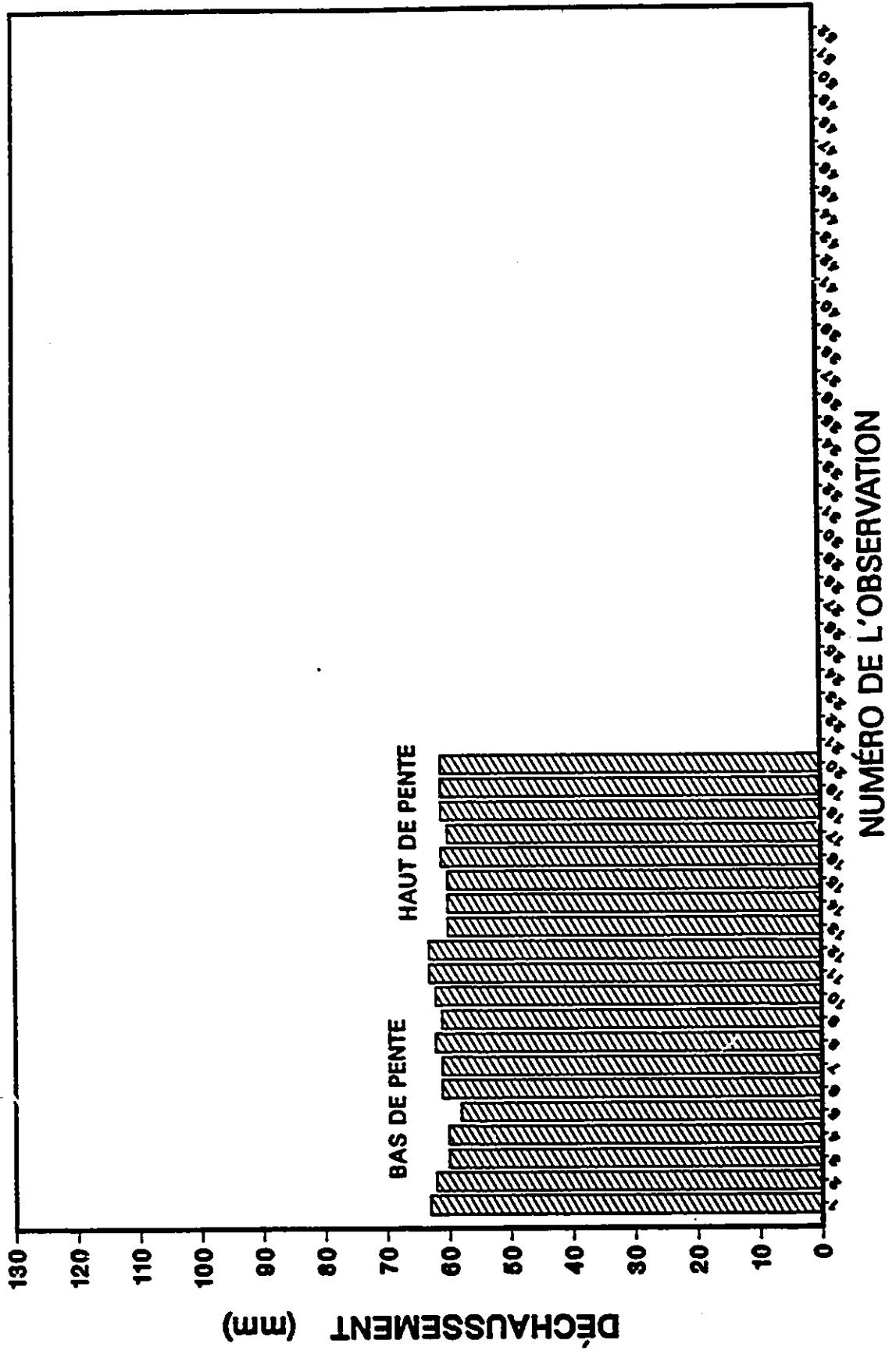
# NODULE 56



# NODULE 57



# NODULE 58



*"Là où il y a une volonté, il y a un chemin."* Hudson