

50376  
1984  
30

COMPORTEMENT ET RECHARGE  
DE LA PARTIE LIBRE DE LA  
NAPPE DE HERETAUNGA PLAINS  
(Hawke's Bay, Nouvelle Zélande)



LA  
NUOVA  
ZELANDA

DELINEATA SULLE OSSERVAZIONI

DEL  
CAPITAN COOK

ROMA

presso la Calceografia

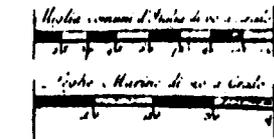
1770.



Charles F. Johnson

Charles F. Johnson

BU  
LILLE



1770

Charles F. Johnson

1770

50376  
1984  
30

50376  
1984  
LILLE  
N° d'ordre 113730

**THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE DES  
SCIENCES ET DES TECHNIQUES DE LILLE**

**pour obtenir le titre de  
docteur de troisième cycle  
en géologie appliquée (HYDROGEOLOGIE)**

**PAR Vincent Meens**

**COMPORTEMENT ET RECHARGE  
DE LA PARTIE LIBRE DE LA  
NAPPE DE HERETAUNGA PLAINS  
(Hawke's Bay, Nouvelle Zélande)**

**SOUTENUE LE 20 JANVIER 1984 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN:**

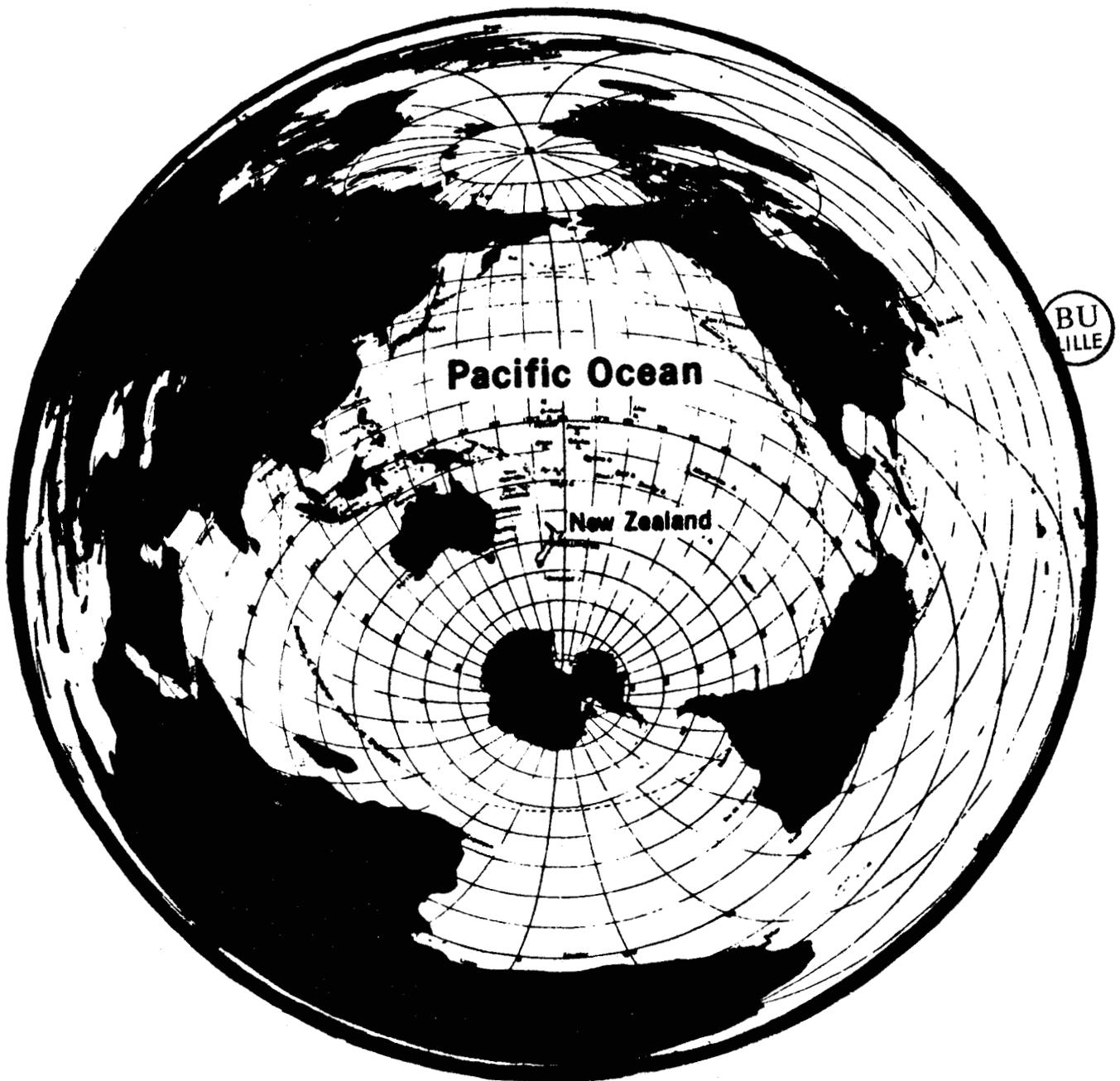
<b>MM.</b>	<b>M WATERLOT</b>	président
	<b>P W WILLIAMS</b>	} rapporteurs
	<b>N CRAMPON</b>	
	<b>J MANIA</b>	} examinateurs
	<b>J LEPLAT</b>	



Travail réalisé dans le cadre des Echanges Culturels Franco -  
Néo-Zélandais au Département de Géographie de l'Université  
d'Auckland (Nouvelle Zélande) avec l'aide de la DGRST.



à ma mère



## AVANT-PROPOS

Avant de débiter la lecture de ce mémoire, je tiens à remercier les nombreuses personnes sans l'aide de qui ce travail n'aurait pu être mené à bien et les membres du jury pour l'intérêt porté à cette étude.

Monsieur le Professeur J. PAQUET de l'Université de Lille qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a permis d'entreprendre cette étude.

Monsieur le Professeur N. CRAMPON de l'Université de Lille qui a supervisé la rédaction de ce mémoire en sachant me conseiller le plus justement possible, je lui exprime ma sincère reconnaissance.

Monsieur le Professeur P. W. WILLIAMS de l'Université d'Auckland, il a accepté de définir et de guider les grands traits de ce travail et a également, par sa gentillesse, contribué beaucoup à mon installation en Nouvelle Zélande; je le remercie vivement.

Monsieur le Professeur M. WATERLOT de l'Université de Lille, son dynamisme et sa compétence dans le domaine des échanges internationaux ont été le principal catalyseur de cette thèse aux antipodes; qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude.

Monsieur le Professeur J. MANIA de l'Université de Besançon a bien voulu lire et critiquer le manuscrit tout au long de son écriture; ses conseils ont été d'une grande utilité, je le remercie vivement.

Je tiens également à rendre hommage à son Excellence Monsieur l'Ambassadeur de Nouvelle Zélande en France ainsi qu'au personnel de l'Ambassade qui ont su faciliter les différentes démarches administratives relatives à mon séjour à Auckland en ayant permis de le rendre le plus profitable. J'adresse une mention toute particulière à Madame D. WILDERSPIN, Première Secrétaire d'Ambassade, dont les renseignements sur la vie en Nouvelle Zélande m'ont été des plus précieux.

Il me faut également souligner l'effort conjugué de l'Ambassade de France à Wellington par l'intermédiaire de son Excellence Monsieur l'Ambassadeur ainsi que Monsieur M. CARBONATTO, attaché culturel, qu'ils trouvent ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

J'adresse mes plus vifs remerciements au personnel de l'agence de bassin de Hawke's Bay (Hawke's Bay Catchment Board), ils ont pu, tout au long de ce travail, me fournir les conseils et les renseignements dont j'avais besoin; il me faut tout particulièrement citer Monsieur P. K. SIMONS, directeur de l'agence, et Messieurs K. SMITH, B. G. BARNETT et R. J. McIntyre

De précieux conseils m'ont également été prodigués par Monsieur H. R. THORPE du Ministère du Travail à Christchurch (Ministry of Works and Development), je le remercie beaucoup.

Cet avant-propos serait incomplet sans citer le personnel du Département de Géographie de l'Université d'Auckland et tout particulièrement David HAWKE dont les compétences dans le domaine de l'automobile m'ont été aussi précieuses que celles dans l'informatique, les secrétaires: Margaret JACOBSON et Lynne CUNNINGHAM qui ont bien voulu sacrifier parfois la langue de Shakespeare à celle de Molière.

Je tiens également à remercier, pour avoir accepté de faire parti de mon jury, Monsieur J. LEPLAT ingénieur au BRGM de Lille.

Enfin je remercie de leur soutien toujours constant mes amis et parents qui m'ont entouré, de près ou de loin, tout au long de cette étude et plus spécialement Antoine GODINOT à Auckland, Jean Louis BERT et sa famille à Auckland et à Lille, ma femme qui a passé de longs moments à relire le manuscrit, mes beaux-parents, mes parents et tout spécialement ma mère, décédée peu de temps avant le soutenance et à la mémoire de qui je dédie cet ouvrage.

## FOREWORD

Before starting the reading of this report, I would like to thank all the people without whose help my work could not have been completed.

Mr J. PAQUET, Professor at The University of Lille who accepted me in his laboratory and allowed me to start this study.

Mr N. CRAMPON, Professor at The University of Lille who supervised the writing of this report, delivering accurate pieces of advice, I remain most grateful to him.

Mr P. W. WILLIAMS, Professor at The University of Auckland, he has accepted to define this work, has helped me along with the main features He also kindly helped me settle down when I first arrived in New Zealand. I remind him of my sincere gratitude.

Mr M. WATERLOT, Professor at The University of Lille; his dynamism and concerned abilities as regards international exchanges made possible my stay in New Zealand. I am always most grateful to him.

Mr J. MANIA, Professor at The University of Besançon has accepted to read my work judging the qualities of the manuscript. His remarks were very useful to me. I thank him for his help.

I would like to pay homage to His Excellency the Ambassador of New Zealand in France and to the Embassy staff who solved the administrative problems connected to my trip to New Zealand. I would like to thank more particularly Mrs D. WILDERSPIN, First Secretary of the Embassy who dispensed precious informations about life in New Zealand.

I must underline the help of the French Embassy in New Zealand through the intervention of his Excellency the Ambassador and Mr M. CARBONATTO, Cultural Attaché. I am very grateful to them.

I address my grateful thanks to the staff of the Hawke's Bay

Catchment Board, all along this work, they could provide me with the pieces of advice and informations I needed. In particular Mr P. K. SIMONS, the manager of the board, Mr K. SMITH, Mr B. G. BARNETT and Mr R. J. McIntyre

Mr H. R. THORPE from the Ministry of Works and Development in Christchurch gave me judicious advice. I kindly thank him.

I must quote in this foreword the staff of the Auckland University Department of Geography, more particularly David HAWKE whose help was precious as regards cars as well as computers! The secretaries: Margaret JACOBSON and Lynne CUNNINGHAM who typed documents for me in english and also in french!

For having kindly accepted to judge this work, I wish to thank Mr J. LEPLAT engineer of the French Geological Survey (Lille).

I remain grateful to my friends and relatives whose moral support was a real help to me whether they lived close to me or were far away. More particularly Antoine GODINOT at Auckland; Jean Louis BERT and his family in Auckland and in Lille, my wife who spent many hours reading the manuscript, my parents-in-law, my parents and most of all my mother who died shortly before the presentation of this thesis. I dedicate my work to her.

## SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u> .....	I
<u>INTRODUCTION (in english)</u> .....	3
 <u>CHAPITRE N° I: LES GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE</u> <u>DE LA NOUVELLE ZELANDE</u>	
<u>I.- Situation géographique</u> .....	7
<u>II.- Le Précambrien</u> .....	7
<u>III.- Le Paléozoïque inférieur et moyen</u> .....	9
III.1.- Le Cambrien .....	9
III.2.- L'Ordovicien .....	9
III.3.- Le Silurien .....	9
III.4.- Le Dévonien inférieur .....	10
<u>IV.- Le Géosynclinal de Nouvelle Zélande</u> .....	10
IV.1.- Tectonique globale et climats .....	10
IV.2.- La sédimentation dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande .....	12
IV.2.1.- Le Carbonifère .....	12
IV.2.2.- Le Permien .....	14
IV.2.3.- Le Trias .....	14
IV.2.3.1.- Les faciès axiaux .....	14
IV.2.3.2.- Les faciès marginaux .....	14

	<u>Pages</u>
IV.3.- La fin du Géosynclinal de Nouvelle Zélande:	
1'Orogenèse Rangitata .....	16
IV.3.I.- Les derniers dépôts jurassiques .....	16
IV.3.I.I.- Le Jurassique moyen .....	16
IV.3.I.2.- Le Jurassique supérieur .....	18
IV.3.2.- L'Orogenèse Rangitata, début de dislocation du Gondwana .....	18
 <u>V.- La Pénéplaine Néo-Zélandaise</u> .....	18
V.1.- Le Crétacé .....	18
V.2.- Le Paléocène .....	20
V.3.- L'Eocène .....	20
V.4.- L'Oligocène .....	22
V.5.- Le Miocène .....	22
V.5.I.- Le Miocène inférieur .....	22
V.5.2.- Le Miocène moyen et supérieur .....	22
 <u>VI.- L'Orogenèse Kaikoura, le façonnement de la Nouvelle Zélande moderne</u> .....	26
VI.1.- Le Pliocène .....	26
VI.2.- Le Pleistocène .....	26
 <u>VII.- La Nouvelle Zélande actuelle</u> .....	28
 <u>CHAPITRE N° 2: PRESENTATION GENERALE DE HERETAUNGA PLAINS</u>	
 <u>I.- Présentation de la région</u> .....	29
I.1.- Géographie .....	29
I.2.- Historique .....	29

	<u>Pages</u>
I.3.- L'attitude néo-zélandaise face aux ressources et à l'hydrologie .....	32
I.4.- Description générale de la nappe .....	33
I.4.1.- Le Système de Moteo .....	34
I.4.2.- La nappe libre .....	34
I.4.3.- La nappe captive .....	34
<u>II.- Géologie</u> .....	36
II.1.- L'histoire géologique .....	36
II.2.- Morphologie et lithologie .....	38
II.2.1.- Morphologie .....	38
II.2.2.- Lithologie .....	40
<u>III.- Hydrologie</u> .....	43
III.1.- Rivières et bassins versants .....	43
III.2.- Piézométrie .....	44
III.3.- Système entrée - sortie .....	44
III.3.1.- L'approvisionnement .....	44
III.3.1.1.- Ngaruroro .....	46
III.3.1.1.1.- la zone de recharge mineure .....	46
III.3.1.1.2.- La zone de recharge majeure .....	46
III.3.1.2.- Tutaekuri .....	46
III.3.1.3.- Tuki-Tuki .....	46
III.3.1.4.- Les précipitations .....	46
III.3.2.- Les prélèvements .....	48
III.3.2.1.- Tutaekuri-Waimate .....	48
III.3.2.2.- Raupare .....	48

	<u>Pages</u>
III.3.2.3.- Mangaterere .....	48
III.3.2.4.- Irongate .....	48
III.3.2.5.- Karamu .....	48
III.3.2.6.- Prélèvements artificiels .....	49
III.3.3.- Le bilan de l'eau .....	49
III.4.- Caractéristiques Hydrodynamiques et hydrodispersives .....	50
 <u>CHAPITRE N° 3: LE MECANISME DE RECHARGE DE LA NAPPE DE HERETAUNGA PLAINS</u>	
<u>I.- Les mesures de jaugeage dans la rivière Ngaruroro .....</u>	51
I.I.- L'état des connaissances sur les infiltrations depuis la rivière Ngaruroro .....	51
I.I.1.- La zone de recharge mineure .....	53
I.I.2.- La zone de recharge majeure .....	53
I.2.- Les mesures de jaugeage à partir de 1964 .....	56
<u>II.- Hypothèse de recherche .....</u>	61
<u>III.- Identification des paramètres de la Loi de Darcy .....</u>	63
III.1.- La transmissivité T et la longueur L .....	64
III.2.- Le gradient hydraulique .....	64
III.3.- La perméabilité .....	64
III.4.- La surface mouillée de la rivière .....	69
<u>IV.- Modèle et applications .....</u>	72
IV.1.- Comparaison entre l'équation linéaire de la recharge et la Loi de Darcy .....	74
IV.2.- Application pratique .....	79

CHAPITRE N° 4: COMPORTEMENT DE LA NAPPE DANS LA ZONE DE RECHARGE

<u>I.- Analyse des données</u> .....	85
I.1.- Caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives	85
I.2.- Lithologie .....	88
I.3.- Données piézométriques .....	88
I.3.1.- Les cartes piézométriques .....	90
I.3.2.- Les limnigrammes .....	92
<u>II.- Etude des données piézométriques dans les puits de Heretaunga Plains et les niveaux de l'eau dans la rivière Ngaruroro</u> .....	93
II.1.- Description de la méthode utilisée dans la détermination de la diffusivité de l'aquifère .....	95
II.2.- Description du programme de corrélation croisée ...	96
II.2.1.- Le but .....	96
II.2.2.- Déroulement du programme .....	100
II.2.2.1.- Le sous-programme "Enter" .....	101
II.2.2.2.- Le sous-programme "Edit" .....	103
II.2.2.3.- Le sous-programme "List" .....	103
II.2.2.4.- Le sous-programme "Cross-Co" .....	103
II.3.- Corrélations croisées journalières .....	107
II.3.1.- Situation des puits .....	107
II.3.2.- Résultats des tests de corrélation croisée effectués pour tous les puits aux intervalles de temps possibles .....	107
II.3.2.1.- Puits I à IO .....	111
II.3.2.2.- Puits I à 4 et I à 6 .....	113
II.3.2.3.- Puits 2, I4 et I5 .....	113

	Pages
II.3.2.4.- Puits 9, I4 et I5 .....	II3
II.3.2.5.- Puits I4 et I5 .....	II3
II.3.2.6.- Puits 3 à 2 .....	II3
II.3.3.- Résultats des tests de corrélation croisée effectués du 22.0I.I974 au 06.05.I974 .....	II3
II.4.- Corrélations croisées en continu .....	II7
II.5.- Détermination de la diffusivité de l'aquifère .....	I20
<u>III.- Conclusions</u> .....	I2I
<u>CONCLUSION</u> .....	I23
<u>CONCLUSION</u> (in english) .....	I25
<u>BIBLIOGRAPHIE</u> .....	I27
<u>ANNEXES</u> .....	I3I

## LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
Fig I.1. Carte bathymétrique de la Nouvelle Zélande .....	8
Fig I.2. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Paléozoïque inférieur et moyen .....	8
Fig I.3. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande à l'époque de la formation du Géosynclinal de Nouvelle Zélande .....	II
Fig I.4. Paléogéographie antécrotacée des dépôts dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande .....	II
Fig I.5. Carte géologique simplifiée de la Nouvelle Zélande montrant les dépôts dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande	13
Fig I.6. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Mésozoïque par rapport à la géographie des dépôts actuels ..	15
Fig I.7. Les différentes étapes ayant conduit à l'Orogénèse Rangitata .....	17
Fig I.8. Les étapes de la dislocation du Gondwana après l'Orogénèse Rangitata en tenant compte de l'expansion du globe .....	19
Fig I.9. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Cénozoïque inférieur par rapport à la géographie actuelle des dépôts .....	21
Fig I.10. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Cénozoïque supérieur par rapport à la géographie actuelle des dépôts .....	23

	<u>Pages</u>
Fig I.II. Carte géologique simplifiée de l'Ile du Nord .....	24
Fig I.I2. Carte géologique simplifiée de l'Ile du Sud .....	25
Fig I.I3. Coupe de la Nouvelle Zélande actuelle en trois dimensions .....	27
Fig I.I4. Bathymétrie mettant en évidence le système de fosses lié au plan de subduction septentrional .....	27
<hr/>	
Fig 2.I. Situation géographique de la zone d'étude de Heretaunga Plains .....	30
Fig 2.2. Variations du réseau hydrographique de Heretaunga Plains entre 1863 et nos jours .....	31
Fig 2.3. Carte des différents secteurs de la nappe de Heretaunga Plains à l'exception du système de Moteo .....	35
Fig 2.4. Carte géologique simplifiée de la région de Heretaunga Plains .....	37
Fig 2.5. Les différents changements du cours de Ngaruroro ..	39
Fig 2.6. Coupe schématique à travers l'aquifère de Heretaunga Plains .....	41
Fig 2.7. Exemple de corrélation entre des logs de forage grâce aux sédiments volcaniques .....	42
Fig 2.8. Carte piézométrique de Heretaunga Plains .....	45
Fig 2.9. Carte du réseau hydrographique de Heretaunga Plains	47

---

Fig 3.I. Zones d'infiltration de la rivière Ngaruroro vers Heretaunga Plains .....	54
Fig 3.2. Variations des débits entre Ohiti et Fernhill .....	55
Fig 3.3. Localisation des sites de jaugeages sur la rivière Ngaruroro .....	58
Fig 3.4. Variations des débits entre Mangatahi et Ohiti ...	62
Fig 3.5. Variations des débits entre Ohiti et Fernhill .....	62
Fig 3.6. Carte topographique du substratum imperméable et du sol dans la zone de recharge de Heretaunga Plains .....	65
Fig 3.7. Evolution du gradient hydraulique journalier moyen durant une période de crue .....	66
Fig 3.8. Variation du périmètre mouillé par rapport au débit à Fernhill pour différentes sections de la rivière Ngaruroro	70
Fig 3.9. Variation de la surface mouillée de la rivière Ngaruroro par rapport au débit mesuré à Fernhill .....	71
Fig 3.I0. Surface mouillée de la rivière Ngaruroro entre Ohiti et Fernhill dessinée à l'aide de photographies aériennes .....	73
Fig 3.II. Variation de la recharge en fonction du débit à Fernhill pour un gradient hydraulique moyen .....	76
Fig 3.I2. Variation du débit en fonction du niveau de l'eau dans la rivière Ngaruroro à Fernhill .....	78

	<u>Pages</u>
Fig 3.I3. Variation du débit en fonction du niveau de l'eau dans la rivière Ngaruroro à Chesterhope Station .....	80
Fig 3.I4. Exemple de calcul du débit d'infiltration vers la nappe de Heretaunga Plains d'après les informations de niveau de l'eau dans la rivière Ngaruroro à Chesterhope Station et le gradient hydraulique mesuré entre les puits Saleyards et Sub-Station .....	81
<hr/>	
Fig 4.I. Cartes piézométriques de la zone de recharge majeure de Heretaunga Plains .....	89
Fig 4.2. Carte piézométrique et topographique de la zone bordant la rivière Ngaruroro entre Roys Hill et Fernhill ...	90
Fig 4.3. Carte topographique et piézométrique de Heretaunga Plains .....	91
Fig 4.4. Comparaison entre l'hydrogramme de la rivière Ngaruroro à Fernhill Station et les puits 6 G et 6 F .....	94
Fig 4.5. Exemple théorique de deux hydrogrammes parfaitement corrélables .....	97
Fig 4.6. Localisation des différents puits employés dans les études de corrélations journalières .....	108
Fig 4.7. Distribution dans le temps des informations piézométriques pour chaque puits .....	108
Fig 4.8. Distribution spatiale des puits utilisés dans les études de corrélations journalières .....	109

Fig 4.9. Méthode des horizontales utilisée dans la  
détermination de la direction et de la vitesse du transfert  
pression entre les puits A et B et les puits A et C ..... II2

Fig 4.10. Différents vecteurs  $\vec{p}$  déterminés pour chaque  
triplet ..... II5

Fig 4.11. Concentration par quartier de 5° des vecteurs  $\vec{p}$   
pour chaque triplet de puits ..... II5

Fig 4.12. Distribution des concentrations en  $\text{NO}_3 - \text{N}$  et de  
la dureté de l'eau dans Heretaunga Plains ..... II7

Fig 4.13. Hydrogramme de la rivière Ngaruroro à Fernhill  
Station entre le 28.07.1982 et le 31.08.1982 ..... II8

Fig 4.14. Carte isochronale du transfert de pression dans  
la zone de recharge de Heretaunga Plains ..... II9

---

Annexe n°2: Localisation des différents forages cités dans  
le texte ..... I33  
I34



## LISTE DES TABLEAUX

	<u>Pages</u>
Tableau 2.1. Description quantitative du bassin versant de Heretaunga Plains .....	41
Tableau 2.2. Bilan de l'eau de la nappe de Heretaunga Plains en été .....	49
<hr/>	
Tableau 3.1. Débits instantanés mesurés dans la rivière Ngaruroro .....	52
Tableau 3.2. Bilan des infiltrations de la rivière Ngaruroro entre Ohiti et Fernhill .....	54
Tableau 3.3. Débits mesurés le long de la rivière Ngaruroro .....	59
Tableau 3.4. Diminutions de débit observées entre différents sites de jaugeage sur la rivière Ngaruroro .....	60
Tableau 3.5. Variations de la perméabilité avec la profondeur .....	66
Tableau 3.6. Organigramme simplifié du calcul de l'infiltration de la rivière Ngaruroro vers la nappe de Heretaunga Plains entre Roys Hill et Fernhill .....	82
<hr/>	
Tableau 4.1. Exemple de sortie des données calculées par le programme "Cross - Correlation Analysis" .....	97
Tableau 4.2. Valeurs critiques de t pour les degrés de liberté et de confiance choisis .....	99

	<u>Pages</u>
Tableau 4.3. Organigramme simplifié du sous-programme "Control" .....	I01
Tableau 4.4. Organigrammes simplifiés des sous-programmes "Enter" et "Edit" .....	I02
Tableau 4.5. Organigramme simplifié du sous-programme "List"	I04
Tableau 4.6. Organigramme simplifié du sous-programme "Cross-Co" .....	I05 I06
Tableau 4.7. Résultats des différentes corrélations croisées	II0 III
Tableau 4.8. Résultats des tests de corrélation croisée effectués du 22.01.1974 au 06.05.1974 .....	II2
Tableau 4.9. Résultats des directions et des vitesses de transfert de pression pour chaque triplet de puits entre le 22.01.1974 et le 06.05.1974 .....	II4
Tableau 4.10. Résultats des tests de corrélation croisée effectués du 28.07.1982 au 31.08.1983 .....	II8
Tableau 4.11. Résultats des diffusivités de l'aquifère déterminées à partir des hydrogrammes des puits .....	I20
<hr/>	
Annexe n°I: Coordonnées en abscisse et en ordonnée des différents sites .....	I32

## INTRODUCTION

Deux objectifs ont dirigé l'esprit de cette étude. L'aspect scientifique était naturellement le plus important. Le second objectif était fort différent puisqu'il s'agissait cette fois de promouvoir un rapprochement nouveau entre deux universités: l'Université de Lille en France et l'Université d'Auckland en Nouvelle Zélande. C'est donc dans le cadre des échanges culturels entre ces deux pays que j'ai pu, grâce à la coordination efficace des Ambassades de France et de Nouvelle Zélande ainsi que Monsieur Waterlot de l'Université de Lille, effectuer mes recherches dans le Département de Géographie de l'Université d'Auckland (Nouvelle Zélande) sous la direction du Professeur Paul W. Williams.

Réalisée en collaboration avec une agence de bassin locale (Hawke's Bay Catchment Board), cette étude s'intéressa plus particulièrement à un petit aquifère de la côte Est de l'Ile du Nord: Heretaunga Plains.

Depuis de nombreuses années, en raison d'une population croissante et d'une intensification de l'agriculture (vignes, arboriculture fruitière), la nappe aquifère de Heretaunga Plains a fait l'objet de plusieurs études.

C'est au vu de ces recherches que l'on s'est aperçu d'un problème d'alimentation de la nappe. En effet, celle-ci est en grande partie artésienne, son utilisation est donc facile et ne nécessite pas de grandes infrastructures. Il en résulte qu'en été, lorsque le niveau piézométrique est le plus bas, la demande en eau s'accroît de façon alarmante; on estime les prélèvements effectués pour les besoins agricoles environ deux fois plus élevés que l'approvisionnement.

A partir de ces faits a été entreprise une étude de la recharge de la nappe de Heretaunga Plains. Celle-ci s'est intéressée à deux aspects particuliers du problème. En premier lieu savoir quantifier, en fonction des différents paramètres locaux, le débit d'infiltration vers la nappe; en second lieu, à l'aide notamment d'informations piézométriques, essayer de mieux comprendre le comportement de la nappe dans la zone de recharge.

Les limites à la fois techniques et humaines de cette étude sont à

souligner. Le lecteur aurait peut-être souhaité voir établis des modèles informatiques de la nappe et de la recharge comme cela se fait couramment en Europe. Il faut cependant replacer le sujet dans son contexte local et dans les limites imposées par l'utilisation des ressources en Nouvelle Zélande. A part quelques endroits présentant une densité de population plus élevée (Auckland est la plus grande ville avec 800 000 habitants), les nappes aquifères ne font pas l'objet d'une gestion rigoureuse, les problèmes de pollution restent très localisés et l'approvisionnement en eau couvre largement les besoins réels.

De ces constatations, il résulte que cette étude n'avait pas de caractère d'urgence, le bilan de l'eau déficitaire en été n'ayant entraîné aucun tarissement de la nappe à l'échelle annuelle. Les recherches effectuées en Nouvelle Zélande ont dans la majeure partie des cas un rôle préventif plutôt que curatif.



## INTRODUCTION

The object of this study is twofold. The scientific aspect is of course prevalent. Secondly, this study aimed at promoting the cooperation between two universities: The University of Lille, France and The University of Auckland, New Zealand. My studies were carried out within the framework of cultural exchanges between France and New Zealand thanks to the efficient coordination between the New Zealand Embassy in France, the French Embassy in New Zealand and with the help of Mr Michel Waterlot, Professor at The University of Lille. I worked at the Department of Geography under supervision of Professor Paul W. Williams.

This study was made with the collaboration of a local catchment board (Hawke's Bay Catchment Board); it dealt mainly with a little aquifer on the East coast of the North Island: Heretaunga Plains.

Because of the increasing population and of the development of agriculture (namely vineyards and orchards) in the area, the groundwater has been studied for many years.

These researches made obvious the problem of the groundwater supply. As a matter of fact, the groundwater is mainly artesian, it is easy to use and needs no elaborate technology. Consequently the demand for water dramatically increases in summertime when the piezometric level is at its lowest; the takings effected for agricultural needs are approximately twice as important as the supply.

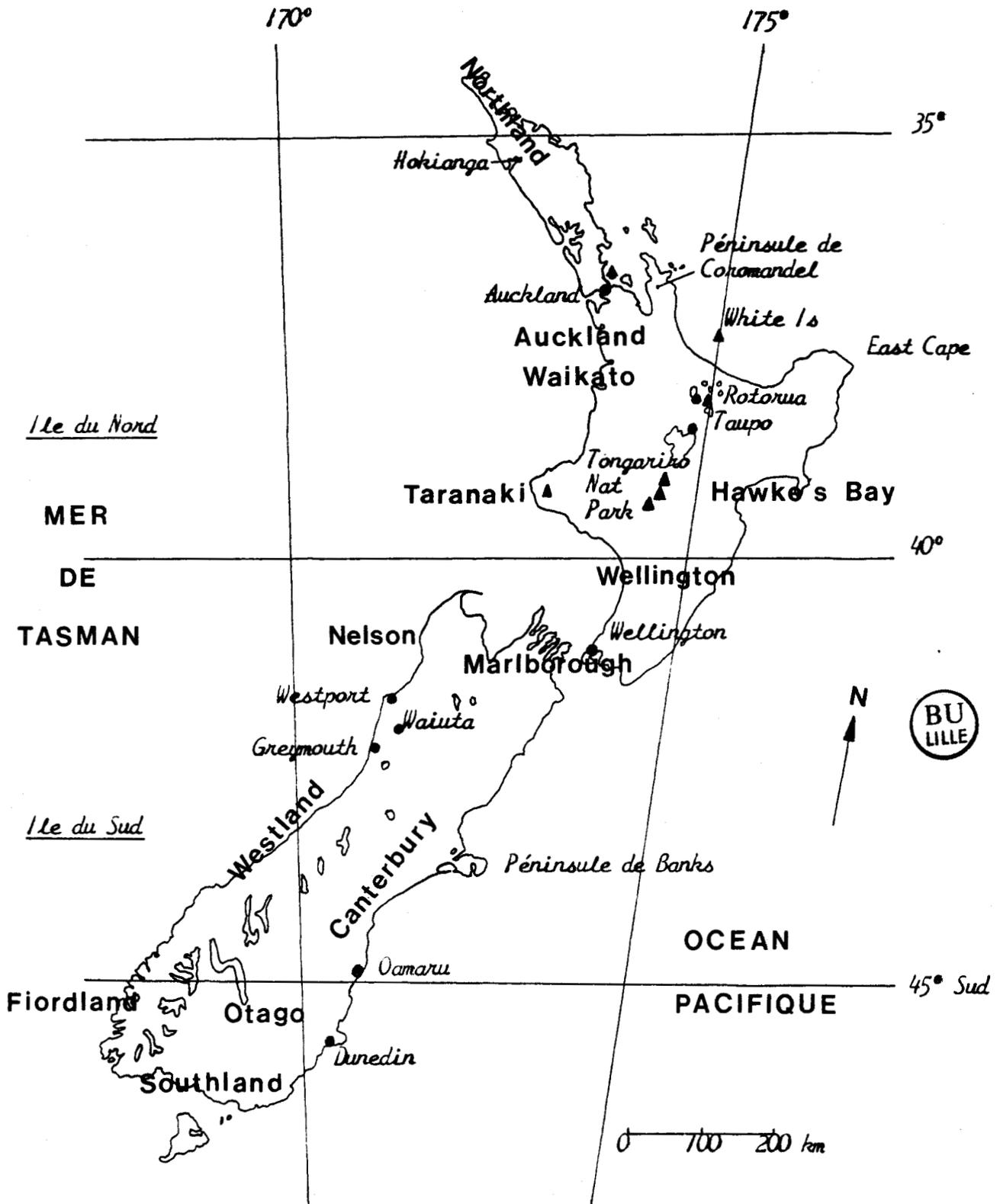
A study of the groundwater recharge of the Heretaunga Plains was entered upon from these facts. It dealt with two particular aspects of the problem. First, to know how to quantify the infiltration discharge throughout the aquifer according to the local parameters. Secondly, a better understanding of the behaviour of the groundwater in the recharge zone particularly with the help of piezometric informations.

We must underline the technical and human limits of this study. Indeed, the reader might have wished to see data processing of the recharge and of the groundwater as is usually done in Europe. We must however take into account the local context of the research and the limits we were imposed by the use of resources in New Zealand. Except in

some of the highly populated areas (Auckland: 800,000 inhabitants is the largest city); there is no rigorous management of the groundwater, problems of pollution remain very localized and the supply of available water is ample considering the real needs.

It results from these remarks that this study was not urgently needed since the negative water balance involves no drying up of the groundwater on an annual scale. The researches carried out in New Zealand have a preventive more than a curative purpose.





Principaux repères géographiques cités dans le texte sur l'évolution géologique de la Nouvelle Zélande.

▲ *Reliefs volcaniques*

*Les noms en gros caractères représentent les régions*



## CHAPITRE N° I

### LES GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA NOUVELLE ZELANDE

#### I.- Situation géographique (Fig I.I.)

Géographiquement située entre les 35° et 50° parallèles Sud, un peu à l'Ouest du 180° méridien, la Nouvelle Zélande fait partie d'un système complexe étendu à la Mélanaisie, l'Indonésie et le Japon. On y décrit deux systèmes d'âge et de structure différents (Fig I.I.):

- les structures Nord-Est - Sud-Ouest comprenant la Ride Kermadec, la Nouvelle Zélande, la Ride Macquarie; cet ensemble constitue un jeune arc volcanique, frontière entre les Plaques Pacifiques et Indo-Australienne; celui-ci est interprété comme une zone de subduction bien marquée durant l'Orogenèse Rangitata (Crétacé inférieur) et surtout au Crétacé supérieur; l'épaisseur d'une telle structure atteint au maximum 25 km au Nord et 6 km au niveau de la Ride Macquarie; l'ensemble de ces faits permet de penser que nous sommes ici en présence d'une croûte à caractère océanique;
- les structures Nord-Ouest - Sud-Est perpendiculaires aux précédentes et comprenant le Plateau Campbell, les Hauts Fonds de Chatham et Lord Howe, cassées et présentant des dépressions profondes (Bassins de la Nouvelle Calédonie et du Bounty); celles-ci sont constituées de roches anciennes (Précambrien, Paléozoïque inférieur) et de sédiments carbonifères à jurassiques, la croûte épaisse (15 à 30 km) rappelle une structure continentale à subcontinentale.

#### II.- Le Précambrien

On le trouve mal daté et azoïque sous la forme de grauwackes et d'argilites, l'ensemble des sédiments précambriens présente des traits lithologiques remarquablement uniformes. On définit un groupe à l'Ouest dans la région de Nelson et un groupe plus à l'Est dans la région de Waita (Westland) (Brown et al, 1968).

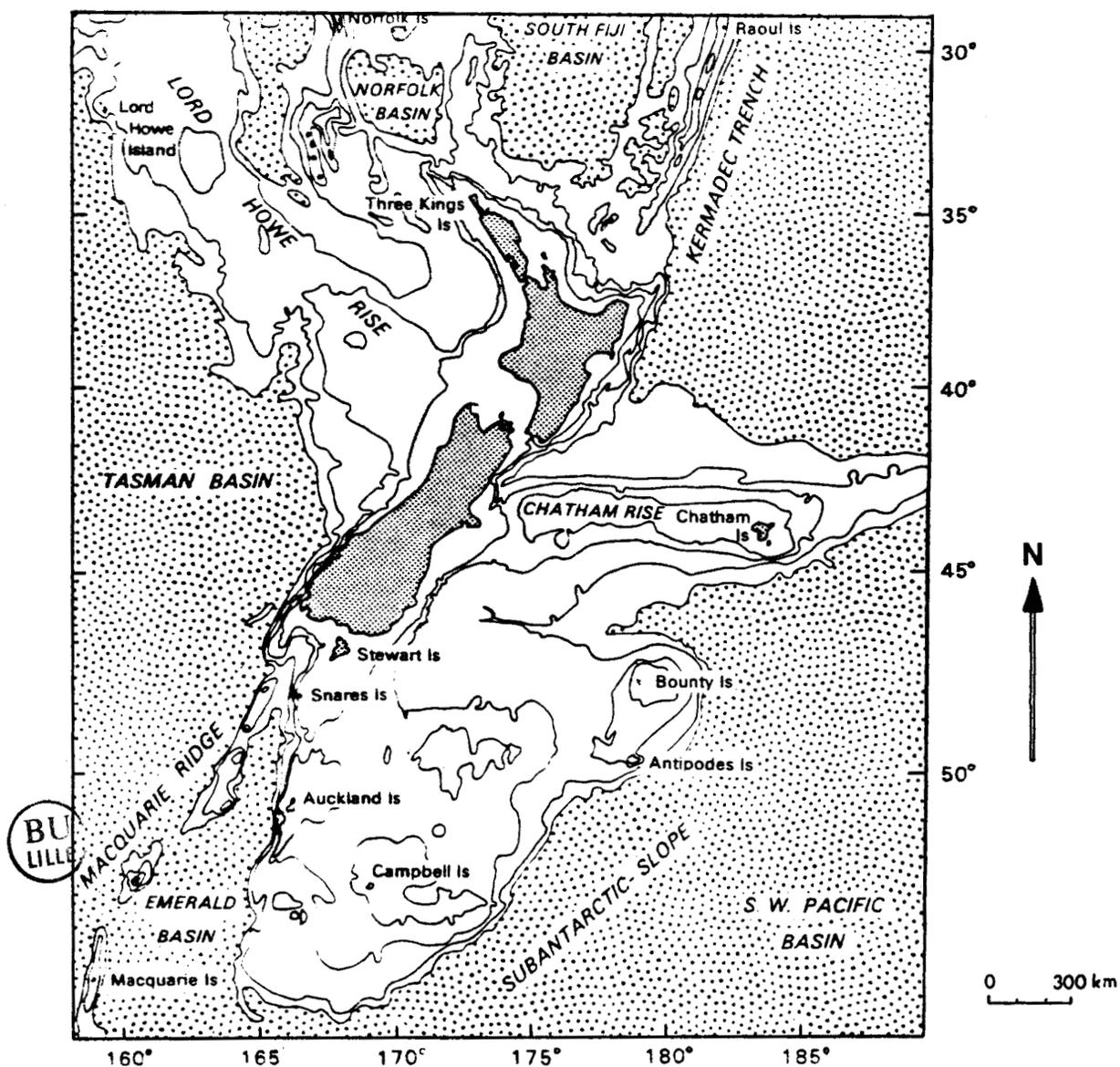


Fig 1.1. Carte bathymétrique de la Nouvelle Zélande; isobathes de 500, 1000, 2000 et 3000 m de profondeur. Aires océaniques grisées de profondeur supérieure à 3000 m (Fleming, 1970; Laurence, 1967).

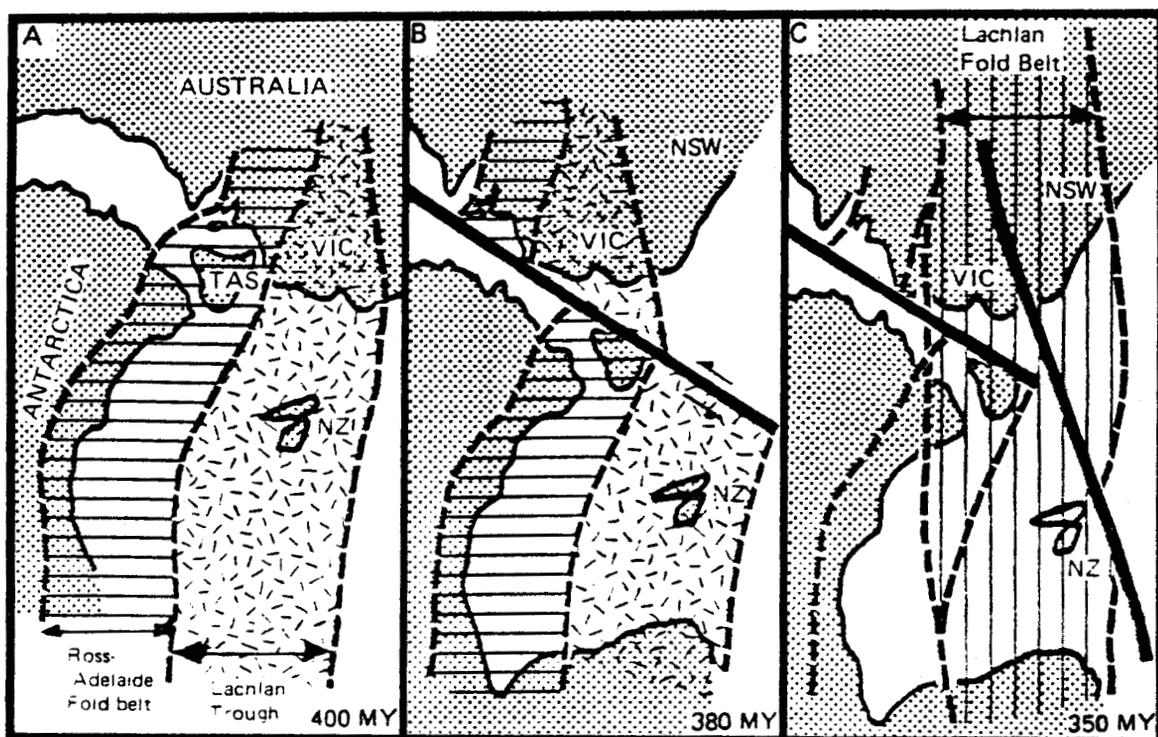


Fig 1.2. Paleogéographie de la Nouvelle Zélande au Paléozoïque inférieur et moyen. 0 400 km (Stevens, 1980)

### III.- Le Paléozoïque inférieur et moyen (Fig I.2.)

Au Paléocène inférieur, la Nouvelle Zélande était située entre l'Antarctique et l'Australie, rattachée à ceux-ci par l'intermédiaire de ses plateaux continentaux (Campbell Plateau et Lord Howe Rise).

Au Cambrien - Ordovicien - Silurien (encadré A, 570 - 390 Ma), on observe de grandes similitudes entre les roches et fossiles de Nouvelle Zélande et de Victoria (Vic); similitudes plus grandes qu'entre Victoria et la Tasmanie ou les Nouvelles Galles du Sud (NSW). On imagine donc qu'à cette époque le Tasmanie devait avoir une position beaucoup plus occidentale (au Sud de l'Australie du Sud) tandis que la Nouvelle Zélande se trouvait directement au Sud de Victoria.

Cette position suggère également une similitude des roches du Paléozoïque inférieur entre la Nouvelle Zélande et la Terre Victoria en Antarctique; en 1974, une expédition de l'UNESCO en Antarctique confirma cette hypothèse (Stevens, 1980).

Les sédiments du Paléozoïque inférieur se déposèrent dans un bassin géosynclinal: la Dépression de Lachlan (encadré A, Fig I.2.).

#### III.I.- Le Cambrien

Il est présent dans la région de Nelson et quelques endroits au Sud-Ouest du Fiordland. Il s'agit de dépôts peu profonds, en bordure de la dépression, composés essentiellement de calcaires et d'argilites renfermant de nombreux sédiments volcano-détritiques; ils sont constitués par une série métamorphique dans le Fiordland (Brown et al, 1968).

#### III.2.- L'Ordovicien

Il présente des caractères nettement géosynclinaux, il s'agit principalement de shales à graptolites suivis de calcaires. On trouve peu d'éruptif et peu de détritique, ce qui permet de supposer que l'on avait affaire à un relief peu élevé. L'Ordovicien est présent dans la région de Nelson (5000 m d'épaisseur) et dans le Fiordland, inclus dans une série plissée Nord-Sud (1200 m d'épaisseur) (Brown et al, 1968).

#### III.3.- Le Silurien

Le Silurien néozélandais ne recèle pas de fossile que l'on ait pu dater avec exactitude. Dans la région de Nelson, le Dévonien inférieur recouvre une série de quartzites à intercalation d'argilites et possé-

dant au sommet des graptolites d'âge probablement Silurien (Formation Ellis). On pense qu'il existe du Silurien au Sud-Ouest du Fiordland (Brown et al, 1968).

#### III.4.- Le Dévonien inférieur (encadré B, Fig I.2.)

Au Dévonien inférieur (380 Ma) il y eut un glissement de l'Australie vers l'Ouest et de l'Antarctique - Nouvelle Zélande vers l'Est à la faveur d'une faille transformante. La Tasmanie se trouva alors disposée au Sud de Victoria et la Nouvelle Zélande en continuité avec les Nouvelles Galles du Sud (NSW).

Au Dévonien inférieur l'érosion des continents (surtout l'Antarctique) diminua, on note surtout des dépôts de shales, de grès, de calcaires et de mudstones. Le Dévonien inférieur est présent à Nelson et dans le Westland où il est en continuité avec un peu de Dévonien moyen.

#### IV.- Le Géosynclinal de Nouvelle Zélande

Au Dévonien moyen on remarque l'arrêt de la sédimentation dévonienne et l'apparition des premiers mouvements de l'Orogenèse Tuhua, ces mouvements eurent lieu selon une ceinture affectant la Terre Victoria, la Nouvelle Zélande et l'Australie orientale: la ceinture de Lachlan (encadré C, Fig I.2.).

Les terres émergées par l'Orogenèse Tuhua, en Australie et en Antarctique orientales notamment, furent le jeu d'une érosion très active. La présence de nombreux volcans engendra des dépôts importants de cendres et de laves sur terre et en mer. L'érosion fut également responsable d'importants dépôts de gravelles, de sables et de boues en mer, l'accumulation de ces sédiments engendra la création du Géosynclinal de Nouvelle Zélande. Le Fiordland, le Westland et la région de Nelson constituant la marge occidentale de celui-ci (Fig I.3.).

La superficie du Géosynclinal de Nouvelle Zélande était très importante puisqu'il s'étendait au Nord et au Sud jusqu'à la Nouvelle Calédonie et l'Ile Auckland et à l'Est jusqu'à l'Ile Chatham.

#### IV.I.- Tectonique globale et climats

Au Carbonifère et au Permien, le Gondwana se dirigea vers le Pô-  
le Sud; on observe alors dans la sédimentation du Géosynclinal de Nouvelle Zélande une série d'épisodes glaciaires et interglaciaires montrant une alternance de fossiles de mers chaudes (coraux) et de mers

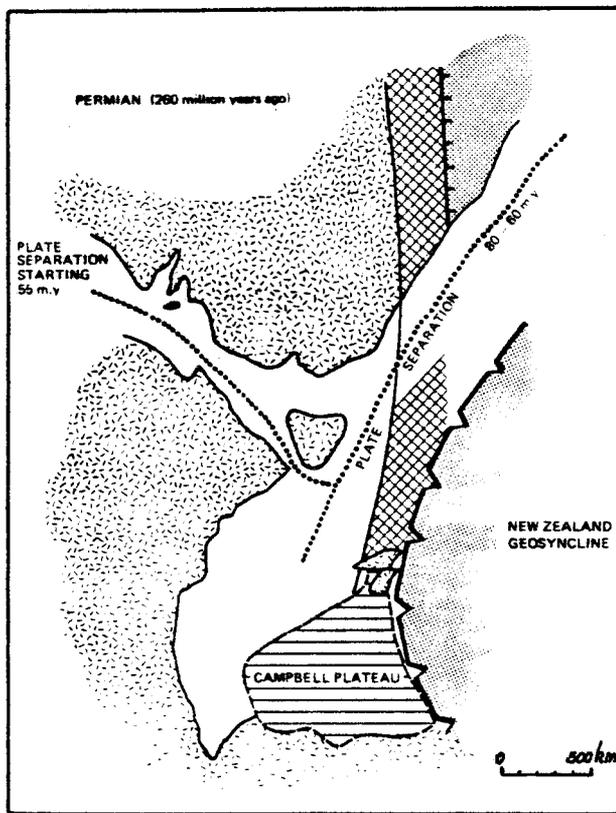


Fig 1.3. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande à l'époque de la formation du Géosynclinal de Nouvelle Zélande (Permien).

(Stevens, 1980)

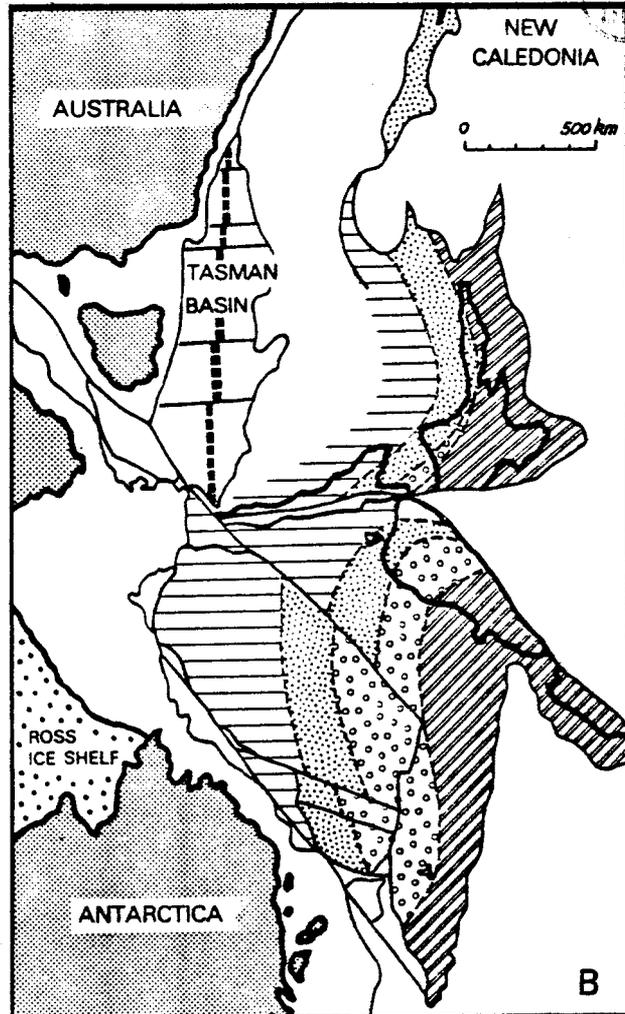


Fig 1.4. Paléogéographie artécénocée des dépôts dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande (Stevens, 1980)

-  Torlesse greywacke,? derived from Marie Byrd Land
-  Haast schist, (metamorphosed Torlesse greywacke)
-  Permian-Triassic-Jurassic sediments deposited on the continental shelf and slope
-  Lower and Middle Paleozoic rocks

froides.

A cette époque, la flore à *Glossopteris* caractéristique du Gondwana était absente de Nouvelle Zélande, les sédiments permien y étant exclusivement d'origine marine. On a cependant retrouvé un fossile de feuille dans le Southland.

Au Trias, les mouvements du globe ayant amené le Gondwana au niveau du Pôle Sud le redirigèrent vers le Nord en des climats plus chauds, le Gondwana perdit alors sa calotte glaciaire. Ce fut l'apparition d'un grand nombre de reptiles que l'on retrouve communs au Gondwana et à la Laurasia à partir du Trias supérieur après la jonction des deux continents. On ne retrouve cependant aucun reste de reptile en Nouvelle Zélande (Stevens, 1980).

#### IV.2.- La sédimentation dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande

L'épaisseur des sédiments déposés dans le géosynclinal est très importante, elle est estimée à environ 27 000 m. On en distingue trois types (Stevens, 1980):

- des sédiments originellement déposés en eaux peu profondes (sur le plateau continental bordant le géosynclinal) et provenant principalement de l'Australie, de l'île du Sud et de son prolongement; il s'agit surtout de grès, de siltstones et d'argilites avec intercalations de tufs;
- des sédiments déposés sur le talus continental, ils sont très riches en matériaux volcaniques;
- plus à l'Est, une alternance de lits fins d'argilites noires et de grès gris, ces roches sont présentes dans la plupart des chaînes de Nouvelle Zélande, on leur donne le nom de Roches Torlesse, elles sont originaires peut-être de la Terre Marie Byrd en Antarctique.

Les Figures I.4. et I.5. permettent de voir la localisation des différents groupes de roches déposés dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande, un déplacement de 480 km le long de la Faille Alpine dans le cas actuel permet de mettre en rapport les dépôts du Fiordland et ceux de Nelson.

La sédimentation dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande continua jusqu'aux premiers mouvements de l'Orogénèse Rangitata au Crétacé inférieur.

#### IV.2.I.- Le Carbonifère

Aucune roche carbonifère n'a été datée avec certitude en Nouvelle

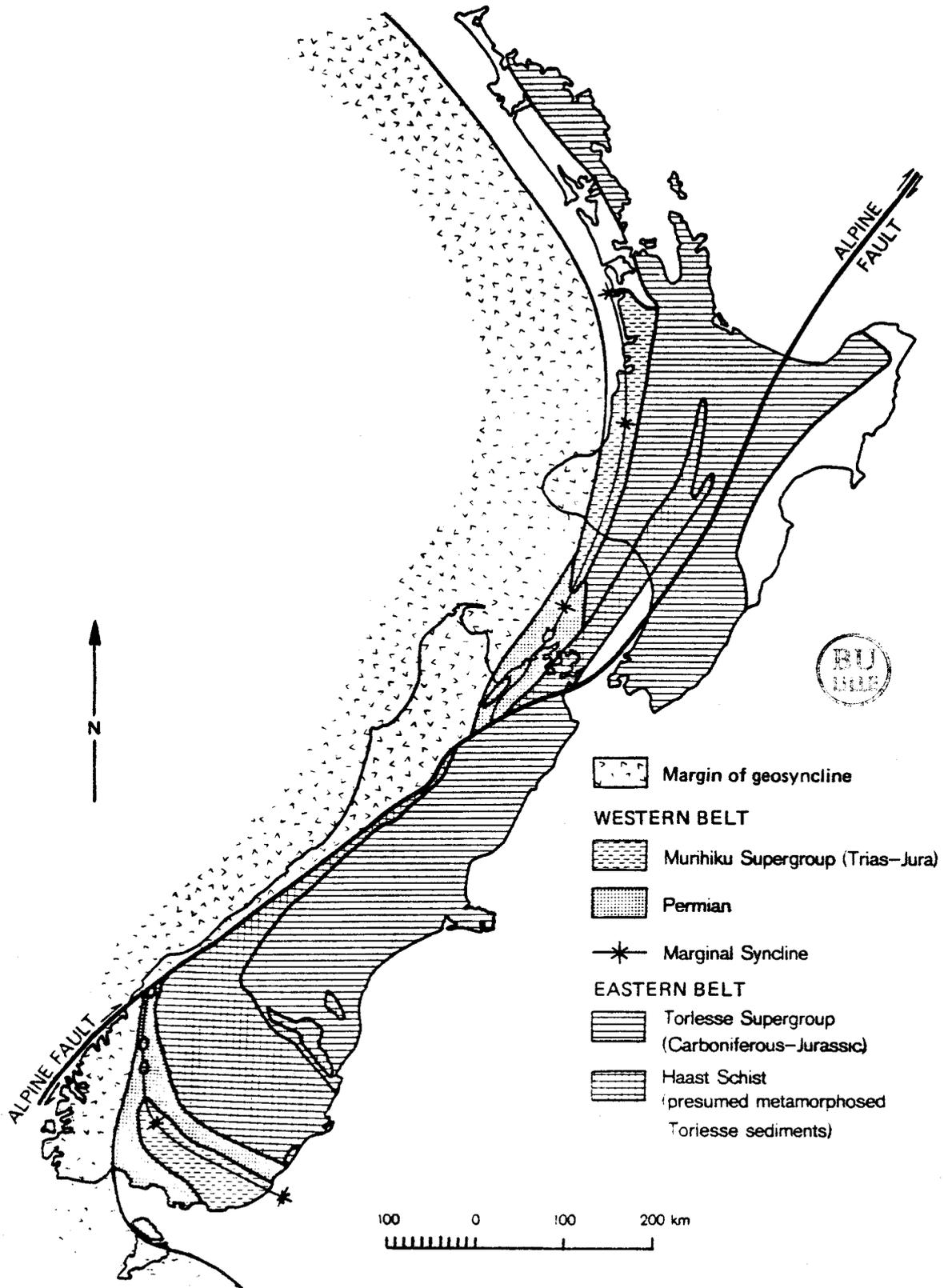


Fig 1.5. Carte géologique simplifiée de la Nouvelle Zélande montrant les dépôts dans le Géosynclinal de Nouvelle Zélande (Grindley, 1963).

Zélande; on peut cependant supposer que le Carbonifère est présent, notamment dans les ceintures de l'Ile du Sud (Fig I.5.) (Supergroupe Torlesse et Schistes Haast). Les roches sous le Permien inférieur connu sont supposées être d'âge Carbonifère (Fleming, 1979).

#### IV.2.2.- Le Permien (Fig I.6.)

La succession sédimentaire marine permienne de Nouvelle Zélande est la plus épaisse (plus de 20 000 m) et la plus complète du monde.

La plupart des roches permienes se situent sur les marges du géosynclinal (Fig I.5.). On les trouve principalement dans le Southland et dans la région de Nelson.

Au Permien inférieur, on assiste à une sédimentation volcanique montrant des inclusions d'unités probablement carbonifères à la base.

Au Permien supérieur, la sédimentation est calcaire surmontée de fins bancs d'argilites grises, vertes et rouges, de grès verts massifs puis de conglomérats.

Le Permien est également présent dans les Schistes Haast englobant tous les schistes formés par le métamorphisme régional de Nouvelle Zélande.

On note également des dépôts axiaux montrant des grauwackes repris, des calcaires, des quartzites et des spilites (région de Canterbury), l'ensemble est déformé et métamorphisé (Brown et al, 1968).

#### IV.2.3.- Le Trias (Fig I.6.)

Au Trias, le remplissage du Géosynclinal de Nouvelle Zélande se poursuit activement, on remarque cependant des mouvements à l'origine de grands glissements et de la création d'îles; notamment dans l'actuelle Ile du Sud où l'on retrouve des dépôts de charbon. Deux faciès principaux sont représentés: les faciès axiaux des sédiments déposés dans le fond du géosynclinal et les faciès marginaux (Brown et al, 1968).

##### IV.2.3.I.- Les faciès axiaux

Il s'agit principalement de grauwackes presque azoïques présentant de fines intercalations de basaltes spilitiques; l'ensemble altéré et très déformé constitue les principaux reliefs de l'Ile du Nord et des Alpes du Sud.

##### IV.2.3.2.- Les faciès marginaux

Ils montrent des dépôts de sables, de boues et de conglomérats

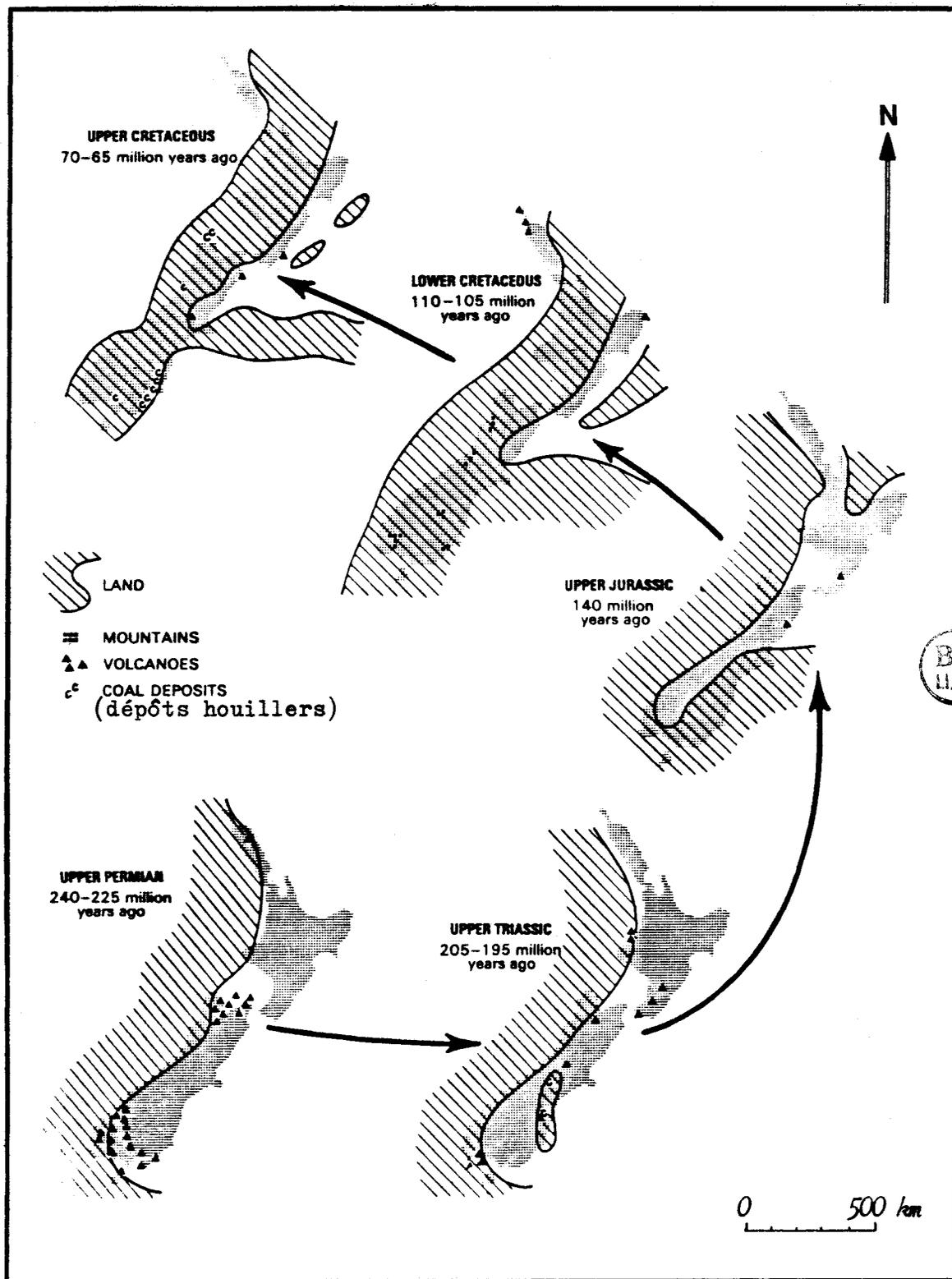


Fig 1.6. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Mésozoïque par rapport à la géographie actuelle des dépôts (Fleming, 1962; Grindley, 1963).

très grossiers (Sud-Ouest d'Auckland, Nelson, Southland), les calcaires sont rares comparativement au Permien. Comme pour toutes les périodes précédentes, les dépôts du Southland et du Fiordland sont en relation directe avec ceux de la région de Nelson, la Faille Alpine n'ayant pas encore joué à cette époque.

#### IV.3.- La fin du Géosynclinal de Nouvelle Zélande: l'Orogenèse Rangitata (Fig I.7.)

Au Permien (schéma A) on pense qu'il devait exister une ride médio-océanique à l'emplacement actuel de la Nouvelle Zélande et de la Nouvelle Calédonie, cette ride fut à l'origine d'une zone de subduction bordant la marge du géosynclinal. Il y eut création d'un arc volcanique à l'origine de nombreux dépôts.

Au Permien supérieur (schéma B), un changement dans le mouvement des plaques disloqua la zone de subduction et en créa une nouvelle. Des sédiments provenant de la Terre Marie Byrd et déposés dans les fonds océaniques se rapprochèrent progressivement de la Nouvelle Zélande.

Au Trias (schéma C), on enregistra une nouvelle rupture de la zone de subduction compliquant la structure du géosynclinal. La sédimentation s'y poursuivit malgré tout activement et au Jurassique on suppose que la plupart des sédiments des Groupes Haast et Torlesse s'accumulèrent dans la zone de subduction.

Enfin à la fin du Jurassique et au début du Crétacé (schéma D) les sédiments déposés dans le géosynclinal de Nouvelle Zélande et ceux déposés sur le plancher océanique en provenance de la Terre Marie Byrd entrèrent en collision, ce fut la fin de la zone de subduction, le début le l'Orogenèse Rangitata et probablement les premières manifestations de la Faille Alpine.

#### IV.3.I.- Les derniers dépôts jurassiques (Fig I.6.)

Ils sont en général géographiquement associés au Trias et de lithologie similaire sauf dans la partie sommitale moins indurée et plus fine.

#### IV.3.I.I.- Le Jurassique moyen

On assiste au début de l'effondrement du géosynclinal; les dépressions tectoniques formées dans les secteurs surélevés du géantoclinal montrent des accumulations en eau douce, notamment dans le Can-

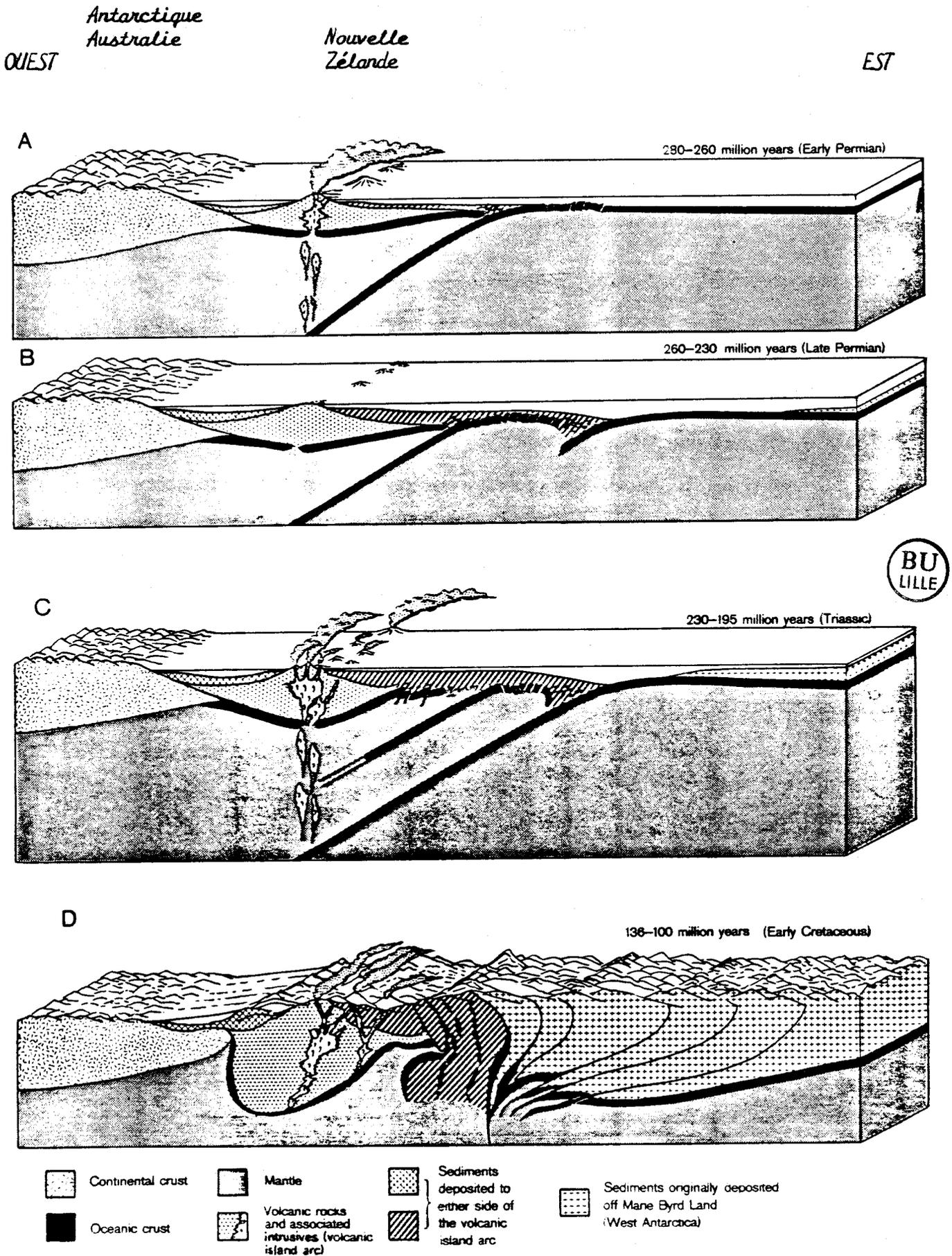


Fig 1.7. Les différentes étapes ayant conduit à l'Orogenèse Rangitata (Stevens, 1980).

terbury intérieur où elles sont recouvertes par des andésites et des rhyolites.

#### IV.3.1.2.- Le Jurassique supérieur

On remarque l'abondance de mudstones, de grès et de conglomérats et souvent de grandes accumulations de charbon. Du point de vue paléontologique on observe un début d'isolement du benthos au Lias (absence de belemnites et de trigonies abondantes ailleurs). Le climat était tempéré chaud.

#### IV.3.2.- L'Orogenèse Rangitata, début de dislocation du Gondwana (Fig I.8.)

L'Orogenèse Rangitata au Crétacé inférieur constitua le premier pas dans la dislocation du Gondwana. Le phénomène de rifting entre l'Australie et la Nouvelle Zélande débuta à cette époque et l'ouverture de la Mer de Tasman au Crétacé supérieur (90 Ma) se poursuivit jusqu'au Paléocène (60 Ma) (largeur: 1850 km).

Au Paléocène débuta également la séparation entre l'Antarctique et l'Australie se poursuivant de nos jours.

Cette séparation précoce de la Nouvelle Zélande et de la Nouvelle Calédonie du bloc australien est à l'origine de l'absence de nombreuses espèces comme les serpents ou les mammifères (jusqu'à l'introduction par l'homme) mais aussi l'isolation d'espèces très anciennes ayant subsistées jusqu'à nos jours comme le Tuatara, un reptile proche parent des dinosauriens et seul survivant de son groupe.

#### V.- La Pénéplaine Néo-Zélandaise

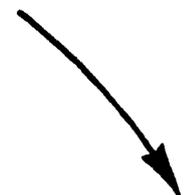
A la suite de l'Orogenèse Rangitata, de nouveaux reliefs apparurent s'étendant jusqu'à la Nouvelle Calédonie, l'Ile Auckland et l'Ile Chatham. L'érosion fut très importante jusqu'au Crétacé supérieur où l'on assista à la pénépléation de la Nouvelle Zélande orientale puis de la Nouvelle Zélande occidentale au Paléocène - Eocène.

Les sédiments se déposèrent de part et d'autre du relief dans deux bassins géosynclinaux dont un formé par le début de l'ouverture de la Mer de Tasman.

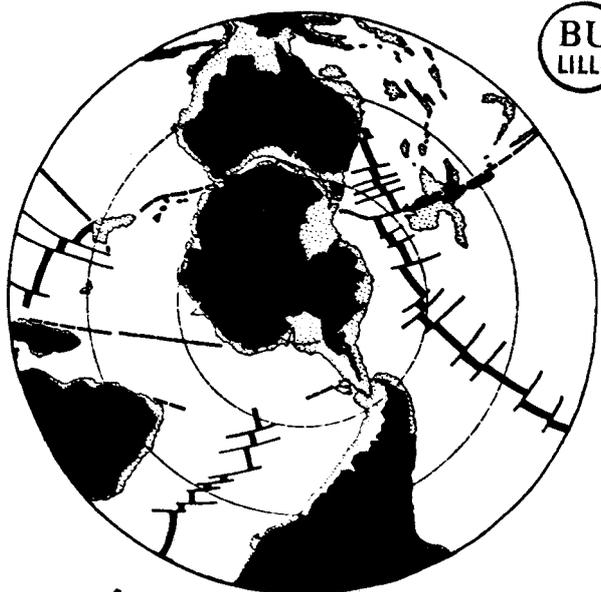
#### V.1.- Le Crétacé (Fig I.6.)



Crétacé supérieur 90 ma  
90 % du volume actuel

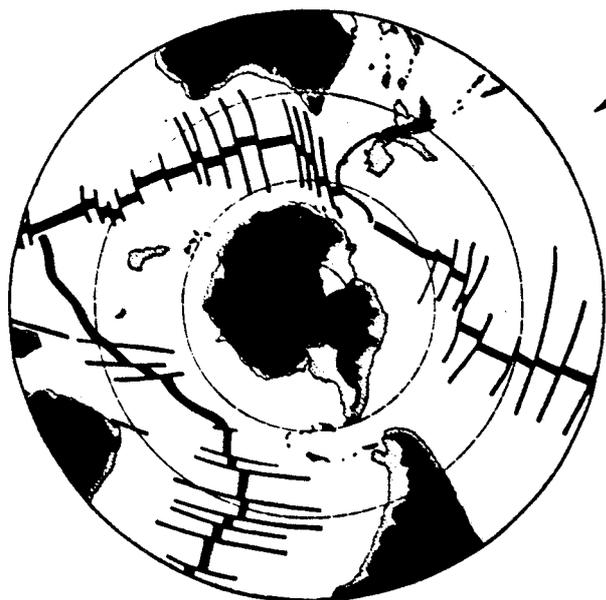


Paléocène 60 ma  
93 % du volume actuel



*Fig 1.8. Les étapes de la dislocation du Gondwana après l'Orogenèse Rangitata en tenant compte de l'expansion du globe.*

(Stevens, 1980)



Actuel

A l'Aptien, on assista à une reconquête partielle par la mer et à la formation du Géosynclinal de la Côte Est (suivant l'axe East-Cape, Hawke's Bay, Marlborough) bordé de montagnes et présentant des dépôts de mudstones, de conglomérats (Série Taitai) et des dépôts volcaniques.

A l'Ouest du Géosynclinal de la Côte Est on observa le développement de la pénéplaine au Crétacé terminal, de Marlborough à l'Est d'Otago, bordée de terrains marécageux montrant une importante érosion chimique à l'origine d'une sédimentation quartzeuse jusqu'à l'Oligocène.

Sur terre on assista à des dépôts houillers dans les dépressions formées par les plis (Nord-Ouest de Nelson, Westland, Southland).

On ne connaît aucun reptile terrestre à cette époque. le climat était tempéré chaud au Crétacé inférieur et se refroidit au Crétacé supérieur (climat doux).

#### V.2.- Le Paléocène (Fig I.9.)

La sédimentation est ininterrompue entre le Secondaire et le Tertiaire. Au Paléocène, la pénéplénation continua et se généralisa dans tout le pays. La mer gagna sur les marges de la pénéplaine. De larges zones marécageuses se développèrent en bordure de celle-ci et notamment dans la région de Nelson à Taranaki à l'origine certainement des champs pétrolifères et gazeux de Kapuni et de Maui en mer.

C'est au Paléocène (60 Ma) que s'acheva également l'ouverture de la Mer de Tasman et que débuta la séparation entre l'Antarctique et l'Australie.

#### V.3.- L'Eocène (Fig I.9.)

A l'Eocène moyen, les conditions étaient subtropicales; la pénéplaine s'étendait toujours et la mer continua sa transgression sur les côtes Est et Ouest des deux îles. Les zones marécageuses continuèrent leur développement, à l'origine notamment de la zone minière de Westport et de Greymouth.

A l'Eocène terminal (40 Ma), la quasi-totalité de la Nouvelle Zélande était érodée au stade de pénéplaine; on observe alors de nombreux dépôts houillers notamment dans les régions de Waikato et de Taranaki.

Le volcanisme était très actif dans les régions de East-Cape et de Dunedin - Oamaru. Le climat se refroidit et l'on vit apparaître un grand nombre de manchots jusqu'au Pléistocène faisant de la Nouvelle Zélande

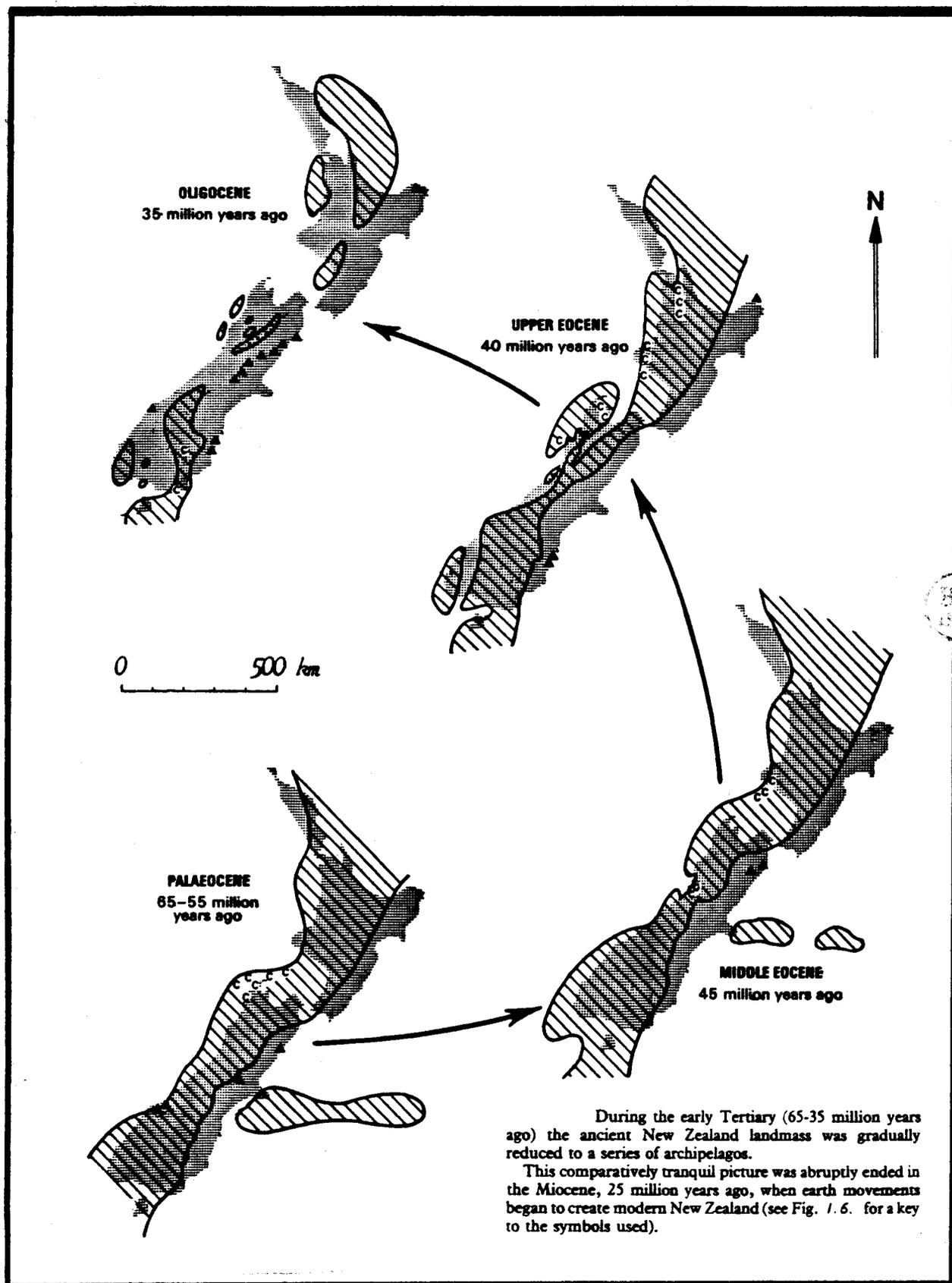


Fig 1.9. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Coenozoïque inférieur par rapport à la géographie actuelle des dépôts. Les symboles utilisés sont identiques à ceux de la figure 1.6. (Fléming, 1962; McLintock, 1966).

l'un des plus grands gisements de fossiles, tant par la variété que par l'âge. On y découvrit le premier manchot fossile mais aussi le plus gros: le Géant d'Oamaru devant peser et mesurer de son vivant 100 kg et 1,60 m (le manchot empereur actuel pèse environ 30 kg pour 1 m) (Simpson, 1971).

#### V.4.- L'Oligocène (Fig I.9.)

La transgression ayant débuté au Crétacé supérieur atteignit son paroxysme: les marais de Waikato, Taranaki et Nelson furent submergés (dépôts de calcaires) tandis que l'on remarqua la formation de zones marécageuses dans le Southland et Otago. Le volcanisme était actif dans l'Ile du Sud et à East-Cape.

L'Oligocène marqua la période d'ouverture du Bassin Sud-Fidjien entraînant la séparation de la Nouvelle Zélande et de la Nouvelle Calédonie jusque là très liées géologiquement et biologiquement (Stevens, 1980).

C'est aussi à l'Oligocène moyen et supérieur que se firent sentir les premières manifestations du Courant Circum-Antarctique; l'Australie étant alors suffisamment séparée de l'Antarctique. Ce courant joue un rôle primordial dans le transport des sédiments (c'est grâce aux études sédimentaires que l'on a pu lui donner un âge: 30 - 25 Ma), du plancton et influence tout le système météorologique de l'Hémisphère Sud.

#### V.5.- Le Miocène (Fig I.10.)

##### V.5.1.- Le Miocène inférieur

Au Miocène inférieur, le long épisode de pénépléation s'acheva, des mouvements apparurent entre les Plaques Indo-Australienne et Pacifique précurseurs de l'Orogenèse Kaikoura. De nouveaux reliefs commencèrent à apparaître. On assista alors au glissement depuis le Nord d'une plaque épaisse de sédiments dans le Northland accompagnée de croûte océanique. A l'Ouest, on remarque la présence d'une chaîne de volcans andésitiques depuis Auckland jusque Hokianga (Groupe Waitakere). On note également un peu de volcanisme dans la Péninsule du Coromandel.

L'ensemble du relief n'était pas montagneux, le climat était tempéré chaud et les palmiers abondants ont été à l'origine de nombreux fossiles de noix de coco.

##### V.5.2.- Le Miocène moyen et supérieur

Les premiers mouvements ressentis au Miocène inférieur s'intensifièrent au Miocène moyen et supérieur. Les reliefs s'accrochèrent, notam-

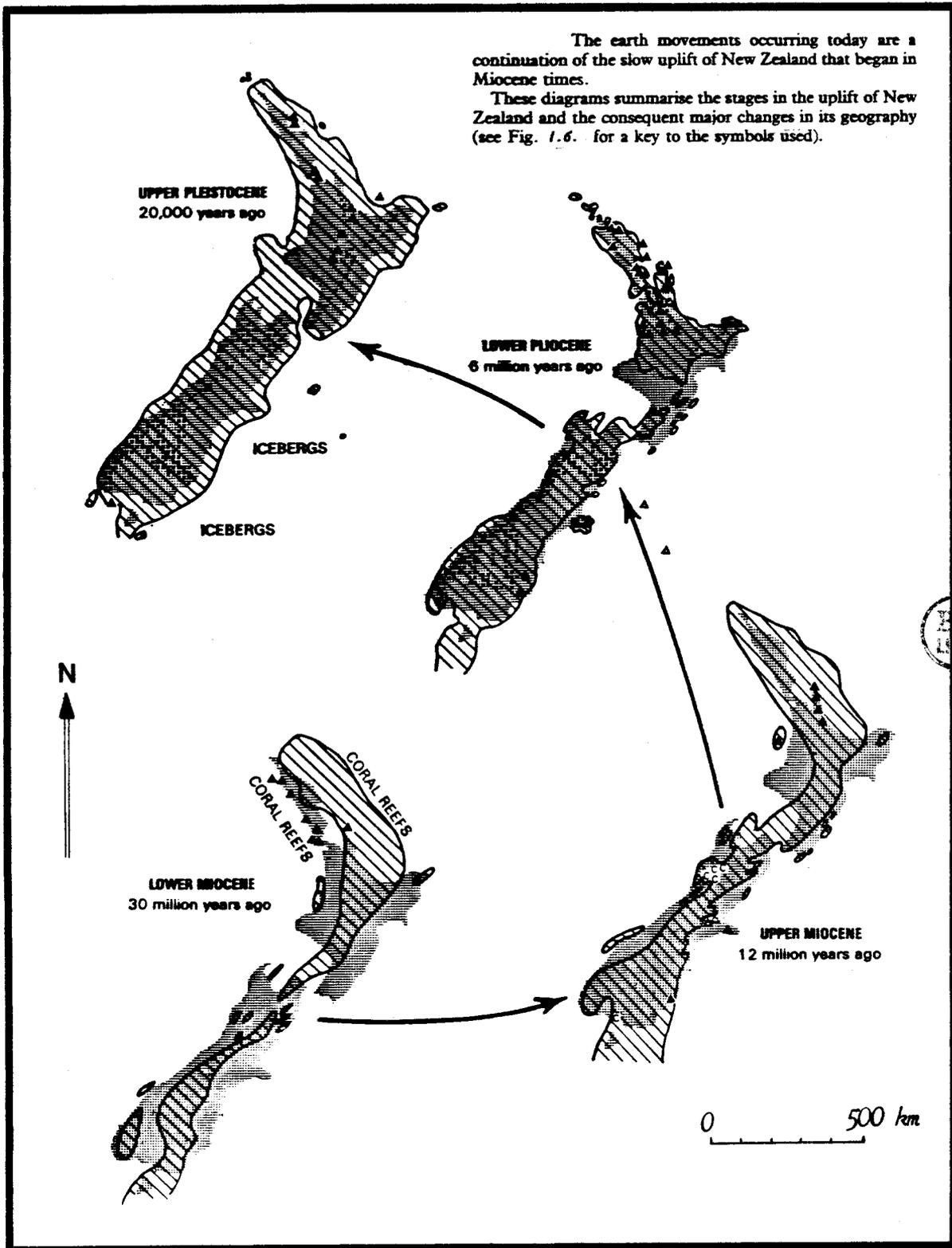


Fig 1.10. Paléogéographie de la Nouvelle Zélande au Coénozoïque supérieur par rapport à la géographie actuelle des dépôts. Les symboles utilisés sont identiques à ceux de la figure 1.6. (Fleming, 1962; McLintock, 1966).

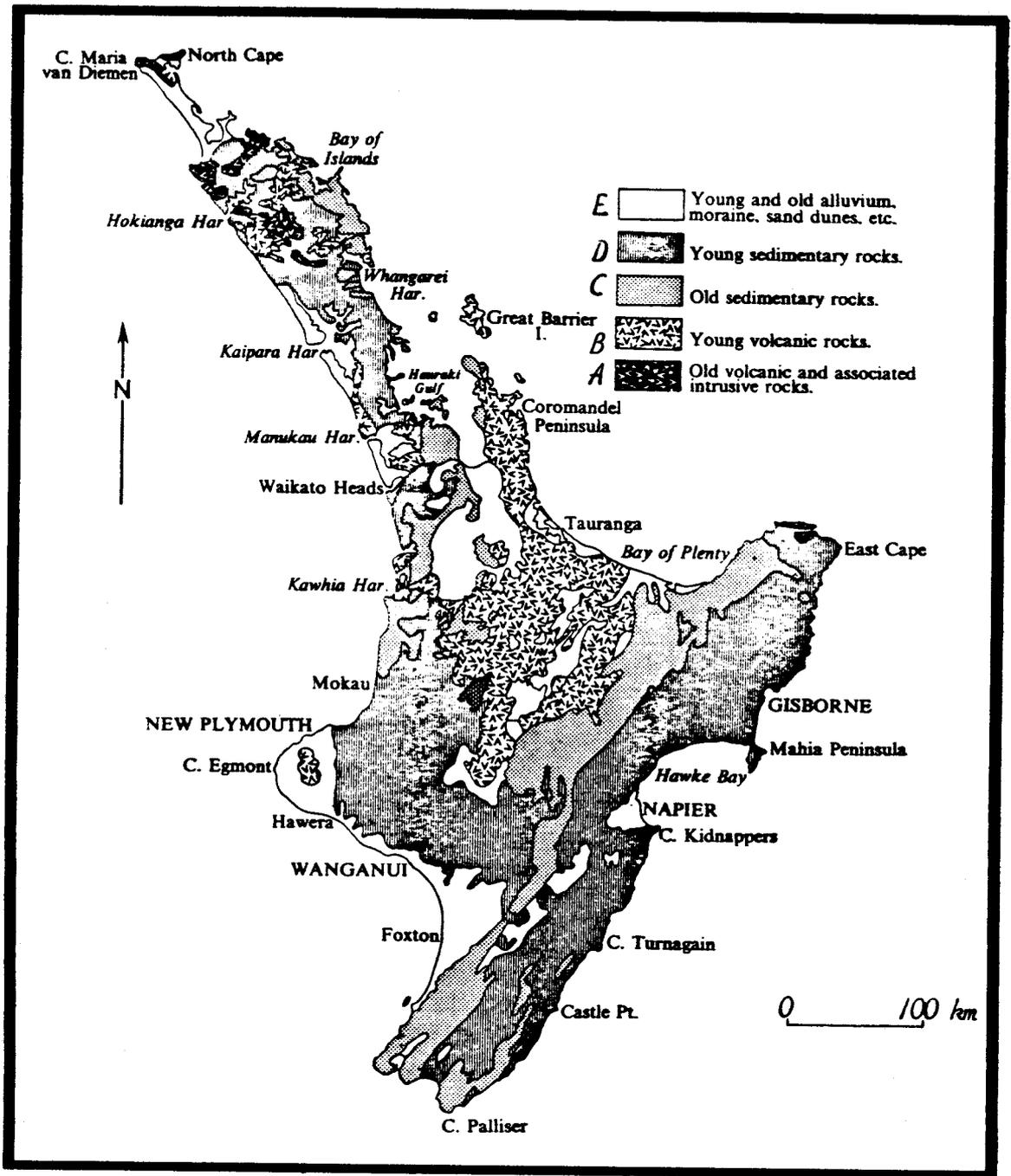


Fig 1.11. Carte géologique simplifiée de l'île du Nord (Stevens, 1980).  
 A: Précambrien au Mésozoïque  
 B: Coénozoïque  
 C: Précambrien au Crétacé moyen  
 D: Crétacé supérieur au Pléistocène inférieur  
 E: Pléistocène moyen à l'Holocène

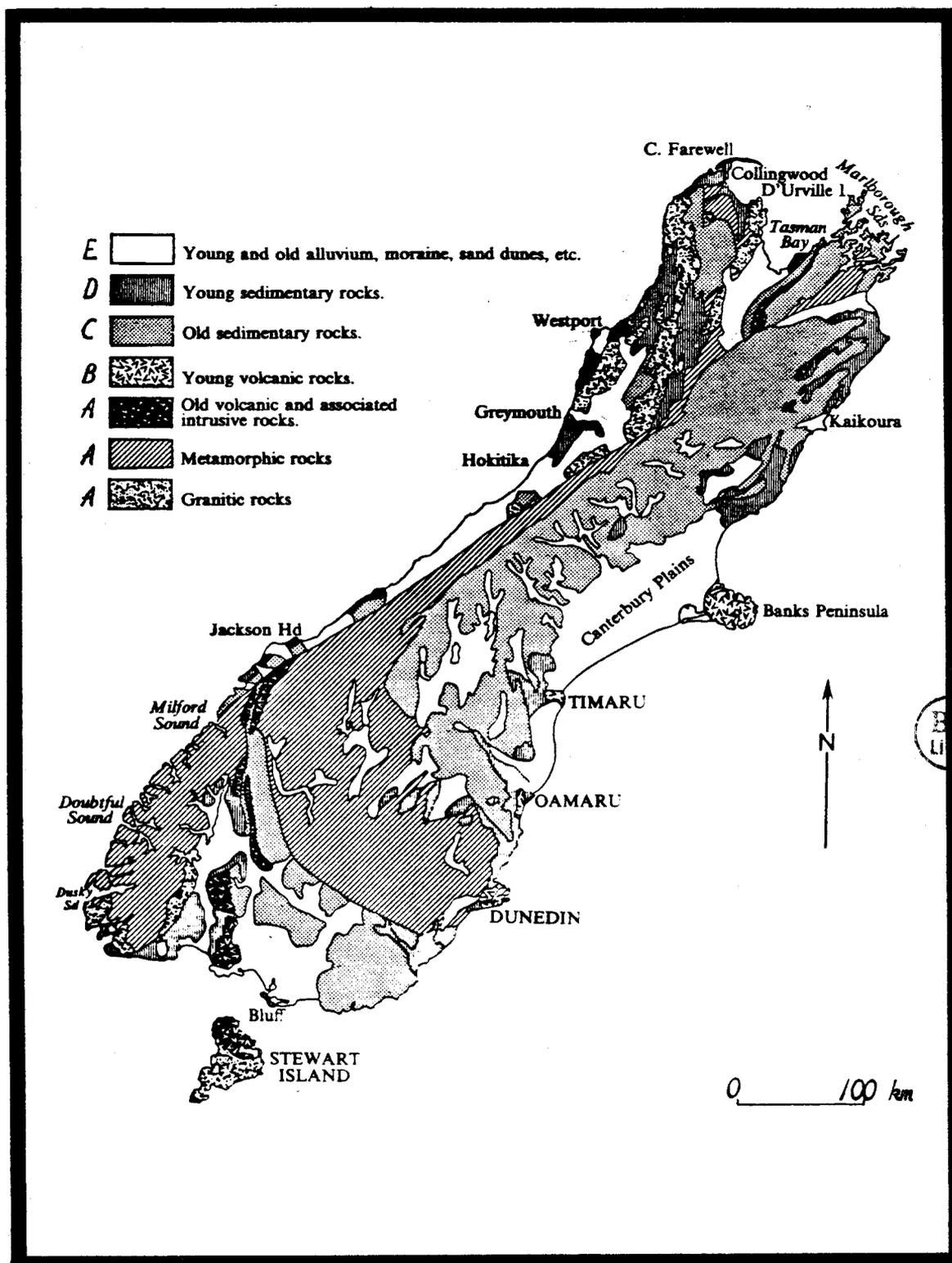


Fig 1.12. Carte géologique simplifiée de l'île du Sud (Stevens, 1980).  
 A: Précambrien au Mésozoïque  
 B: Coénozoïque  
 C: Précambrien au Crétacé moyen  
 D: Crétacé supérieur au Pléistocène inférieur  
 E: Pléistocène moyen à l'Holocène

ment dans Marlborough, Wellington, Nelson et au Sud de Hawke's Bay.

Le système de failles associé à la Faille Alpine commença à jouer à cette époque précurseur le développement des chaînes modernes de l'Ile du Nord et de l'Ile du Sud.

Des zones marécageuses dans le Southland, Central Otago et Sud Nelson donnèrent naissance à des dépôts de charbon et de lignite.

Une importante chaîne volcanique active dans la Péninsule du Coromandel fut contemporaine de la formation des gisements d'or et d'argent dans cette région au Miocène moyen et supérieur.

Le volcanisme fut également présent en Otago, dans la région de Canterbury et au Nord de Taranaki.

C'est à cette époque que l'on retrouve les premières empreintes de Kiwi ainsi que les premiers fossiles de Moa, un oiseau aptère s'apparentant à l'émeu et l'autruche.

## VI.- L'Orogenèse Kaikoura, le façonnement de la Nouvelle Zélande moderne

### VI.1.- Le Pliocène (Fig I.IO.)

Il est marqué par des mouvements importants dus à l'Orogenèse Kaikoura à laquelle la Nouvelle Zélande doit sa géographie actuelle.

Ces mouvements se firent selon une ceinture partant de East-Cape jusqu'au Fiordland, ils furent responsables de la surrection rapide des Alpes dans l'Ile du Sud tandis que l'Ile du Nord connut une importante activité volcanique.

La Faille Alpine ayant débuté à l'Orogenèse Rangitata rejeta au début du Pliocène, on estime son jeu à 3 - 5 m / 1000 ans pour les derniers 10 000 ans (Stevens, 1980).

On observe un peu de volcanisme dans l'Ile du Sud en Otago et également dans la Péninsule de Banks à l'Est de Canterbury aujourd'hui occupée par les ports de Lyttelton et d'Akaroa dans les anciens cratères.

Le climat était doux et l'on remarque l'apparition des premiers acacias.

Les contours actuels se dessinèrent à la fin du Pliocène.

### VI.2.- Le Pleistocène (Fig I.IO.)

Le Pléistocène moyen marqua le paroxysme de l'Orogenèse Kaikoura, la surrection rapide des Alpes du Sud, l'établissement du volcanisme ac-

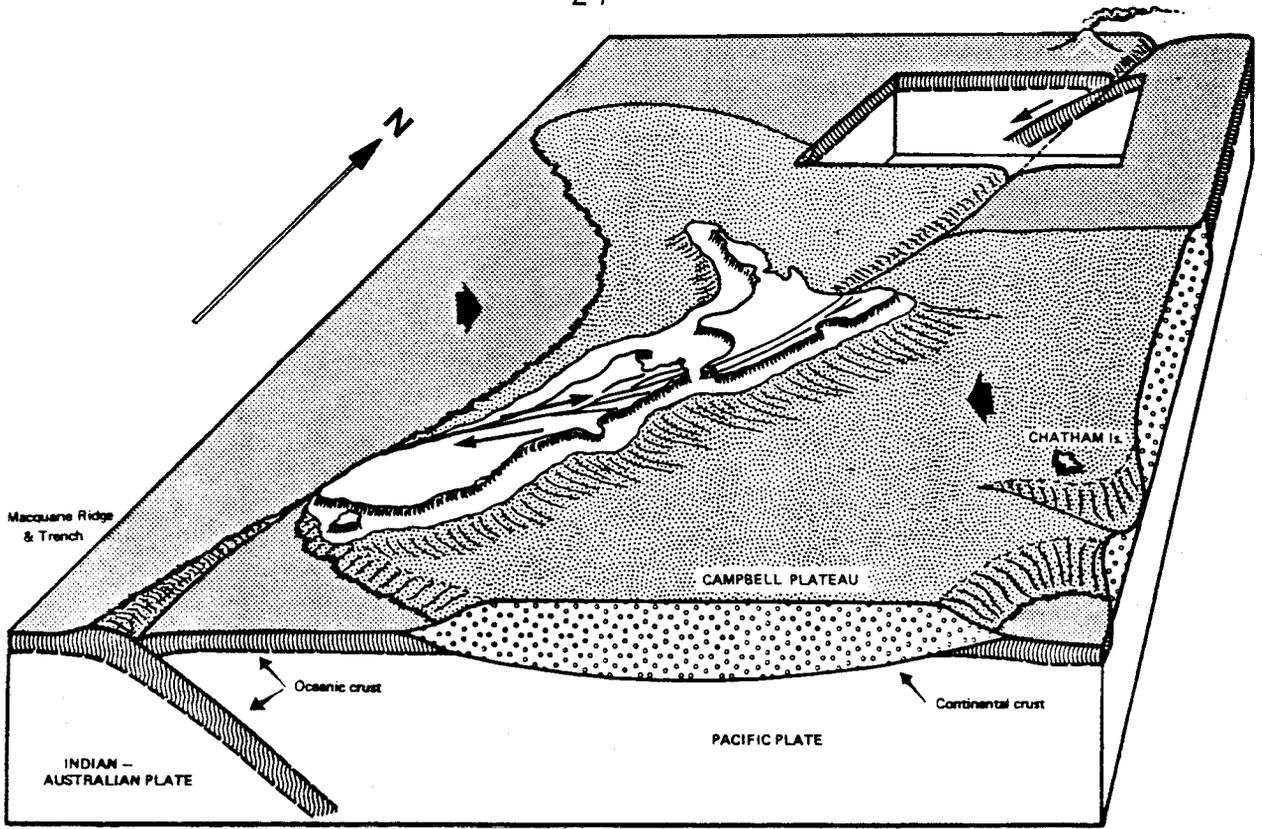
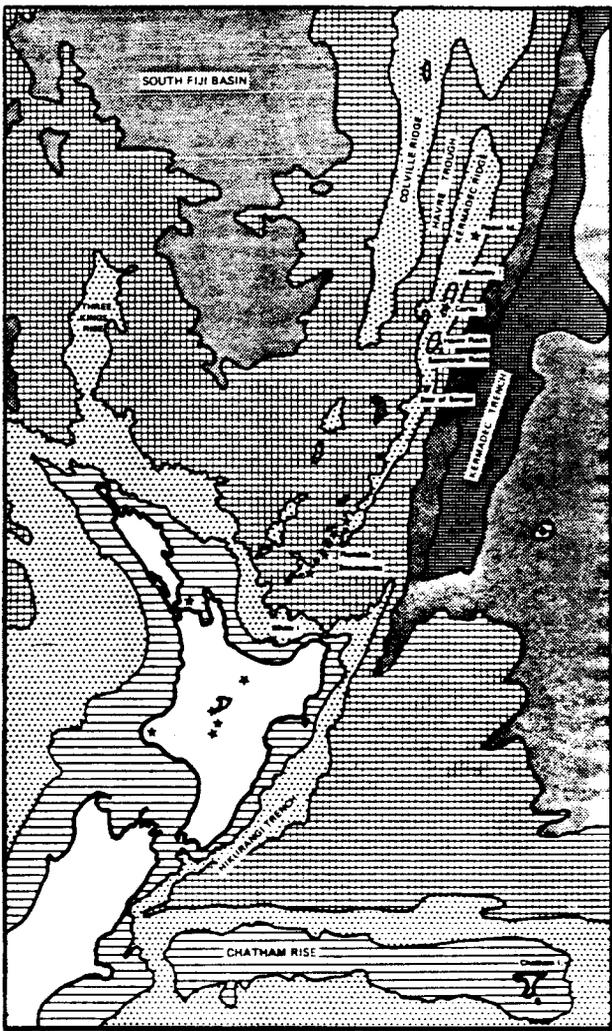


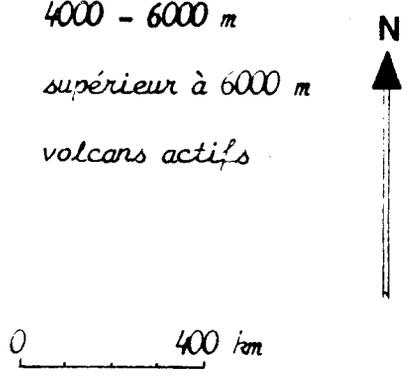
Fig 1.13. Coupe de la Nouvelle Zélande actuelle en trois dimensions (Stevens, 1980).



BU  
LILLE

Fig 1.14 Bathymétrie mettant en évidence le système de fosses lié au plan de subduction septentrional (Stevens, 1980).

- 0 - 500 m
- 500 - 2000 m
- 2000 - 4000 m
- 4000 - 6000 m
- supérieur à 6000 m
- volcans actifs



tuel dans l'Ile du Nord moins soumise aux mouvements de surrection et au jeu de la Faille Alpine.

La Nouvelle Zélande connut alors toute une période de glaciations, les glaciers n'occupèrent cependant que la partie Sud du pays, ils furent à l'origine d'un relief glaciaire typiquement scandinave dans le Fiordland et les Alpes du Sud où fjords et lacs sont nombreux.

#### VII.- La Nouvelle Zélande actuelle (Fig I.II., I.I2., I.I3.)

L'Orogenèse Kaikoura amorcée au Pliocène continue de nos jours engendrant des mouvements de surrection, le décrochement de la Faille Alpine et le volcanisme actuel.

La Nouvelle Zélande se trouve à la limite de la Plaque Indo-Australienne à l'Ouest et de la Plaque Pacifique à l'Est; les mouvements de coulissage et la subduction entre ces deux plaques sont à l'origine de la géographie actuelle du pays. Les anomalies gravimétriques ont pu mettre en évidence un plan de subduction de la Plaque Pacifique sous la Plaque Indo-Australienne au Nord et un plan de subduction inversé au Sud, le passage entre ces deux plans de subduction se fait par l'intermédiaire de la Faille Alpine.

Le plan de subduction Nord est très actif comme en témoigne le volcanisme andésitique du Tongariro, Taupo, Rotorua et White Island au centre de l'Ile du Nord et le volcanisme plus profond de Taranaki et d'Auckland à l'Ouest (Fig I.I4.). Cependant on connaît mal son passage sous la croûte continentale au niveau de l'Ile du Nord.

Le plan de subduction méridional est pour le moment peu actif, on n'y connaît pas de chaîne volcanique comme dans le cas du plan de subduction septentrional.



CHAPITRE N° 2PRESENTATION GENERALE DE HERETAUNGA PLAINSI.- Présentation de la régionI.1.- Géographie (Fig 2.1.)

Environ à mi-distance entre Wellington, tout à fait au Sud de l'Île du Nord et Hicks Bay située sur la pointe la plus orientale de l'archipel; Heretaunga Plains est une région plate entourée de nombreuses collines pléistocènes. A l'écart des grandes villes (Wellington, la capitale, est à 320 km et Auckland à 480 km), elle est cependant le siège d'une urbanisation importante avec deux des plus grandes agglomérations néozélandaises: Hastings (51 400 habitants) et Napier (50 800 habitants).

Heretaunga Plains est située au Sud d'une grande baie baignée par l'Océan Pacifique et à laquelle la région doit son nom: Hawke's Bay.

I.2.- Historique (Pope, 1979)

En 1771, longeant les côtes de l'Île du Nord le capitaine James Cook écrit dans son livre de bord:

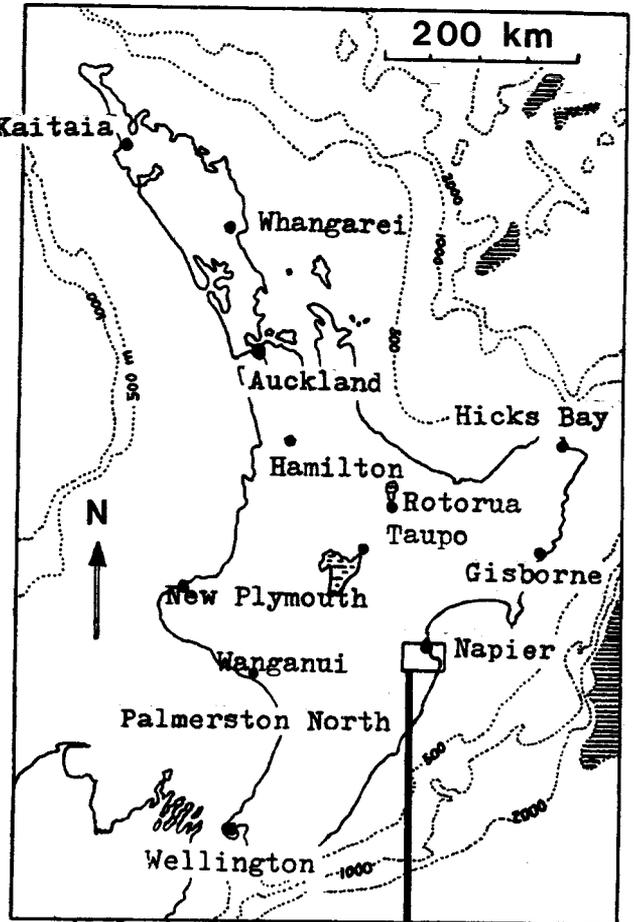
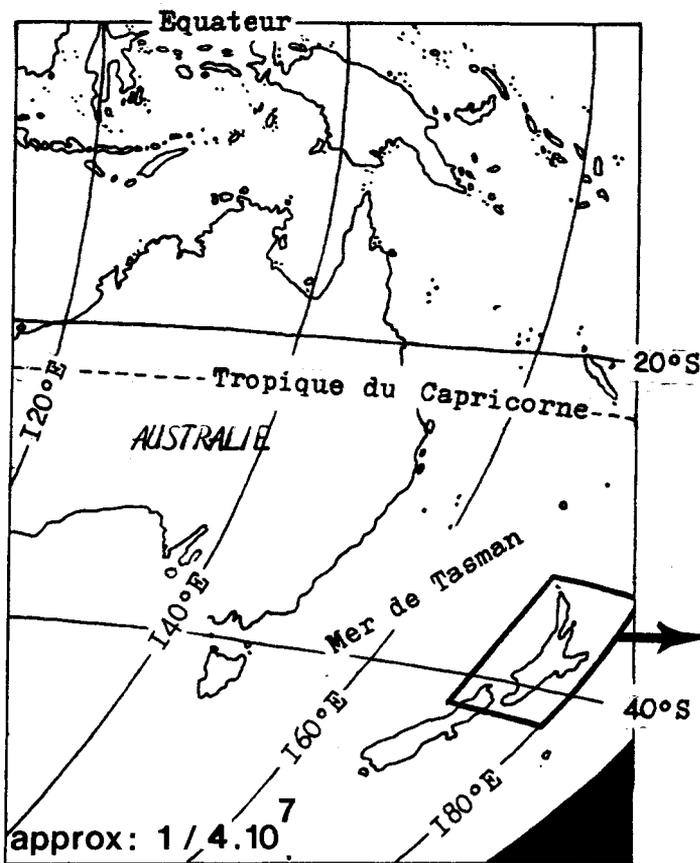
"de chaque côté de ce promontoire, on aperçoit une longue plage étroite formée de sable ou de galets; entre ces plages et le continent, un large et magnifique lac d'eau salée".

Cette toute première description de Hawke's Bay concernait la partie la plus septentrionale de Heretaunga Plains qu'un tremblement de terre altéra irrémédiablement en 1931, effaçant toute trace du lac (Fig 2.2.).

La région était alors peuplée par une tribu maorie. les Ngati Kahungunu, sans cesse harcelés par d'autres tribus venant de l'Ouest. L'arrivée de commerçants blancs et de fusils les obligea à migrer vers le Nord vaincus par leurs ennemis occidentaux.

Ce n'est que vers la moitié du siècle dernier que les premiers colons vinrent s'établir dans Hawke's Bay, ils y trouvèrent peu de Maoris mais leur arrivée eut pour effet de mettre fin aux guerres tribales. Ainsi, petit à petit, les tribus réintégrèrent leurs terres ancestrales.

Les nouveaux venus commencèrent alors à cultiver les plaines et pratiquer l'élevage. En 1866, une attaque Hauhau (du nom d'un mouvement



Profondeurs  
supérieures à 3000 m.  
• Taupo Villes principales.

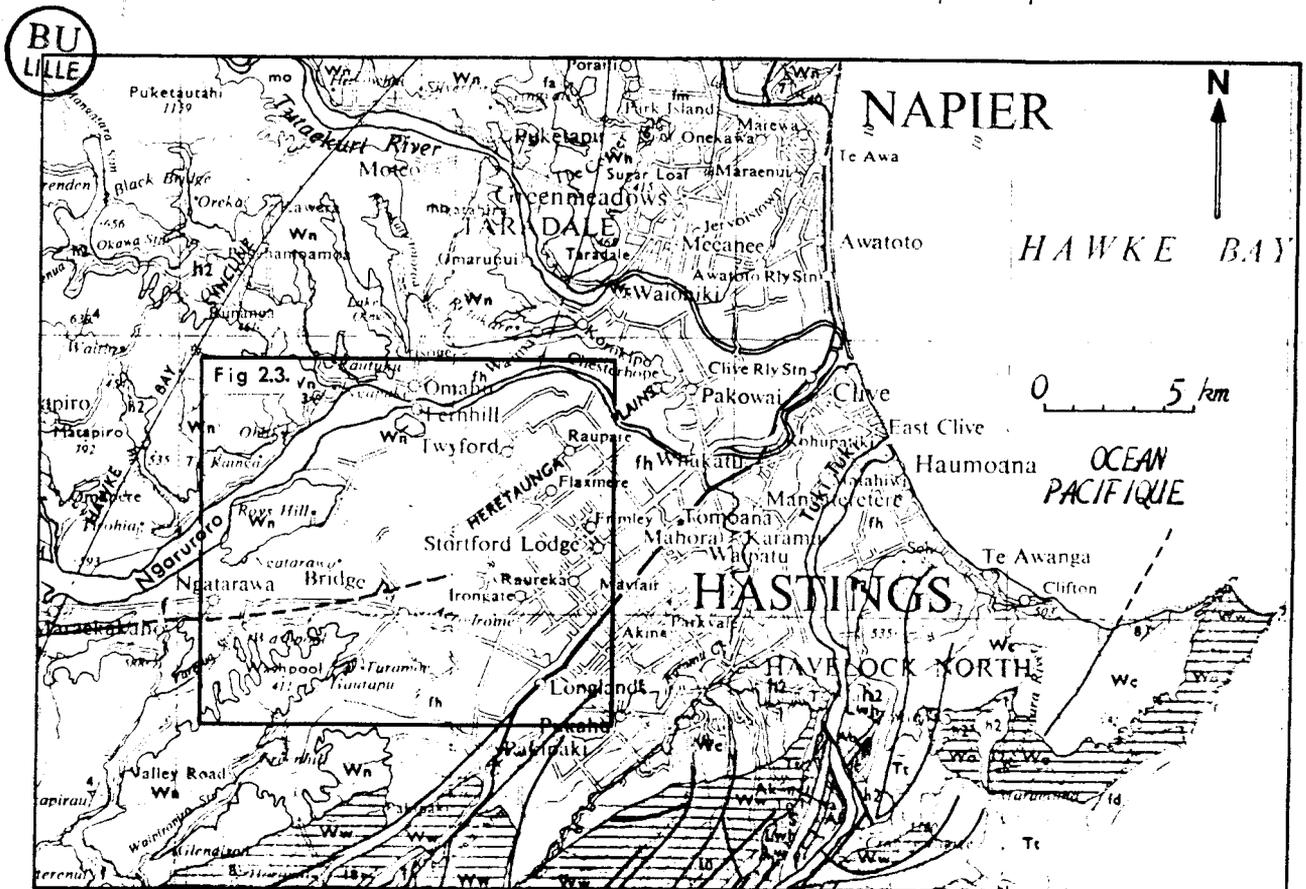
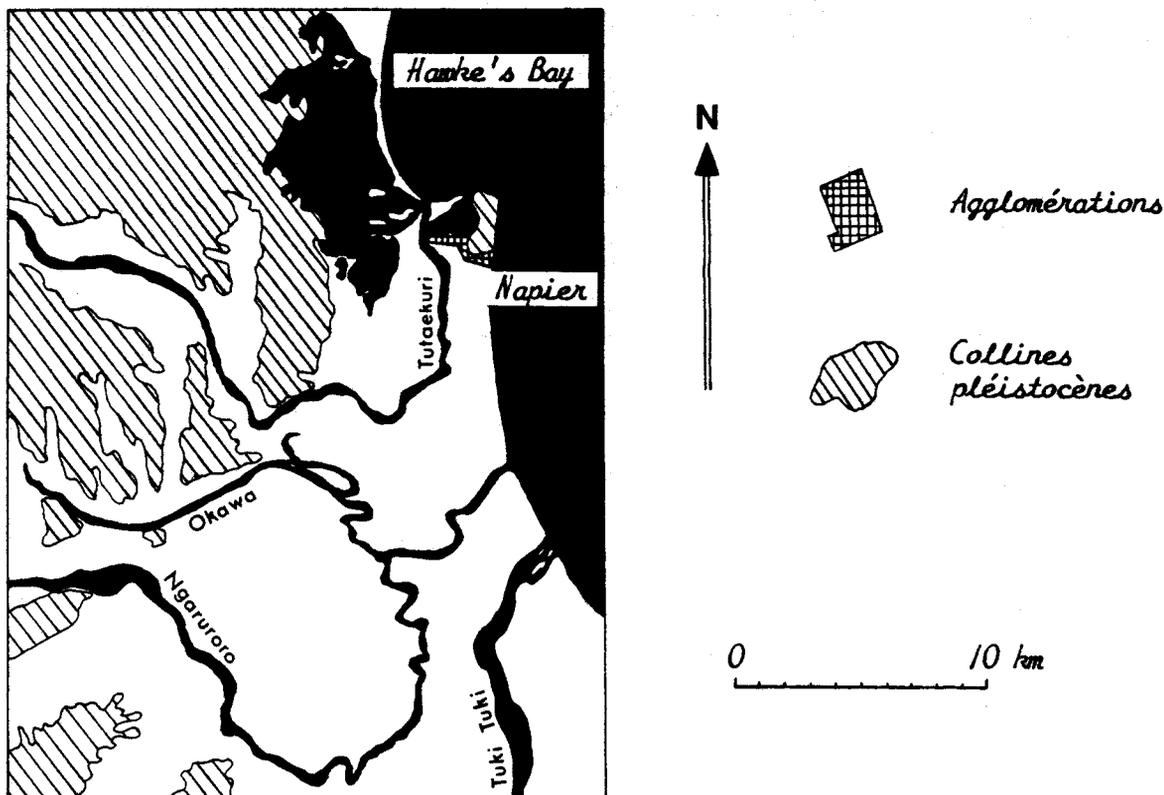


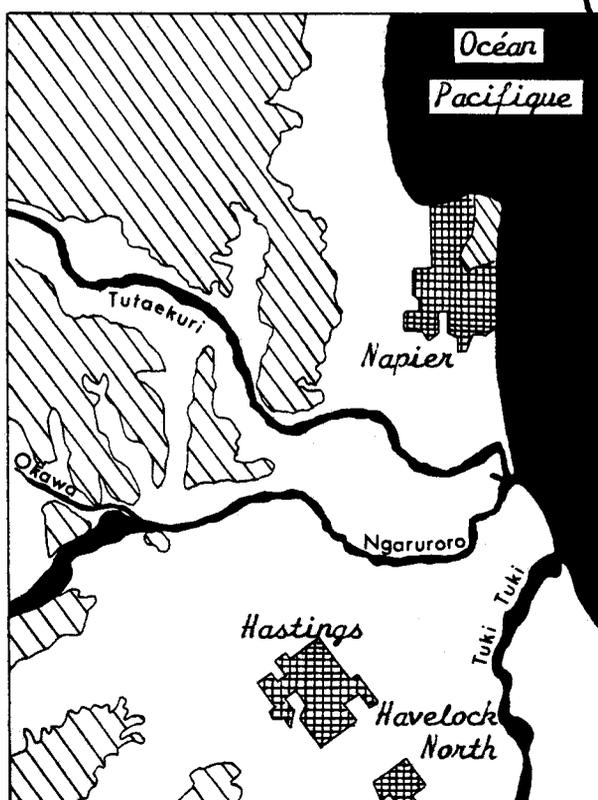
Fig 2.1. Situation géographique de la zone d'étude de Heretaunga Plains.



*Situation géographique avant 1863*

- En 1863, suite à une très forte inondation la rivière Ngaruroro est détournée et suit alors son cours actuel, emprunté auparavant par Okawa.

- En 1931, un violent séisme ébranle la région de Napier y provoquant un soulèvement du sol de l'ordre de 1 à 5 m; la rivière Tutaekuri est déviée vers l'Est et la zone lacustre au Nord de Napier disparaît.



*Situation géographique actuelle*

Fig 2.2. Variations du réseau hydrographique de Heretaunga Plains entre 1863 et nos jours.

religieux maori) fut lancée sur Napier; la défense de la ville s'organisa rapidement et l'attaque fut sévèrement réprimée. Contrairement à d'autres régions, les colons de Hawke's Bay n'eurent plus à souffrir des guerres opposant Maoris et Pakehas (nom donné aux européens).

Dans les plaines, la vigne et les vergers commencèrent à se développer. De nombreux colons de toutes nationalités, dalmatiens, allemands, français, espagnols, libanais et même chinois et russes contribuèrent à l'établissement des vignobles réputés de Hawke's Bay, pour la plupart situés dans Heretaunga Plains. Cependant ce furent les frères français de la Société de Marie qui les premiers y introduirent la vigne.

La région se développa progressivement attirant de plus en plus de colons; des routes furent construites permettant de nouvelles voies d'accès (la route Napier - Taupo reliant Heretaunga Plains au centre de l'Île du Nord date des années 1870).

Ce développement ne se fit pas sans difficulté, outre l'attaque Hauhau précédemment citée les catastrophes naturelles firent de nombreux ravages aux cultures et aux hommes; ainsi en 1863 la crue d'une des rivières de la plaine (Ngaruroro) fut si forte que son cours fut détourné laissant un lit sec et rocailleux quasiment incultivable, les vaches et les moutons y remplacèrent les vignes ou les vergers. Le matin du 3 février 1931 Napier et Hastings, ébranlées par une violente secousse tellurique furent détruites quasi-entièrement; le lourd bilan, 256 morts, fut le plus important enregistré sur l'archipel pour cause de catastrophe naturelle (Fig 2.2.).

### 1.3.- L'attitude néo-zélandaise face aux ressources et à l'hydrologie

Les néo-zélandais ont appris à vivre au milieu de ces risques naturels; inondations, cyclones, séismes et éruptions volcaniques sont courants mais le mot catastrophe est rarement prononcé; l'intensité "raisonnable" de ces phénomènes dans la majeure partie des cas et une population à faible densité (10 habitants / km<sup>2</sup> soit neuf fois moins qu'en France) en sont les deux raisons majeures.

Deux idées permettent donc de mieux saisir le comportement et l'attitude des néo-zélandais face à leurs ressources: la faible densité de population mais aussi la jeunesse du pays. Les réserves naturelles néo-zélandaises (eau, gaz, géothermie) sont en général amplement suffisantes

tant à la consommation locale qu'à l'exportation. Dans l'exemple de Heretaunga Plains, les puits se comptent par centaines et sont quasiment tous des puits privés servant à l'approvisionnement domestique ou à l'arrosage des vergers. La majeure partie de la nappe étant artésienne, l'arboriculture fruitière bénéficie d'une alimentation en eau facile et peu coûteuse (il est également intéressant de noter à ce propos que le compteur d'eau n'existe pas en Nouvelle Zélande). Ainsi, malgré une apparente anarchie du prélèvement dans les nappes, les problèmes d'alimentation en eau ou de pollution ne se font sentir qu'en de rares endroits. Les études ont plus ici un rôle préventif que curatif.

L'étude systématique des aquifères est également très récent en Nouvelle Zélande. Les limnigraphes dont les premiers ont été mis en place il y a une vingtaine d'années sont maintenant d'usage courant, cependant les études restent très physiques. Si l'ordinateur est utilisé dans les agences de bassins et les agences de l'eau (I) comme outil de calcul et de stockage des informations, la modélisation des nappes ne fait qu'une timide apparition, celles-ci étant en général insuffisamment connues pour faire l'objet d'une gestion informatique (Thorpe et al, 1979).

L'approche néozélandaise de la recherche s'avère donc différente de l'approche française; jeunesse et faible population en sont les deux principales raisons.

#### I.4.- Description générale de la nappe

Heretaunga Plains constitue une région d'environ 280 km<sup>2</sup> de surface. Elle est limitée au Nord et au Sud par des collines pléistocènes et pliocènes composées de calcaires, de grès ou de grès silteux et résulte du comblement par des grauwackes détritiques d'une ancienne dépression tectonique.

Heretaunga Plains est arrosée par trois rivières principales prenant leur source dans les chaînes de montagnes situées à l'Ouest de celle-ci (Kaweka Range et Wakarara Range). Il s'agit du Nord au Sud des rivières Tutaekuri, Ngaruroro et Tuki-Tuki.

La nappe peut être divisée en trois zones principales.

(I) Les agences de bassins (catchment board) s'occupent des problèmes hydrologiques généraux tandis que les agences de l'eau (water board) s'occupent de la distribution de l'eau. Très souvent, comme à Hawke's Bay, les deux agences sont groupées au sein d'un même organisme (catchment board and regional water board).

#### I.4.1.- Le Système de Motéo

Il s'agit d'un petit secteur allongé, s'orientant Nord - Sud et limité à l'Est et l'Ouest par des collines pléistocènes (Fig 2.4.). Il prend naissance sur les rives de la rivière Tutaekuri qui l'alimente et présente un gradient hydraulique dirigé du Nord vers le Sud. Cependant, la liaison avec la partie principale de Heretaunga Plains est mal assurée par suite d'un étranglement dans sa partie méridionale. On considère ordinairement le Système de Motéo comme une nappe plus ou moins autonome.

#### I.4.2.- La nappe libre (Fig 2.3.)

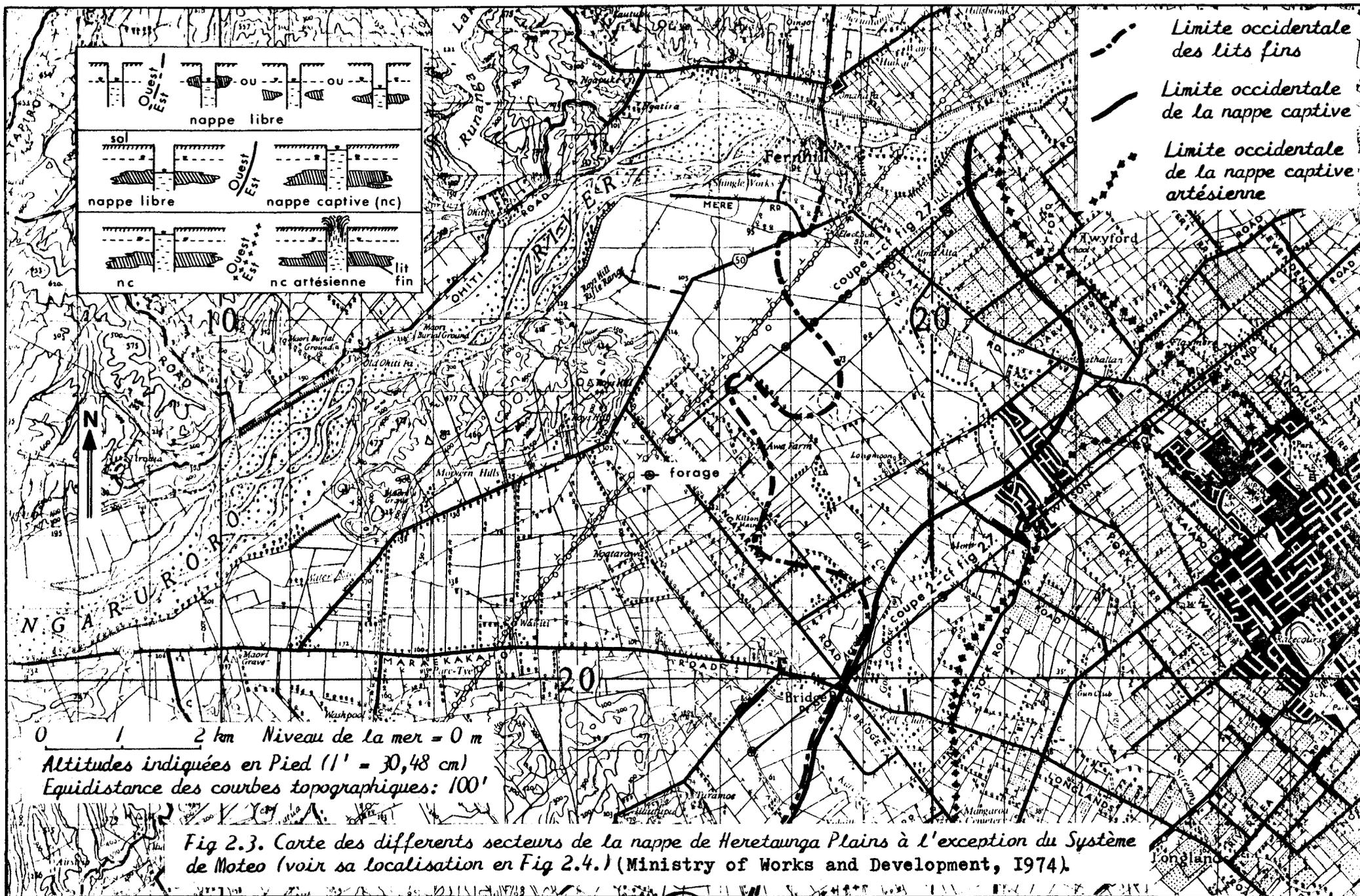
Principalement composée de gravelles holocènes, elle est située dans la partie occidentale entre les collines pleistocènes au Sud-Ouest et la rivière Ngaruroro. Elle peut également être subdivisée en deux zones:

- une partie presque uniquement remplie de grauwackes détritiques de bonne perméabilité et renfermant la nappe libre occidentale; le niveau piézométrique mesuré dans des puits tubés est identique au niveau supérieur de la zone saturée;
- vers l'Est une partie où l'on rencontre, intercalés dans les gravelles, des lits fins argileux et silteux; ces lits sont épars dans l'aquifère mais vont en augmentant vers l'Est où la nappe devient progressivement captive; dans cette partie, les puits rencontrant des lits fins montrent un niveau de l'eau sous le niveau dans la nappe du fait d'un aquifère multicouche.

#### I.4.3.- La nappe captive (Fig 2.3.)

Occupant le reste de Heretaunga Plains, elle est également composée de gravelles mais aussi de lits imperméables constitués de matériaux fins (silts et argiles). C'est la seule partie de Heretaunga Plains arrosée par les trois rivières Tutaekuri, Ngaruroro et Tuki-Tuki. Elle comprend elle-même deux parties:

- la nappe captive où le niveau piézométrique ne dépasse pas la cote au sol;
- la nappe captive où le niveau piézométrique dépasse la cote au sol (nappe artésienne). Celle-ci doit en effet se trouver directement en relation avec l'océan (Fig 2.6.); de la différence de densité entre l'eau douce et l'eau salée, il résulte une surpression dans la nappe captive à l'origine du phénomène d'artésianisme bien représenté dans Heretaunga



Plains. Le niveau piézométrique est à environ 9 m au dessus du niveau de la mer à l'aquarium de Napier en bord de mer (Ridgway et al, 1969).

Sur la carte (Fig 2.3.) la limite entre la nappe libre et la nappe captive est schématisée par une ligne définie par différents procédés et notamment la hauteur en eau mesurée dans les puits, les informations recueillies lors du creusement de certains puits ou des indications obtenues par l'étude des sédiments de surface. Cette ligne ne signifie pas que la partie libre passe de façon brutale à la partie captive, cette limite pouvant en effet évoluer au cours du temps et en fonction du niveau piézométrique de la nappe entre période sèche et période humide. Il s'agit plutôt d'une limite moyenne entre nappes libre et captive.

## II.- Géologie

### II.I.- L'histoire géologique (Fig 2.4.) (Kear et al, 1971; Kingma, 1970)

Les roches sédimentaires de cette partie de la Nouvelle Zélande proviennent en général de sédiments marins déposés dans le Géosynclinal de la Côte Est (suivant l'axe de East Cape, Wellington, Marlborough Sound), bordé par deux géanticlinaux: la Grande Barrière de l'Ile du Nord à l'Ouest et un second géanticlinal à l'Est dans une région maintenant occupée par la mer. Le géosynclinal ne fut jamais très profond et la subsidence y fut lente. Au Crétacé, le géanticlinal oriental fut la source principale de dépôts dans le géosynclinal tandis que cette situation s'inversa au début du Tertiaire au profit de la Grande Barrière de l'Ile du Nord qui commençait à accuser des mouvements de surrection. On note des dépôts de mudstones, de conglomérats et de siltstones.

Au Coenozoïque, la sédimentation continua jusqu'au Pléistocène. La Nouvelle Zélande étant à 1500 km de l'Antarctique, la vitesse d'accrétion entre les Plaques Antarctique et Indo-Australienne se ralentit au Paléocène - Miocène procurant à la Nouvelle Zélande une période de calme tectonique à l'origine de dépôts surtout calcaires excepté au Miocène inférieur où l'on observe une régression dans Hawke's Bay.

Cette situation changea à partir du début du Pléistocène lorsque débuta activement l'Orogenèse Kaikoura. Les mouvements les plus aigus se firent sentir selon une ceinture partant de East Cape jusqu'au Fiordland. La région de Hawke's Bay fut alternativement submergée ou émergée jusqu'au Pleistocène moyen.

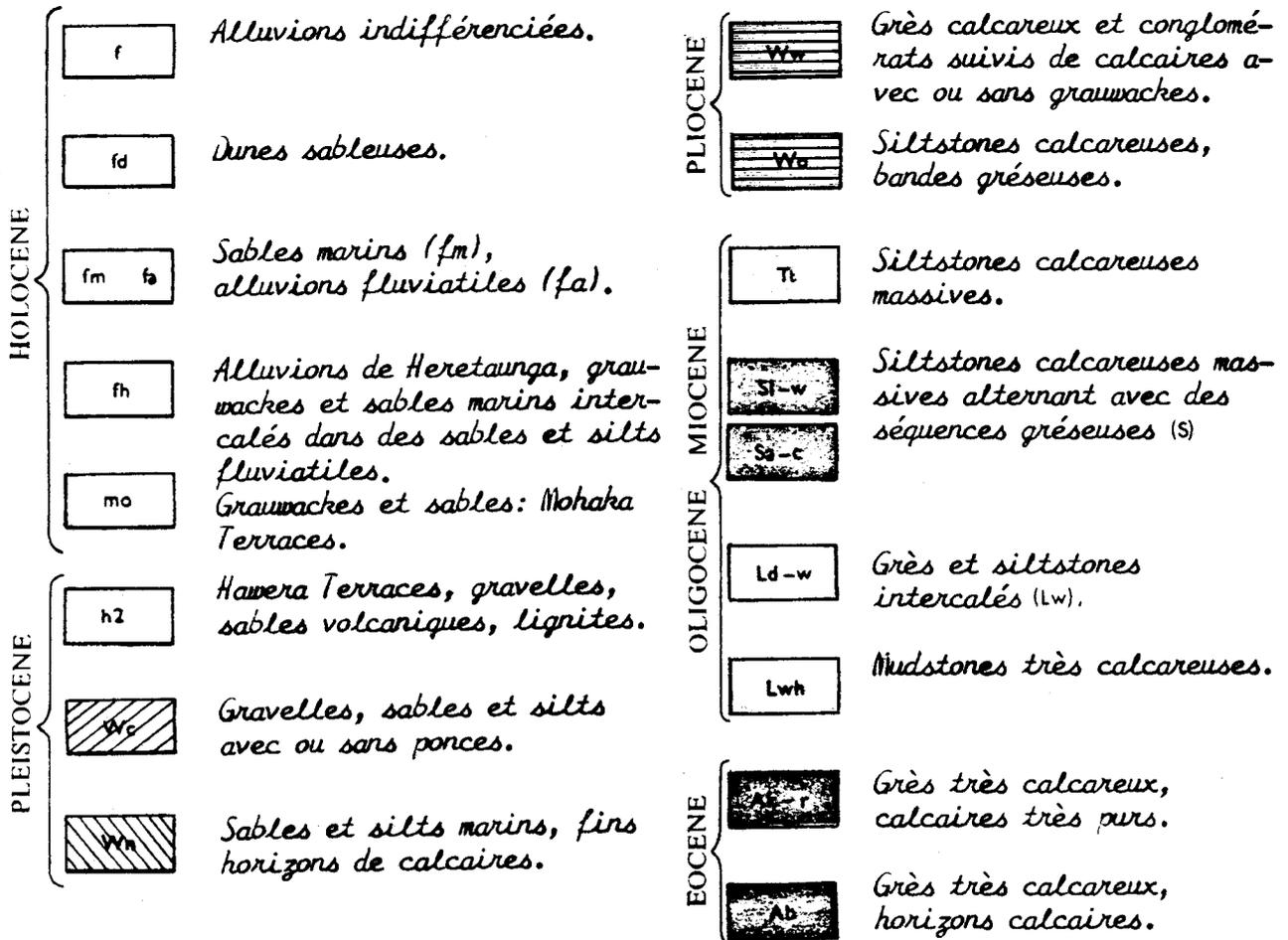
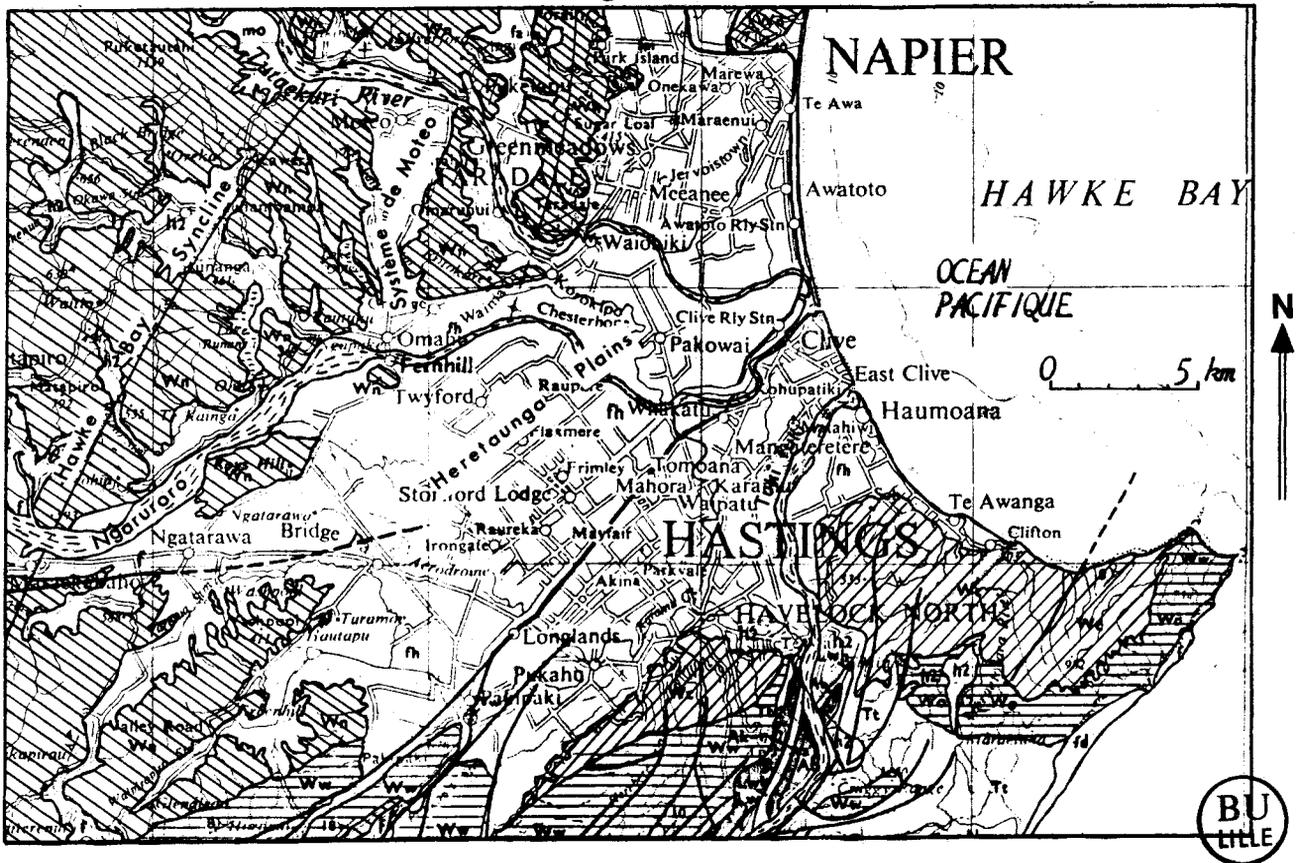


Fig 2.4. Carte géologique simplifiée de la région de Heretaunga Plains (extrait de la carte géologique de Nouvelle Zélande au 1/250000 - feuille de Dannevirke) (Kingma, 1962).

Durant cette période se poursuivit le remplissage rapide de sédiments de plus en plus grossiers provenant des montagnes maintenant très érodées de la Grande Barrière de l'Île du Nord (grauwackes). Les variations climatiques et orogéniques engendrèrent toute une série de matériaux, depuis des gravelles extrêmement grossières jusqu'à des sables fins et des silts.

Hawke's Bay fut ensuite le siège de mouvements post-pléistocènes de l'Orogénèse Kaikoura moins intenses que dans les chaînes occidentales (Ruahine Range).

Le remplissage de Heretaunga Plains suivit cette orogénèse et résulta du processus d'érosion des chaînes occidentales. Une importante quantité de matériaux détritiques pléistocènes et holocènes (surtout des grauwackes détritiques) se déposèrent alors dans Heretaunga Plains. Les mouvements de faille affectant cette région continuèrent jusqu'à nos jours ayant maintes fois, ainsi que les inondations, affecté l'hydrographie de la plaine. La Figure 2.5. illustre à ce propos les récents changements opérés par Ngaruroro ainsi que Waitio et Okawa dans la zone où la nappe est libre (Kingma, 1971).

Dans la séquence N° 1 Ngaruroro passait largement au Sud de Roys Hill et de Fernhill en se frayant un passage difficile dans l'étranglement de Maraekakaho; la vallée entre Roys Hill et les collines plus au Nord n'existait pas. Tutaekuri, quant à elle, suivait la vallée Moteo pour se diriger vers l'Est au Nord de Fernhill et se jeter dans la mer à l'emplacement actuel de Napier. A la deuxième séquence, les mouvements tectoniques entraînèrent un ressèment du synclinal formant Heretaunga Plains ainsi qu'une surélévation des flancs; Waitio fut dévié vers l'Est en créant la nouvelle vallée au Nord de Roys Hill. Dans la séquence N° 3 Ngaruroro migra au Nord de Roys Hill pour emprunter le chemin précédemment suivi par Waitio; c'est également à cette époque que Lake Runanga et Lake Oinga furent créés suite à des interférences dans le drainage vers la vallée. Cette situation prévalut sans grand changement jusqu'en 1863 où une énorme inondation changea une dernière fois le cours de Ngaruroro qui passa cette fois au Nord de Fernhill (séquence N° 4). Tutaekuri changea également de cours en 1931 à la suite d'un violent séisme (Fig 2.2.).

## II.2.- Morphologie et lithologie

### II.2.1.- Morphologie

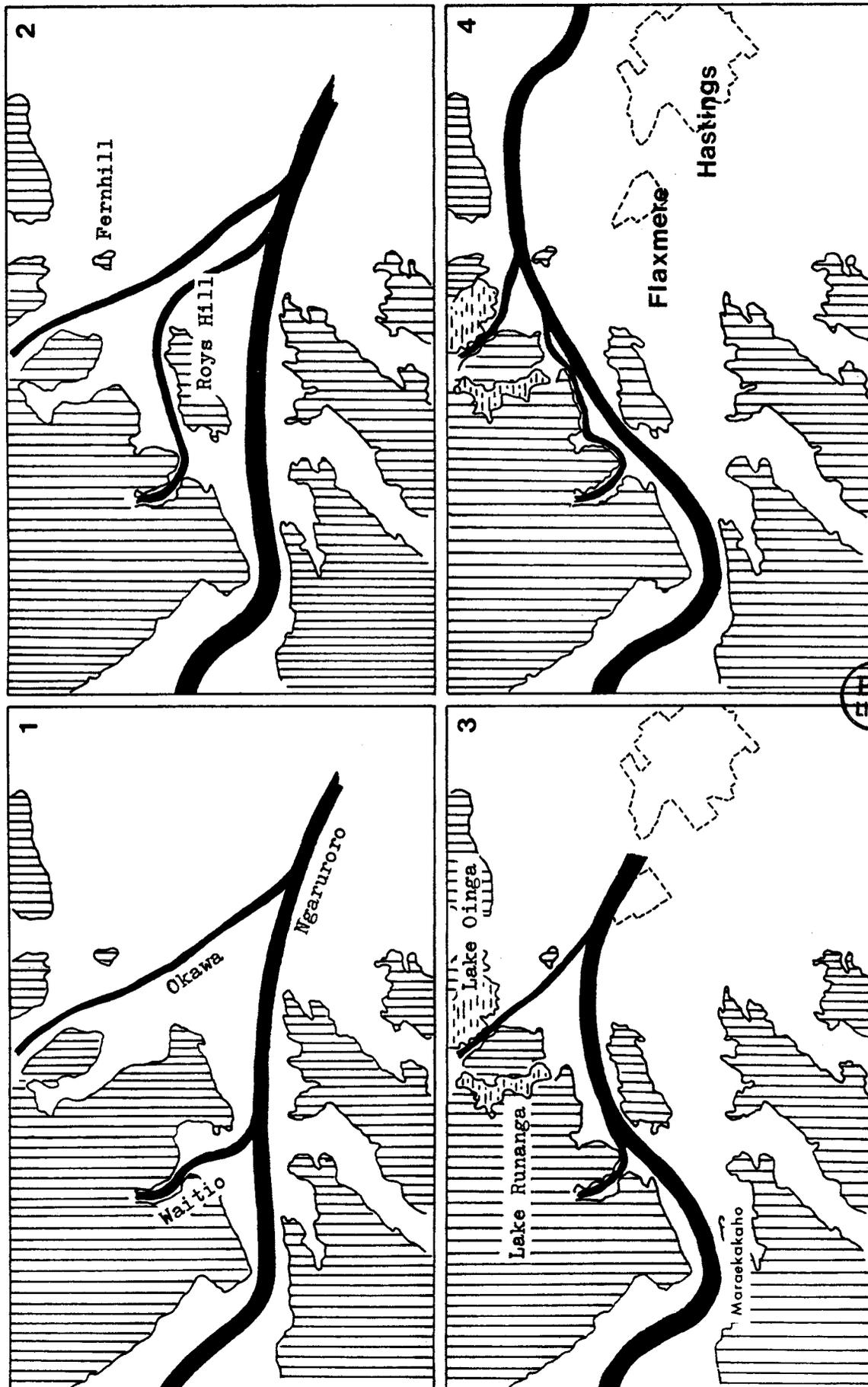


Fig 2.5. Les différents changements du cours de Ngaruroro (Kingma, 1971; Zuiderveen Borgesius, 1975)

10 km



Collines pleistocènes.



Rivières.



Agglomérations



Heretaunga Plains est une région très plate (le relief est de l'ordre de 2 à 3 m) possédant une pente d'environ  $1,5 \cdot 10^{-3}$  dirigée vers l'Est. L'altitude au niveau de Roys Hill (à environ 18 km de la mer) est en moyenne de 40 m (le niveau de la mer est défini à 10 m).

Cette région, comme indiqué précédemment, est une dépression tectonique principalement remplie de grauwaackes détritiques mais dont on ne connaît la morphologie que dans la zone située entre Roys Hill et Fernhill grâce à une étude de résistivité. Le fond de la dépression a été rencontré à -30 et -70 m sur la rive droite de Ngaruroro et à environ -140 m à 4,5 km du site précédent dans une direction Sud-Est perpendiculaire à Ngaruroro. De ces informations on en déduit dans cette partie de l'aquifère une pente moyenne de 0,02; en bord de mer, cela permet de calculer une cote de -410 m. Le fond du synclinal est en fait estimé au maximum à une profondeur de 300 m. Celui-ci n'a été que très rarement reconnu par forage et généralement à des profondeurs inférieures à 50 m. En revanche, un forage à 200 m de profondeur effectué à Hastings ne rencontra pas le fond de la dépression.

### II.2.2.- Lithologie

En se déplaçant vers l'Est depuis Ngaruroro jusqu'à la mer, les matériaux remplissant le synclinal deviennent plus fins tandis que les forages rencontrent un nombre croissant de lits silteux et argileux responsables de la nappe captive artésienne (Fig 2.6.).

Ces lits sont généralement composés de sables, de silts et d'argiles qui se sont déposés dans des anciennes dépressions ou d'anciens lits près du cours de la rivière. Selon la taille de la dépression ils peuvent avoir une certaine extension mais se terminent toujours brutalement tant et si bien que toute corrélation entre log de forage s'avère extrêmement délicate et difficile.

Il existe d'autres types de couches intercalées dans les lits fins et les gravelles montrant des signes d'altération et dont on pense qu'il s'agit de restes de sols; ces couches sont également réparties de façon discontinue.

Il est cependant possible d'effectuer des corrélations à la suite de deux événements volcaniques majeurs en 1480 av. J.C. et vers l'an 130; ces deux éruptions produisirent, l'une les cendres de Waimihia, l'autre les ponces de Taupo. Les sédiments contenant ces cendres et ces

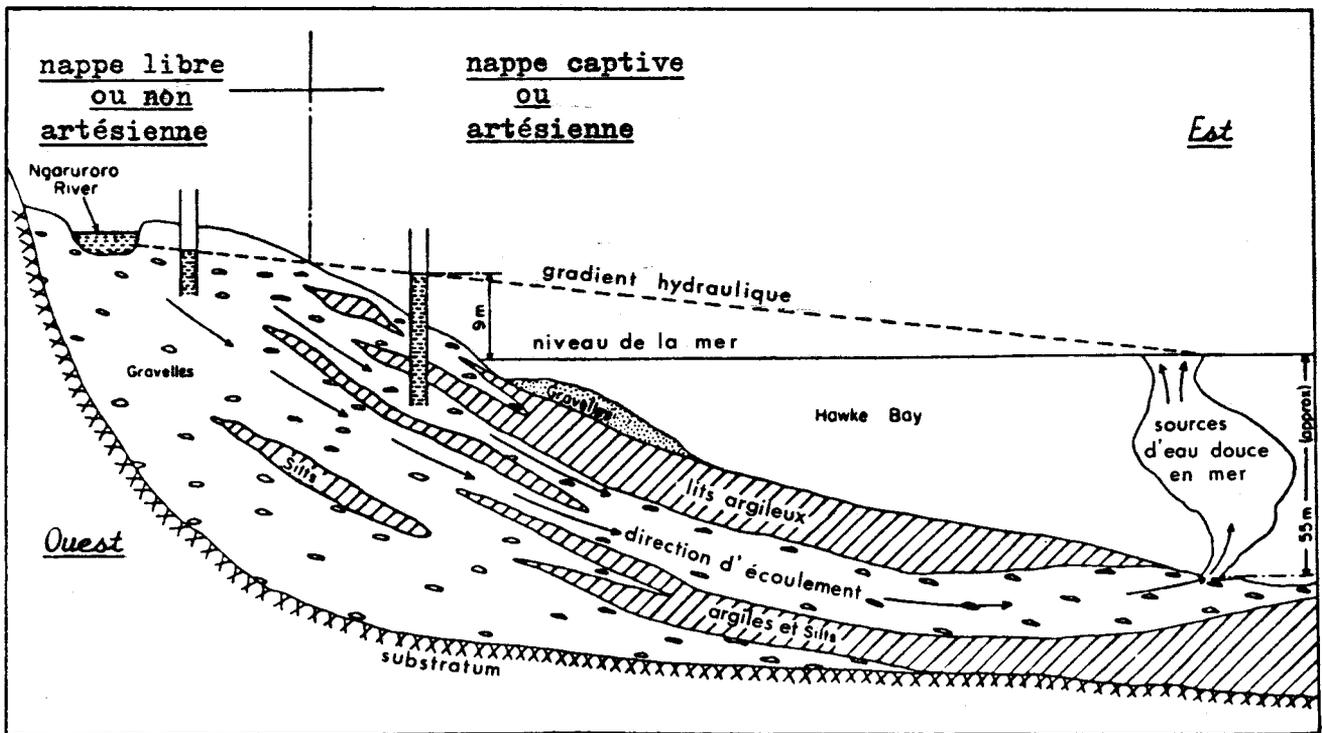
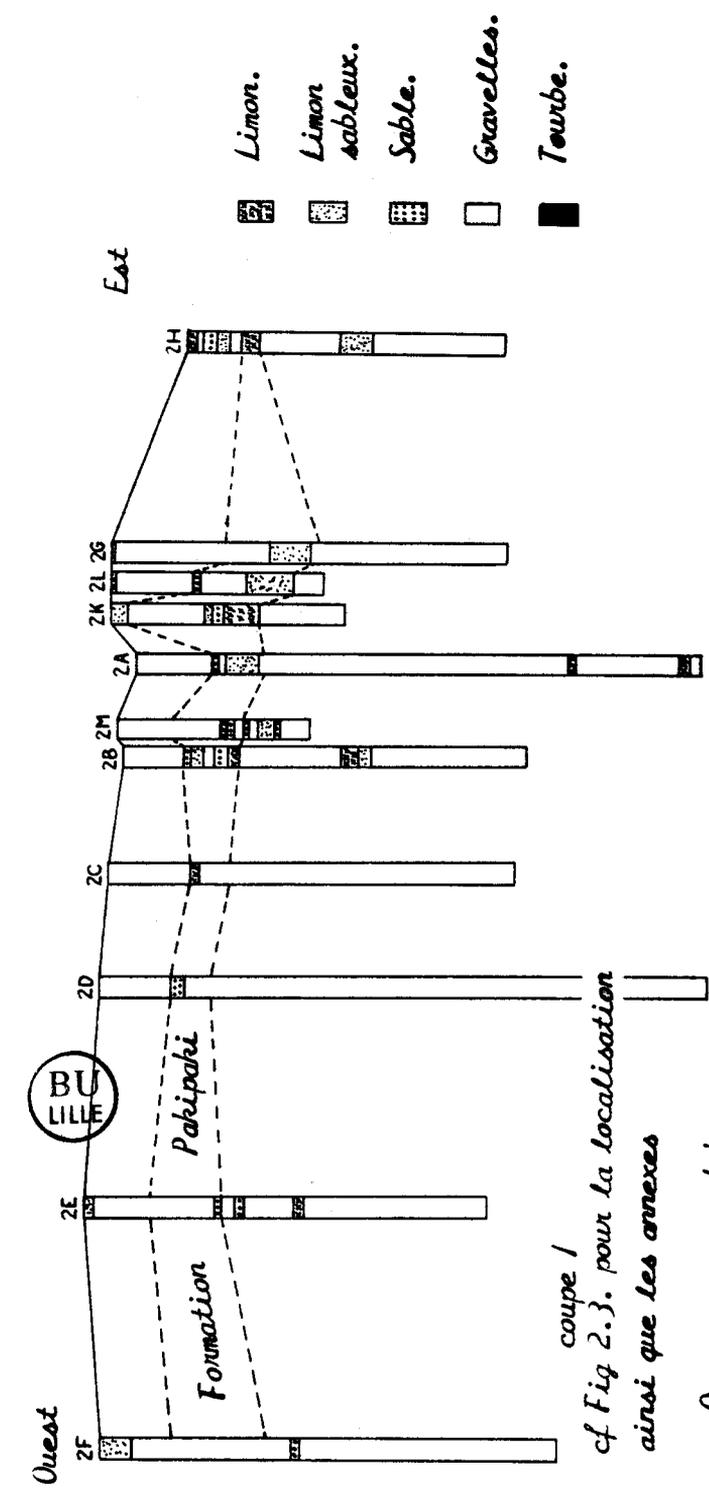


Fig 2.6. Coupe schématique à travers l'aquifère de Heretaunga Plains (Grant et al, 1972).



		Surface totale	Lits des rivières	Surface totale utilisable
- Système de Iloteo		970 ha		970 ha
- Nappe libre:	Ngaruroro	4610 ha	40 ha	4570 ha
- Nappe captive:	Ngaruroro	22740 ha	850 ha	21210 ha
	Tutaekuri		360 ha	
	Tuki Tuki		320 ha	
		28320 ha	1570 ha	26750 ha

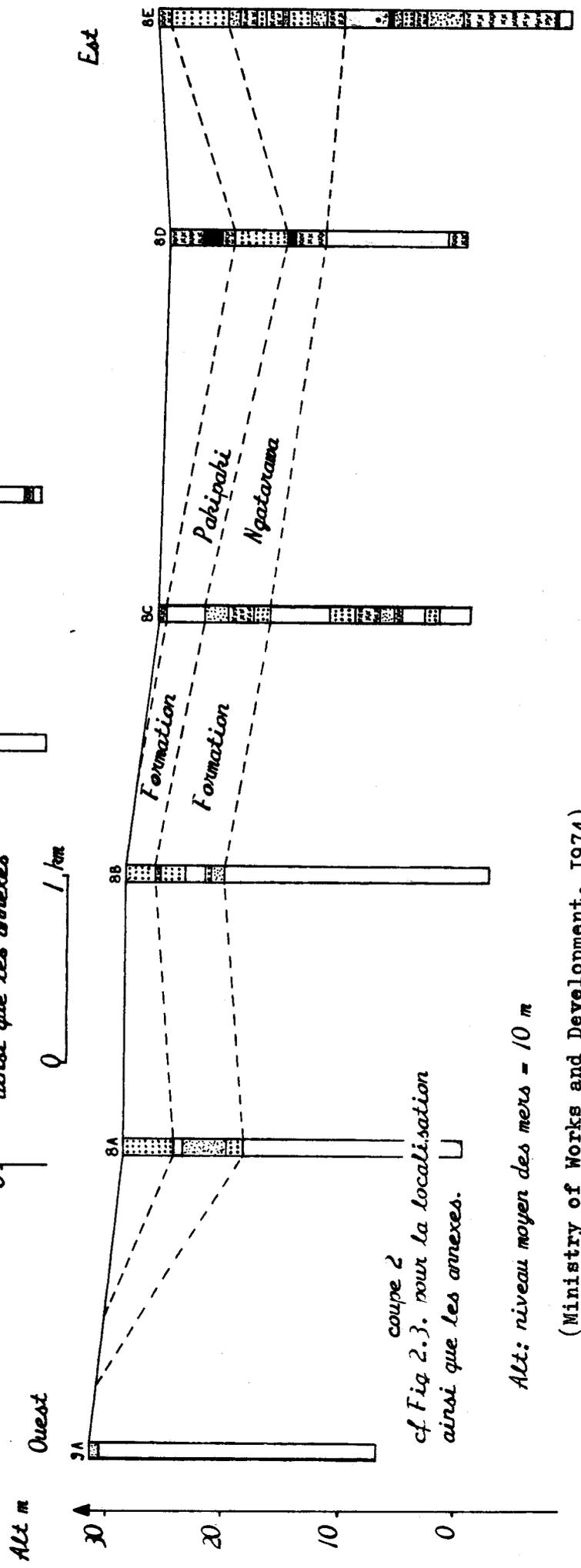
Tableau 2.1. Description quantitative du bassin versant de Heretaunga Plains (Grant et al, 1972).



coupe 1  
cf Fig 2.3. pour la localisation  
ainsi que les annexes

Fig 2.7. Exemple de corrélation entre des logs de forage grâce aux sédiments volcaniques.

Formation Pakipahi:  
Ponces de Taupo (An 130).  
Formation Ngatarama:  
Cendres de Waimihia  
(1480 avant J.C.).



coupe 2  
cf Fig 2.3. pour la localisation  
ainsi que les annexes.

Alt: niveau moyen des mers = 10 m

ponces peuvent donc être supposés d'âge identique à l'échelle géologique.

Les dépôts contenant les ponces de Taupo ont reçu le nom de Formation Pakipaki tandis que ceux contenant des cendres de Waimihia reçurent le nom de Formation Ngatarawa. La Figure 2.7. illustre un exemple de corrélation grâce aux formations volcaniques. Les deux coupes, parallèles à Ngaruroro, montrent un accroissement très sensible des lits fins pour la coupe la plus éloignée de la rivière. Cela permet d'apprécier leur extension depuis Ngaruroro jusqu'à la mer en passant progressivement d'une nappe libre à une nappe captive artésienne.

Dans la partie captive, les lits fins rencontrés lors de forages atteignaient de 4 à 12 m d'épaisseur. Ces forages, réalisés à des fins de puits privés ou d'études, ont constitué la source principale d'informations sur la lithologie de Heretaunga Plains. Des mesures de résistivité effectuées entre Roys Hill et Fernhill ont également permis d'identifier des lits fins mais de façon beaucoup moins précise.

### III.- Hydrologie

#### III.I.- Rivières et bassins versants

Les trois rivières principales arrosant Heretaunga Plains (Tutaekuri, Ngaruroro et Tuki-Tuki) ont un débit moyen variable de l'ordre de :

10 à 30 m<sup>3</sup>/s pour Ngaruroro

10 à 14 m<sup>3</sup>/s pour Tuki-Tuki

5 à 10 m<sup>3</sup>/s pour Tutaekuri

Ces trois rivières ont chacune la particularité de posséder un lit à cordons alluvionnaires enchevêtrés; il s'agit là de modalités morphologiques de dépôts d'alluvions essentiellement constitués de gravelles. Ce type de cours est fréquemment rencontré en Nouvelle Zélande et plus particulièrement dans l'île du Sud où les plaines bordant les Alpes du Sud sont remplies de matériaux détritiques. Leur profondeur est faible; le relief, comme pour la plaine, est de l'ordre de 2 à 3 m maximum, ce qui en fait des rivières au cours facilement modifiable. Les nombreux changements intervenus dans le réseau hydrographique en sont le témoignage (Fig 2.2. et 2.5.).

Ngaruroro, Tuki-Tuki et Tutaekuri drainent le même bassin versant, on peut cependant décrire celui-ci par rapport à la nappe libre, captive

et au Système de Moteo (Tableau 2.I.).

### III.2.- Piézométrie

La carte piézométrique générale (Fig 2.8., Thorpe, 1977) montre clairement un écoulement général vers l'Est à partir de la rivière Ngaruroro. Cet écoulement est tout d'abord dirigé vers le Sud-Est, perpendiculairement à Ngaruroro pour ensuite s'orienter vers le Nord et se disperser dans toute la plaine. Un examen rapide de la carte piézométrique permet déjà de supposer que la rivière Ngaruroro est la principale source d'approvisionnement de la nappe dans sa partie libre.

Cette carte permet également de calculer un gradient hydraulique moyen d'environ  $6,5 \cdot 10^{-4}$ , nous avons déjà vu qu'il était inférieur à la pente ( $1,5 \cdot 10^{-3}$ ), la nappe étant le plus souvent artésienne. On remarque cependant un gradient hydraulique plus fort dans une bande de 800 m de largeur environ, bordant la rive droite de Ngaruroro entre Roys Hill et Fernhill. Dans cette partie, directement en liaison avec la rivière, le gradient change en fonction de la hauteur en eau de celle-ci; sa valeur moyenne est estimée à  $2,7 \cdot 10^{-3}$ .

Les directions d'écoulement calculées par des méthodes de traçage (eau salée, tritium) pour de petits secteurs (de l'ordre de 100 m) ont donné des résultats sensiblement différents de ceux estimés par la carte piézométrique (N 98°E à N 117°E) mettant ainsi en évidence le caractère anisotrope de l'aquifère.

Les vitesses effectives d'écoulement, déterminées par ces mêmes méthodes dans la partie libre de la nappe se situent entre 6 et 40 m/j, elles dépendent bien sûr du gradient hydraulique mais également de la perméabilité et de la porosité cinématique; celles-ci étant variables et dépendant de la nature lithologique des terrains.

### III.3.- Système entrée - sortie

La Figure 2.9. représente le réseau hydrographique de Heretaunga Plains qui servira de référence pour l'analyse de l'approvisionnement et du prélèvement en eau de la plaine.

#### III.3.I.- L'approvisionnement (Fig 2.9.)

Les résultats présentés ici ont été estimés ou mesurés à partir de jaugeages dans les différentes rivières mentionnées; l'approvisionnement de la plaine est dû presque en totalité à des infiltrations à partir de

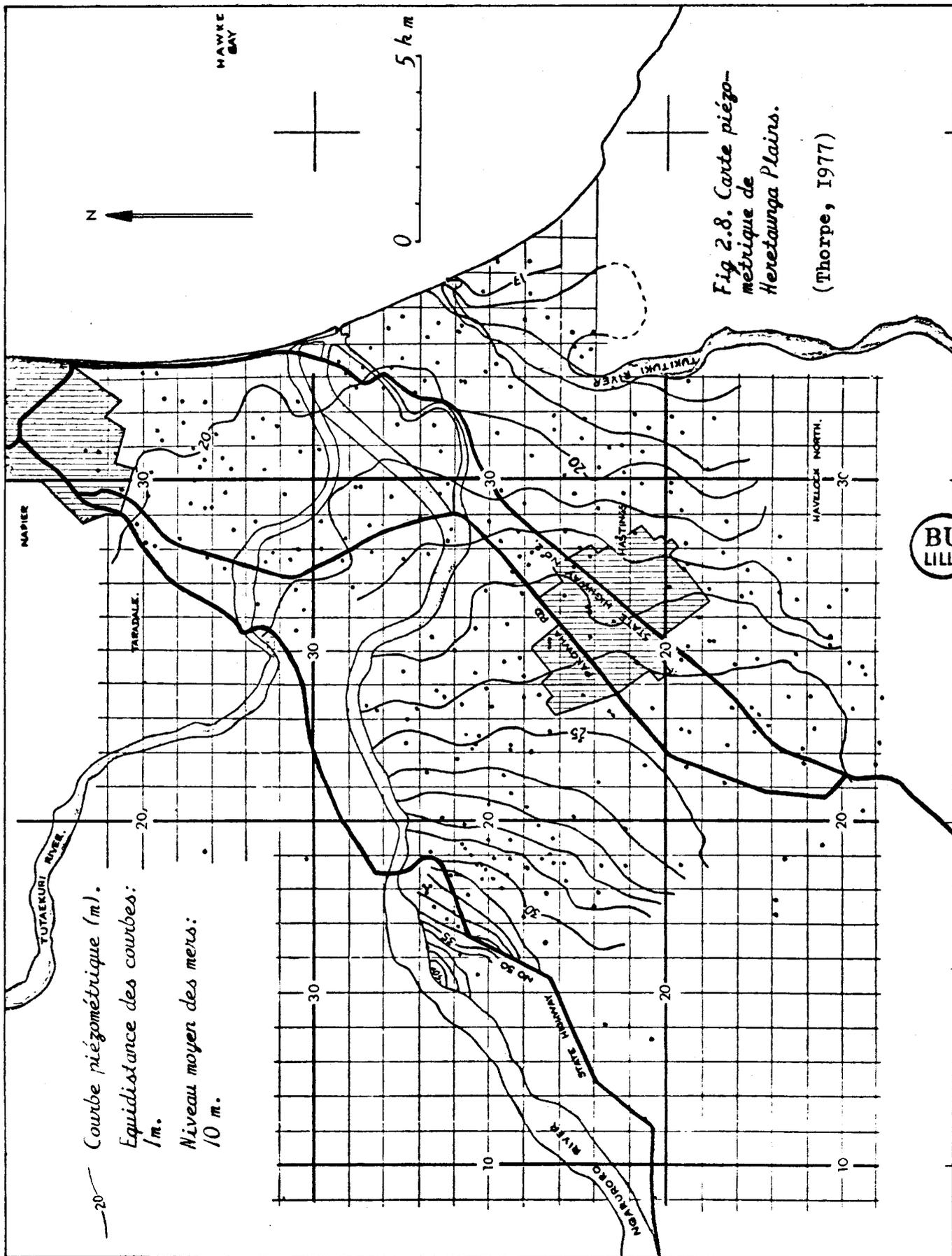


Fig 2.8. Carte piézométrique de Heretaunga Plains.  
(Thorpe, 1977)

— 20 —  
 Courbe piézométrique (m.)  
 Equidistance des courbes:  
 1 m.  
 Niveau moyen des mers:  
 10 m.

BU  
LILLE

ces rivières où les gravelles possèdent une bonne perméabilité (environ  $4 \cdot 10^{-3}$ ). Les jaugeages entraînant une erreur d'à peu près 10 %, les diminutions de débit mesurées entre deux stations sont généralement supérieures à celle-ci.

### III.3.I.1.- Ngaruroro

Ngaruroro est la plus importante rivière se situant dans la partie contenant la nappe libre. On y distingue deux zones.

#### III.3.I.1.1.- La zone de recharge mineure

Elle est située entre Roys Hill et Maraekakaho, des diminutions de débit de l'ordre de  $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$  ont été mesurées.

#### III.3.I.1.2.- La zone de recharge majeure

Elle est située entre Roys Hill et Fernhill, une partie des infiltrations passe sous la rive gauche mais la majeure partie de l'exhaure s'effectue à partir de la rive droite. Les diminutions de débit enregistrées ont été en général de l'ordre de  $5 \text{ m}^3/\text{s} \pm 0,85 \text{ m}^3/\text{s}$  dont environ  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$  sous la rive gauche que l'on suppose repris soit par Waitio soit par Okawa se jetant dans Ngaruroro en amont de Fernhill.

#### III.3.I.2.- Tutaekuri

Aucune diminution n'a été mesurée entre Puketapu et la côte, cependant des infiltrations de  $0,82 \text{ m}^3/\text{s} \pm 0,28 \text{ m}^3/\text{s}$  ont été enregistrées en amont de Puketapu contribuant pour une large part à l'approvisionnement de Tutaekuri-Waimate.

#### III.3.I.3.- Tuki-Tuki

Les infiltrations mesurées sont d'environ  $2 \text{ m}^3/\text{s}$  entre Red Bridge et Black Bridge; cependant l'approvisionnement représente surtout celui de la nappe superficielle et non de la nappe principale captive et artésienne à cet endroit.

#### III.3.I.4.- Les précipitations

L'infiltration directe par les pluies est un agent de recharge peu important pour l'aquifère. On estime qu'en moyenne la recharge directe due à la pluie est de l'ordre de  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  dans la partie libre de la nappe (soit  $46 \text{ km}^2$  des  $280 \text{ km}^2$  que représente Heretaunga Plains). Il est cependant important de remarquer que malgré cela, la recharge effective pour

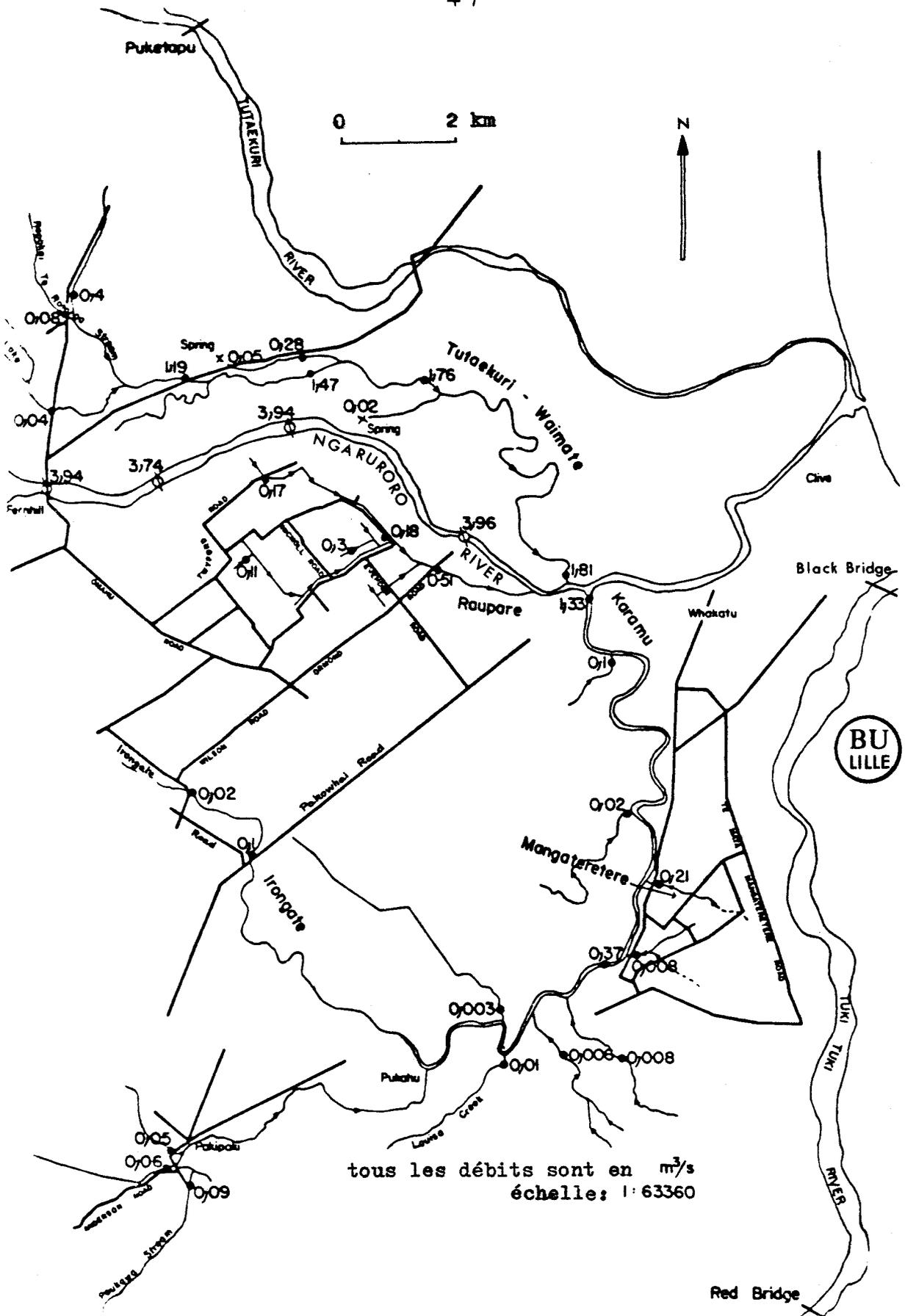


Fig 2.4. Carte du réseau hydrographique de Heretaunga Plains;  
 les valeurs de débit sont en  $m^3/s$  (Grant et al, 1972).

chaque pluie est importante mais de courte durée (quelques heures maximum).

Les pluies ont néanmoins un effet secondaire puisqu'elles interviennent directement dans l'augmentation du niveau de la rivière en raison de la faible capacité de stockage des collines environnantes. Dans une rivière comme Ngaruroro, la montée des eaux aura pour effet d'augmenter la surface mouillée de la rivière et par là même l'infiltration et la recharge à beaucoup plus long terme que la pluie elle-même. La pluviosité moyenne est de l'ordre de 1300 à 1500 mm/an, on enregistre au moins une pluie de 900 mm par siècle; celle de 1863 fit changer son cours à Ngaruroro.

### III.3.2.- Les prélèvements (Fig 2.9.)

Ils peuvent être soit naturels soit artificiels. Dans le cas des prélèvements naturels, il s'agit surtout de drainage par les cours d'eau. Les mesures ont été effectuées par jaugeage comme pour l'approvisionnement.

#### III.3.2.1.- Tutaekuri-Waimate

Son débit est assez constant, environ  $1,81 \text{ m}^3/\text{s}$ . Son alimentation provient en partie des infiltrations de Tutaekuri ( $0,82 \text{ m}^3/\text{s} \pm 0,28 \text{ m}^3/\text{s}$ ); quant au reste, il semble être une contribution de Ngaruroro ( $0,99 \text{ m}^3/\text{s} \pm 0,28 \text{ m}^3/\text{s}$ ) en aval de Fernhill.

#### III.3.2.2.- Raupare

On y a mesuré un débit de  $0,51 \text{ m}^3/\text{s}$  provenant très certainement de la rive gauche de Ngaruroro en aval de Fernhill.

#### III.3.2.3.- Mangateretere

Le débit de  $0,21 \text{ m}^3/\text{s}$  vers Karamu provient probablement de Ngaruroro (et non Tuki-Tuki pour des raisons de gradient hydraulique).

#### III.3.2.4.- Irongate

Cette rivière suit un ancien cours de Ngaruroro, l'augmentation de débit observée entre Irongate Road et Pakowhai Road ( $0,08 \text{ m}^3/\text{s}$ ) est certainement due aux pertes de Ngaruroro en amont de Fernhill.

#### III.3.2.5.- Karamu

Deux jaugeages ont été effectués, l'un près de Havelock North ( $0,37 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et l'autre au confluent avec Ngaruroro ( $1,33 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Les apports des rivières se jetant dans Karamu permettent d'augmenter son débit

jusqu'à  $0,71 \text{ m}^3/\text{s}$ , c'est encore insuffisant pour arriver aux  $1,33 \text{ m}^3/\text{s}$  mesurés au niveau de Ngaruroro. Un débit de  $0,62 \text{ m}^3/\text{s}$  passe donc de la nappe vers Karamu. Vu la position géographique de Karamu on peut supposer que l'approvisionnement provient de la nappe superficielle et non de la nappe captive.

### III.3.2.6.- Prélèvements artificiels

Trois types de prélèvements sont à considérer: les prélèvements urbains, industriels et agricoles. Durant les années 1969 - 1970, le débit prélevé pour les zones urbaines était de  $0,71 \text{ m}^3/\text{s}$ , celui destiné aux industries de  $1,4$  à  $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$  et, dans le domaine agricole, les puits artésiens (au nombre de 2500) débitaient chacun de  $0,08$  à  $0,14 \text{ m}^3/\text{s}$ ; au total les prélèvements agricoles étaient estimés à  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  en été.

### III.3.3.- Le bilan de l'eau

<u>Entrées</u>		<u>Sorties</u>	
Ngaruroro: en amont de Roys Hill	$5 \pm 0,85$	Tutaekuri Waimate	1,81
entre Roys Hill et Fernhill	0,75	Raupare	0,51
Tutaekuri	$0,82 \pm 0,28$	Mangateretere	0,21
Tuki Tuki	2	Irongate	0,08
Précipitations	0,2	Karamu	0,62
		Utilisation domestique	0,71
		Utilisation industrielle	1,55
		= $5,49 \text{ m}^3/\text{s}$	
		Utilisation agricole	$10 \text{ m}^3/\text{s}$
	$= 8,77 \pm 1,13 \text{ m}^3/\text{s}$	= $15,49 \text{ m}^3/\text{s}$	

Tableau 2.2. Bilan de l'eau de la nappe de Heretaunga Plains en été (Décembre à Mars). Les valeurs indiquées sont en  $\text{m}^3/\text{s}$  (Ministry of Works and Development, 1974).

Dans le Tableau 2.2. sont résumés les différents approvisionnements et prélèvements pour l'aquifère principal, ainsi que pour l'aquifère superficiel au niveau de la zone captive. Si l'on exclut les prélèvements pour l'agriculture, le bilan de l'eau est positif, les apports

sont plus importants que les prélèvements, le surplus, comme indiqué en Figure 2.6., est supposé être évacué en mer. Cependant en été, en tenant compte des besoins agricoles, le bilan de l'eau devient nettement négatif. C'est cette crainte de voir les ressources de l'aquifère diminuer qui a décidé de l'étude de la recharge de la nappe de Heretaunga Plains.

#### III.4.- Caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives

Les caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives de l'aquifère ont été déterminées soit à l'aide de traçages, soit à l'aide de pompes d'essai. Ces études ayant principalement été réalisées dans la nappe libre, les résultats moyens obtenus sont les suivants:

- direction de l'écoulement: N 98°E à N 117°E,
- vitesse effective de l'écoulement: 6 à 40 m/j,
- perméabilité:  $7 \cdot 10^{-3}$  à  $9 \cdot 10^{-3}$  m/s,
- porosité moyenne efficace: 33 %,
- transmissivité: 0,29 et 0,37  $m^2/s$  mesurées aux sites RH I et FL 2 (voir localisation en annexe),
- coefficient d'emmagasinement: 0,027 et  $4,62 \cdot 10^{-4}$  déterminés aux sites RH I et FL 2.

Ces renseignements ont été obtenus de façon très éparse et sont souvent difficiles à corrélérer entre eux, ils ont été établis pour des problèmes particuliers tels des études de pollution dans des zones bien isolées (par exemple la décharge de Hastings, voir annexe: HCRD = Hastings City Rubbish Dump).

Ce chapitre constituait une vue d'ensemble de l'aquifère et de sa nappe; c'est au vu du problème du bilan déficitaire de l'eau que nous allons maintenant nous intéresser au processus d'alimentation et de recharge de la nappe.



CHAPITRE N° 3LE MECANISME DE RECHARGE DE LA NAPPE DE  
HERETAUNGA PLAINS

La présentation générale de Heretaunga Plains a permis d'entrevoir les différents mécanismes et structures relatifs à l'aquifère et sa nappe. Il est clairement apparu qu'un problème d'alimentation se posait en été lorsque les prélèvements estimés pour les besoins de l'agriculture s'avéraient beaucoup plus importants que la recharge moyenne de la nappe. Ce problème devait donc constituer un objectif important des recherches effectuées dans cette région bien qu'il n'entrât pas dans le cadre des travaux de première urgence, aucun tarissement de la nappe ne s'étant jusqu'à présent manifesté à l'échelle annuelle malgré un bilan déficitaire en été.

De nombreuses mesures, principalement des mesures de débit dans la rivière Ngaruroro et des mesures piézométriques, avaient été réalisées depuis de nombreuses années, il s'est agit d'utiliser ces données dans l'établissement d'un modèle de la recharge.

I.- Les mesures de jaugeage dans la rivière Ngaruroro

Des jaugeages sont effectués dans la rivière Ngaruroro depuis 1957 mais ce n'est qu'en 1964 que l'on s'intéressa au problème de l'alimentation de la nappe. Il est nécessaire ici de situer le travail de P.J. Grant (1965) et du Hawke's Bay Catchment Board ayant pour la première fois permis de quantifier les infiltrations de la rivière Ngaruroro dans la nappe.

I.I.- L'état des connaissances sur les infiltrations depuis la rivière Ngaruroro

Cette première étude des diminutions de débit dans la rivière Ngaruroro utilisa des mesures de jaugeages en sept endroits différents de la rivière; l'ensemble des valeurs est présenté dans le Tableau 3.I.. Les premières avaient permis depuis 1957 de mesurer des diminutions de débit de l'ordre de 4 à 7 m<sup>3</sup>/s entre Maraekakaho et Fernhill. Des mesures ultérieures avaient ensuite permis d'identifier deux zones d'infil-

Site: N°:	Mangatahi 15	Maraekakaho 16	Ohiti 17	Rifle Range 18	Glenside 19	Fernhill 20	Ormond Rd 21	Qo - Qf
04.03.57	—	9,06	9,63	—	—	3,40	—	6,23
22.07.59	—	22,65	—	—	—	18,12	—	—
22.01.60	—	12,74	10,19	—	—	5,95	6,31	4,24
02.03.60	—	—	23,50	—	—	16,99	—	6,51
14.04.61	—	—	12,18	—	—	8,21	—	3,97
28.11.61	15,29	—	12,88	—	—	8,50	—	4,38
13.12.61	—	—	16,71	—	—	12,46	—	4,25
27.02.63	—	—	12,18	—	—	9,63	—	2,55
26.03.63	—	—	8,78	—	—	3,96	—	4,82
29.05.63	—	—	10,48	—	—	5,66	—	4,82
26.11.63	—	—	12,57	—	—	8,38	—	4,19
05.02.64	—	—	—	—	—	5,04	5,49	—
13.02.64	9,54	—	8,07	—	6,09	4,39	—	3,68
18.02.64	11,92	10,85	10,08	10,05	7,59	5,44	—	4,64
27.04.64	8,64	8,21	7,08	7,08	5,24	—	—	—
08.10.65	—	—	27,18	—	—	21,32	—	5,86
28.10.65	—	—	23,90	—	—	19,82	—	4,08

Tableau 3.1. Débits instantanés mesurés dans la rivière Ngauroro en  $m^3/s$   
(cf Fig 3.1 pour la localisation des sites 16 à 21 et la Fig 3.3. pour le  
site 15) (Qo = débit à Ohiti, Qf = débit à Fernhill) (Grant, 1965)

tration importantes: la zone de recharge mineure en amont de Ohiti et la zone de recharge majeure entre Ohiti et Fernhill.

### I.I.I.- La zone de recharge mineure

Les mesures de débit entre Mangatahi, Maraekakaho et Ohiti ont permis de calculer des diminutions de l'ordre de 1,5 à 2,5 m<sup>3</sup>/s (Tableau 3.I.) dont environ 0,3 m<sup>3</sup>/s passe sous la rive gauche alimentant Waitio, et le reste sous la rive droite vers la nappe de Heretaunga Plains.

Entre les débits à Mangatahi (en amont de Maraekakaho) et ceux mesurés à Ohiti, on peut remarquer qu'il existe une relation arithmétique définie par l'équation suivante:

$$Q_o = 0,84 \cdot Q_m - 0,06$$

( $Q_o$  et  $Q_m$  étant les débits mesurés à Ohiti et Mangatahi en m<sup>3</sup>/s);

l'erreur commise sur  $Q_o$  est au plus de 1,7 %, il est cependant difficile de conclure sur quatre mesures d'autant plus que les valeurs du 4.03.1957 et du 22.01.1960 ne correspondent pas à ce schéma; il n'y a aucune infiltration le 4.03.1957 et au contraire une infiltration très importante le 22.01.1960. On peut également mettre en doute les mesures effectuées à Maraekakaho. Celles-ci figurent parmi les plus anciennes que l'on possède et avaient été collectées pour mieux connaître le régime de la rivière; de plus la morphologie du cours de Ngaruroro ne permet pas de faire des mesures très précises.

De toute évidence, les mesures effectuées en février et avril 1964 pour étudier tout particulièrement les diminutions de débit ont prouvé qu'il existait une infiltration en amont de Ohiti. La Figure 3.I. illustre le cas du 13 février 1964 montrant une infiltration de 1,47 m<sup>3</sup>/s dont 0,28 m<sup>3</sup>/s passent sous la rive gauche (alimentation de Waitio) et 1,19 m<sup>3</sup>/s sous la rive droite s'infiltrant vers la nappe de Heretaunga Plains.

De nombreuses mesures postérieures à 1965 permettront ultérieurement de mieux étudier les diminutions de débit en amont de Ohiti.

### I.I.2.- La zone de recharge majeure

Les premières mesures en 1957 et en 1960 avaient déjà permis de voir qu'il existait une diminution de débit importante entre Ohiti et Fernhill, de l'ordre de 5 m<sup>3</sup>/s; ces deux sites avaient été choisis pour la faible largeur de la rivière à ces endroits mais aussi pour l'accessibilité à Fernhill où existe un pont.



De même que pour les mesures effectuées à Mangatahi et Ohiti, on a pu définir une relation entre les débits mesurés à Ohiti et à Fernhill.

Les valeurs de  $Q_0$  et de  $Q_f$  (respectivement les valeurs de débit à Ohiti et à Fernhill) peuvent être corrélées avec une précision d'au plus  $2 \text{ m}^3/\text{s}$  (Fig 3.2.); celles-ci s'alignent selon une droite d'équation:

$$Q_f = 0,93 Q_0 - 3,6 \quad (Q_0 \text{ et } Q_f \text{ étant en } \text{m}^3/\text{s}).$$

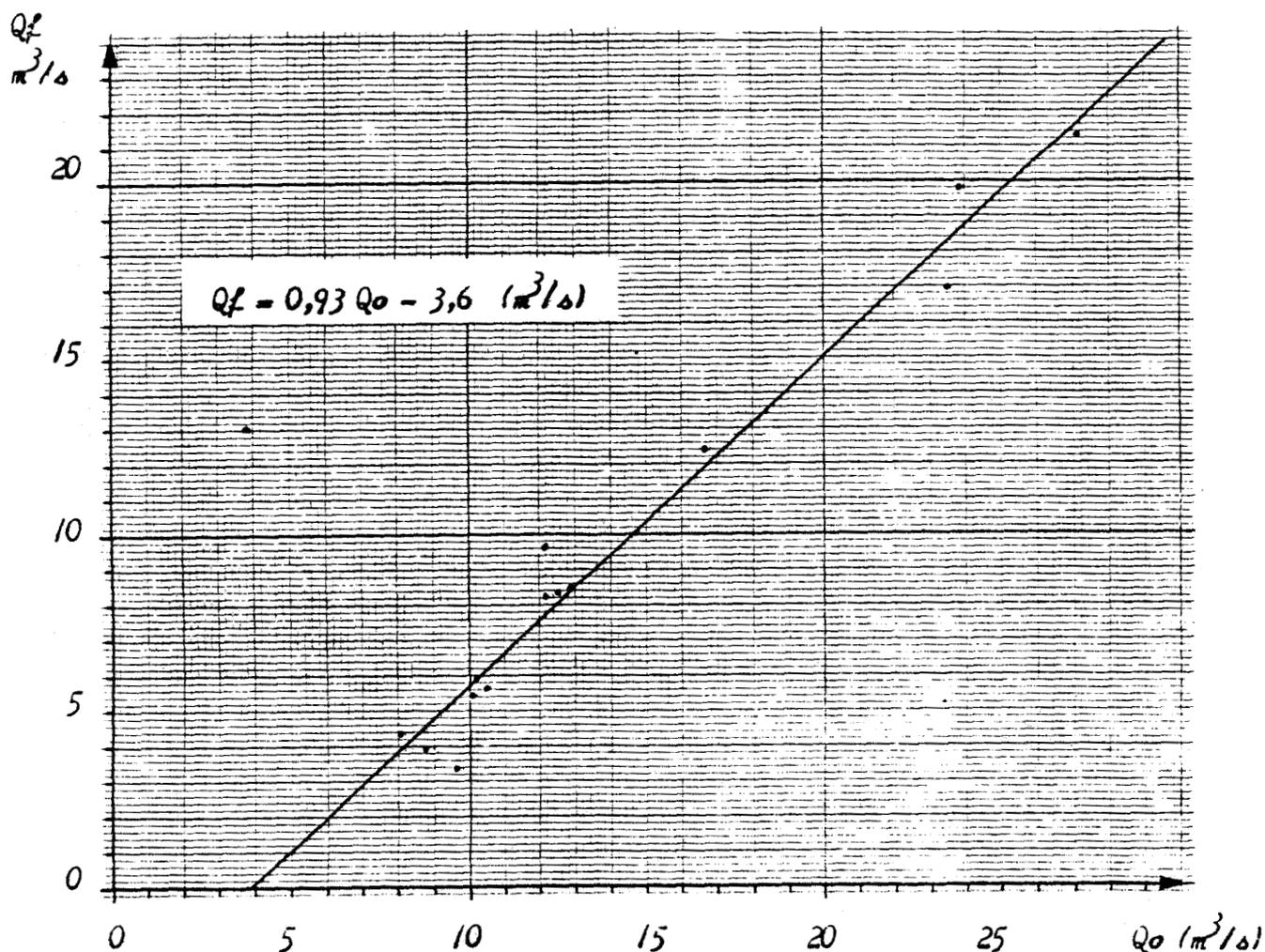


Fig 3.2. Variations des débits entre Ohiti ( $Q_0$ ) et Fernhill ( $Q_f$ ) (Grant, 1965).

La différence entre  $Q_0$  et  $Q_f$  permet de calculer l'infiltration de la rivière Ngaruroro vers l'aquifère; la majeure partie de celle-ci sert à alimenter la nappe de Heretaunga Plains tandis qu'une faible proportion s'infiltré sous la rive gauche alimentant Waitio et Okawa. Il est en effet apparu lors de cette étude que ces deux cours d'eau présentaient des débits anormalement élevés par rapport à la surface de leur bassin versant.

Ceci a permis d'établir une carte plus précise des infiltrations de Ngaruroro.

L'étude effectuée le 13 février 1964 (Figure 3.1.) a permis de calculer un débit de  $0,54 \text{ m}^3/\text{s}$  dans Waitio au confluent avec Ngaruroro et un débit de  $0,03 \text{ m}^3/\text{s}$  en amont au site IO A. L'analyse de ces débits dans les deux sites par rapport aux sections de bassin versant respectives a donné un rapport de  $1,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$  pour le site IO (bassin versant de  $41 \text{ km}^2$ ) alors qu'il n'est que de  $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$  pour le site IO A (bassin versant de  $23 \text{ km}^2$ ). Si l'on applique ce dernier rapport au bassin versant complet, le débit de Waitio ne devrait pas excéder  $0,06 \text{ m}^3/\text{s}$  au confluent avec Ngaruroro.

Dès lors, le rôle joué par les infiltrations de la rivière devient prépondérant; on estime qu'il existe une infiltration de  $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$  en amont de Ohiti et de  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  en aval alimentant exclusivement Waitio; les  $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$  perdus en amont de Ohiti vont donc se trouver repris par Ngaruroro en aval et s'infiltrer de nouveau vers la rive droite.

Les débits dans Okawa présentent le même phénomène, le débit mesuré au site II est de  $0,18 \text{ m}^3/\text{s}$  et de  $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$  au site II A; l'infiltration vers Okawa peut donc être estimée à  $0,08 \text{ m}^3/\text{s}$ .

En dressant le bilan des infiltrations de Ngaruroro (Tableau 3.2.) on s'aperçoit en fait que la recharge de la nappe de Heretaunga Plains, correspondant aux infiltrations de la rivière sous la rive droite, est supérieure à la diminution de débit entre Ohiti et Fernhill qui n'est que de  $3,68 \text{ m}^3/\text{s}$ . Il y a donc dans ce cas  $0,44 \text{ m}^3/\text{s}$  qui sont ajoutés par Waitio et Okawa. On peut considérer que pour des débits moyens à Fernhill (jusqu'à  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ ), la diminution de débit entre Ohiti et Fernhill doit être additionnée de  $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$  environ pour obtenir la valeur de la recharge vers la nappe souterraine de Heretaunga Plains.

Les diminutions de débit n'existent plus entre Fernhill et Ormond Rd où au contraire une augmentation légère de l'ordre de  $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$  (Tableau 3.1.) peut être calculée indiquant une infiltration de la nappe superficielle vers Ngaruroro (à partir de Fernhill et en se dirigeant vers l'Est, la nappe principale est captive, Fig 2.3.).

#### I.2.- Les mesures de jaugeage à partir de 1964

Après la première étude de Grant (1965), de nombreuses autres mesures ont été effectuées jusqu'en 1978. Cela a permis de s'appuyer sur un

nombre de valeurs beaucoup plus important que celui dont disposait Grant et d'en tirer des conclusions plus précises. Sur la Figure 3.3. sont représentés tous les sites de jaugeage le long de la rivière Ngaruroro, on y retrouve certains sites utilisés par Grant (Mangatahi, Maraekakaho, Ohiti et Fernhill). Il en existe également de nouveaux; l'un d'eux reprend le nom d'un ancien site: Glenside, mais situé cette fois-ci en amont de Ohiti.

Tous les jaugeages, à l'exception de Fernhill, ont été effectués au moulinet à partir de bateaux, les mesures à Fernhill ayant été réalisées à partir du pont. C'est dire que leur précision n'est pas inférieure à 10 %. Dans les Tableaux 3.3. et 3.4. sont indiquées d'une part les valeurs brutes de débit dans les différents sites, d'autre part les diminutions ou les augmentations de débit entre chaque site. On peut tout de suite faire quelques constatations et remarques.

Premièrement, du fait de la difficulté de jauger une rivière comme Ngaruroro (large et peu profonde, les jaugeages étant réalisés à partir d'un bateau), il résulte que les débits mesurés sont moyens, rarement supérieurs à  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ , alors que des débits de plusieurs centaines de  $\text{m}^3/\text{s}$  ont été mesurés dans d'autres conditions à Fernhill (jaugeages effectués depuis le pont).

Deuxièmement, à partir du Tableau 3.4., on constate que les diminutions de débit sont plus importantes que les augmentations qui peuvent être localisées entre les sites B et E, c'est à dire Glenside et Valley Road. A remarquer, entre ces deux sites, la présence d'un affluent relativement important de Ngaruroro sur sa rive gauche: Kikowhero venant soudainement augmenter le débit de Ngaruroro en aval de la confluence. Les débits pouvant être observés dans celui-ci ne sont malheureusement pas connus, ce qui empêche de préciser davantage les pertes vers l'aquifère.

Troisièmement, si les diminutions de débit entre Mangatahi et Ohiti, Ohiti et Fernhill paraissent évoluer régulièrement, on note cependant quelques "incidents de parcours". Le 16 février 1973, on observe une augmentation de débit entre Mangatahi et Ohiti vraisemblablement due à l'apport de Kikowhero pour un débit plus faible à Mangatahi ainsi qu'à l'imprécision des mesures (le 1.03.1973, le débit est plus faible à Mangatahi et la diminution de débit entre Mangatahi et Fernhill est positive). Les 29 et 30 août 1974, des débits de l'ordre de  $60 \text{ m}^3/\text{s}$  ont été

z ←

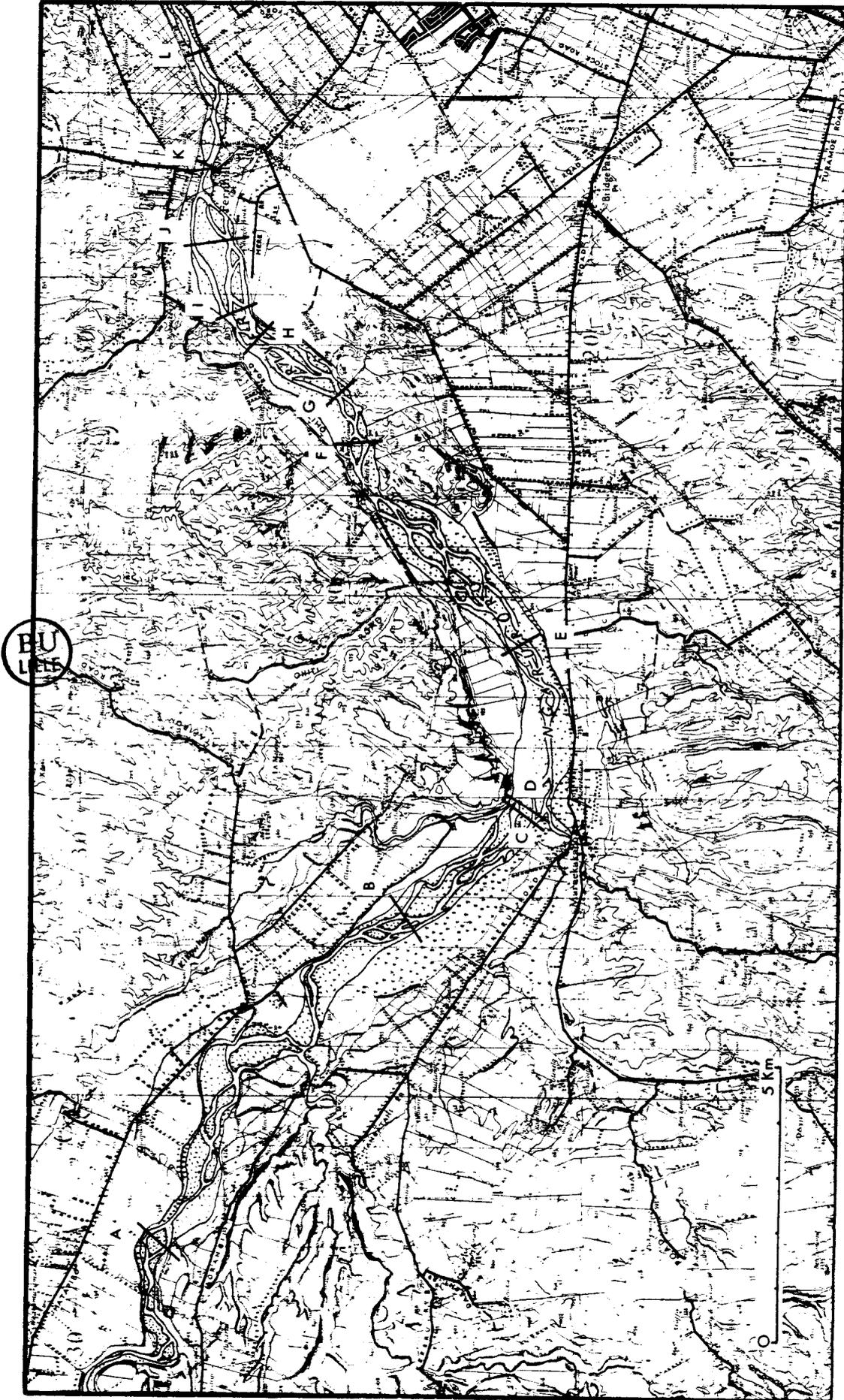


Fig 3.3. Localisation des sites de jaugeages sur la rivière Ngaruroro (A: Mangatahi, B: Glenside, C: U/S Confl. Maraekakaho, D: D/S Maraekakaho Confl., E: Valley Road, F: Ohiti, G: Rifle Range Butts, H: Roys Hill Recorder, I: Mere Mere Rd, J: D/S Roys Hill Recorder, K: Fernhill, L: Hill Road).

Site Date	A	B	C	D	E	F	G	H	J	K	L
640213	9,54	6,03	—	—	—	8,07	—	—	—	4,39	—
640218	11,92	7,22	10,85	—	—	10,08	10,05	—	—	5,44	—
640219	9,77	—	9,35	—	—	—	—	—	—	—	—
640407	8,64	—	8,21	—	—	7,08	7,08	—	—	—	—
640428	—	5,24	—	—	—	—	7,08	—	—	—	—
680229	1,43	—	—	—	8,65	—	7,11	—	—	—	3,72
680306	8,72	—	—	—	8,13	—	7,08	—	—	—	3,08
680307	—	—	—	—	—	—	—	5,67	3,22	—	—
680419	23,28	—	—	—	—	—	—	—	—	18,46	—
690122	19,88	—	—	—	—	—	—	—	—	16,03	—
720120	—	—	—	—	—	11,78	—	—	—	7,53	—
720126	—	—	—	—	—	13,17	—	—	—	9,29	—
720203	—	—	—	—	—	12,35	—	—	—	8,38	—
720210	—	—	—	—	—	11,00	—	—	—	6,46	—
720216	11,98	—	—	—	—	11,38	—	—	—	7,02	—
720221	10,53	—	—	—	—	9,80	—	—	—	6,37	—
720323	—	—	—	—	—	21,69	—	—	—	17,33	—
720407	15,48	—	—	—	—	—	—	—	—	9,37	—
721120	—	—	—	—	—	9,23	—	—	—	1,98	—
721213	15,48	—	—	—	—	13,72	—	—	—	9,50	—
721214	15,67	—	—	—	—	13,06	—	—	—	9,34	—
730105	—	—	—	—	—	7,27	—	—	—	3,22	—
730130	—	—	—	—	—	9,53	—	—	—	4,04	—
730210	—	—	—	—	—	6,64	—	—	—	1,90	—
730214	10,92	—	—	—	—	8,73	—	—	—	4,07	—
730216	8,13	—	—	—	—	8,24	—	—	—	2,94	—
730222	7,95	—	—	—	—	5,58	—	—	—	—	—
730226	—	—	—	—	—	6,49	—	—	—	2,02	—
730301	7,21	—	—	—	—	6,32	—	—	—	1,96	—
730327	—	—	—	—	—	7,88	—	—	—	3,96	—
730426	—	—	—	—	—	12,08	—	—	—	6,46	—
730502	—	—	—	—	—	8,69	—	—	—	1,35	—
730507	12,12	—	—	—	—	10,41	—	—	—	6,36	—
740115	—	—	—	—	—	12,50	—	—	—	9,63	—
740207	—	—	—	—	—	9,11	—	—	—	5,00	—
740219	—	—	—	—	—	11,42	—	—	—	7,28	—
740417	—	—	—	—	—	13,31	—	—	—	8,72	—
740829	—	—	—	—	—	59,68	—	—	—	61,68	—
740830	—	—	—	—	—	56,06	—	—	—	55,61	—
741129	—	—	—	—	—	17,36	—	—	—	13,04	—
750221	—	—	—	—	—	13,87	—	—	—	8,92	—
750225	—	—	—	—	—	12,43	—	—	—	8,02	—
750303	—	—	—	—	—	16,56	—	—	—	11,58	—
750423	—	—	—	—	—	12,36	—	—	—	8,20	—
750522	—	—	—	—	—	20,56	—	—	—	16,71	—
751222	—	—	—	—	—	11,71	—	—	—	7,70	—
760324	—	—	—	—	—	13,43	—	—	—	8,92	—
760325	—	—	—	—	—	14,42	—	—	—	9,94	—
770126	—	—	—	—	—	14,38	—	—	—	10,30	—
770407	—	—	—	—	—	12,28	—	—	—	8,33	—
770414	—	—	—	—	—	11,71	—	—	—	8,35	—
771205	3,91	—	—	—	—	—	—	—	—	2,24	—
771208	3,95	—	—	12,20	—	—	—	—	—	5,56	—
780316	8,05	—	—	7,20	—	—	—	—	—	1,94	—
780323	7,16	—	—	—	—	—	—	—	—	1,65	—

BU  
LILLE

Tableau 3.3. Débits mesurés en m<sup>3</sup>/s le long de la rivière Ngaruroro (voir la localisation des sites en Fig 3.3.).



mesurés à Ohiti et Fernhill sans que les diminutions de débit soient plus importantes que pour les autres mesures. Il est permis de penser, car cette raison avait déjà été invoquée par le Hawke's Bay Catchment Board pour des jaugeages souhaités à débit élevé, que le mode de mesure avec un moulinet depuis un pont et surtout depuis un bateau est fort imprécis et empêche d'accéder à une bonne valeur de la diminution de débit. Si la précision ne peut être inférieure à 10 %, c'est au moins une erreur de  $6 \text{ m}^3/\text{s}$  qui peut être commise.

Ces différentes valeurs de débit ont, tout comme pour les études précédentes (Grant, 1965), conduit à l'élaboration de courbes. La Figure 3.4. illustre la relation existant entre les débits à Mangatahi ( $Q_m$ ) et Ohiti ( $Q_o$ ); bien qu'étant assez dispersées, les valeurs s'alignent sur la droite d'équation déterminée par l'étude de Grant:

$$Q_o = 0,84 \cdot Q_m - 0,06 \quad (Q_o \text{ et } Q_m \text{ en } \text{m}^3/\text{s}).$$

La recharge effective entre Mangatahi et Ohiti correspond néanmoins à la diminution de débit entre les deux sites plus le débit de Kikowhero au confluent avec Ngaruroro.

La Figure 3.5. illustre la relation existant entre les débits à Ohiti ( $Q_o$ ) et Fernhill ( $Q_f$ ), deux droites sont dessinées: en pointillés, celle tracée précédemment par Grant; en trait plein, celle déterminée grâce aux nouvelles valeurs étudiées. Comme on peut le constater, la relation fondamentale est conservée bien que l'équation de Grant soit légèrement modifiée par suite du plus grand nombre de valeurs disponibles pour l'établissement de la nouvelle équation:

$$Q_f = 0,98 \cdot Q_o - 3,98 \quad (Q_f \text{ et } Q_o \text{ en } \text{m}^3/\text{s}).$$

Cette relation est assez précise car en définitive peu de points sortent de la zone limitée par les fins pointillés constituant l'intervalle de  $Q_o \pm 10 \%$ .

## II.- Hypothèse de recherche

Dans les paragraphes précédents ont été définies deux zones principales de recharge de la rivière Ngaruroro vers la nappe de Heretaunga Plains. L'étude de la zone de recharge majeure entre Roys Hill et Fernhill a fait apparaître



Fig 3.5. Variations des débits entre Ohiti et Fernhill, la droite en pointillés en large est celle déterminée par Grant en 1965 (cf Fig 3.2.) (Les traits en fins pointillés limitent l'intervalle  $Q_0 \pm 10\%$ ).

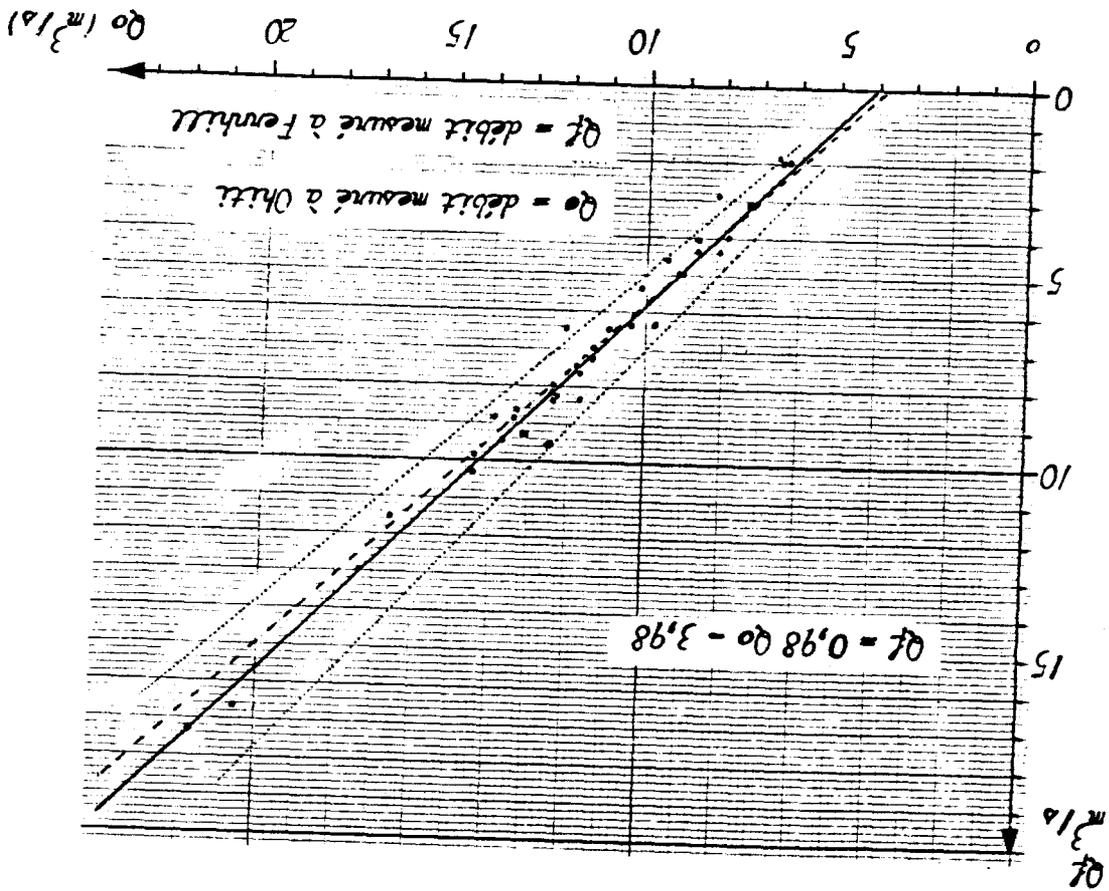
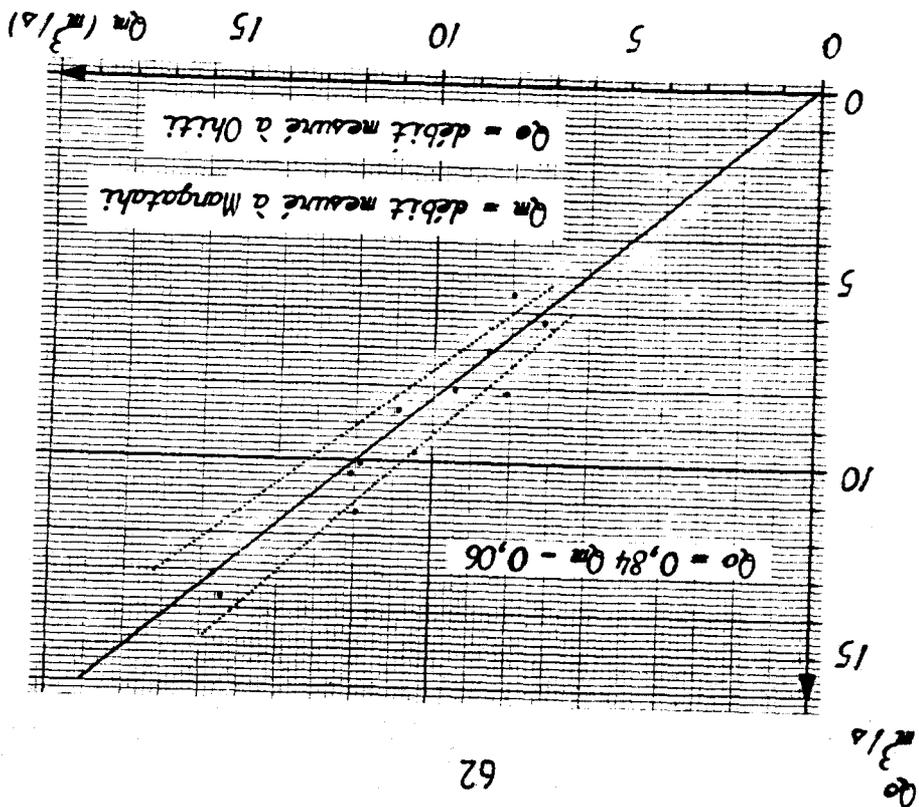


Fig 3.4. Variations des débits entre Mangatahi et Ohiti (Les traits en fins pointillés limitent l'intervalle  $Q_m \pm 10\%$ ).



qu'il existait une relation linéaire entre les débits mesurés à Ohiti et à Fernhill. Celle-ci est valable pour des valeurs de  $Q_0$  et de  $Q_f$  atteignant une vingtaine de  $m^3/s$  mais il n'existe pas de courbe pour des valeurs très supérieures pouvant atteindre dans certains cas à Fernhill plus de  $1000 m^3/s$ . Si l'on utilise l'équation présentée à la Figure 3.5., la diminution de débit entre Ohiti et Fernhill serait d'environ  $24 m^3/s$  pour un débit de  $1000 m^3/s$  à Ohiti; c'est une valeur qu'il n'est pas possible de calculer, la précision des mesures ne pouvant être inférieure à 10 % soit  $100 m^3/s$ . On note également que cette valeur paraît faible compte tenu du débit et surtout du tracé de la rivière, en effet le dessin particulier du lit de Ngaruroro ainsi que son faible relief entraînent une augmentation importante de la surface mouillée lorsque l'eau monte, c'est à dire aussi lorsque le débit s'accroît. Des estimations de la surface mouillée ont montré que celle-ci pouvait passer de  $0,5 km^2$  à  $5 km^2$  en période de crue. L'application de la Loi de Darcy permettrait d'estimer la recharge à partir de la perméabilité, du gradient hydraulique et surtout de la surface mouillée de la rivière Ngaruroro (l'infiltration vers la nappe s'opérant verticalement à partir de celle-ci).

### III.- Identification des paramètres de la Loi de Darcy

Un milieu homogène et isotrope, un écoulement laminaire et un milieu pas trop fin sont les trois conditions principales de la validité de la Loi de Darcy:

$$Q = -K \cdot S \cdot dh / dl \quad .$$

On peut appliquer celle-ci de deux façons différentes; d'une part en tenant compte des valeurs de transmissivité recueillies grâce aux essais de puits, d'autre part en tenant compte de la surface mouillée horizontale de la rivière alimentant la nappe (en effet, au niveau de celle-ci les lignes de courant sont verticales et perpendiculaires à la surface mouillée de la rivière; dans la nappe au Sud de Ngaruroro elles sont au contraire quasi-horizontales et  $S$  représente un plan vertical).

Ces deux méthodes donnent chacune des résultats intéressants mais il faut auparavant identifier les paramètres des équations:

$$Q = T \cdot i \cdot L \quad \text{et} \quad Q = K \cdot S \cdot i$$

L est la longueur de la tranche de rivière considérée,  
 Q est le débit total vers la nappe,  
 K est la perméabilité de l'aquifère,  
 i est le gradient hydraulique de la nappe.

### III.1.- La transmissivité T et la longueur L

Comme indiqué au chapitre précédent la transmissivité a été mesurée grâce à des essais de puits dans deux sites de la zone de recharge, à Flaxmere où une valeur de  $0,37 \text{ m}^2/\text{s}$  a été déterminée (puits FL 2) et à Roys Hill où une valeur assez semblable de  $0,29 \text{ m}^2/\text{s}$  a pu être définie (puits RH I) (voir localisation de ces sites sur la Figure 3.6. ainsi qu'en annexe).

La longueur de la rivière entre Roys Hill et Fernhill est d'environ 5000 m.

### III.2.- Le gradient hydraulique

Le gradient hydraulique peut être facilement mesuré grâce aux puits se situant dans la zone de recharge. Son évolution suit celle du niveau de l'eau dans la rivière mais ne peut pas y être reliée simplement par une relation mathématique, un niveau d'eau mesuré pouvant donner lieu à différents gradients hydrauliques (Fig 3.7.).

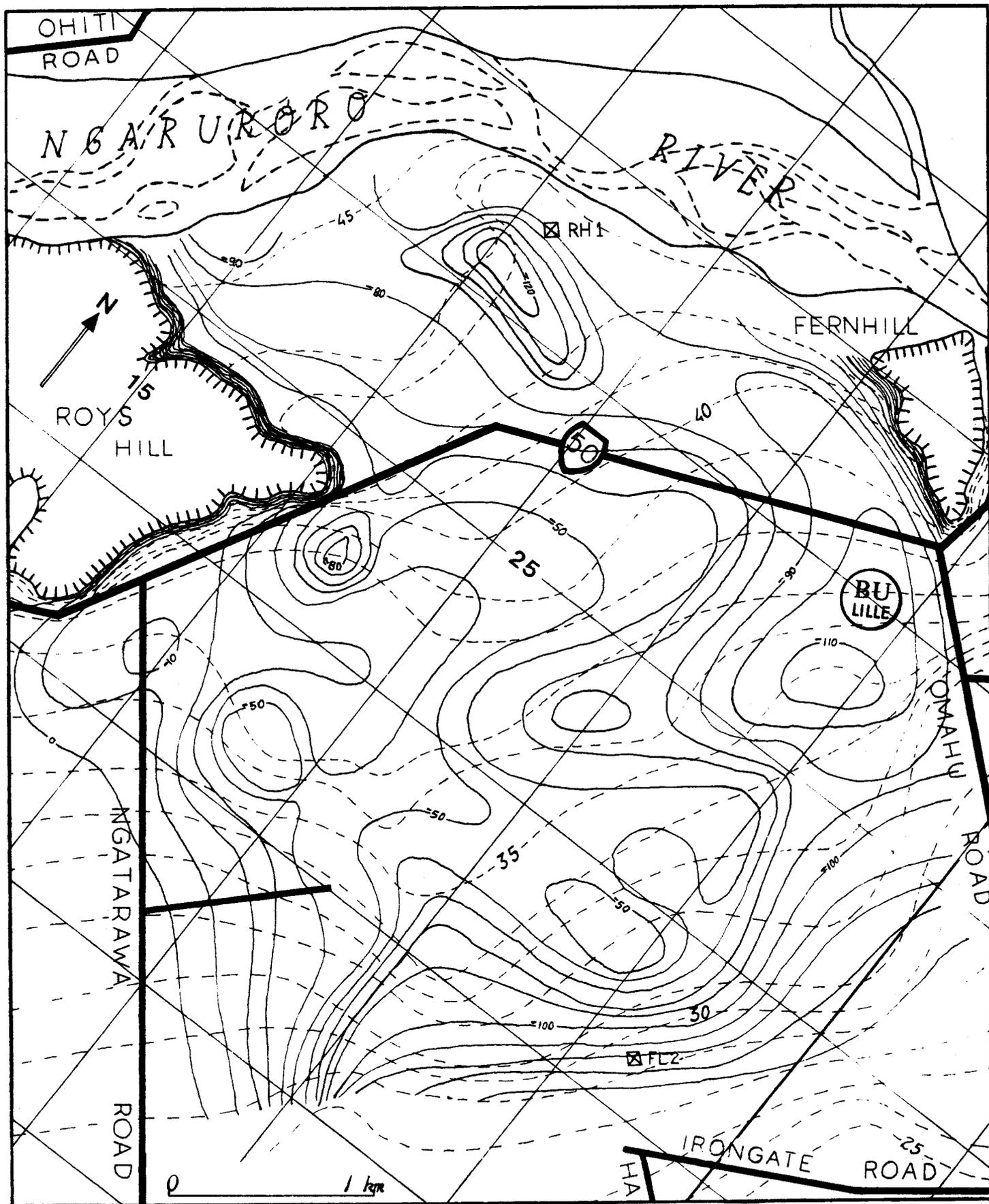
Il est intéressant de noter que ce gradient varie peu et que dans l'hypothèse d'un débit de recharge calculé à partir de la surface mouillée de la rivière, il ne doit pas jouer un rôle primordial. Sa valeur moyenne se situe aux environs de  $2,7 \cdot 10^{-3}$  mais peut être plus importante ( $3$  à  $3,5 \cdot 10^{-3}$ ) pour des valeurs de débit à Fernhill supérieures à  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ .

L'infiltration se faisant d'abord verticalement à partir de la rivière Ngaruroro, le gradient doit être plus fort sous le lit pour ensuite prendre la valeur moyenne de i. Du fait d'une mauvaise connaissance du tracé des lignes de courant dans cette zone, il n'a pas été possible d'en tenir compte dans le modèle de recharge établi grâce à la Loi de Darcy.

### III.3.- La perméabilité

Plusieurs méthodes permettent d'accéder à une valeur moyenne de la perméabilité dans la zone de recharge.

Tout d'abord, il est à noter que les études préalablement effectuées dans la zone de recharge majeure ont permis de calculer des perméabilités



- 30 ---  
 Courbe topographique du sol (en m)  
 équidistance des courbes: 1 m.
- 50 ---  
 Courbe topographique du substratum (en m)  
 équidistance des courbes: 10 m.
- ⊠ FL 2  
 Forage

Fig 3.6. Carte topographique du substratum imperméable et du sol dans la zone de recharge de Heretaunga Plains. (Zuiderveen Borgesius, 1975).

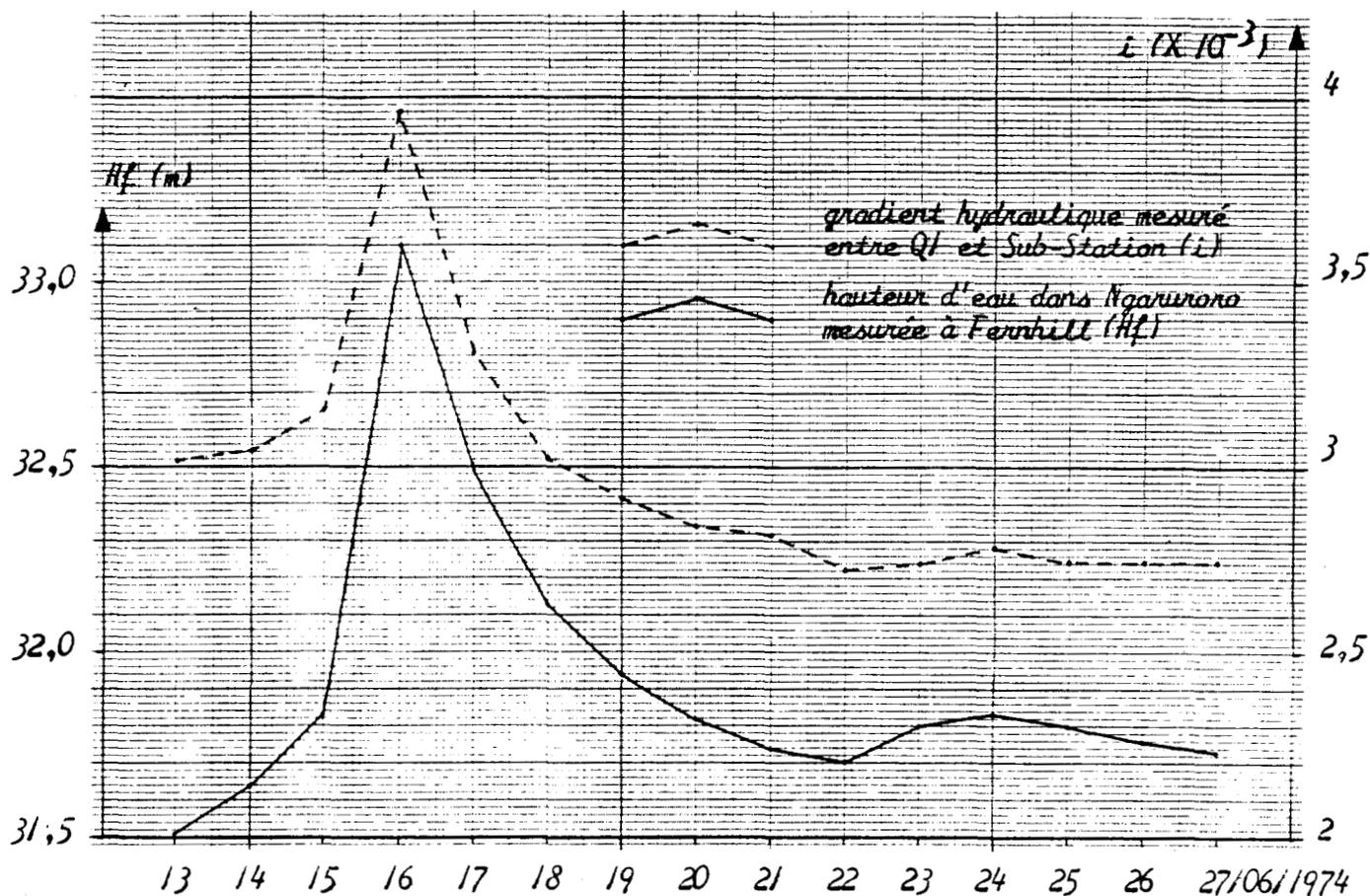


Fig 3.7. Evolution du gradient hydraulique journalier moyen durant une période de crue (voir la localisation des puits Q1 et Sub-Station en annexe).

BU LILLE

Puits 6H		Puits 6E		Puits 6F		Puits 4H	
prof.(m)	k( $10^{-3}$ m/s)	prof.(m)	k( $10^{-3}$ m/s)	prof.(m)	k( $10^{-3}$ m/s)	prof.(m)	k( $10^{-3}$ m/s)
8,7	5,9-6,3	4,9	17,8-19,2	3,7	3,8-4,6	9,3	2,1-2,2
11,6	5,9-7,1	14,9	0,4	10,7	16,6-23	18,8	7,8-8,4
14,2	2,2-2,8	17,7	8,1-9,9	13,9	1,5-1,9	22,0	11-12
17,2	3,4-3,6	20,7	0,3	17,1	7,7-9,5	25,2	41,8-45
20,3	3,9-4,6	23,8	1,7-2,9	20,1	0,2	30,8	8,1-9,1
$e = 11,6$ m		26,8	0,2	21,3	0,4	$e = 21,5$ m	
		29,9	1,2-2,4	24,4	0,4		
		$e = 25$ m		30,6	0,07		
				33,5	0,07		
				$e = 29,8$ m			

Tableau 3.5. Variations de la perméabilité avec la profondeur (voir la localisation des puits 6H, 6F, 6F et 4H en annexe) (Ministry of Works and Development, 1974), (e représente l'épaisseur d'aquifère dans lequel ont été mesurées des perméabilités).

de l'ordre de  $7 \cdot 10^{-3}$  à  $9 \cdot 10^{-4}$  m/s (voir chapitre n° 2, paragraphe III.4.).

La perméabilité peut également être approchée en considérant l'aquifère comme une superposition de couches sédimentaires parallèles à l'écoulement. Cela permet alors d'envisager une perméabilité équivalente calculable d'après la Loi de Darcy:

$$Q = K \cdot S \cdot i$$

Q est le débit de recharge moyen soit  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  
S est la surface mouillée moyenne de Ngaruroro entre Roys Hill et Fernhill soit  $0,5 \text{ km}^2$ ,  
i est le gradient hydraulique moyen de la zone recharge soit  $2,7 \cdot 10^{-3}$ ,

on peut donc calculer K:

$$K = Q / (S \cdot i) = 5 / 500\,000 \cdot 2,7 \cdot 10^{-3} = 3,7 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

cette valeur rentre tout à fait dans le domaine de celles mesurées précédemment, il s'agit d'une perméabilité moyenne des gravelles. Il est important de remarquer que l'utilisation faite ici de la Loi de Darcy ne doit pas être généralisée pour toutes les rivières, le gradient hydraulique n'étant pas identique partout sous le lit (paragraphe III.2.). Il apparaît cependant que l'utilisation simplifiée de cette loi (i moyen) dans le cas de Ngaruroro donne un résultat significatif de la perméabilité.

Celle-ci peut également être calculée en connaissant la superposition des couches sédimentaires parallèles à l'écoulement, une valeur de perméabilité horizontale équivalente peut être calculée:

$$K_h = \frac{\sum_{i=1}^n (e_i \cdot K_i)}{\sum_{i=1}^n e_i}$$

$e_i$  et  $K_i$  étant l'épaisseur et la perméabilité pour chaque couche,

$\sum_{i=1}^n e_i$  étant l'épaisseur totale de l'aquifère.

Dans le Tableau 3.5. sont représentées les valeurs de perméabilité le long de quatre forages. A partir de celles-ci, des valeurs de perméabilité horizontale équivalente ont été calculées:

- puits 6 H:  $K_h = 4,1 \text{ à } 4,7 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 6 E:  $K_h = 4,9 \text{ à } 5,6 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 6 F:  $K_h = 4,4 \text{ à } 5,8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 4 H:  $K_h = 14 \text{ à } 15,1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ .

Celles-ci cadrent bien avec les valeurs limites de  $9 \cdot 10^{-3}$  et  $7 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$  excepté pour le puits 4 H. On peut cependant remarquer que ces valeurs ne représentent pas des perméabilités équivalentes pour toute l'épaisseur de l'aquifère; les dernières valeurs sont élevées en raison d'une seule couche très perméable ( $K = 41,8 \text{ à } 45 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ), on peut donc supposer que la présence d'autres couches de perméabilité moyenne ( $3 \text{ à } 4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ) jusqu'au substratum doit entraîner une perméabilité équivalente inférieure à la valeur calculée. Ceci est d'autant plus probable que le puits 4 H se situe près de la limite entre la nappe libre et la nappe captive où les lits fins à faible perméabilité sont fréquents.

A partir du Tableau 3.5., il est également possible de calculer les perméabilités équivalentes verticales  $K_v$ :

$$K_v = \frac{\sum_{i=1}^n e_i}{\sum_{i=1}^n (e_i / K_i)}$$

- puits 6 H:  $K_v = 3,5 \text{ à } 4,1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 6 E:  $K_v = 0,55 \text{ à } 0,57 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 6 F:  $K_v = 0,25 \text{ à } 0,26 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 4 H:  $K_v = 5,6 \text{ à } 6 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ .

On s'aperçoit que celles-ci varient beaucoup d'un puits à l'autre et peuvent prendre des valeurs très inférieures à  $K_h$  ce qui, si l'on veut assimiler le milieu anisotrope à un milieu isotrope permet de calculer une perméabilité équivalente  $K$  assez faible:

$$K = \sqrt{K_h \cdot K_v}$$

Les valeurs de  $K$  obtenues pour chaque puits sont les suivantes:

- puits 6 H:  $K = 3,8 \text{ à } 4,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 6 E:  $K = 1,6 \text{ à } 1,8 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 6 F:  $K = 1,0 \text{ à } 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ,  
 puits 4 H:  $K = 8,9 \text{ à } 9,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ .

Cependant ce calcul de  $K$  n'est pas nécessaire du fait de l'écoulement quasi-parallèle à la stratification dans la nappe. Néanmoins l'infiltra-

tion à partir de la rivière est verticale avant d'être horizontale, cette difficulté peut être assez bien contournée du fait que l'aquifère près de Ngaruroro ne présente pas de lits fins; on peut alors considérer que  $K_h$  et  $K_v$  doivent être assez semblables. Il est également important de faire remarquer que les sites où la perméabilité a été établie en fonction de la stratigraphie ne sont que les quatre puits du Tableau 3.5.. On ne dispose en effet d'aucune information similaire pour d'autres sites et la corrélation stratigraphique entre différents puits est extrêmement délicate et imprécise.

La perméabilité peut être également calculée à partir de la transmissivité mesurée grâce aux essais de puits; l'épaisseur de l'aquifère aux puits RH I et FL 2 est de 122,7 m et 149,4 m (Fig 3.6.), ce qui permet de calculer des perméabilités équivalentes de  $2,36 \cdot 10^{-3}$  m/s pour RH I et de  $2,48 \cdot 10^{-3}$  m/s pour FL 2, c'est à dire des perméabilités très voisines bien qu'il s'agisse de sites éloignés l'un de l'autre. Celles-ci cadrent également très bien avec la fourchette requise.

Dans tous les cas on obtient des perméabilités équivalentes très proches (à l'exception du puits 4 H), une moyenne des valeurs permet de calculer une conductivité hydraulique d'environ  $3,9 \cdot 10^{-3}$  m/s.

#### III.4.- La surface mouillée de la rivière

Le dessin particulier du cours de Ngaruroro ainsi que son faible relief permettent à la rivière d'augmenter sensiblement sa surface mouillée lorsque le débit s'accroît. Il est intéressant de calculer dans quelle mesure cet accroissement a lieu.

Pour cela étaient disponibles un certain nombre de mesures du "périmètre mouillé" de la rivière Ngaruroro pour onze sections numérotées 38, 38 A et de 39 à 47. Ces mesures étaient couplées avec des débits à Fernhill de 10, 20, 50, 200 et 3500 m<sup>3</sup>/s. L'ensemble des résultats est présenté sur la Figure 3.8..

A partir de ces informations fragmentaires il a été tenté d'estimer la surface mouillée de la rivière entre les sections 38 et 47. Elle a été calculée (Fig 3.9.) en l'assimilant à celle d'un trapèze isocèle de hauteur  $L_{i,j}$  (longueur entre la section i et la section j voisine) et de bases  $P_{m_i}$  et  $P_{m_j}$  (périmètres mouillés des sections i et j) on peut alors calculer:

$$S_{i,j} = ((P_{m_i} + P_{m_j}) / 2) \cdot L_{i,j}$$

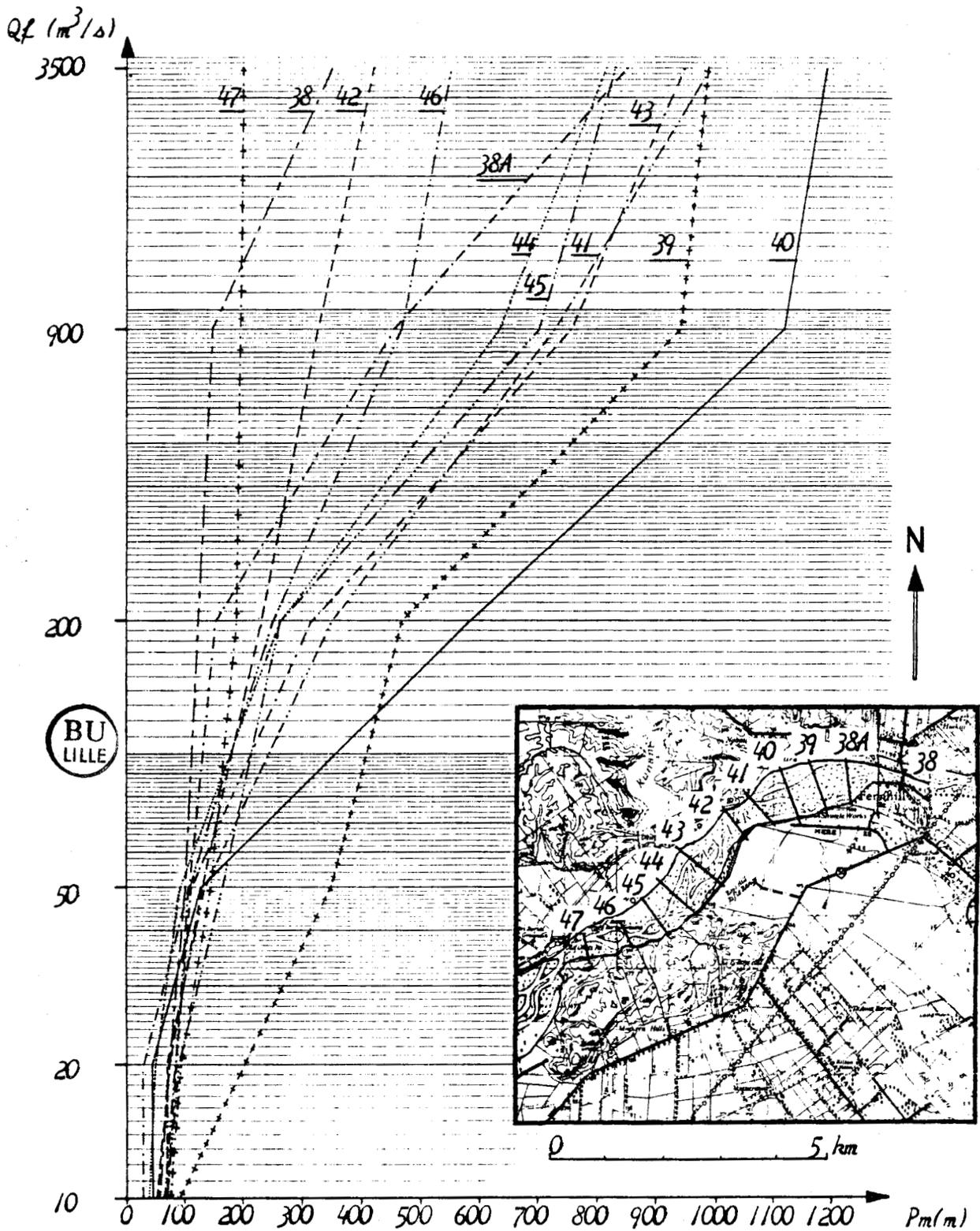


Fig 3.8. Variation du périmètre mouillé ( $P_m$ ) par rapport au débit à Ferrhill ( $Q_f$ ) pour différentes sections de la rivière Ngaruroro (résultats fournis par le Hawke's Bay Catchment Board and Regional Water Board, Septembre 1982).

la surface mouillée totale de la rivière est donc:

$$S = \sum_{i,j}^{k,l} S_{i,j} \quad \begin{array}{l} i=38, k=46 \\ j=38 A, l=47 \end{array}$$

= surface mouillée de la rivière Ngaruroro entre les sections 38 et 47.

Les résultats obtenus comparés aux débits tous mesurés à Fernhill ont permis de trouver une relation logarithmique entre  $S$  et  $Q_f$  (débit mesuré à Fernhill) de la forme (Fig 3.9.):

$$S = 0,13 \cdot 10^6 \cdot Q_f^{0,52}$$

$Q_f$  exprimé en  $m^3/s$ ,  
 $S$  exprimé en  $m^2$ .

$S (km^2)$

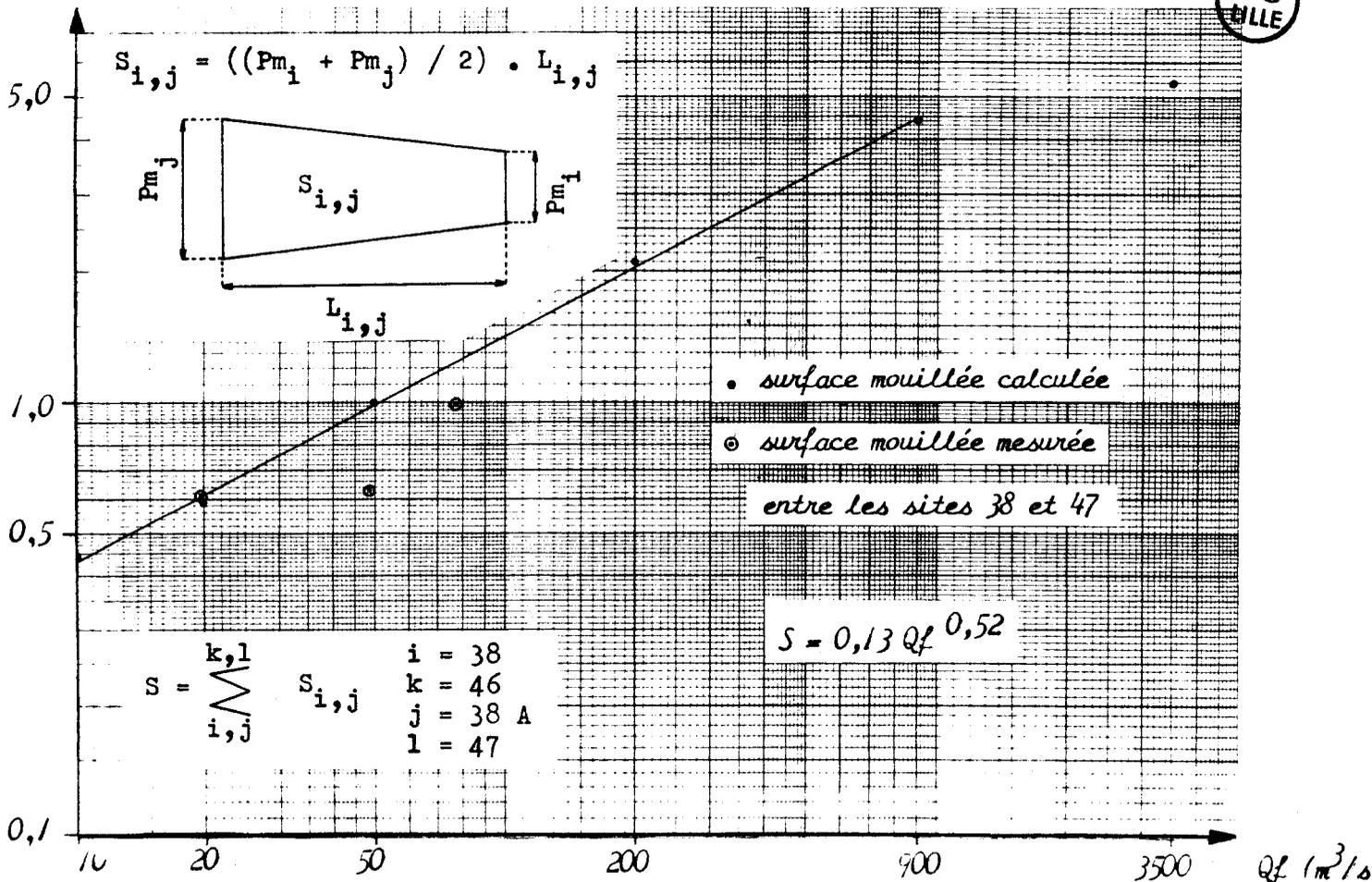


Fig 3.9. Variation de la surface mouillée de la rivière Ngaruroro ( $S$ ) par rapport au débit mesuré à Fernhill ( $Q_f$ ).

Il est à noter que le dernier point ( $Q_f = 3500 m^3/s$ ) ne se trouve pas sur

la droite, le niveau de l'eau ayant sans doute atteint les rives de Ngaruroro.

Cette équation permettant, en fonction du débit, d'établir une valeur approximative de la surface mouillée a été testée à l'aide de photographies aériennes (Fig 3.10.); les surfaces mouillées mesurées sur ces photos ainsi que les débits à Fernhill correspondant à chaque mesure ont été reportés sur la Figure 3.9.. Les différences entre les valeurs mesurées et calculées sont les suivantes:

0,35 km<sup>2</sup> pour le 10.05.1975,  
 0,26 km<sup>2</sup> pour le 29.09.1977,  
 0 km<sup>2</sup> pour le 19.08.1980.

Ces écarts peuvent s'expliquer pour plusieurs raisons; tout d'abord les valeurs calculées sont approximatives et ne donnent qu'un ordre d'idée de la surface mouillée, ensuite les surfaces mesurées l'ont été à partir de photos aériennes d'assez mauvaise qualité et pour des débits moyens voir faibles pour le 19.08.1980; il en résulte un enchevêtrement du cours de la rivière important et une différenciation moins aisée des chenaux contrairement à un débit élevé qui aurait entraîné de larges chenaux facilement identifiables. Les valeurs mesurées sont en général sous-estimées par rapport aux valeurs réelles.

Bien qu'il soit plus sûr de mesurer la surface mouillée plutôt que de la calculer, nous utiliserons les valeurs calculées dans l'établissement du modèle de recharge afin de simplifier le problème mais en gardant toujours présent à l'esprit qu'il s'agit là d'une valeur approximative.

#### IV.- Modèle et applications

Nous avons vu que la Loi de Darcy pouvait s'appliquer à la zone de recharge, l'aquifère se comportant comme un milieu homogène. Il est alors possible de calculer le débit d'infiltration vers la nappe et dessiner le réseau d'équipotentiels et de lignes de courants dans l'aquifère tout en respectant certaines clauses restrictives.

- Tout d'abord considérer l'aquifère homogène sous le lit de Ngaruroro afin de dessiner les lignes de courants perpendiculaires au lit de la rivière puis parallèles aux couches sédimentaires; les lits fins y sont peu abondants et l'on peut considérer l'aquifère essentiellement composé

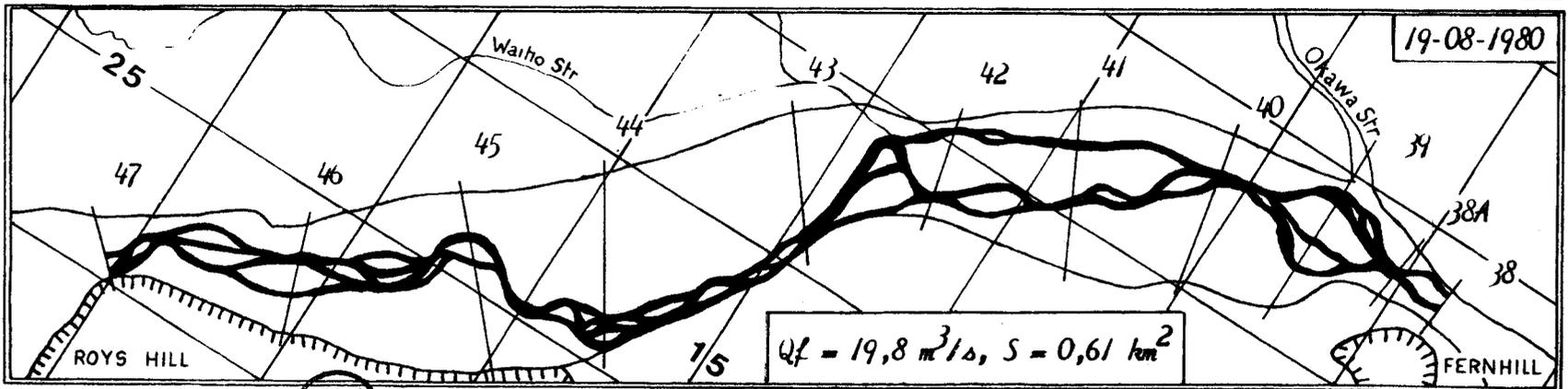
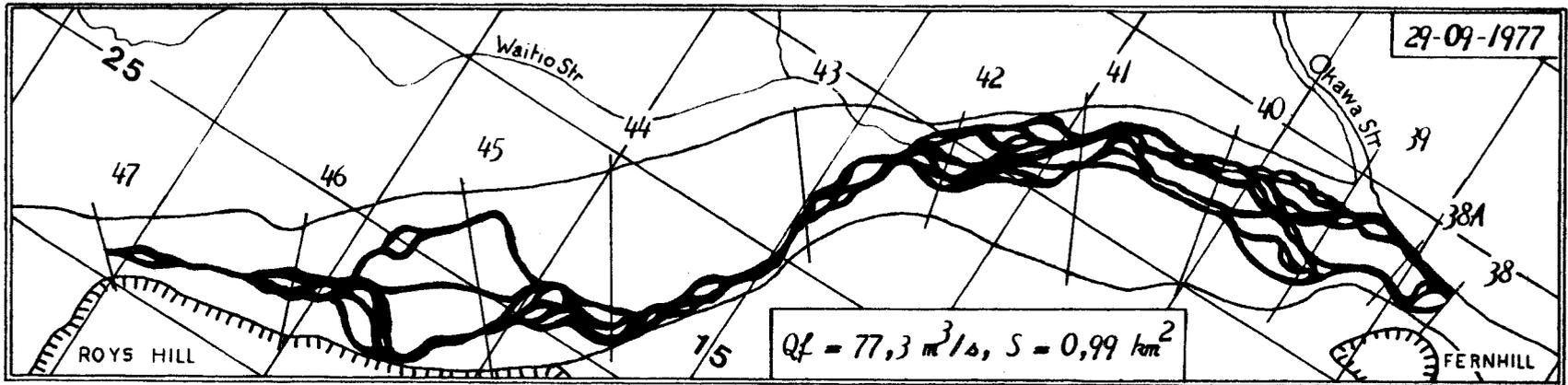
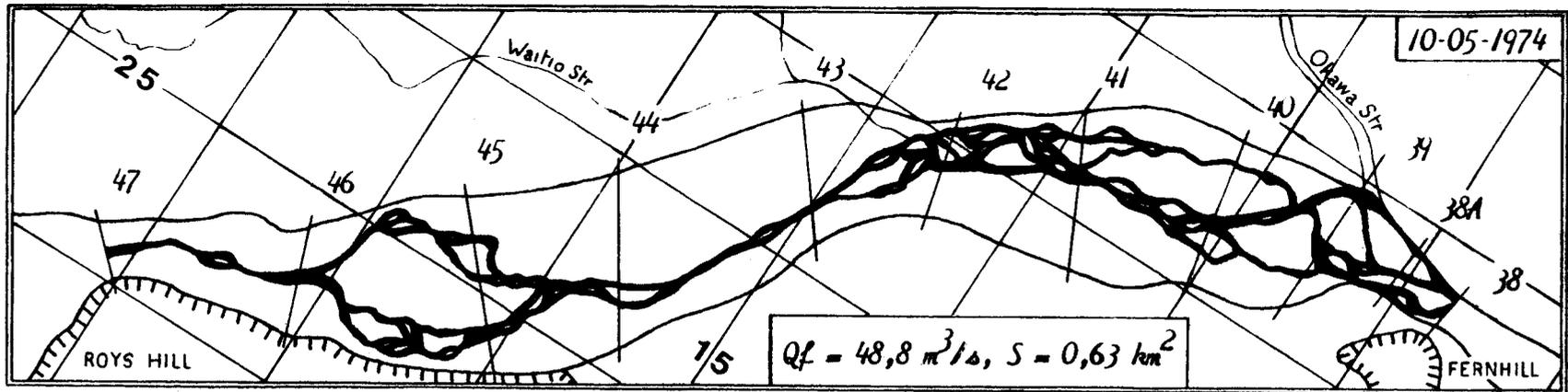


Fig 3.10. Surface mouillée de la rivière Ngaruroro entre Ohiti et Fernhill dessinée à l'aide de photographies aériennes ( $Q_f$  = débit mesuré à Fernhill,  $S$  = surface mouillée de la rivière entre les sections 38 et 47) (d'après documents du "N.Z. Aerial Mapping").

de gravelles (il a été dit à ce propos au paragraphe III.3. que ce modèle de recharge ne tenait compte que du gradient hydraulique moyen  $i$  dans la nappe qui est fort différent sous le lit de la rivière; c'est une simplification qui donne de bons résultats dans le cas de Ngaruroro mais qui n'est pas à généraliser).

- De même, il est important de connaître la limite de la recharge vers la nappe; son débit peut également s'écrire en fonction de la transmissivité:

$$Q = T \cdot i \cdot L$$

D'après la Figure 3.6., on peut estimer l'épaisseur de l'aquifère le long de Ngaruroro en fonction de la cote du substratum (-90 m) et de la cote au sol (45 m) soit une épaisseur  $e$  de 135 m; la perméabilité moyenne  $K$  étant estimée à  $3,9 \cdot 10^{-3}$  m/s, la transmissivité le long de Ngaruroro peut ainsi être calculée:

$$T = K \cdot e = 0,53 \text{ m}^2/\text{s}$$

A partir de la Figure 3.7. on peut supposer un gradient hydraulique maximum de l'ordre de  $4 \cdot 10^{-3}$ , la longueur  $L$  de la rivière entre Roys Hill et Fernhill est de 5000 m; on calculera donc facilement le débit maximum pouvant s'écouler vers la nappe:

$$Q = T \cdot i \cdot L = 0,53 \cdot 4 \cdot 10^{-3} \cdot 5000 = 10,4 \text{ m}^3/\text{s}$$

il s'agira là d'une valeur ne pouvant pratiquement pas être dépassée.

#### IV.I.- Comparaison entre l'équation linéaire de la recharge et la Loi de Darcy

Sur la Figure 3.II. ont été tracées les courbes de recharge de la nappe en fonction des données et hypothèses disponibles. La courbe en gros trait a été tracée d'après l'équation de la Figure 3.5.:

$$\begin{aligned} Q_f &= 0,98 \cdot Q_o - 3,98 \\ Q_o - Q_f &= 0,02 \cdot Q_f + 4,06 \end{aligned} \quad (I)$$

$Q_o$  et  $Q_f$  étant les débits mesurés à Ohiti et Fernhill en  $\text{m}^3/\text{s}$

Si l'on veut calculer la recharge  $Q$ , il faut à  $(Q_o - Q_f)$  ajouter  $Q_w$  et  $Q_{ok}$ , les débits mesurés au confluent avec Ngaruroro de Waitio et Okawa.  $Q_w + Q_{ok}$  peut se décomposer en  $Q_{w1} + Q_{o1}$  et  $Q_{w2} + Q_{o2}$  c'est à dire la partie du débit due à l'infiltration depuis Ngaruroro et le débit provenant du ruissellement proprement dit.

On dispose de peu d'informations sur les débits de Waitio et Okawa si ce n'est l'étude de Grant (Grant, 1965) et une dizaine de mesures effectuées depuis et ayant montré des débits sensiblement équivalents de l'ordre de  $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$  pour Waitio et  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  pour Okawa. D'après Grant, les débits du 13.02.1964 (Fig 3.I.) pouvaient se décomposer comme suit:

$$\begin{aligned} Q_w &= 0,54 \text{ m}^3/\text{s} = Q_{w_I} + Q_{w_2} = 0,48 \text{ m}^3/\text{s} + 0,06 \text{ m}^3/\text{s}, \\ Q_{ok} &= 0,18 \text{ m}^3/\text{s} = Q_{ok_I} + Q_{ok_2} = 0,08 \text{ m}^3/\text{s} + 0,1 \text{ m}^3/\text{s}. \end{aligned}$$

La partie provenant de l'infiltration de Ngaruroro est donc  $Q_{w_I+ok_I}$  soit  $0,56 \text{ m}^3/\text{s}$ . En supposant que cette infiltration obéisse comme pour la recharge à la Loi de Darcy, on peut écrire:

$$Q_{w_I+ok_I} = K \cdot S' \cdot i \quad (2)$$

$S'$  est la surface mouillée de la rivière Ngaruroro correspondant à l'infiltration vers la nappe de valeur  $Q_{w_I+ok_I}$ .

Pour connaître approximativement  $Q_{w_I+ok_I}$  nous sommes obligés, faute de données suffisantes, de faire quelques simplifications:

- proportionnalité de  $Q_{w_I+ok_I}$  et de  $Q$  (recharge totale entre Ohiti et Fernhill),
- égalité de  $K$  entre la rive droite et la rive gauche,
- égalité de  $i$  entre la rive droite et la rive gauche.

Le 13.02.1964, la recharge  $Q$  était de  $4,4 \text{ m}^3/\text{s}$ ; on peut alors écrire:

$$Q_{w_I+ok_I} / Q = K \cdot S' \cdot i / (K \cdot S \cdot i) = S' / S$$

$$S' = 0,127 \cdot S \quad (3)$$

$$S = 0,13 \cdot 10^6 \cdot Q_f^{0,52} \quad (4)$$

(voir paragraphe III.4.,  
 $S$  en  $\text{m}^2$  et  $Q_f$  en  $\text{m}^3/\text{s}$ ).

D'après les équations (2), (3) et (4):

$$Q_{w_I+ok_I} = K \cdot 0,017 \cdot 10^6 \cdot Q_f^{0,52} \cdot i \quad (5)$$

$Q_{w_2+ok_2}$  étant la partie de débit dans Waitio et Okawa correspondant au ruissellement, on la considère proportionnelle au débit à Fernhill, dans le cas du 13.02.1964:

$$Q_{w_2+ok_2} = 0,036 \cdot Q_f \quad (6)$$

BU  
LILLE

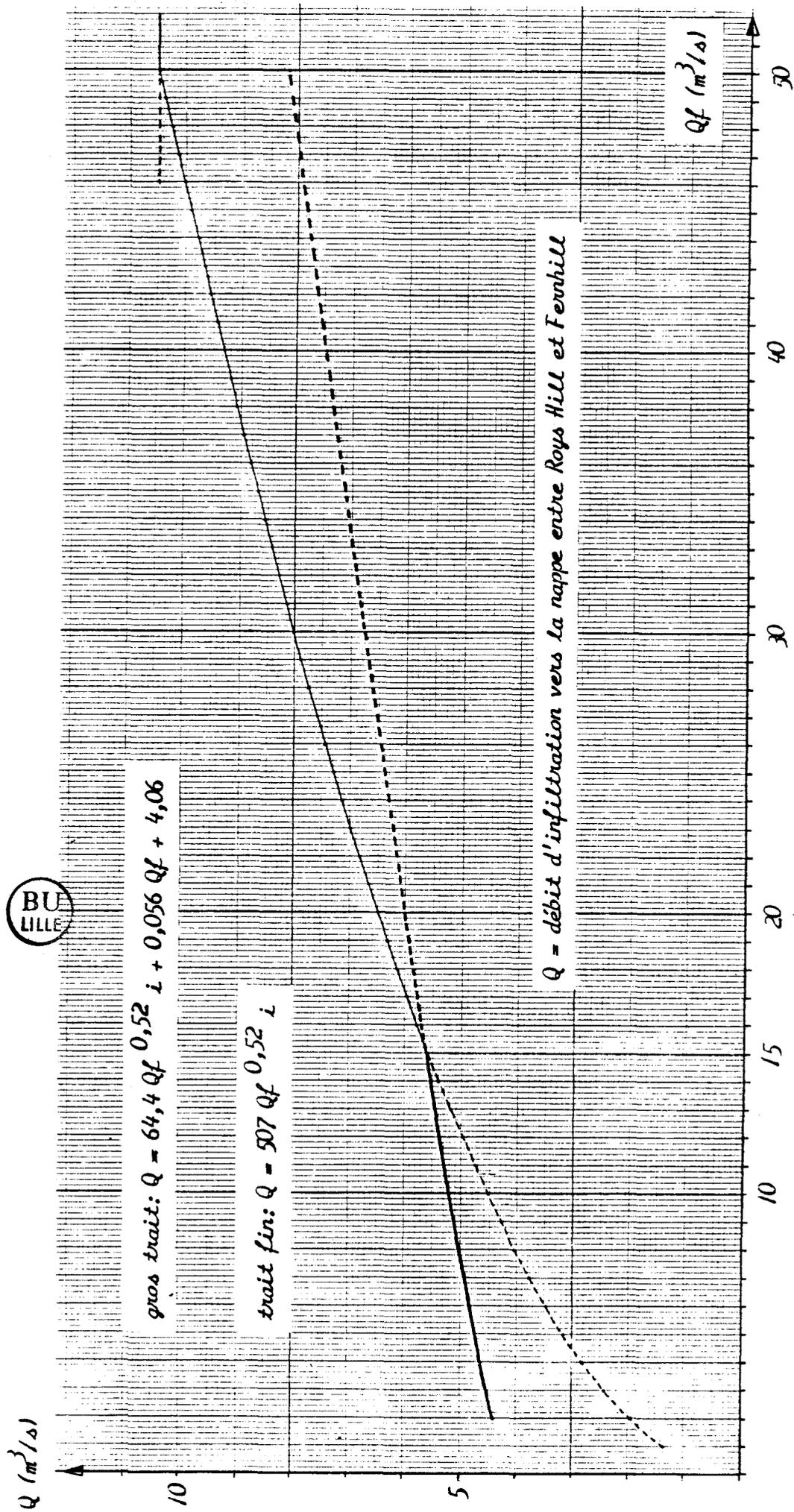


Fig 3.11. Variation de la recharge  $Q$  en fonction du débit à Ferrhill ( $Q_f$ ) pour un gradient hydraulique moyen  $i = 2,7 \cdot 10^{-3}$ .

La recharge  $Q$  est donc la somme de  $(Q_0 - Q_f)$ ,  $Q_{w_1} + ok_1$  et  $Q_{w_2} + ek_2$ , d'après les équations (I), (5) et (6) et en considérant comme valeur moyenne  $K = 3,9 \cdot 10^{-3}$  m/s, on peut alors écrire:

$$Q = (64,4 \cdot Q_f^{0,52} \cdot i) + (0,056 \cdot Q_f) + 4,06 \quad (7)$$

( $Q$  et  $Q_f$  en  $m^3/s$ ,  $Q_f \leq 15 m^3/s$ ).

En ce qui concerne le débit de recharge calculé d'après la Loi de Darcy, on peut écrire en utilisant l'équation (4) et en posant

$K = 3,9 \cdot 10^{-3}$  m/s:

$$Q = 507 \cdot Q_f^{0,52} \cdot i \quad (8) \quad (Q \text{ et } Q_f \text{ en } m^3/s, Q_f > 15 m^3/s).$$

Les deux courbes de la Figure 3.II. ont été dessinées en traits pleins pour la partie considérée valide et en pointillés pour le reste des courbes.

L'équation (7) pour les faibles débits correspond à des mesures effectuées dans la rivière, elle ne tient pas compte de  $S$ ; il est d'ailleurs important de remarquer que pour des valeurs de  $Q_f$  inférieures à  $10 m^3/s$  (Fig 3.8. et 3.9.), on ne possède aucune information sur l'état de la surface mouillée de la rivière.

Le point de passage de la courbe d'équation (7) à la courbe d'équation (8) se fait par le débit  $Q_f = 15 m^3/s$  ce qui correspond à une valeur de  $S$  de  $0,53 km^2$ ; il s'agit de la valeur moyenne de la surface mouillée de Ngaruroro entre Ohiti et Fernhill. Au delà de ce débit, la surface  $S$  s'accroît sensiblement et l'on peut passer à la courbe d'équation (8). Celle-ci est limitée par la valeur  $Q_f = 50 m^3/s$  où la recharge atteint sa valeur maximale  $Q = 10,4 m^3/s$ . Au delà de celle-ci la courbe est horizontale d'équation:

$$Q = 10,4 m^3/s$$

Le grand inconvénient de cette méthode réside dans le fait qu'il n'a pas été possible de la tester pour des débits  $Q_f$  élevés. Si cela avait été réalisé, la précision de 10 % n'aurait pas permis de choisir entre les courbes d'équation (7) ou (8). On peut cependant raisonnablement supposer que la Loi de Darcy, en vertu des remarques sur le gradient hydraulique, la surface mouillée et la perméabilité, doit être valable pour les conditions décrites. La courbe en trait plein de la Figure 3.II. permet donc de définir une valeur approchée de la recharge.

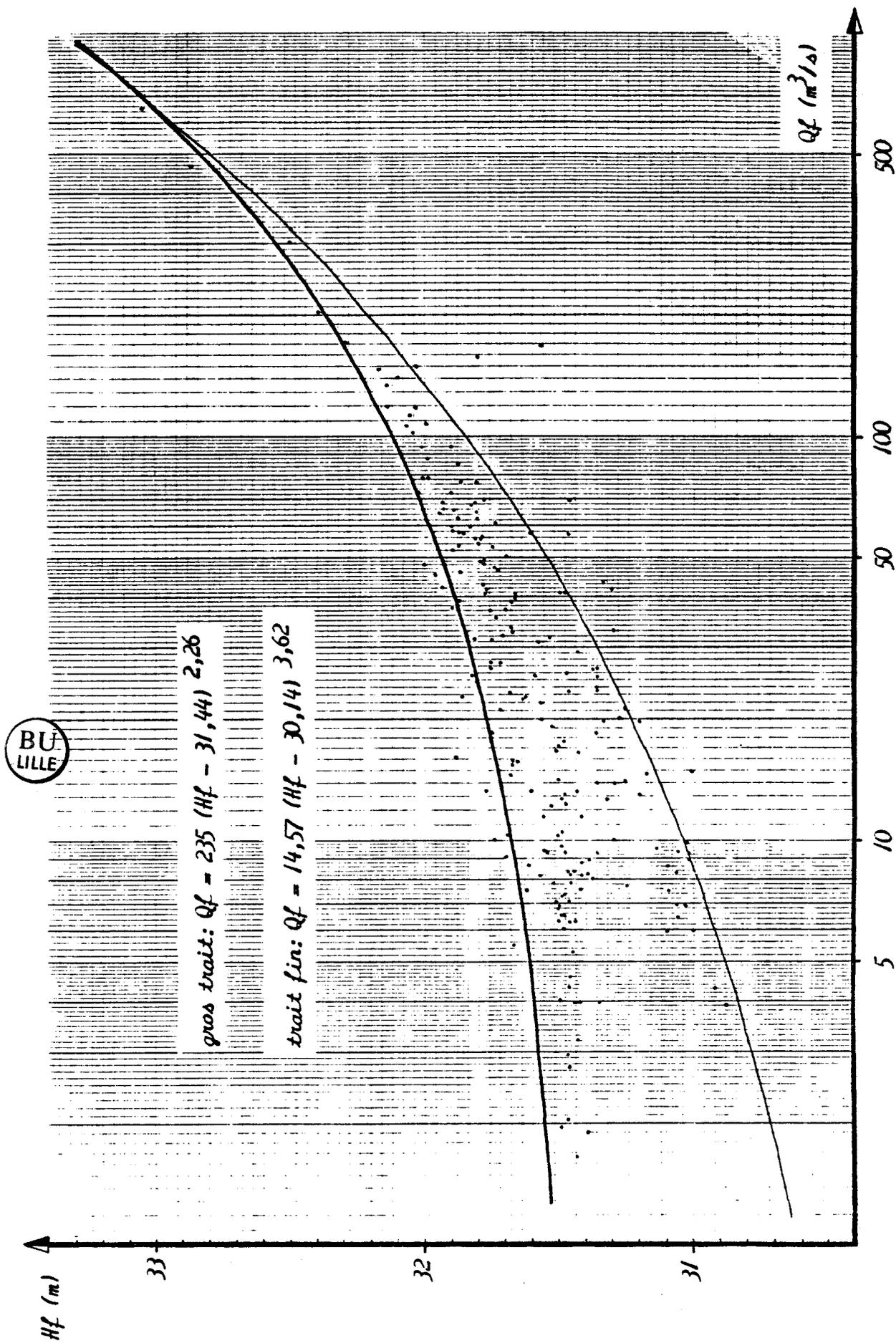


Fig 3.12. Variation du débit ( $Q_f$ ) en fonction du niveau de l'eau ( $H_f$ ) dans la rivière Ngourouo à Ferhill (niveau moyen des mers = 10 m).

#### IV.2.- Application pratique

Les données recueillies sur le terrain permettent de dresser un graphe de la recharge de la nappe au cours du temps (Fig 3.I4.). Celles-ci sont exclusivement des niveaux d'eau mesurés soit dans des puits, soit dans la rivière Ngaruroro à l'aide de limnigraphes automatiques.

Les mesures piézométriques dans deux puits permettent de calculer le gradient hydraulique; pour disposer du débit, la mesure directe ou la détermination à partir du niveau de l'eau dans la rivière sont possibles. Les débits à Fernhill et Chesterhope (une station de mesure sur Ngaruroro située à 10,6 km en aval de Fernhill) ont été comparés aux niveaux de l'eau dans la rivière (Fig 3.I2. et 3.I3.).

Comme la Figure 3.I2. permet de le constater, la relation entre débit et hauteur d'eau dans la rivière à Fernhill est assez imprécise. Cette relation peut cependant être cernée par deux courbes enveloppes d'équations:

$$Qf_1 = 235 \cdot (Hf - 31,44)^{2,26} \quad (9) \quad Hf \text{ est le niveau de l'eau à}$$

$$Qf_2 = 14,57 \cdot (Hf - 30,14)^{3,62} \quad (10) \quad \text{Fernhill en m,}$$

$$Qf_{\text{moyen}} = (Qf_1 + Qf_2) / 2 \pm Qf_{1,2} - Qf \quad (11).$$

Il est cependant possible de préciser  $Qf$  en déterminant  $Qc$ , c'est à dire le débit à Chesterhope. Entre Fernhill et Chesterhope, on remarque une augmentation de débit assez constante, de l'ordre de  $2 \text{ m}^3/\text{s}$ , due en grande partie à l'apport de la rivière Tutaekuri-Waimate. La détermination de  $Qc$  à partir de  $Hc$  (niveau de l'eau à Chesterhope) est également assez précise comme en témoigne la Figure 3.I3.; il est alors aisé de déterminer  $Qf$ :

$$Qf = Qc - 2 \quad (12) \quad Qf \text{ et } Qc \text{ en } \text{m}^3/\text{s}.$$

La Figure 3.I4. est un essai de mesure de la recharge en utilisant sur un mois (du 28.07.1982 au 31.08.1982) des valeurs du niveau de l'eau en continu toutes les six heures dans les puits Saleyards et Sub-Station (voir localisation en annexe) et dans la rivière à Chesterhope. Les valeurs de  $Hc$  sont converties en débit à Fernhill puis en débit de recharge grâce aux courbes et aux équations des Figures 3.II. et 3.I3. La précision de la courbe de recharge (Fig 3.I4.) est estimée à  $\pm 2 \text{ m}^3/\text{s}$ .

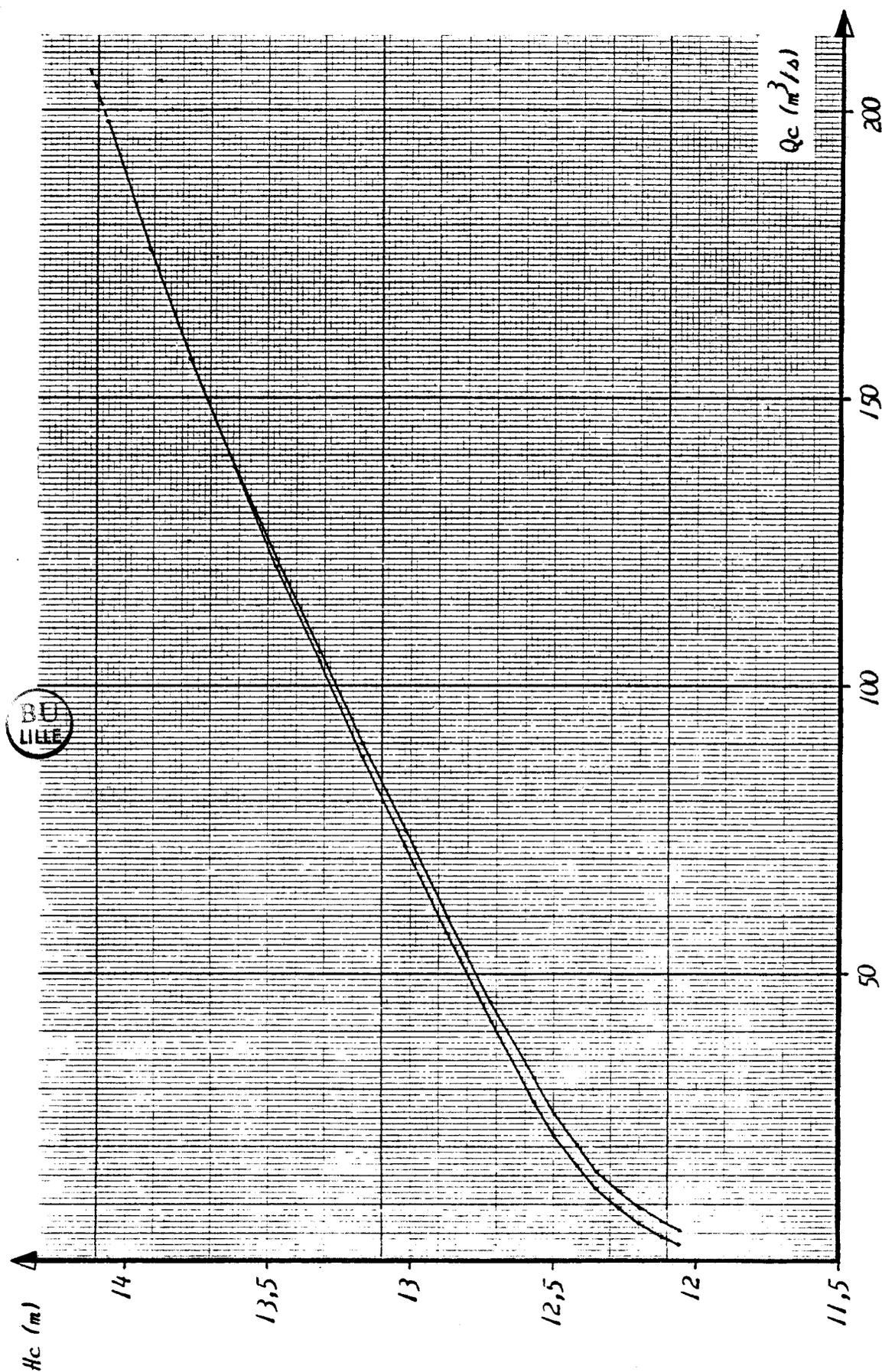


Fig 3.13. Variation du débit ( $Q_c$ ) en fonction du niveau de l'eau ( $H_c$ ) dans la rivière Ngaruroro à Chesterhope Station (située à 10,6 km en aval de Fernhill Station, niveau moyen des mers = 10 m) (document du Hawke's Bay Catchment Board, 1982).

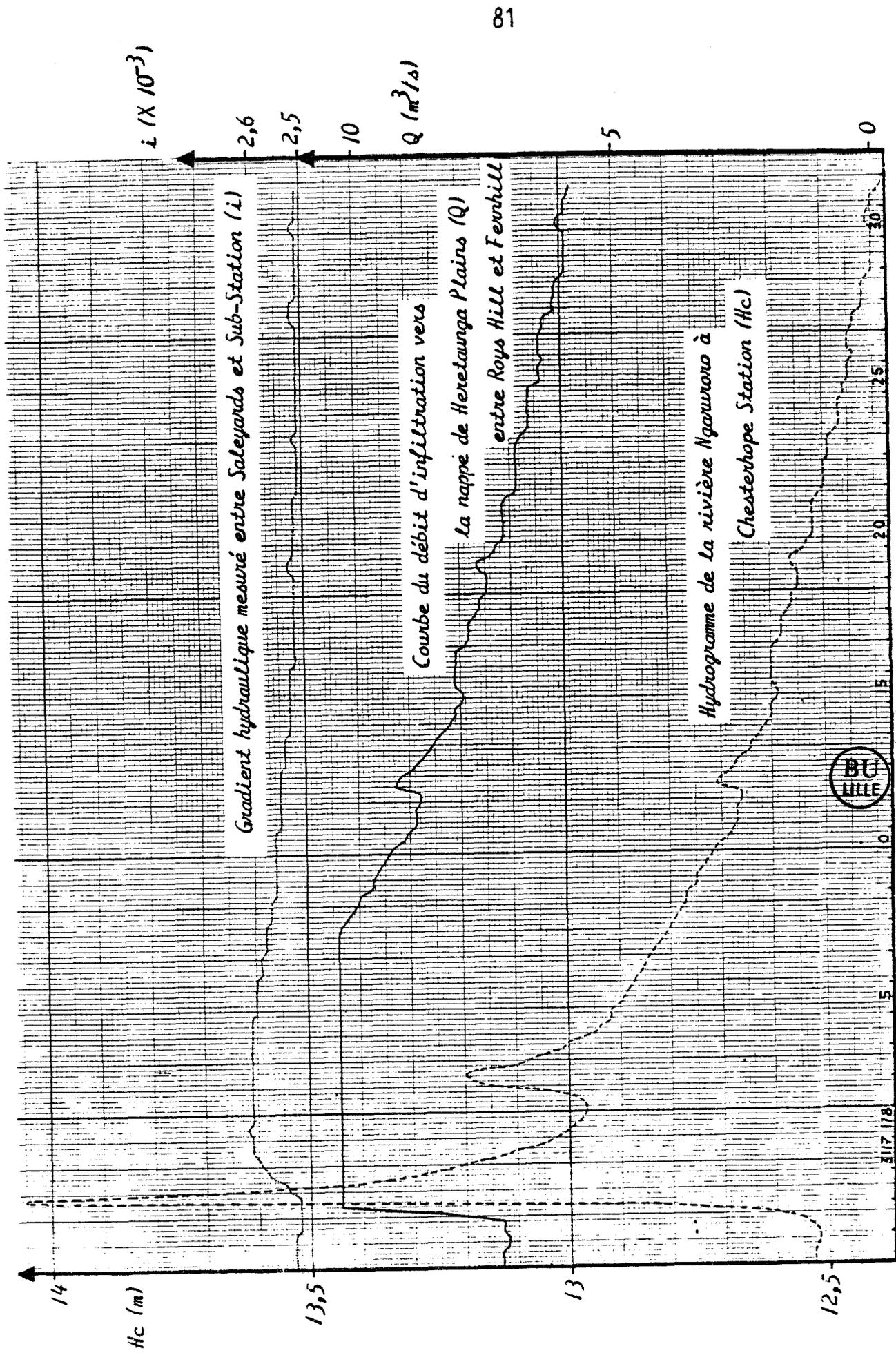


Fig 3.14. Exemple de calcul du débit d'infiltration vers la nappe de Heretaunga Plains ( $Q$ ) d'après les informations de niveau de l'eau dans la rivière Ngaruroro à Chesterhope Station ( $H_c$ ) et le gradient hydraulique ( $i$ ) mesuré entre les puits Saleyards et Sub-Station (période de mesure en abscisse: 28/07 - 31/08/1982, niveau moyen des mers = 10 m).

BU  
LILLE

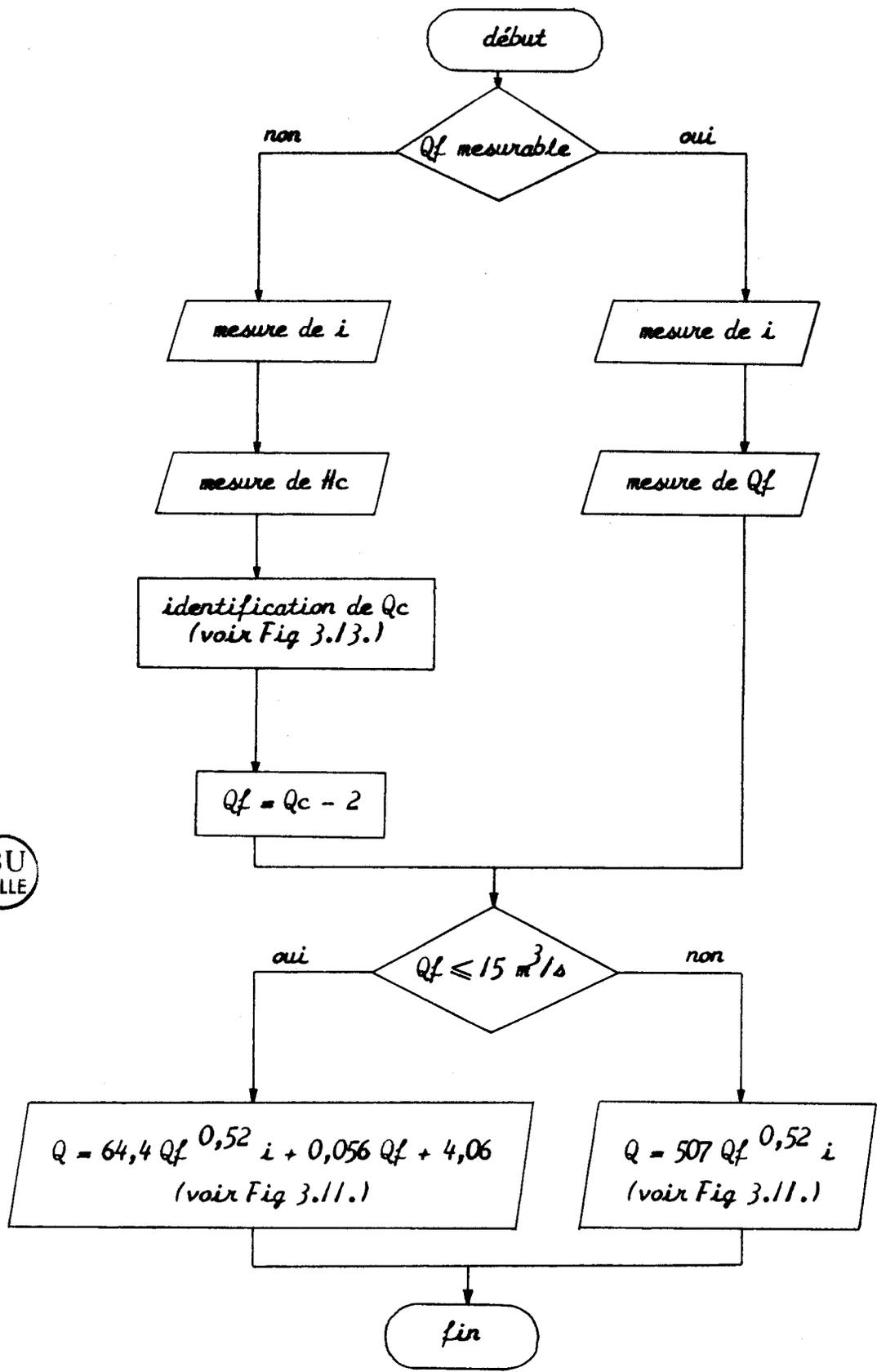


Tableau 3.6. Organigramme simplifié du calcul de l'infiltration de la rivière Ngaruroro (Q) vers la nappe de Heretaunga Plains entre Roys Hill et Fernhill.

En résumé, la courbe de recharge peut être construite d'après l'organigramme du Tableau 3.6.. Il faut cependant être prudent et conscient que l'on accède à une valeur approximative de  $Q$  due à la carence de mesures de débit à Fernhill mais aussi, dans certains cas, à des mesures moins fiables du gradient hydraulique (dans le cas de Saleyard et Sub-Station, le gradient est inférieur à  $2,7 \cdot 10^{-3}$ ).





## CHAPITRE N° 4

### COMPORTEMENT DE LA NAPPE DANS LA ZONE DE RECHARGE

Il est dès à présent possible, à partir des données recueillies dans la rivière Ngaruroro et dans les puits, de calculer une valeur approximative de l'infiltration vers la nappe de Heretaunga Plains mais il est également intéressant de posséder une bonne idée du comportement et de l'évolution de la nappe dans la zone de recharge.

Comme il a déjà été souligné, les données recueillies lors d'études précédentes sont en général très ponctuelles et n'ont pas été corrélées entre elles car réalisées dans le cadre d'études différentes.

Il s'agira donc d'utiliser les données de terrain, essentiellement des niveaux piézométriques dans différents puits, et de tenter de les corrélérer avec les données recueillies lors des études préalables.

Il sera important d'étudier la dynamique de la nappe dans la zone de recharge, un programme de corrélation croisée (cross-correlation) permettra d'apprécier les transferts de pression entre les différents puits.

#### I.- Analyse des données

Ce paragraphe constitue une sorte de catalogue des informations actuellement disponibles dans la zone de recharge. Celles-ci permettront d'étayer les conclusions que les corrélations croisées apporteront. Ces informations sont de trois types: des caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives, des données lithologiques et des cartes piézométriques.

#### I.I.- Caractéristiques hydrodynamiques et hydrodispersives

Il s'agit de valeurs de transmissivités et de coefficients d'emmagasinement mesurées grâce à des essais de puits précédemment énoncés ainsi que d'autres données comme les directions d'écoulement, la porosité etc...

Site RH 1 (voir localisation en annexe)

Transmissivité	: $T = 0,29 \text{ m}^2/\text{s}$
Coefficient d'emménagement	: $S = 0,027$
Porosité efficace	: $n_e = 0,22 \text{ à } 0,25$
Dispersivité	: $\alpha_{\text{long}} = 1,4 \text{ à } 11,5 \text{ m}$ : $\alpha_{\text{lat}} = 0,1 \text{ à } 3,3 \text{ m}$ : $\alpha_{\text{vert}} = 0,04 \text{ à } 0,1 \text{ m}$
Direction d'écoulement	: N $98^\circ\text{E}$ à N $100^\circ\text{E}$
Gradient hydraulique	: $i = 7 \cdot 10^{-3}$
Vitesse effective d'écoulement	: $V_e = 9,3 \cdot 10^{-4} \text{ à } 2,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

Site FL 2 (voir localisation en annexe)

Transmissivité	: $T = 0,37 \text{ m}^2/\text{s}$
Coefficient d'emménagement	: $S = 4,62 \cdot 10^{-4}$
Dispersivité	: $\alpha_{\text{long}} = 0,3 \text{ à } 1,5 \text{ m}$ : $\alpha_{\text{vert}} = 0,06 \text{ m}$
Direction d'écoulement	: N $115,5^\circ\text{E} \pm 10^\circ$
Gradient hydraulique	: $i = 1,4 \cdot 10^{-3} \text{ à } 2,2 \cdot 10^{-3}$
Vitesse effective d'écoulement	: $V_e = 2,3 \cdot 10^{-3} \text{ à } 2,9 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

Site FL 4 (voir localisation en annexe)

Perméabilité	: $K = 7,06 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$
Direction d'écoulement	: N $117^\circ\text{E} \pm 10^\circ$
Gradient hydraulique	: $i = 1,6 \cdot 10^{-3} \text{ à } 1,9 \cdot 10^{-3}$

Hastings City Rubbish Dump (HCRD, puits R 1) (voir localisation en annexe)

Dispersivité	: $\alpha_{\text{long}} = 41 \text{ m}$ : $\alpha_{\text{lat}} = 10 \text{ m}$ : $\alpha_{\text{vert}} = 0,07 \text{ m}$
Vitesse effective d'écoulement	: $V_e = 7,4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$

Il est intéressant de faire quelques remarques sur ces différentes données ainsi que les méthodes utilisées pour y accéder.

La faible valeur du coefficient d'emménagement au site FL 2 indique que la nappe est captive ou semi-captive, le site FL 2 se trouve bien

en effet dans la zone des lits fins. Quant au site RH I, il se trouve dans la zone où la nappe est libre; théoriquement le coefficient d'emmagasinement  $S$  devrait être semblable à la porosité de drainage " $n_e$ " mais il existe un rapport de 10 entre ces deux valeurs. En fait, l'essai de porosité efficace étant réalisé par désaturation complète d'un échantillon au laboratoire, sur le terrain le cas de figure n'est jamais atteint et la valeur de  $S$  est toujours un peu inférieure à celle de " $n_e$ ". On peut également supposer qu'il existe aussi quelques matériaux fins dans l'aquifère (Thorpe, 1977).

Les directions d'écoulement mesurées dans chaque site montrent un écoulement perpendiculaire à la section de la rivière Ngaruroro longeant Roys Hill au Sud du Lac Runanga et en amont du confluent avec Waitio, et non de la section située entre Waitio et Fernhill. Cela corrobore les faits déjà remarqués par Grant (1965) montrant une infiltration plus importante de la section amont par rapport à la section aval (Fig 3.I.); pour le 13 février 1964 on notait  $2,32 \text{ m}^3/\text{s}$  s'infiltrant vers la rive droite de la section amont et  $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$  s'infiltrant vers la rive droite de la section aval.

Les gradients hydrauliques des sites FL 2 et FL 4 vont en diminuant vers le Sud-Est et deviennent similaires au gradient moyen de la plaine ( $1,5 \cdot 10^{-3}$ ), le gradient du site RH I est beaucoup plus élevé; on sait, grâce à des études préalables, que près de la rivière Ngaruroro le gradient hydraulique n'est pas absolument régulier dans le détail mais dans son ensemble (environ  $2,7 \cdot 10^{-3}$ ), la forte valeur que l'on trouve ici représenterait une irrégularité locale (voir chapitre n° 2, paragraphe III.2.).

Les dispersivités ont été calculées grâce à des injections de traceurs dans des zones éventuellement polluables (rhodamine WT, eau salée, E. coli ( $\text{H}_2\text{S}^+$ ), etc... Thorpe, 1977), ils montrent bien une dispersion plus importante dans la direction de l'écoulement et mettent en évidence l'aspect dynamique de la nappe.

Les vitesses effectives d'écoulement ( $V_e$ ) ont été également mesurées grâce à l'injection de traceurs; si l'on utilise la Loi de Darcy, on s'aperçoit qu'en fonction des gradients hydrauliques donnés et pour une porosité moyenne " $n_e$ " de 0,25 (Ministry of Works and Development, 1974) les perméabilités  $K$  peuvent être calculées;

$$\boxed{Ve = Vd / ne} ,$$

$$\boxed{K = Vd / i = ne \cdot Ve / i}$$

(Vd = vitesse de Darcy).

Site RH I:  $Ve = 9,3 \cdot 10^{-4}$  à  $2,3 \cdot 10^{-3}$  m/s,  $i = 7 \cdot 10^{-3}$

$K = 0,033$  à  $0,083$  m/s

Site FL 2:  $Ve = 2,3 \cdot 10^{-3}$  à  $2,9 \cdot 10^{-3}$  m/s,  $i = 1,4 \cdot 10^{-3}$  à  $2,2 \cdot 10^{-3}$

$K = 0,026$  à  $0,052$  m/s

Hastings City Rubbish Dump:  $Ve = 7,4 \cdot 10^{-5}$  m/s, on pose  $i = 2,7 \cdot 10^{-3}$

$K = 6,86 \cdot 10^{-3}$  m/s

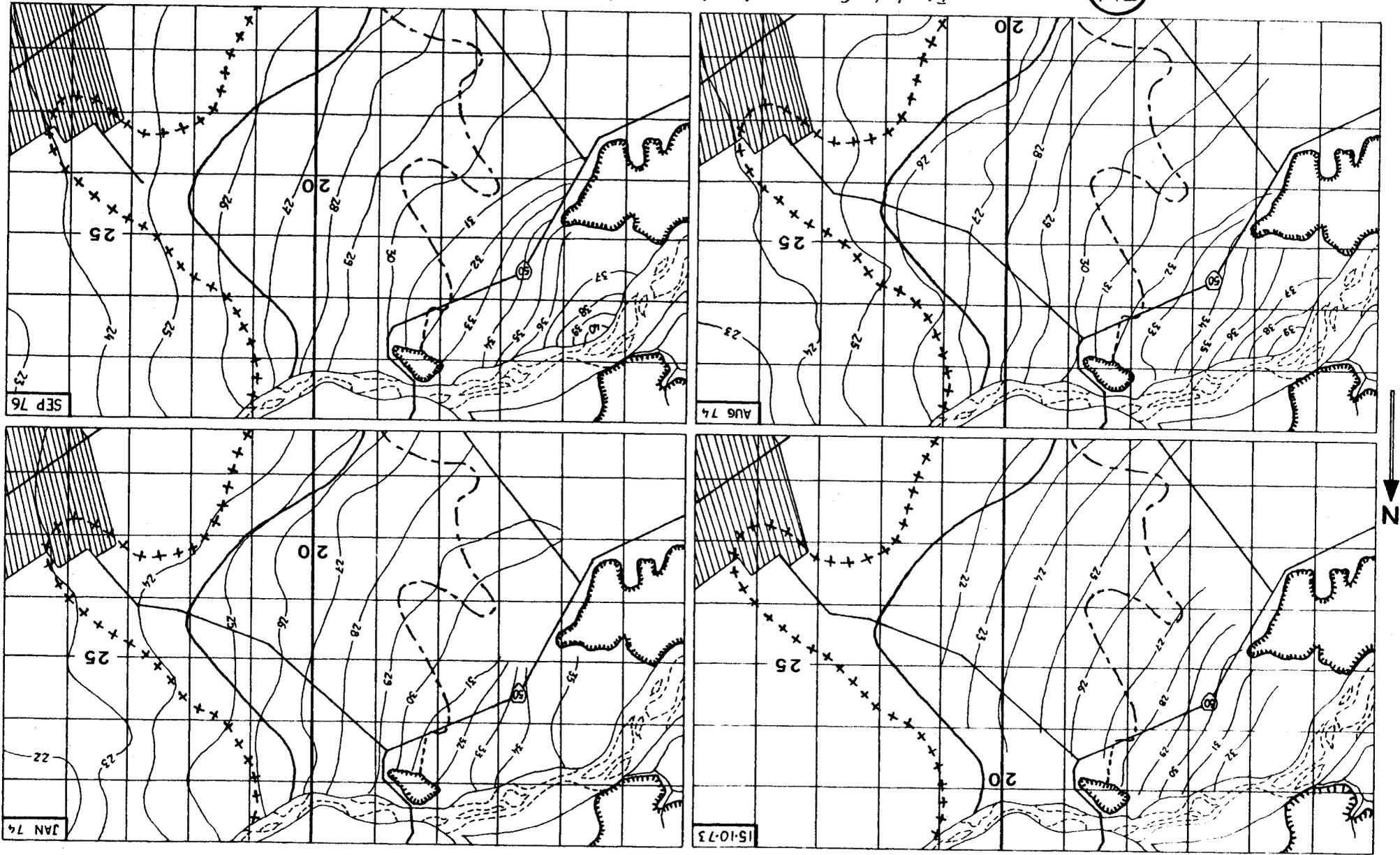
Cela conduit à des valeurs élevées de la perméabilité en comparaison avec la valeur moyenne définie au chapitre précédent ( $3,9 \cdot 10^{-3}$  m/s); cette perméabilité moyenne et le gradient hydraulique moyen de  $2,7 \cdot 10^{-3}$  permettent de calculer une vitesse effective de  $4,2 \cdot 10^{-5}$  m/s bien inférieure aux vitesses mesurées. Il faut cependant se rappeler que l'on a affaire ici à un aquifère stratifié présentant des couches de perméabilités variables, les vitesses mesurées ont été celles calculées à partir du premier pic de concentration du traceur enregistré à l'aide de piézomètres situés autour du point d'injection. Ce premier pic correspondait à l'écoulement du traceur dans des couches de forte perméabilité, il est apparu d'ailleurs sur certains piézomètres deux ou trois pics correspondant à la traversée de couches différentes; la Loi de Darcy ne peut donner qu'une vitesse moyenne d'écoulement de l'eau dans l'aquifère et non pour chaque couche. Il est enfin à remarquer que les perméabilités calculées pour les sites RH I, FL 2 et HCRD correspondent à des mesures faites dans des puits lors d'études précédentes et ne sont pas exceptionnelles (Tableau 3.5.).

## I.2.- Lithologie

Les études de résistivité ayant permis de dresser une cartographie du substratum imperméable (Fig 3.6.) ont également contribué à déceler les zones contenant des lits fins; ces études (Zuiderveen Borgesius, 1975) n'ont fait que confirmer les résultats précédents sans apporter d'éléments nouveaux (chapitre n° 2).

## I.3.- Données piézométriques

Fig 4.1. Cartes piézométriques (en m) de la zone de recharge majeure de Heretaunga Plains (les figures utilisées pour les différentes limites de la nappe sont identiques à ceux de l'Annexe No 2) (d'après documents du Houke's Bay Catchment Board, niveau moyen des mers = 10 m).

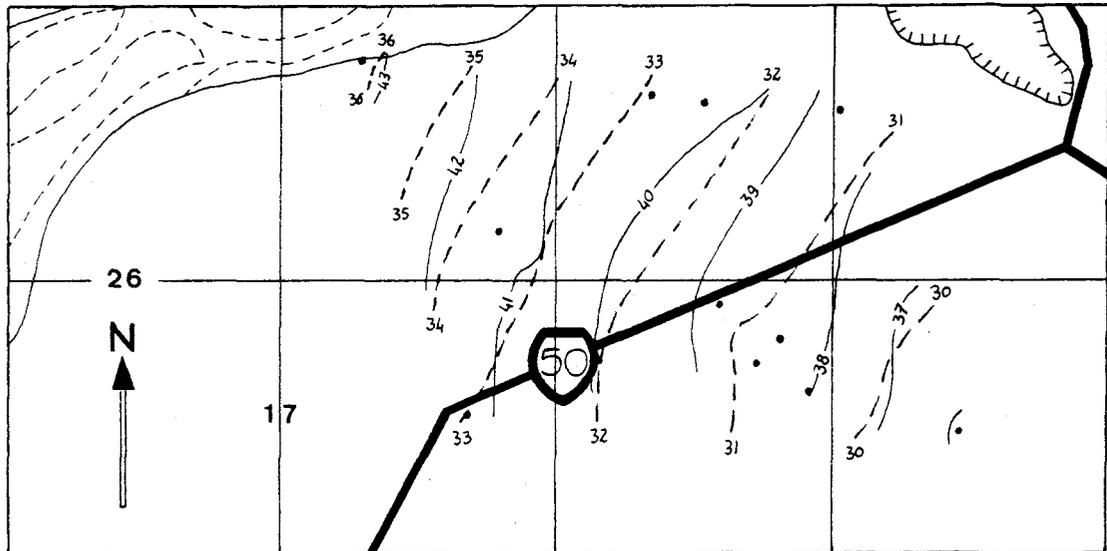


Les données piézométriques disponibles sont de deux types, d'une part des cartes, d'autre part des enregistrements de niveaux piézométriques dans des puits.

### I.3.I.- Les cartes piézométriques

Outre les informations pouvant être obtenues sur toute l'étendue de Heretaunga Plains, on peut y étudier deux régions plus particulièrement intéressantes: la zone de recharge mineure et surtout la zone de recharge majeure. Les Figures 4.1., 4.2. et 4.3. permettent de visualiser les différentes études piézométriques qui y ont été faites.

Sur la Figure 4.1. on observe tout d'abord une bonne concordance entre les différentes cartes, il n'y a pas de grosses différences dans le schéma général de la piézométrie entre périodes de hautes eaux et de basses eaux. Quant à l'écoulement, on s'aperçoit qu'il provient principalement de la section de rivière entre Roys Hill et le confluent de Waitio et de Ngaruroro, les courbes piézométriques étant en général parallèles à cette section et recoupant la section aval entre Waitio et Fernhill; cela confirme les propos du paragraphe I.I. de ce chapitre.



0 1 km

• point de mesure

--- courbe piézométrique (m)

— courbe topographique (m)

Fig 4.2. Carte piézométrique et topographique de la zone bordant la rivière Ngaruroro entre Roys Hill et Fernhill (mesures effectuées le 4 Mars 1982, niveau moyen des mers = 10 m).

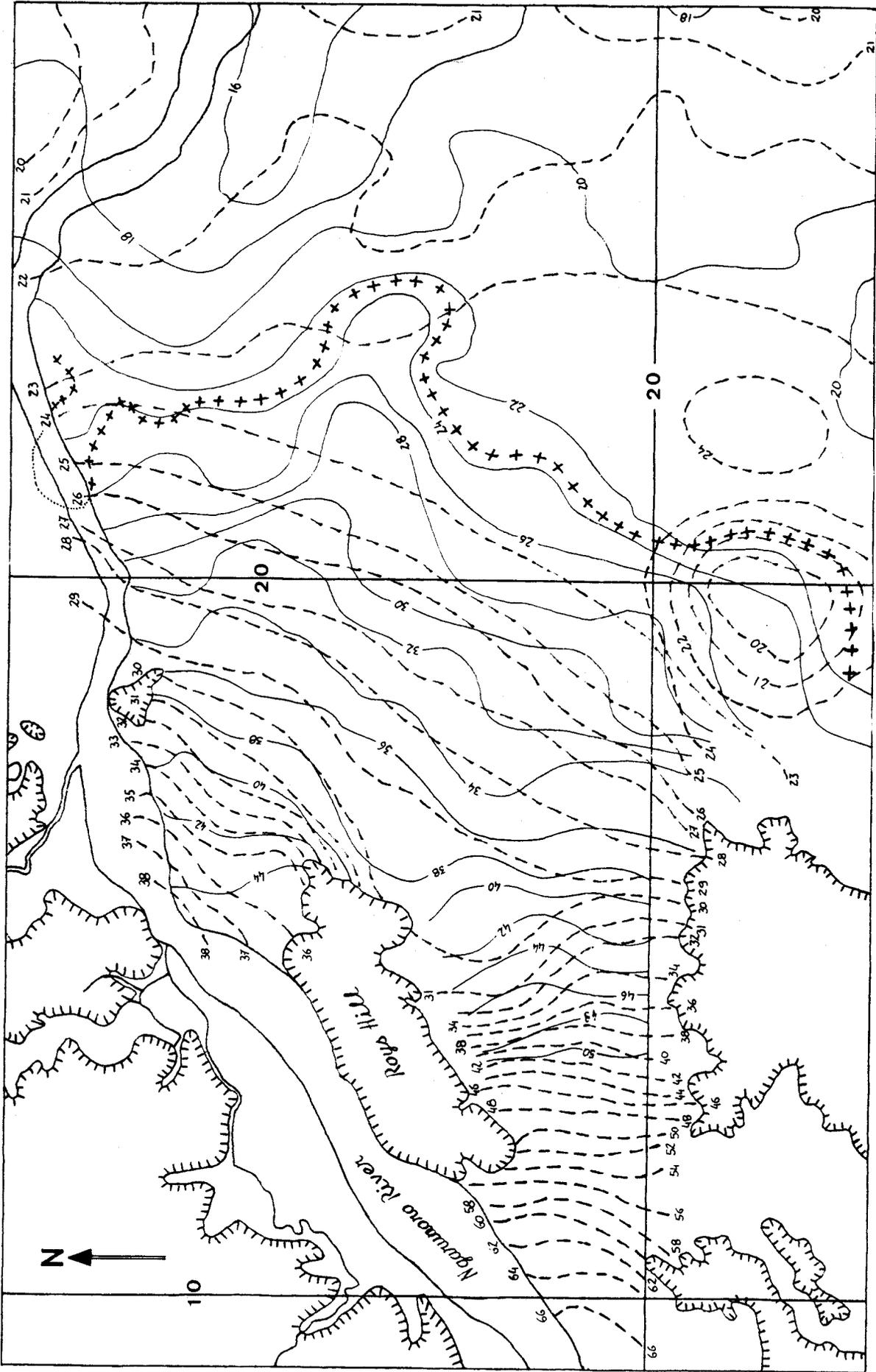


Fig 4.3. Carte topographique et piézométrique de Heretaunga Plains (Février 1979, niveau moyen des mers = 10 m) (d'après document du Hawke's Bay Catchment Board).



4 km  
 ——— courbe topographique (m)  
 - - - - - courbe piézométrique (m)  
 + + + + + Limite occidentale de la nappe captive artésienne

Outre les cartes piézométriques de la Figure 4.1., quelques mesures supplémentaires ont été réalisées par mes soins dans une zone restreinte comprenant tous les puits situés entre la rivière Ngaruroro et la Provincial State Highway n° 50 et quelques autres au Sud de celle-ci (Fig 4.2.). J'ai pu y mesurer un gradient hydraulique d'environ  $3,06 \cdot 10^{-3}$  tout à fait semblable aux gradients mesurés dans la zone de recharge majeure en bordure de Ngaruroro; le gradient de pente est également très proche quoique légèrement supérieur, de l'ordre de 3,1 à  $3,2 \cdot 10^{-3}$ .

La Figure 4.3. est beaucoup plus intéressante, outre la piézométrie de la zone de recharge majeure, celle de la zone de recharge mineure a été relevée. Il est à noter que dans cette dernière, l'écoulement se fait directement vers l'Est pour rejoindre l'écoulement de la zone de recharge majeure; on peut s'attendre à des mélanges à l'Est de Roys Hill. Ceci est d'autant plus intéressant qu'il est à remarquer les valeurs des gradients hydrauliques dans les deux zones: environ  $3,15 \cdot 10^{-3}$  dans la zone de recharge majeure et  $6,7 \cdot 10^{-3}$  dans la zone de recharge mineure. En supposant une perméabilité moyenne identique dans les deux zones, force est de constater que la vitesse de Darcy devrait être au moins deux fois plus élevée dans la zone de recharge mineure; cela induit que des puits situés à l'Est de Roys Hill seraient moins rapidement affectés par l'écoulement provenant de la zone de recharge majeure bien que le débit d'infiltration y soit plus important. On peut supposer que ce gradient hydraulique élevé est une conséquence directe de l'accroissement de pente (deux à trois fois supérieure) dans la zone de recharge mineure et non de la perméabilité qui doit être assez semblable dans les deux zones (aquifère composé de gravelles). On peut encore remarquer que les contours topographiques ont permis de dessiner la limite occidentale de la nappe captive artésienne, elle reste assez similaire à la limite moyenne dessinée notamment dans la Figure 4.1. et en annexe.

### 1.3.2.- Les limnigrammes

Plusieurs puits équipés de limnigraphes ont aidé à établir les cartes piézométriques de Heretaunga Plains ainsi que les expériences de corrélation croisée (paragraphe II.3. et II.4.). Parmi ceux-ci, certains ont été creusés aux mêmes emplacements mais à des profondeurs différen-

tes, de sorte que le puits profond rencontre les aquifères les plus profonds et le puits court l'aquifère superficiel. Ces puits doublés sont situés dans la zone des lits fins où l'on observe une superposition d'aquifères; les nappes profondes sont captives ou semi-captives et le niveau piézométrique est plus bas que celui de la nappe superficielle, c'est ce que l'on observe dans l'exemple de la Figure 4.4. où sont représentés les limnigrammes des puits 6 G, 6 F et celui de Ngaruroro à Fernhill Station.

Il est intéressant de remarquer qu'il existe une corrélation beaucoup plus importante entre la rivière et le puits profond 6 F qu'entre la rivière et le puits 6 G où le limnigramme ne fait que souligner la baisse générale du niveau tandis que celui du puits 6 F est sensible aux différents pics. Cette situation a également été observée de la même manière dans les puits 4 G/2 (voir localisation en annexe) où les profondeurs atteignaient respectivement 23,83 m et 6,1 m et dans les puits 4 D/2 de profondeurs égales à 12,98 m et 6,95 m; dans les puits 2 G/2 (26,43 m et 9,09 m), au contraire, les observations sont identiques indiquant une absence de lits fins importants à cet endroit précis jusqu'à 26,43 m de profondeur. Au cours des études de corrélation croisée, cette différence observée entre les puits profonds et les puits courts sera importante à considérer si l'on veut déterminer avec précision le transfert de pression entre deux puits. Il est également important de remarquer que tous les puits utilisés pour cette étude ne sont crépinés qu'à la base.

## II. Etude des données piézométriques dans les puits de Heretaunga Plains et des niveaux de l'eau dans la rivière Ngaruroro

Un programme informatique de corrélation croisée (cross-correlation), écrit en langage Basic permet de corréler entre elles plusieurs chaînes de données afin de déterminer le coefficient de corrélation correspondant au recoupement entre deux séries de valeurs. Le coefficient le plus proche de 1 correspondra au meilleur recoupement et permettra d'accéder à la valeur du temps mis par l'onde de pression pour parvenir d'un puits à l'autre.

Les équipotentielles ayant par définition une charge constante tout le long de celles-ci, les directions de transfert de pression sont

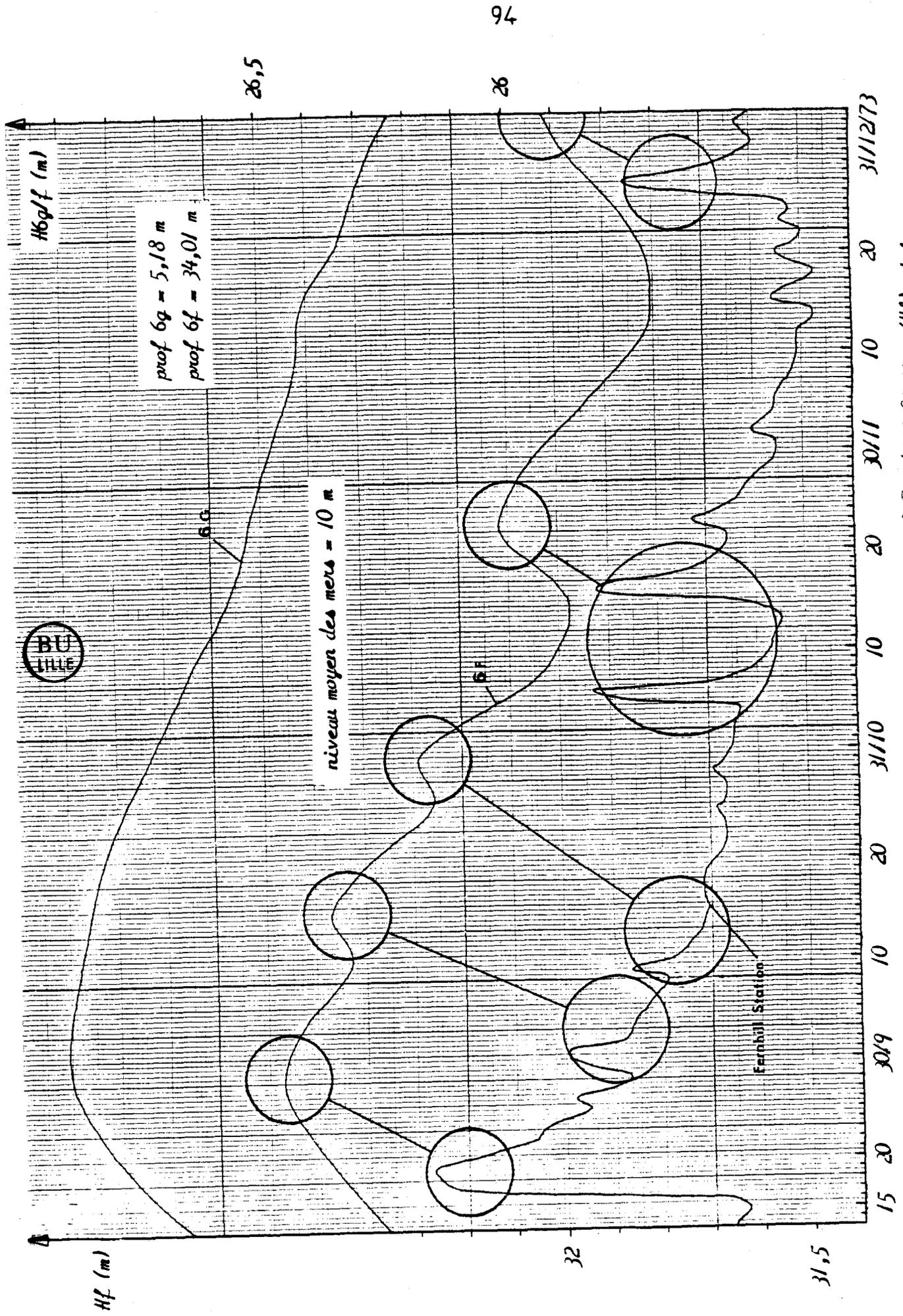


Fig 4.4. Comparaison entre l'hydrogramme de la rivière Ngauroro à Ferruhill Station ( $H_f$ ) et les puits 6g et 6f ( $H_{6gff}$ ) (d'après documents du Hawke's Bay Catchment Board pour les puits 6gff. 1974).

perpendiculaires aux équipotentiellles sous réserve de l'isotropie du milieu et peuvent être assimilées aux directions d'écoulement (cela est vraisemblable en plan mais plus discutable en coupe du fait de l'aquifère multicouche).

La vitesse de transfert d'une onde de pression, liée à la diffusivité hydraulique de l'aquifère, pourra également être déduite de l'étude des hydrogrammes.

### II.I.- Description de la méthode utilisée dans la détermination de la diffusivité de l'aquifère

L'étude des hydrogrammes permet d'accéder aux valeurs de diffusivité de l'aquifère, c'est à dire le rapport de la transmissivité sur le coefficient d'emmagasinement.

En effet la réponse de la nappe à une crue de la rivière aura un hydrogramme bien particulier fonction des caractéristiques hydrodynamiques T et S. Plusieurs méthodes permettent de déterminer T / S, elles ont été principalement décrites par Rorabaugh (1960), Bedinger et Reed (1964) et Pinder, Bredehoeft et Cooper (1969). Elles consistent en général à tracer un ensemble d'hydrogrammes d'après des valeurs fixées de T / S que l'on fait correspondre avec l'hydrogramme du puits étudié; le meilleur recoupement permet de déduire T / S. Dans le cas d'une recharge brusque par la rivière l'équation des hydrogrammes théoriques peut s'écrire:

$$h = h_0 \cdot \left[ 1 - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \cdot \left[ \operatorname{erfc} \frac{2 \cdot n \cdot X + x}{2 \cdot \sqrt{T \cdot t / S}} + \operatorname{erfc} \frac{2 \cdot (n + 1) \cdot X - x}{2 \cdot \sqrt{T \cdot t / S}} \right] \right]$$

(Degallier, 1969),

- $h_0$  étant l'augmentation de charge instantanée dans la rivière entre l'instant  $t_0$  et  $t_0 + \Delta t$ ,
- $h$  étant l'augmentation de charge dans le puits entre l'instant  $t_0$  et  $t$ ,  $t - t_0 = n \cdot \Delta t$ ,
- $x$  est la distance entre le puits et la rivière,
- $X$  est la longueur de la ligne de courant entre le sommet de la nappe et son exutoire.

Ce genre de formule a donné de bons résultats dans l'étude de la diffusivité de l'aquifère, notamment en Nouvelle Ecosse (Pinder et al,

1969) et dans l'Ohio (Grubb et al, 1973).

Dans le cas de Heretaunga Plains, cette équation peut se simplifier du fait que la valeur  $X$  est très grande; l'aquifère étant considéré comme semi-infini, on peut écrire:

$$h = h_0 \cdot \operatorname{erf}(u) \quad u = \sqrt{(x^2 \cdot S) / (4 \cdot T \cdot t)} \quad ,$$

ce qui permet de calculer:

$$T / S = x^2 / (4 \cdot u^2 \cdot t) \quad .$$

La fonction  $\operatorname{erf}(u)$  est la fonction d'erreur qui s'exprime par:

$$\operatorname{erf}(u) = 2 / \sqrt{\pi} \cdot \int_0^u e^{-x^2} \cdot dx \quad .$$

## II.2.- Description du programme de corrélation croisée

### II.2.I.- Le but

Il s'agit de déterminer le temps mis par une onde de pression pour parvenir d'un puits à l'autre.

Si l'on prend deux puits 1 et 2 et que l'on possède pour chacun un ensemble de valeurs piézométriques obtenues à intervalle régulier  $t$ , les puits étant choisis de façon à ce que l'infiltration de la rivière Ngaruroro vers l'aquifère atteigne le puits 1 avant le puits 2, le cas de la Figure 4.5. sera en général rencontré. On y observe une grande similitude entre les deux courbes, la courbe du puits 1 étant à un niveau piézométrique plus élevé que celle du puits 2 et décalée vers la gauche. Il suffirait, sur cet exemple théorique, de décaler la courbe du puits 1 de  $t_2$  à  $t_1$  pour qu'il y ait une parfaite concordance entre les deux courbes; cela revient également à dire que les variations du niveau piézométrique enregistrées au puits 1 sont enregistrées au puits 2 avec un retard de  $t_2 - t_1$  correspondant au temps mis par l'onde de pression pour parvenir du puits 1 au puits 2.

Pour connaître ce temps  $t_2 - t_1$ , il suffit donc de connaître le temps nécessaire au déplacement de la courbe 1 pour qu'il y ait la plus parfaite concordance avec la courbe 2.

Lorsque l'on possède deux chaînes de valeurs  $Y_{1i}$  et  $Y_{2i}$ , il est possible de calculer un coefficient de corrélation entre ces deux séries. Celui-ci est donné par la formule suivante:

H (niveau piézométrique)

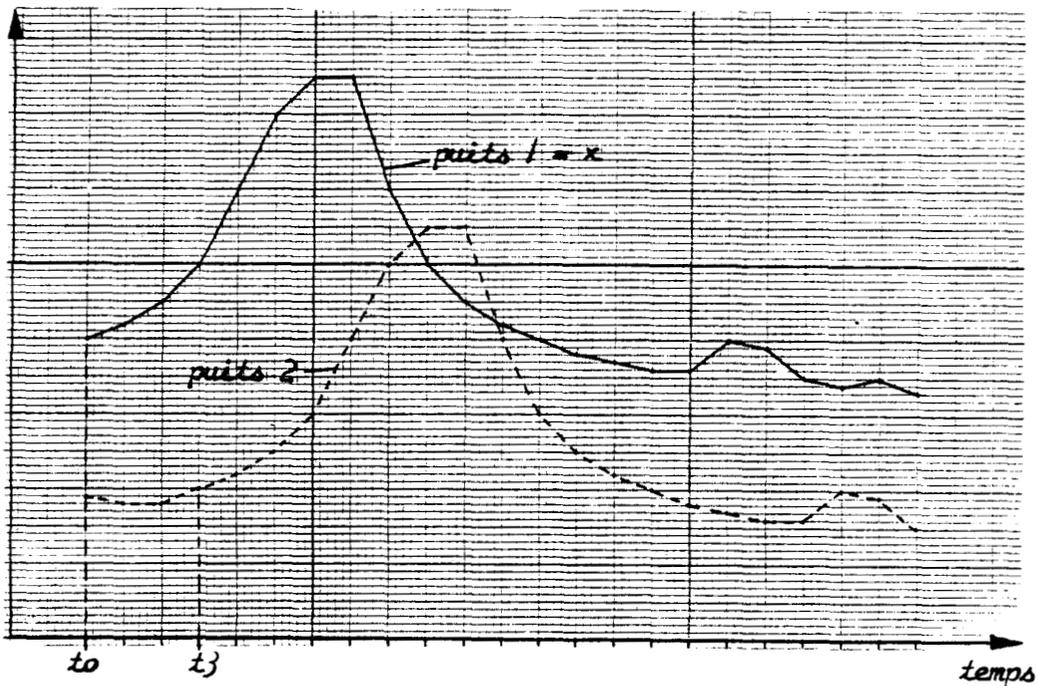


Fig 4.5. Exemple théorique de deux hydrogrammes parfaitement corrélables, il suffit de déplacer l'hydrogramme du puits 1 de la position  $t_0$  à la position  $t_1$  pour obtenir un recoupement parfait avec l'hydrogramme du puits 2 (Lag on  $x = 3$  coeff. = 1) (Davis, 1973).

Cross correlation analysis on wells 14 & 2 between 200177 & 050777  
 PAIRED SAMPLE TESTS

VARIABLE FOR X -- Well 1  
 VARIABLE FOR Y -- Well 2

CROSS CORRELATION

LAG ON X = 0	COEFF. = .9643
LAG ON X = 1	COEFF. = .9668
LAG ON X = 2	COEFF. = .9605
LAG ON X = 3	COEFF. = .9490
LAG ON Y = 1	COEFF. = .9544
LAG ON Y = 2	COEFF. = .9437



Tableau 4.1. Exemple de sortie des données calculées par le programme "Cross - Correlation Analysis".

$$\text{coeff} = \frac{\left[ (n - \text{lag}) \cdot \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} (Y1_i \cdot Y2_i) \right] - \left[ \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} Y1_i \cdot \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} Y2_i \right]}{\sqrt{\left[ (n-\text{lag}) \cdot \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} Y1_i^2 - \left( \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} Y1_i \right)^2 \right] \cdot \left[ (n-\text{lag}) \cdot \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} Y2_i^2 - \left( \sum_{i=1}^{n-\text{lag}} Y2_i \right)^2 \right]}}$$

- n est le nombre de valeurs dans chaque chaîne de données, on le prend identique pour chaque série; il est aussi égal au nombre de pas de temps + I puisqu'il existe une valeur entre chaque pas de temps dans chaque série.
- lag est le décalage désiré entre les deux courbes pour essayer d'obtenir la meilleure corrélation possible, "lag" est en nombre de pas de temps.
- $Y1_i$  et  $Y2_i$  sont les valeurs des deux variables correspondant à chaque valeur de t selon le décalage choisi.
- (n - lag) correspond au nombre de recoupement entre les deux chaînes de valeurs en fonction du décalage choisi (lag).

On remarque que dans le cas de la Figure 4.6., le recoupement entre les deux courbes est parfait pour lag = 3, la valeur de "coeff" est donc égale à I.

Le Tableau 4.I. permet d'illustrer le type de réponse donnée par l'ordinateur (il s'agit d'un cas pratique sans rapport avec l'exemple théorique de la Figure 4.5.). Dans ce cas précis, le calcul du coefficient de corrélation est effectué entre deux puits sélectionnés dans le fichier (I4 et 2) auxquels on fixe les deux dates limitant les chaînes de données que l'on veut analyser (entre le 20.01.1977 et le 05.07.1977).

Comme on le remarque, on peut affilier le décalage (lag) soit à la variable X (1er puits dans ce cas, c'est à dire le puits I4), soit à la variable Y (2ème puits dans ce cas, c'est à dire le puits 2).

Pour chaque valeur de "lag" choisie sur X ou Y, le programme calcule la valeur de "coeff"; dans cet exemple, la meilleure corrélation est obtenue lorsque l'on décale la variable X d'un pas de temps (lag on X = I coeff = 0,9668).

Le programme ne permet de rentrer que des valeurs journalières, on peut cependant rentrer des valeurs correspondant à des pas de temps plus petits ou plus grands en affectant entre chacun une date fictive,

le pas de temps entre chaque date ne sera plus d'une journée mais de quelques heures ou quelques jours selon la formule choisie.

Le calcul du coefficient de corrélation ne suffit pas, il faut également voir s'il est statistiquement significatif; pour ce faire, on peut effectuer ce que l'on appelle le "t-test" en calculant t ou coefficient de Student (Davis, 1973):

$$t = \text{coeff} \cdot \sqrt{\frac{(n - \text{lag} - 2)}{(1 - \text{coeff}^2)}}$$

$\alpha$  (%): degrés de confiance

	10	5	2.5	1	0.5	0.1
1	3.078	6.314	12.706	31.821	63.657	318.310
2	1.886	2.920	4.303	6.965	9.925	22.327
3	1.638	2.353	3.182	4.541	5.841	10.215
4	1.533	2.132	2.776	3.747	4.604	7.173
5	1.476	2.015	2.571	3.365	4.032	5.893
6	1.440	1.943	2.447	3.143	3.707	5.208
7	1.415	1.895	2.365	2.998	3.499	4.785
8	1.397	1.860	2.306	2.896	3.355	4.501
9	1.383	1.833	2.262	2.821	3.250	4.297
10	1.372	1.812	2.228	2.764	3.169	4.144
11	1.363	1.796	2.201	2.718	3.106	4.025
12	1.356	1.782	2.179	2.681	3.055	3.930
13	1.350	1.771	2.160	2.650	3.012	3.852
14	1.345	1.761	2.145	2.624	2.977	3.787
15	1.341	1.753	2.131	2.602	2.947	3.733
16	1.337	1.746	2.120	2.583	2.921	3.686
17	1.333	1.740	2.110	2.567	2.898	3.646
18	1.330	1.734	2.101	2.552	2.878	3.610
19	1.328	1.729	2.093	2.539	2.861	3.579
20	1.325	1.725	2.086	2.528	2.845	3.552
21	1.323	1.721	2.080	2.518	2.831	3.527
22	1.321	1.717	2.074	2.508	2.819	3.505
23	1.319	1.714	2.069	2.500	2.807	3.485
24	1.318	1.711	2.064	2.492	2.797	3.467
25	1.316	1.708	2.060	2.485	2.787	3.450
26	1.315	1.706	2.056	2.479	2.779	3.435
27	1.314	1.703	2.052	2.473	2.771	3.421
28	1.313	1.701	2.048	2.467	2.763	3.408
29	1.311	1.699	2.045	2.462	2.756	3.396
30	1.310	1.697	2.042	2.457	2.750	3.385
40	1.303	1.684	2.021	2.423	2.704	3.307
50	1.296	1.671	2.000	2.390	2.660	3.232
120	1.289	1.658	1.980	2.358	2.617	3.160
∞	1.282	1.645	1.960	2.326	2.576	3.090

Tableau 4.2. Valeurs critiques de t pour les degrés de liberté et de confiance choisis

(the Penguin - Honeywell book of tables, 1968).



Lorsque la valeur de t est déterminée, on se reporte au tableau de Student (Tableau 4.2.) donnant les valeurs de la fonction de t correspondant à différents degrés de liberté  $\nu$  et de confiance  $\alpha$  en pourcentage.

Le degrés de liberté est égal à  $(n - \text{lag} - 2)$ ; soit l'exemple suivant effectué entre deux chaînes de 40 valeurs chacune, pour un décalage égal à 8 on obtient une valeur de "coeff" égale à 0,4; on peut alors cal-

culer t:

$$t = 0,4 \cdot \sqrt{(40 - 8 - 2) / (1 - 0,4^2)} = 2,39$$

Si l'on regarde à la ligne correspondant à la valeur  $\sqrt{V} = 30$  on remarque que 2,39 est compris entre 2,042 et 2,457 pour lesquelles les degrés de confiance sont de 2,5 % et de 1 %; cela permet de dire que dans cet exemple le degré de confiance est de 1,25 % donc la valeur de "coeff" est significative à environ 98,75 %. Il est bien-sur préférable d'avoir les degrés de confiance les plus faibles possible.

Le "t-test" permet donc de connaître la validité du coefficient de corrélation mais permet également, dans le cas de plusieurs coefficients maximums de prendre le plus significatif.

Si l'on considère l'exemple précédent ( $n = 40$  et coeff = 0,4 pour lag = 8) en supposant que l'on ait un second pic et une seconde valeur maximale de "coeff" pour lag = 18 par exemple:

lag on X = 8      coeff = 0,40  
lag on X = 18    coeff = 0,42      ,

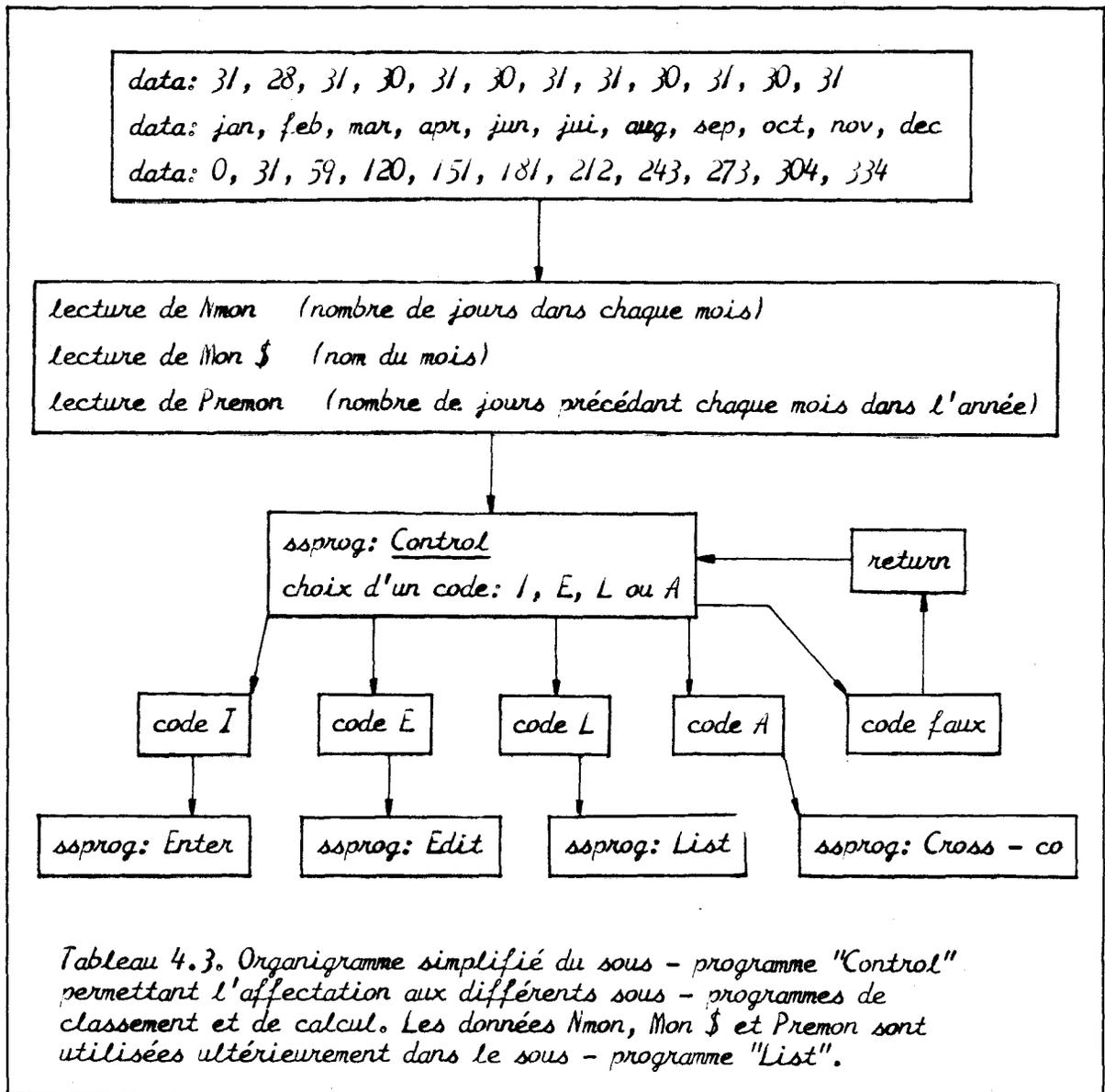
pour lag = 8,  $t = 2,39$ , "coeff" est significatif à environ 95,8 %,  
pour lag = 18,  $t = 1,839$ ,  $d = 4,2$  donc "coeff" est significatif à 95,8 %.

Le coefficient de corrélation correspondant à lag = 18 est moins significatif que celui correspondant à lag = 8 bien qu'il soit supérieur. C'est donc pour lag = 8 que la corrélation est la meilleure (il est à noter que dans cet exemple la corrélation est en fait très médiocre).

### II.2.2.- Déroulement du programme

Le programme de calcul du coefficient de corrélation entre deux séries de données comporte plusieurs sous-programmes fondamentaux qui seront commentés successivement. Le lien entre ces différents sous-programmes est assuré par un sous-programme appelé "Control" (Tableau 4.3.) permettant, par le choix d'un code, de se diriger vers les sous-programmes "Enter" (entrée des données), "Edit" (correction des données), "List" (listing des données) et "Cross-Co" (calcul du coefficient de corrélation). Les organigrammes de ces différents sous-programmes sont représentés en Tableau 4.4., 4.5. et 4.6.; ils ont été simplifiés, les sous-programmes annexes comme "Unpick" et "Nrecs" n'étant pas développés.

Ce programme a été établi à partir d'un programme général de corrélation croisée Hewlett-Packard, modifié spécialement pour les problèmes



de corrélation entre puits par David Hawke (Geography Department, University of Auckland)

#### II.2.2.I.- Le sous-programme "Enter" (Tableau 4.4.)

Il permet d'entrer les données dans la bande mémoire de l'ordinateur. Après avoir indiqué le numéro du puits, la date de départ et la date de fin dans le fichier, le programme demande la date d'entrée choisie et la compare à la date de départ et de fin afin de vérifier si celle-ci est bien comprise entre ces deux extrêmes.

Après avoir calculé le nombre d'observations entre la date de départ et la date d'entrée, le programme demande d'inscrire chaque valeur

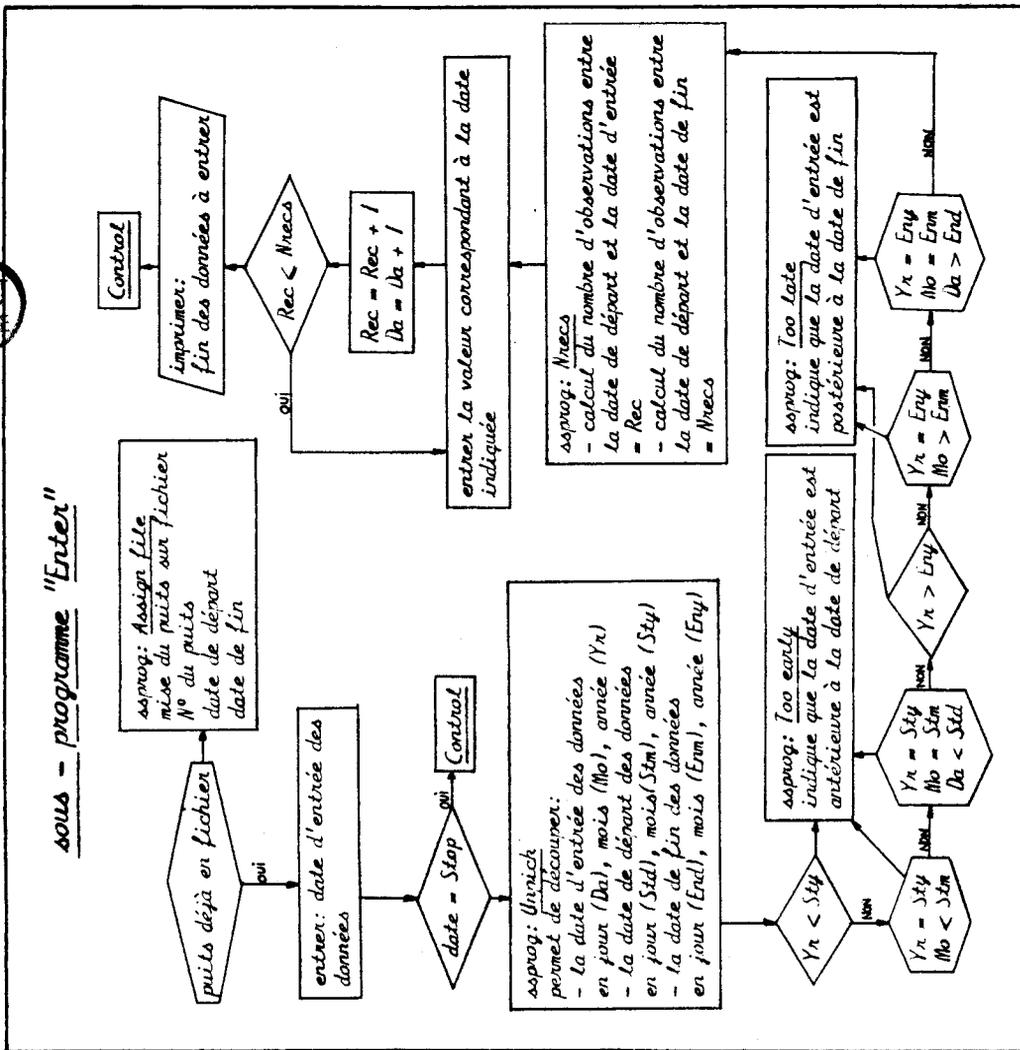
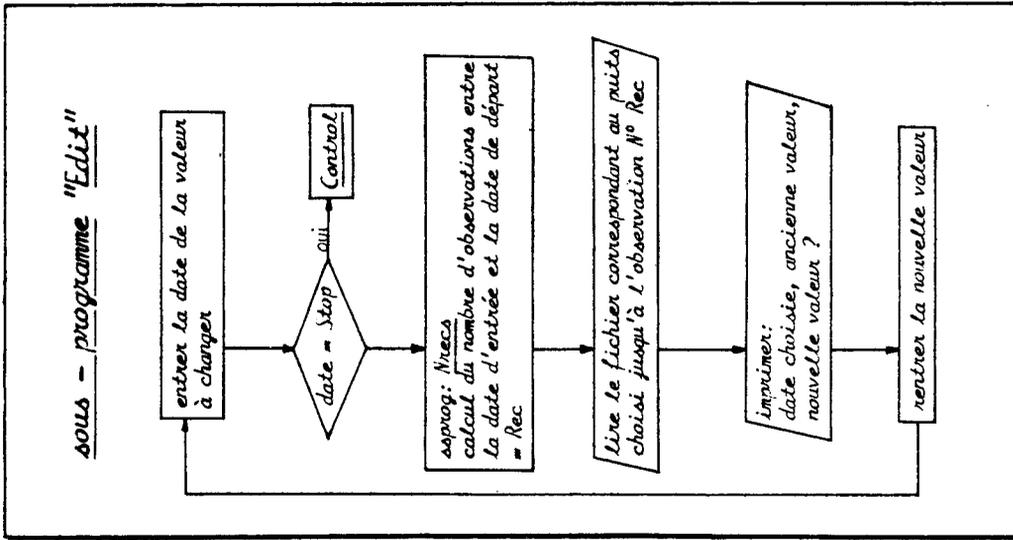


Tableau 4.4. Organigrammes simplifiés des sous - programmes "Enter" (entrée des données) et "Edit" (correction de données entrées fausses).



correspondant à une date en incrémentant celle-ci d'un jour à chaque boucle jusqu'à la date de fin; il y a alors retour au sous-programme "Control" qui, de nouveau, permet de choisir un code définissant le sous-programme souhaité.

#### II.2.2.2.- Le sous-programme "Edit" (Tableau 4.4.)

Lorsqu'il s'agit de rentrer des valeurs journalières pour plusieurs années, l'erreur de frappe d'une ou plusieurs valeurs est toujours possible. Aussi faut-il se prévenir de toute fausse valeur en utilisant un sous-programme de correction appelé "Edit".

Ce sous-programme demande la date de la valeur à corriger, calcule le nombre d'observations entre cette date et la date de départ, lit le fichier puis affiche la date choisie et la valeur fausse; il suffit alors d'entrer la nouvelle valeur. Une fois cette valeur entrée, le sous-programme demande de nouveau une date correspondant à une valeur à changer, il suffit d'entrer "Stop" si l'on veut revenir au sous-programme "Control".

#### II.2.2.3.- Le sous-programme "List" (Tableau 4.5.)

Il permet d'imprimer un listing des valeurs entrées par année, ces valeurs sont alignées en colonnes sous chaque mois. Cela permet de vérifier toutes les valeurs par rapport au listing original des données.

Ce sous-programme, comme pour "Edit", fonctionne en boucle fermée. Après avoir entré le numéro du puits, celui-ci lit le fichier puis demande d'indiquer les dates entre lesquelles on désire le listing. Grâce à une série de boucles imbriquées, il y a lecture pour un jour J de chaque valeur correspondant à chaque mois, ces valeurs sont imprimées sur la même ligne, puis il y a incrémentation de J à J + I et une nouvelle lecture. Cette incrémentation se termine à J = 3I où l'on change d'année. Ce système permet d'imprimer des tableaux annuels des valeurs avec en ligne les mois et en colonne les jours.

#### II.2.2.4. Le sous-programme "Cross-Co" (Tableau 4.6.)

C'est le sous-programme le plus intéressant car il permet de calculer le coefficient de corrélation. Comme pour les sous-programmes précédents, le problème de recherche des valeurs prend une part importante, plus que le calcul du coefficient par lui-même.

BU LILLE

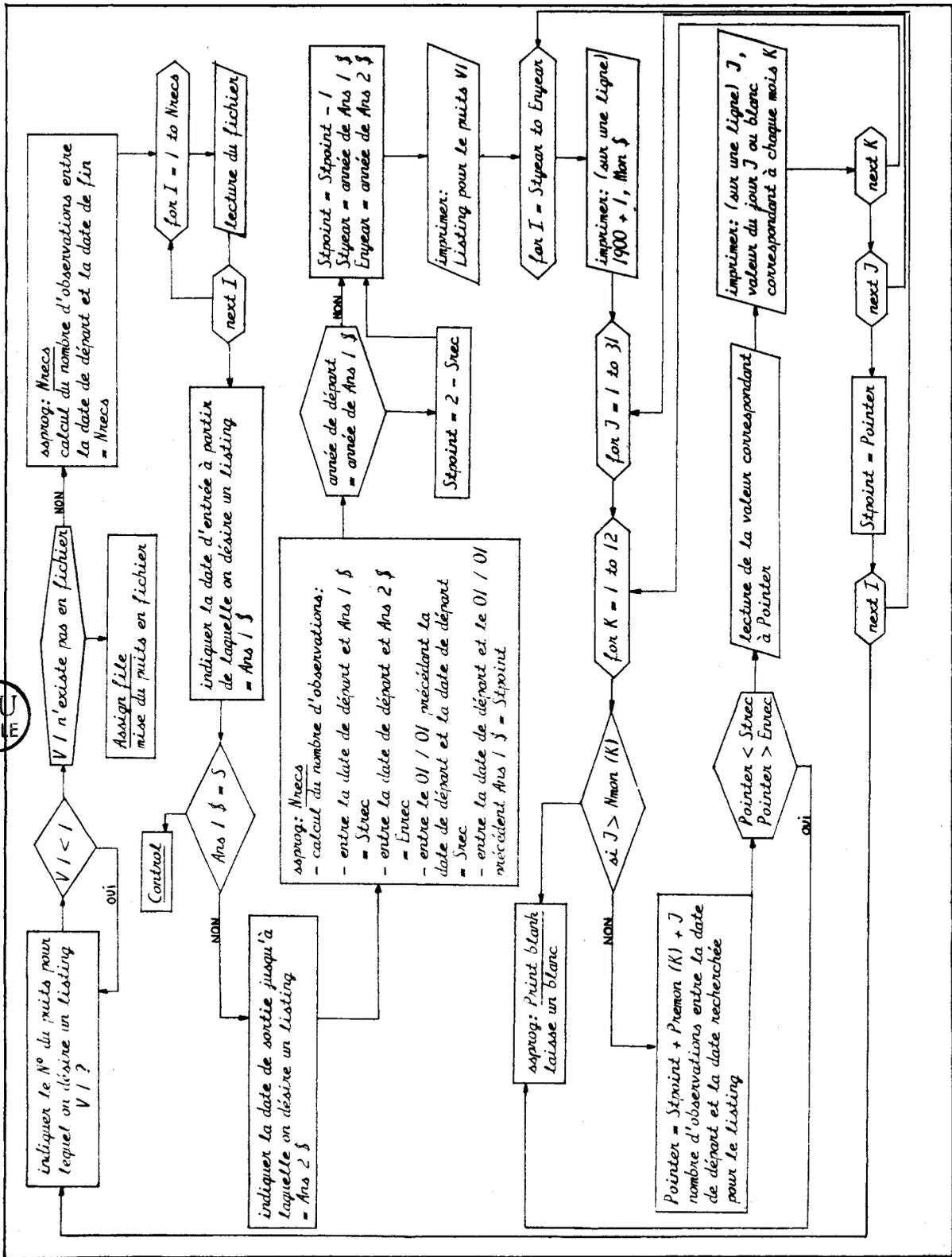


Tableau 4.5. Organigramme simplifié du sous - programme "List" permettant d'obtenir un listing des données.



Après avoir entré les numéros des puits que l'on veut corrélérer, le programme compare les dates de départ et de fin de chaque série de valeurs afin de déterminer l'intervalle de temps dans lequel il est possible de faire une corrélation. Sont ensuite introduites les dates d'entrée et de sortie entre lesquelles on désire effectuer la corrélation puis l'ordinateur lit toutes les données des puits VI et V2.

Après ce travail d'initiation, on peut choisir d'affilier les puits VI et V2 aux variables X ou Y ainsi que le décalage sur X ou Y en lui donnant une valeur C. Le programme calcule les éléments  $x_3$ ,  $x_4$ ,  $y_3$ ,  $y_4$  et  $c_1$  du coefficient de corrélation grâce à une boucle permettant d'utiliser un à un tous les couples de valeurs des puits VI et V2; ces éléments permettent de calculer et d'imprimer le coefficient de corrélation.

Il y a ensuite retour au choix du décalage, il suffit d'imprimer "A" pour revenir au sous-programme "Control".

### II.3.-Corrélations croisées journalières

#### II.3.I.- Situation des puits

Douze puits situés dans la zone de recharge entre Roys Hill et Fernhill ont été utilisés pour cette étude (Fig 4.6.). Ils constituaient un ensemble de points pour lesquels étaient disponibles des enregistrements sur plusieurs mois, voir plusieurs années.

La Figure 4.7. illustre la distribution de ces enregistrements dans le temps, celle-ci est inégale et l'est également dans l'espace. En effet, ces puits sont creusés à des profondeurs souvent très différentes (Fig 4.8.) (I); il s'agit d'une caractéristique pouvant influencer sur la réponse de l'hydrogramme d'un puits à une montée brusque des eaux dans la rivière (Fig 4.4.).

Ces différents puits ont tout d'abord été testés entre eux pour les intervalles de temps imposés par la Figure 4.7. puis pour une période précise afin d'étudier la distribution des directions et vitesses des transferts de pression.

#### II.3.2.- Résultats des tests de corrélation croisée effectués pour tous les puits aux intervalles de temps possibles

Les Tableau 4.7. résume tous les résultats obtenus, à la lueur de celui-ci il est possible de faire quelques remarques.

(I) Tous les puits ne sont crépinés qu'à la base et tubés sur toute la longueur.

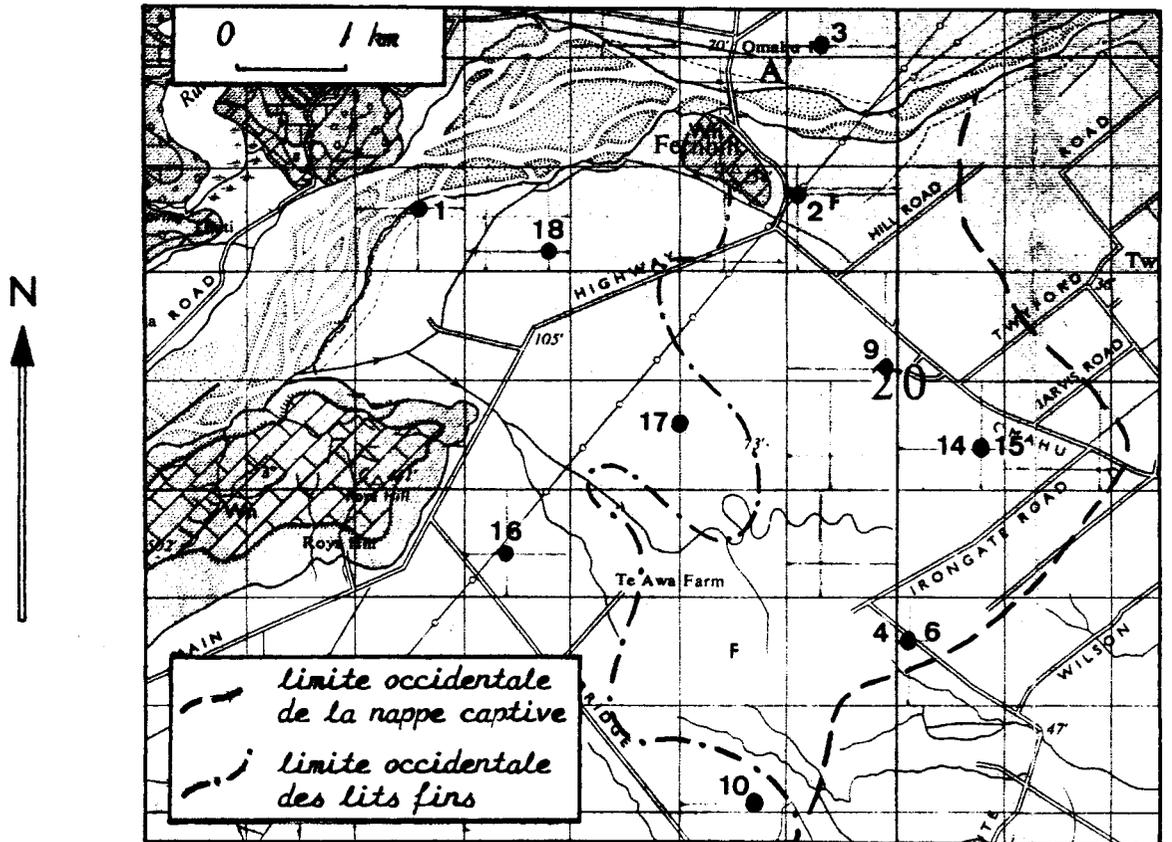


Fig 4.6. Localisation des différents puits employés dans les études de corrélations journalières (1 = Roys Hill, 2 = Fernhill Hs, 3 = Apatu, 4 = 7D, 6 = 7D2, 9 = Twyford, 10 = Kamaka, 14 = 4G, 15 = 4G2, 16 = F, 17 = 2D, 18 = Saleyard; les noms de puits sont également localisés en annexe).

BU  
LILLE

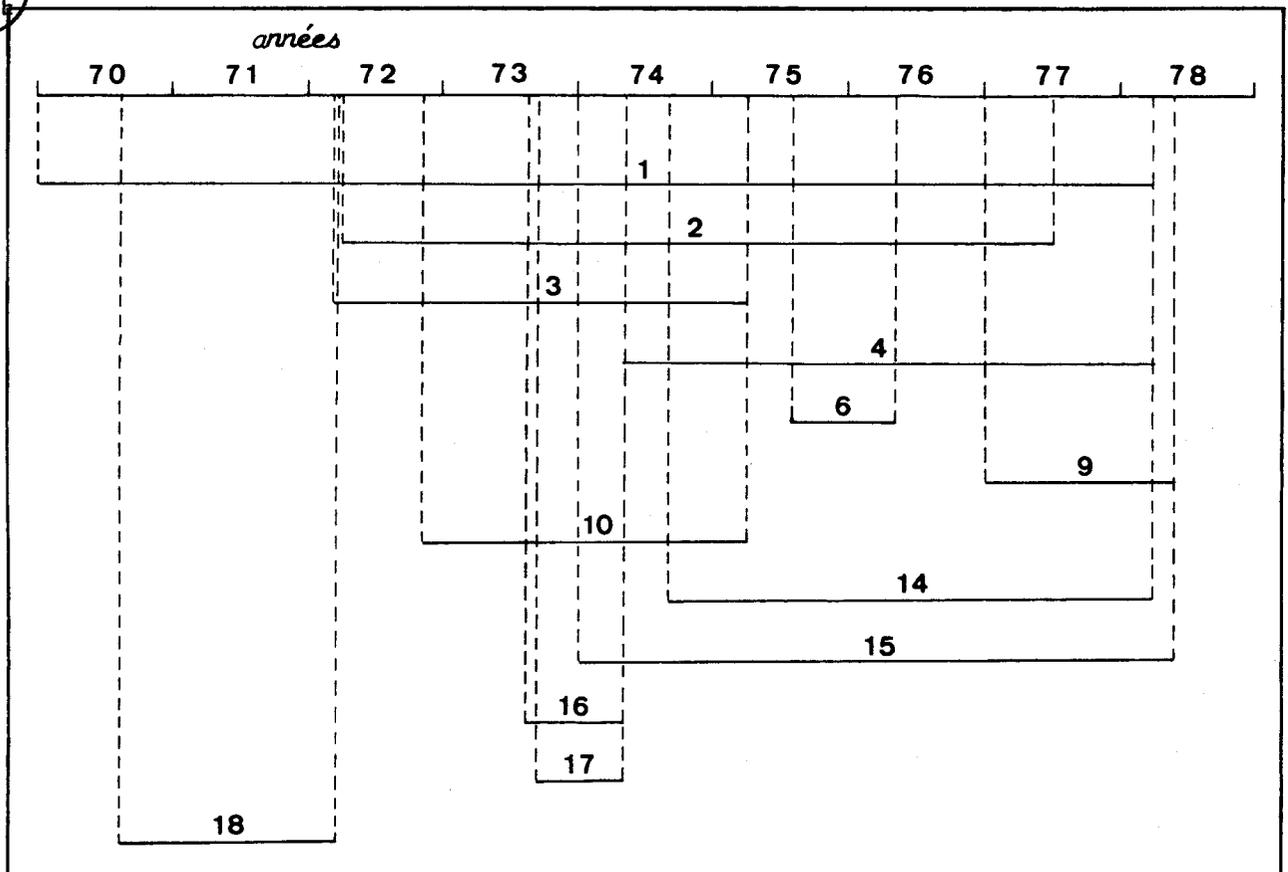


Fig 4.7. Distribution dans le temps des informations piézométriques pour chaque puits de la Figure 4.6..

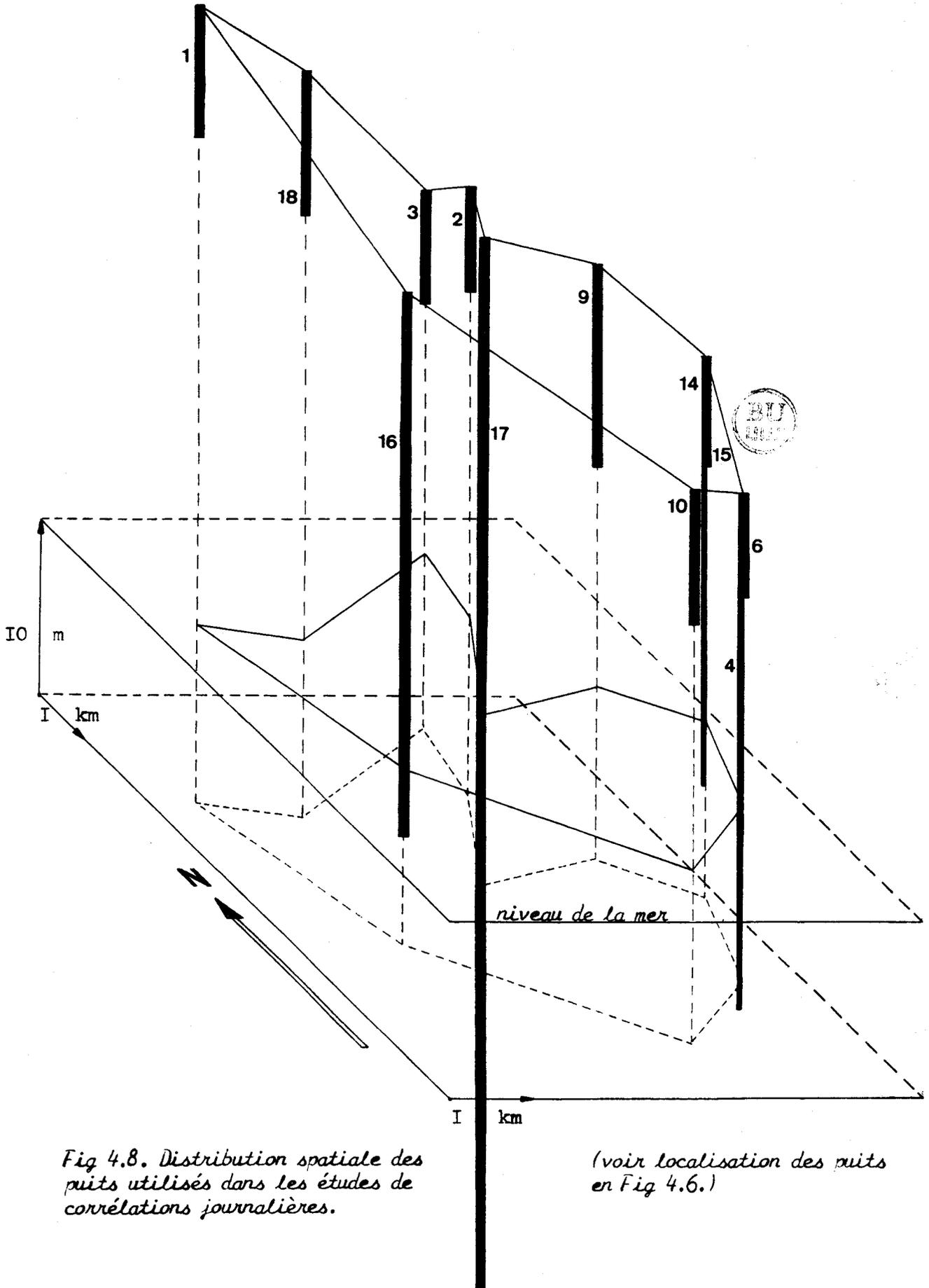


Fig 4.8. Distribution spatiale des puits utilisés dans les études de corrélations journalières.

(voir localisation des puits en Fig 4.6.)

<i>puits</i>	<i>dates de C.C.</i>	<i>n - lag</i>	<i>lag</i>	<i>coeff</i>	<i>t</i>	<i>Vldt</i>
I à I8	I30870 - 080372	572	2	0,8155	33,64	≥ 99%
I à I7	070973 - 070574	237	6	0,8803	28,44	≥ 99%
	220174 - 060574	100	5	0,9115	21,94	≥ 99%
I à I6	290873 - 060574	244	7	0,8764	28,31	≥ 99%
	220174 - 060574	100	5	0,8852	18,84	≥ 99%
I à IO	031172 - 191174	741	6	0,8888	52,72	≥ 99%
	211174 - 010475	124	8	0,5036	6,44	> 99%
	070973 - 060574	235	7	0,7891	19,61	≥ 99%
	220174 - 060574	101	4	0,8774	18,20	≥ 99%
	260974 - 280275	154	2	0,3327	4,35	99%
I à 4	080574 - 191174	196	0	0,4825	7,67	≥ 99%
	211174 - 230376	486	3	0,5094	13,02	≥ 99%
	070777 - 110478	278	1	0,8425	24,98	≥ 99%
	080574 - 180375	308	7	0,4695	9,30	> 99%
	260974 - 280275	154	2	0,4016	5,41	99%
	070875 - 230376	228	2	0,5899	10,98	≥ 99%
	010476 - 010277	164	-143	0,6663	11,37	> 99%
I à 6	070875 - 230376	180	50	0,2676	3,71	99%
	010476 - 110576	41	0	0,7061	6,23	> 99%
3 à 2	110472 - 011074	902	2	0,9094	65,59	≥ 99%
	091074 - 010475	173	2	0,8738	23,50	≥ 99%
	070973 - 060574	239	3	0,9008	31,94	≥ 99%
	210174 - 060574	103	2	0,9608	34,82	≥ 99%
	080574 - 180375	314	1	0,9126	39,43	≥ 99%
	260974 - 280275	154	2	0,9472	36,42	≥ 99%
2 à 9	200177 - 050777	155	0	0,9807	62,04	≥ 99%
2 à I4	200375 - 050777	839	0	0,8837	54,62	≥ 99%
	260974 - 280275	156	0	0,9720	51,33	≥ 99%
	070875 - 230376	230	0	0,9130	33,79	≥ 99%
	010476 - 010277	307	0	0,9031	36,73	≥ 99%
	200177 - 050777	166	-1	0,9668	48,45	≥ 99%
2 à I5	220174 - 020774	163	0	0,9072	27,36	≥ 99%
	110774 - 210175	187	8	0,9557	44,16	≥ 99%
	300175 - 180375	31	17	0,8312	8,05	> 99%
	040475 - 100675	68	0	0,9607	28,13	≥ 99%
	170775 - 050777	709	11	0,7328	28,64	≥ 99%
	220174 - 060574	101	4	0,9189	23,18	≥ 99%
	080574 - 180375	304	11	0,7079	17,14	≥ 99%
	260974 - 280275	147	9	0,6656	10,74	> 99%
	070875 - 230376	229	1	0,8065	20,55	≥ 99%
	010476 - 010277	281	26	0,7692	20,11	≥ 99%
200177 - 050777	157	10	0,7931	16,21	> 99%	
4 à IO	080574 - 010475	327	2	0,9939	162,47	≥ 99%
	080574 - 180375	313	2	0,9939	158,93	≥ 99%
	260974 - 280275	154	2	0,9932	105,18	≥ 99%
4 à 6	070875 - 110576	244	35	0,6530	13,41	≥ 99%
	070875 - 230376	196	34	0,6809	12,95	> 99%

Tableau 4.7. Résultats des différentes cross-corrélations effectuées entre les puits de la Fig 4.7. (C.C. = cross-corrélation, Vldt = validité). (lag en jours). (cross-corrélation = corrélation croisée)

<i>puits</i>	<i>dates de C.C.</i>	<i>n - lag</i>	<i>lag</i>	<i>coeff</i>	<i>t</i>	<i>Vldt</i>
I4 à 9	200I77 - I80478	453	I	0,9905	I52,97	⇒99%
	200I77 - 050777	I66	I	0,9867	77,73	⇒99%
	070777 - II0478	278	I	0,99I0	I23,00	⇒99%
9 à I5	200I77 - 060678	479	24	0,9428	6I,77	⇒99%
	200I77 - 050777	I57	IO	0,7905	I6,07	>99%
	070777 - II0478	265	I4	0,9682	62,76	⇒99%
I6 à IO	290873 - 060574	249	2	0,957I	5I,9I	⇒99%
	070973 - 060574	240	2	0,9543	49,26	⇒99%
	220I74 - 060574	IO3	-2	0,9747	43,83	⇒99%
I4 à I5	260974 - 2IOI75	II5	3	0,968I	4I,07	⇒99%
	300I75 - 280275	24	6	0,92I2	II,IO	>99%
	040475 - IO0675	68	0	0,9073	I7,53	⇒99%
	I70775 - I80478	995	I3	0,8498	50,78	⇒99%
	260974 - 280275	I54	2	0,6I38	9,59	>99%
	0IO476 - 0IO277	282	25	0,8I88	23,87	⇒99%
	200I77 - 050777	I55	2I	0,7894	I5,33	>99%
	070777 - II0478	263	I6	0,9574	53,56	⇒99%
I6 à I7	070973 - 060574	242	0	0,9956	I64,60	⇒99%
	220I74 - 060574	IO5	0	0,993I	85,95	⇒99%

Tableau 4.7. (suite)

Il est tout d'abord notable que vu le nombre de valeurs corrélées pour chaque puits (souvent de l'ordre de la centaine), les résultats des coefficients de corrélation sont hautement significatifs, égaux ou supérieurs à 99%.

On sait intuitivement qu'il existe une relation entre les niveaux mesurés dans les puits, les tests de corrélation croisée permettent de le vérifier; il existe cependant quelques irrégularités.

Si l'on estime que l'on a une bonne corrélation pour un coefficient supérieur à 0,8 et une très bonne pour un coefficient supérieur à 0,9, il s'agit là de la majeure partie des cas. On trouve cependant des résultats différents où les coefficients calculés sont très inférieurs à 0,8 pour des décalages très variables. Il est bon de passer en revue ces paires de puits plus problématiques.

#### II.3.2.I.- Puits I à IO

On observe trois résultats inférieurs à 0,8; comme les corrélations sont effectuées sur une période de temps assez longue, il est fort probable que l'on ait assisté à plusieurs épisodes de montée des eaux ayant eu des importances différentes. La réponse de l'aquifère a pu être également plus ou moins rapide ce qui entraînerait une corrélation très mé-

<i>puits</i>	<i>lag</i>	<i>coeff</i>	<i>n - lag</i>	<i>t</i>
I à 2	I	0,9522	I04	31,48
I à I5	6	0,8464	99	I5,64
2 à I7	3	0,9724	I02	41,68
I7 à I5	I	0,9222	I04	24,08
I6 à I5	3	0,9075	I02	21,60
2 à I6	3	0,9506	I02	30,62
2 à IO	I	0,9587	I04	34,04
IO à I5	4	0,9182	IOI	23,06
I à I7	5	0,9115	IO0	21,94
I à I6	5	0,8852	IO0	I8,84
I à IO	4	0,8774	IOI	I8,20
3 à 2	2	0,9608	IO3	34,83
2 à I5	4	0,9189	IOI	23,18
IO à I6	2	0,9747	IO3	43,82
I7 à I6	0	0,9931	IO5	85,95
IO à I7	2	0,9672	IO3	38,27

Tableau 4.8. Résultats des tests de cross-corrélation effectués du 220174 au 060574 (C = corrélation, lag en jours).

(cross-correlation = corrélation croisée)

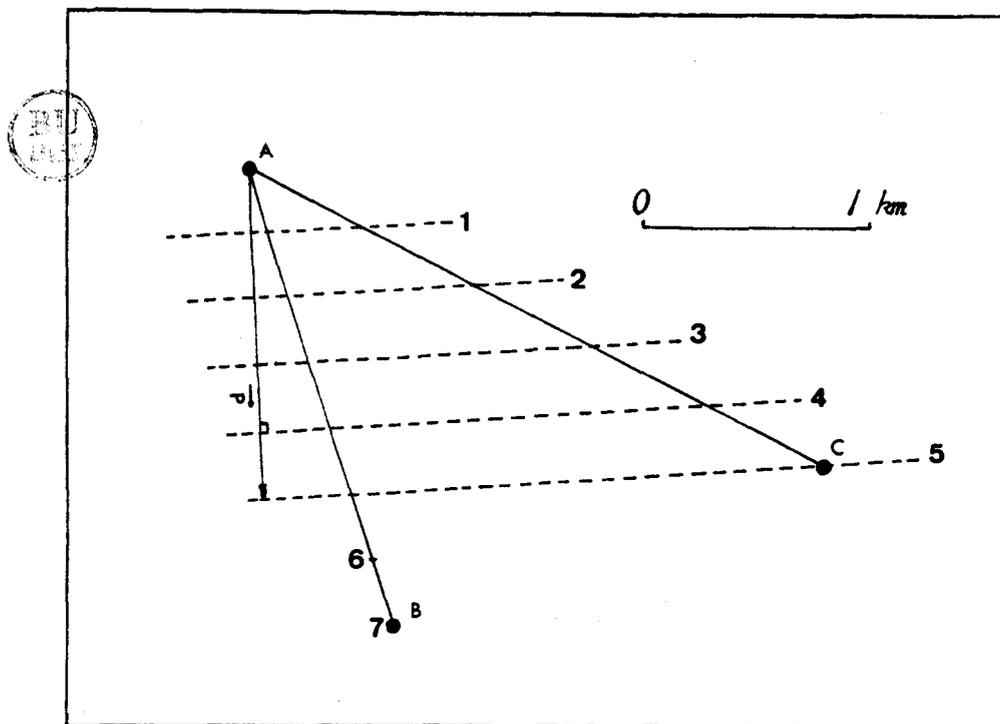


Fig 4. 9. Méthode des horizontales utilisée dans la détermination de la direction et de la vitesse du transfert de pression entre les puits A et B et les puits A et C; les temps de transfert mesurés ont été les suivants: lag = 5 j entre A et C, lag = 7 j entre A et B, cela a permis de déterminer le vecteur  $\vec{p}$  direction du transfert de pression. D'après l'échelle il faut au transfert de pression 5 j pour parcourir 1,48 km soit une vitesse de transfert de 295 m/j.

diocre.

#### II.3.2.2.- Puits I à 4 et I à 6

Bien que l'on ait vu précédemment (Fig 4.4.) qu'un puits profond répondait mieux à une recharge soudaine qu'un puits court, cela ne paraît pas se confirmer dans le cas des puits I, 4 et 6. Il faut ici encore invoquer les raisons explicitées pour les puits I et IO.

#### II.3.2.3.- Puits 2, I4 et I5

Dans ce cas, en revanche, les coefficients calculés entre 2 et I4 (I4 est creusé plus profond que I5) sont plus réguliers que ceux mesurés entre 2 et I5 qui présentent des variations importantes.

#### II.3.2.4.- Puits 9, I4 et I5

Le même phénomène est observé ici à savoir que les corrélations avec le puits profond I4 sont plus régulières que celles observées avec le puits I5. On peut remarquer que le transfert de pression se fait du puits I4 vers le puits 9; il est possible que ce phénomène soit dû au passage d'un milieu libre à S fort à un milieu captif à S faible, il en résulterait un phénomène s'apparentant à une réflexion.

#### II.3.2.5.- Puits I4 et I5

Ces deux puits sont creusés au même endroit et présentent cependant des corrélations très différentes illustrant bien le problème de la profondeur (perturbation des potentiels due à l'aquifère multicouche).

#### II.3.2.6.- Puits 3 à 2

Il s'agit d'un cas intéressant car les deux puits sont situés de part et d'autre de la rivière Ngaruroro ce qui permet de constater que le transfert de pression se fait plus rapidement vers la rive gauche que vers la rive droite en tout cas en amont de Fernhill.

#### II.3.3.- Résultats des tests de corrélation croisée effectués du 22.01.1974 au 06.05.1974.

En fonction des remarques du paragraphe précédent, une seconde série de corrélations a été effectuée pour un intervalle de temps assez court de l'ordre d'une centaine de jours en été.

Les résultats obtenus ont été très satisfaisants avec des coefficients de l'ordre de 0,85 à 0,99 (Tableau 4.8.).

A partir de ces résultats, les directions et les vitesses de transfert de pression ont été déterminées à l'aide de l'ensemble des triplets de puits disponibles auquel a été appliquée la méthode dite des horizontales (Fig 4.9.). L'ensemble des résultats obtenus est résumé dans le Tableau 4.9. ainsi que dans dans la Figure 4.I0.; ils ont également permis d'établir une rosace illustrant la densité des directions mesurées par tranche de 5° (Fig 4.II.).

<i>triplets</i>	<i>dir °N</i>	<i>V m/j</i>	<i>triplets</i>	<i>dir °N</i>	<i>V m/j</i>
I - (I6 - I0)	230,5	265	I5 - (2 - I)	I55,5	668
I - (I6 - I7)	I43,0	568	I5 - (2 - I7)	I72,2	600
I - (I6 - I5)	I60,0	6I5	I5 - (2 - I6)	I39,4	680
I - (I6 - 2)	I68,0	627	I5 - (2 - I0)	93,6	430
I - (I0 - I7)	72,2	3I5	I5 - (I - I7)	I77,5	395
I - (I0 - I5)	94,7	840	I5 - (I - I6)	I30,4	850
I - (I0 - 2)	I52,1	I500	I5 - (I - I0)	73,5	640
I - (I7 - I5)	I76,7	399	I5 - (I7 - I6)	22,9	865
I - (I7 - 2)	I7I,2	440	I5 - (I7 - I0)	25,4	900
I - (I5 - 2)	I70,0	475	I5 - (I6 - I0)	28,3	I000
2 - (I - I6)	I64,9	758	I6 - (I0 - I5)	I8,9	740
2 - (I - I7)	I68,3	577	I6 - (I0 - I7)	323,6	I532
2 - (I - I0)	I25,0	2688	I6 - (I0 - 2)	263,9	967
2 - (I - I5)	I68,3	6I8	I6 - (I0 - I)	234,0	230
2 - (I6 - I7)	I43,5	3I5	I6 - (I5 - I7)	I43,6	590
2 - (I6 - I0)	263,8	950	I6 - (I5 - 2)	I50,0	457
2 - (I6 - I5)	I59,3	660	I6 - (I5 - I)	I3I,1	840
2 - (I7 - I0)	270,0	349	I6 - (I7 - 2)	I43,6	3I3
2 - (I7 - I5)	I72,3	609	I6 - (I7 - I)	I43,6	572
2 - (I0 - I5)	99,5	447	I6 - (2 - I)	I57,5	6I0
I0 - (I5 - 2)	98,2	380	I7 - (I6 - I0)	323,6	I532
I0 - (I5 - I7)	46,2	900	I7 - (I6 - I5)	I43,6	I792
I0 - (I5 - I)	83,2	585	I7 - (I6 - 2)	I43,6	3I3
I0 - (I5 - I6)	I2,3	859	I7 - (I6 - I)	I43,6	572
I0 - (2 - I7)	270,0	345	I7 - (I0 - I5)	32,0	I205
I0 - (2 - I)	I05,6	I040	I7 - (I0 - 2)	27I,0	355
I0 - (2 - I6)	263,8	942	I7 - (I0 - I)	68,8	275
I0 - (I7 - I)	69,6	240	I7 - (I5 - 2)	I72,2	605
I0 - (I7 - I6)	I43,4	I523	I7 - (I5 - I)	I76,8	405
I0 - (I - I6)	232,8	205	I7 - (2 - I)	I6I,7	500

Tableau 4.9. Résultats des directions (*dir °N*, valeur en degrés dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport au Nord, indique également le sens) et des vitesses (*V m/j*) de transfert de pression pour chaque triplet de puits entre le 220174 et le 060574.

Ce qui est le plus remarquable dans les Figures 4.I0. et 4.II., ce

Fig 4.10. Différents vecteurs  $\vec{p}$  (transfert de pression) déterminés pour chaque triplet (voir liste des triplets en Tableau 4.8.) (échelle: 0,5 cm pour 100 m $\dot{f}$ .)

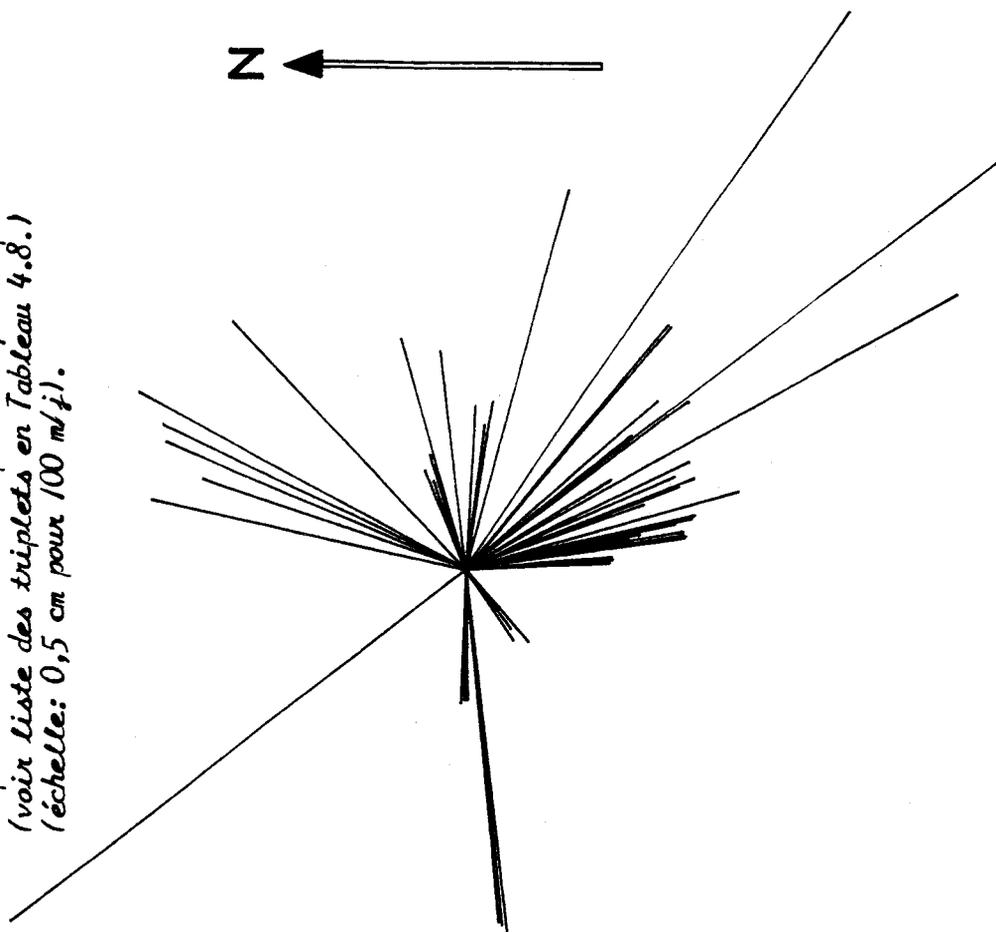
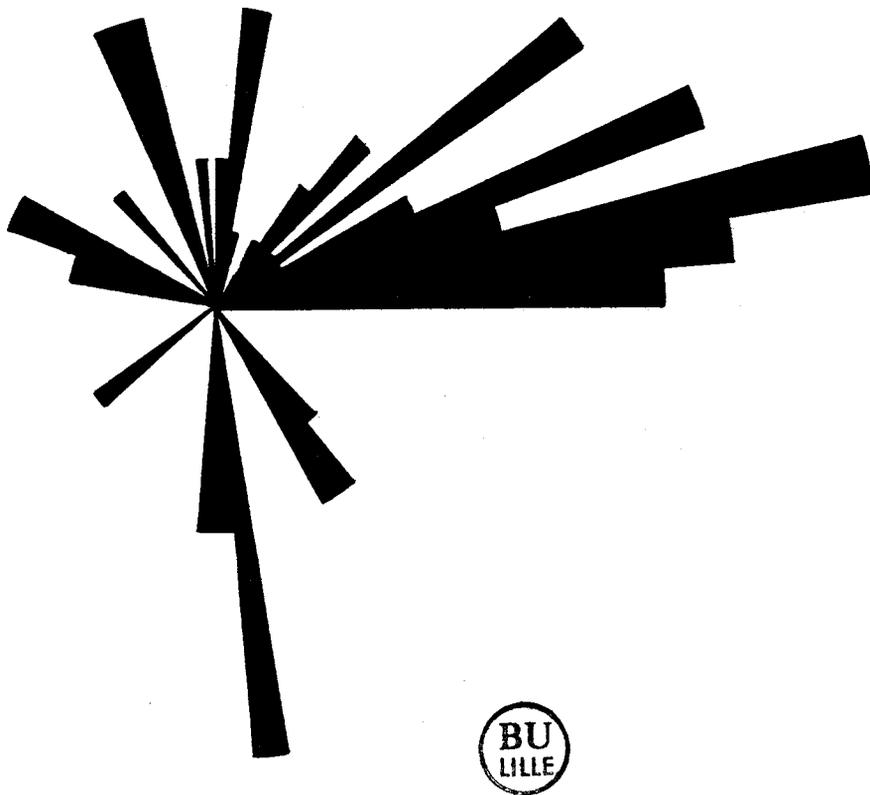


Fig 4.11. Concentration par quartier de 5° des vecteurs  $\vec{p}$  (transfert de pression) pour chaque triplet de puits (voir la liste en Tableau 4.8.) (échelle: 2 cm par vecteur  $\vec{p}$  déterminé).



sont les directions orientées vers le Sud et le Sud-Est, à cela on pouvait s'y attendre puisqu'il s'agit de celles provenant de la rivière Ngaruroro entre Roys Hill et Fernhill.

On remarque aussi des directions, moins nombreuses, orientées vers l'Est; il s'agit du transfert de pression provenant de la rivière Ngaruroro en amont de Roys Hill. Il est intéressant de remarquer que les vitesses de transfert sont en général similaires aux vitesses mesurées vers le Sud et le Sud-Est bien que le gradient hydraulique soit beaucoup plus important au Sud de Roys Hill, il n'y a pas vraiment de relation entre la vitesse effective d'écoulement (dépendante de  $T$ ,  $i$  et  $n_e$ ) et la vitesse de transfert de pression (dépendante de  $T$  et  $S$ ).

Une dernière série de directions, vers le Nord, Nord-Est et vers l'Ouest, Sud-Ouest pose un peu plus de problèmes puisque d'après la carte piézométrique (Fig 4.3.) il n'existe pas de mouvement de l'eau dans ces directions.

Pour les directions Nord et Nord-Est, elles ont été établies entre les puits I5, I6, I0 et I5, I7, I0 ainsi que I6, I7, I5 où l'on observe également une direction Nord-Ouest. On peut remarquer d'emblée que ces quatre puits sont situés dans la zone de mélange entre le transfert de pression provenant de la rivière Ngaruroro entre Roys Hill et Fernhill et celui provenant en amont de Roys Hill. On peut supposer que les directions de Nord-Ouest à Nord-Est soient le résultat de ce mélange où du passage d'un milieu libre à un milieu captif (paragraphe II.3.2.4.) à moins qu'il y ait interaction des deux phénomènes.

En ce qui concerne les directions Ouest et Sud-Ouest, elles ont été déterminées pour les puits I0, 2, I7; I0, 1, I6 et I0, 2, I6; là encore on peut invoquer le même genre de phénomène que pour les directions précédentes.

Il est très difficile, au vu de ces figures, de trancher mais il semble apparent que le transfert de pression provenant de la rivière Ngaruroro en amont de Roys Hill ait un effet perturbateur important dans la nappe libre. C'est dans cette zone qu'a été décelée une pollution due aux nitrates utilisés comme engrais (Fig 4.I2.) (Ngatarawa Valley); bien que celle-ci soit très localisée, il n'est pas interdit de penser qu'elle puisse, à la longue, constituer un danger pour la nappe libre entre Roys Hill et Fernhill et ensuite la nappe captive.

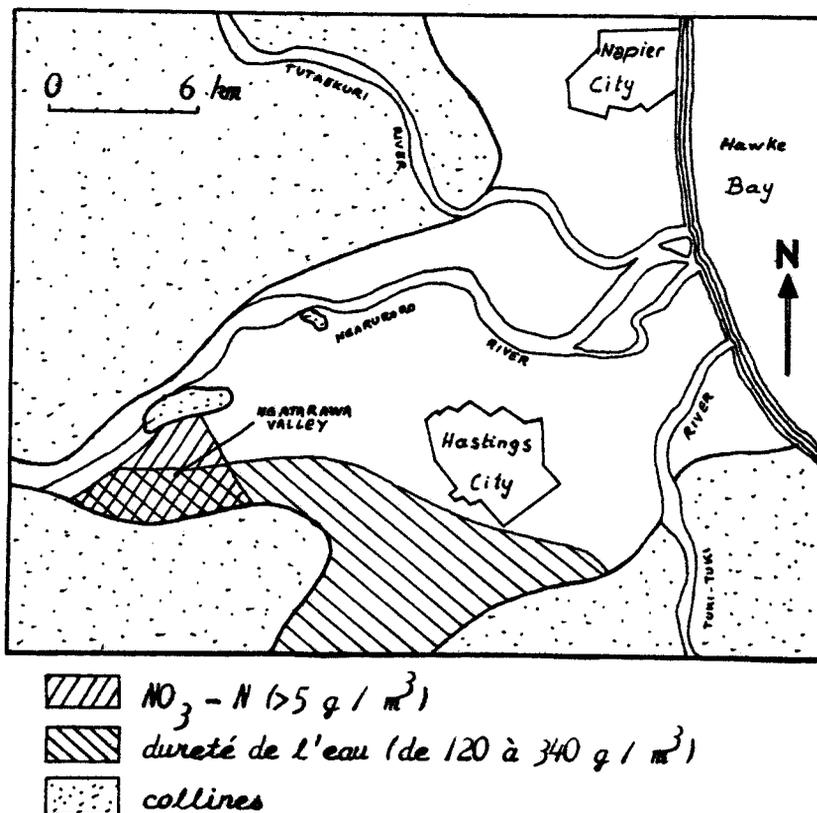


Fig 4.12. Distribution des concentrations en  $\text{NO}_3 - \text{N}$  et de la dureté de l'eau dans Heretaunga Plains (Burden, 1979, 1980).

#### II.4.- Corrélations croisées en continu

A partir des données enregistrées en continu pour neuf puits et stations dans la zone de recharge de Heretaunga Plains (Fig 4.I4.), une série de corrélations croisées a été réalisée pour la période allant du 28.07.1982 au 31.08.1982 durant laquelle une montée des eaux dans la rivière Ngaruroro a été observée (Fig 4.I3.).

L'ensemble des corrélations a été réalisé avec un pas de temps égal à six heures (lag = 1 signifie 0,25 j); l'ensemble des résultats est résumé dans le Tableau 4.I0.. Pour la plupart, le coefficient de corrélation est très satisfaisant, supérieur à 0,8 et 0,9, on relève cependant des valeurs inférieures à 0,8 qui, dans quatre cas sur cinq, mettent en jeu, non pas des puits, mais des limnigraphes installés sur la rivière Ngaruroro (21 et 26). En effet, les corrélations entre puits sont meilleures que celles entre puits et rivière; cela est dû au fait que les fluctuations mineures dans la rivière sont absorbées dans l'aquifère et

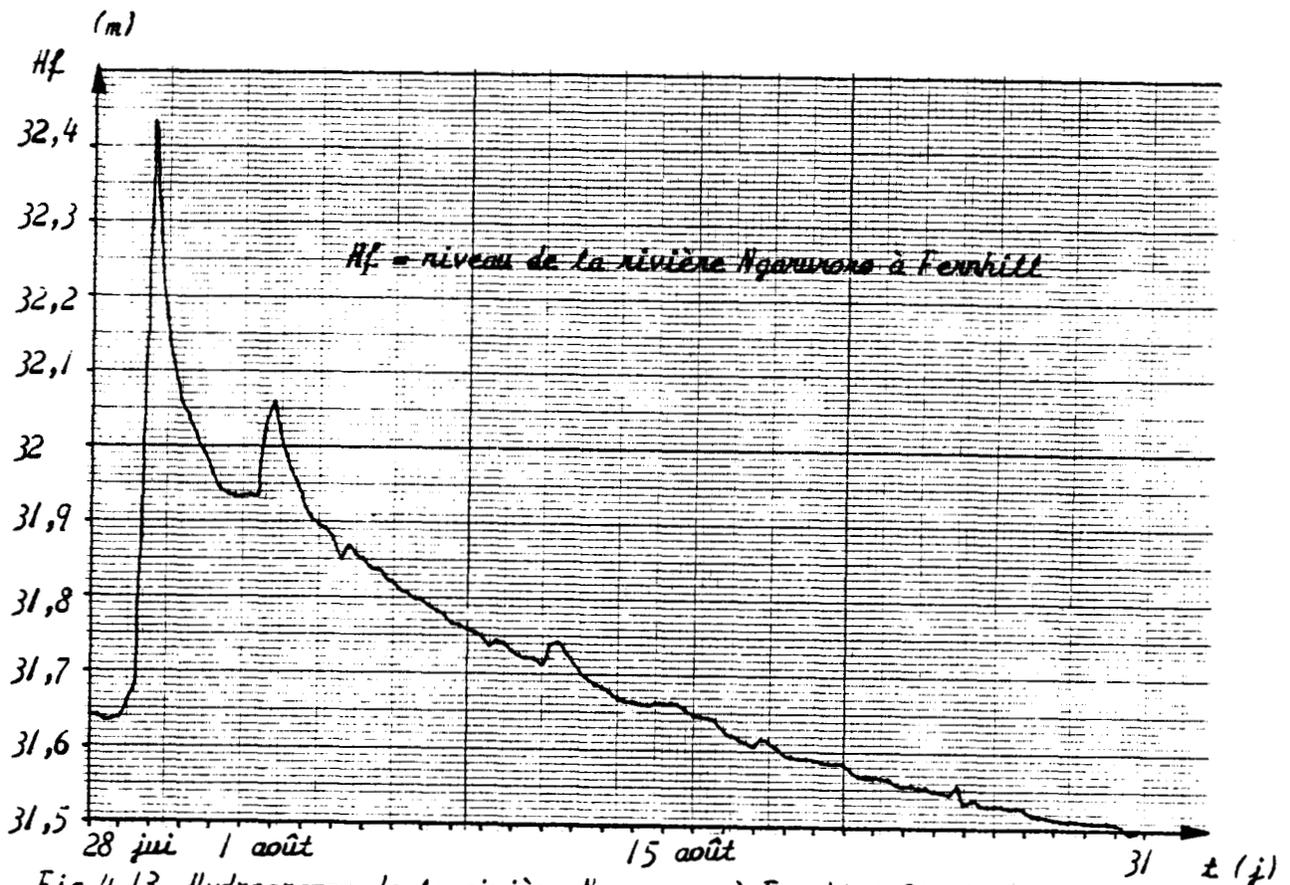


Fig 4.13. Hydrogramme de la rivière Ngaruroro à Ferrhill Station entre le 28.07.82 et le 31.08.82 (niveau moyen des mers = 10 m).



puits	coeff	n - lag	lag	lag (j)
21 - 22	0,7281	103	37	9,25
21 - 23	0,8424	127	13	3,25
21 - 24	0,8877	131	9	2,25
21 - 25	0,9630	138	2	0,5
21 - 26	0,9687	139	1	0,25
21 - 27	?	?	?	?
21 - 28	0,7147	93	47	11,75
21 - 29	0,9475	137	3	0,75
22 - 27	?	?	?	?
23 - 22	0,9326	117	23	5,75
23 - 28	0,9213	112	18	4,5
24 - 22	0,9028	116	24	6
24 - 23	0,9880	137	3	0,75
24 - 28	0,8805	115	25	6,25
26 - 22	0,7993	111	29	7,25
26 - 23	0,9205	131	9	2,25
26 - 24	0,9468	134	6	1,5
26 - 25	0,9743	139	1	0,25
26 - 27	?	?	?	?
26 - 29	0,9667	138	2	0,5
26 - 28	0,7871	111	29	7,25
28 - 22	0,9675	137	3	0,75
28 - 27	?	?	?	?
29 - 27	?	?	?	?
29 - 28	0,7963	109	31	7,75

Tableau 4.10. Résultats des tests de cross-corrélation effectués du 28.07.82 au 31.08.83 (la valeur lag = 1 représente 6 heures).

(cross-correlation = corrélation croisée)

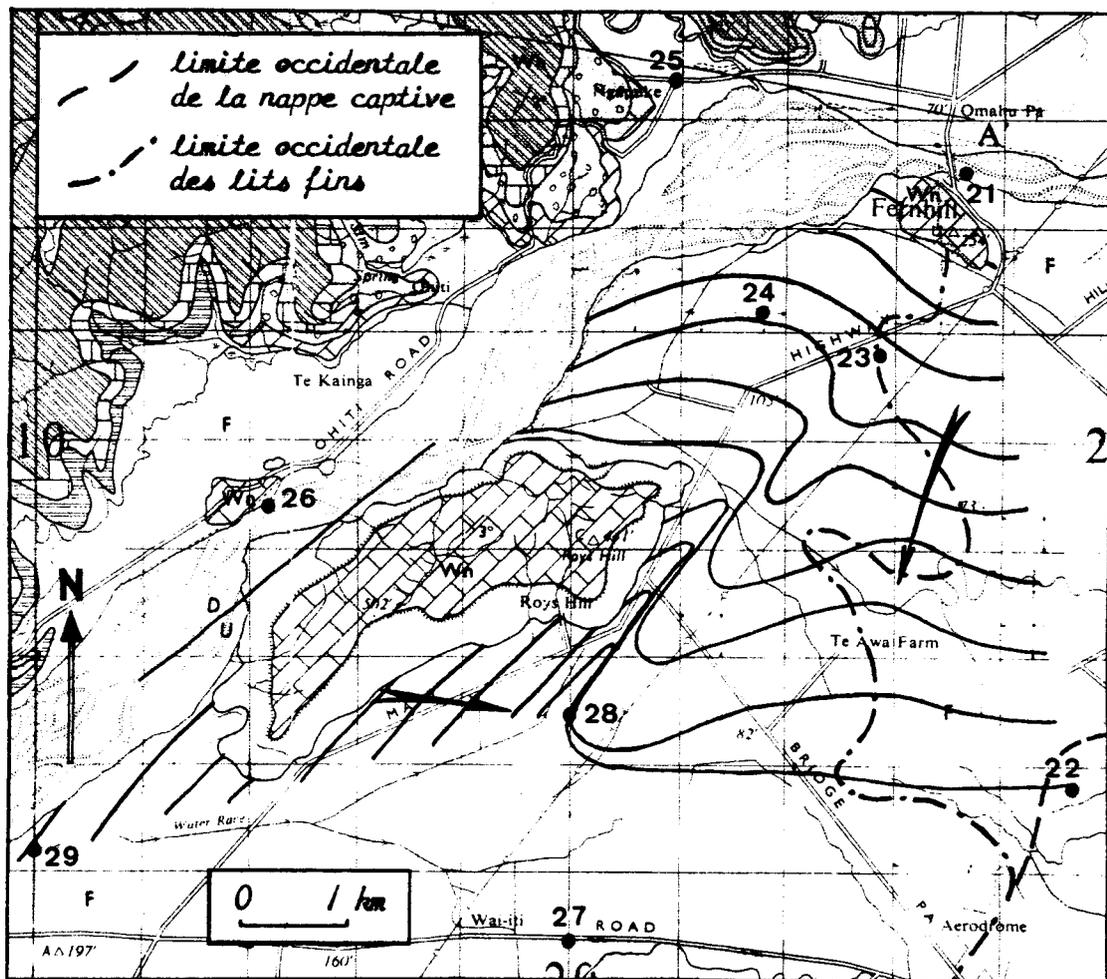


Fig 4.14. Carte isochronale du transfert de pression dans la zone de recharge de Heretaunga Plains (équidistance des courbes = 1 jour) montrant également la localisation des différents puits et stations utilisés dans les tests de cross-correlation effectués à partir d'enregistrements en continu.

(21 = Fernhill Station, 22 = 7 A, 23 = Sub-Station, 24 = Saleyards, 25 = Digger Gunns, 26 = Ohiti Station, 27 = NG 7, 28 = NG 8, 29 = Wellwood; les noms des puits et stations sont également localisés en annexe.

ne se retrouvent pas lorsque le puits est un peu éloigné comme le sont les puits 22 et 28.

Dans le cas des tests effectués avec le puits 27, aucune corrélation n'a été possible, soit à cause de l'éloignement du puits, soit à cause de la présence à proximité de la petite rivière Paretua modifiant le niveau dans le puits 27 ou certainement les deux causes agissant de concert.

A partir des valeurs de décalage déterminées pour chaque corréla-

tion, on a pu tracer une carte des transferts de pression à partir de la rivière Ngaruroro (Fig 4.I4.); elle permet de mettre en évidence l'aspect "compétition" entre la zone de recharge mineure et la zone majeure. Ce document est une vue approximative mais qui révèle la complexité des transferts de pression dans cette zone. Comme pour les corrélations journalières, on peut retrouver les différentes directions précédemment déterminées et notamment les directions contraires à l'écoulement.

#### II.5.- Détermination de la diffusivité de l'aquifère

D'après la méthode simple exposée au paragraphe II.I., il a été possible de déterminer la diffusivité de l'aquifère pour la plupart des puits de la Figure 4.I4. en considérant que la rivière présentait une augmentation de charge instantanée  $h_0$  (Fig 4.I3.) et que  $t_0$  correspondait au pic de son hydrogramme ( $h_0 = 0,796$  m).

Pour chaque puits,  $h$  correspond à l'augmentation de charge maximale à partir du temps  $t_0$  et pour le temps  $(t - t_0)$ .

Le Tableau 4.II résume l'ensemble des résultats obtenus:

Puits	$h(m)$	$t-t_0$ (s)	$x(m)$	$h/h_0 = \text{erf}(u)$	$u$	$T/S(m^2/s)$
22	0,019	561600	5560	0,0239	0,0211	30910
23	0,125	583200	1560	0,1570	0,1401	53,15
24	0,216	453600	800	0,2714	0,2453	5,86
25	0,227	86400	1200	0,2852	0,2582	62,35
28	0,012	54000	3600	0,0150	0,0132	344353
29	0,207	388800	280	0,2601	0,2348	0,91

*Tableau 4.II. Résultats des diffusivités de l'aquifère déterminées à partir des hydrogrammes des puits de la Figure 4.I4..*

Les essais de puits réalisés aux sites RH 1 et FL 2 ont tous les deux donné des valeurs très semblables de la transmissivité (respectivement  $T = 0,29$   $m^2/s$  et  $0,37$   $m^2/s$ ) mais des coefficients d'emmagasinement fort différents ( $0,027$  et  $4,62 \cdot 10^{-4}$ ). Si l'on fait l'hypothèse que la transmissivité est plus ou moins uniforme dans l'aquifère, on peut calculer les coefficients d'emmagasinement correspondant à chaque valeur de la diffusivité. Pour  $T = 0,33$   $m^2/s$ , les résultats sont les suivants:

puits 22	$S = 1,07 \cdot 10^{-5}$
puits 23	$S = 6,21 \cdot 10^{-3}$
puits 24	$S = 0,06$
puits 25	$S = 5,29 \cdot 10^{-3}$
puits 28	$S = 9,58 \cdot 10^{-7}$
puits 29	$S = 0,36$

A part les résultats des puits 28 et 25, les autres valeurs de S montrent bien que la nappe devient progressivement captive; en effet, le site 23 se trouve au début de la zone des lits fins, le site 22 dans la zone de la nappe captive, les sites 24 et 29 près de la rivière Ngaruroro où l'aquifère est essentiellement composé de gravelles.

Le résultat du site 28 peut s'expliquer par la présence de Roys Hill entre le puits et la rivière; le puits est moins affecté par le transfert de pression, on peut estimer que le résultat est peu significatif.

Le résultat du site 25 peut également s'expliquer du fait que le transfert de pression s'effectue davantage vers la rive droite que vers la rive gauche, il est également plus discutable.

En conclusion, on peut remarquer que les coefficients d'emmagasinement calculés concordent avec l'hypothèse d'une transmissivité uniforme dans l'aquifère, ce qui permet de supposer un débit assez constant dans la nappe même en période de crue.

### III.- Conclusions

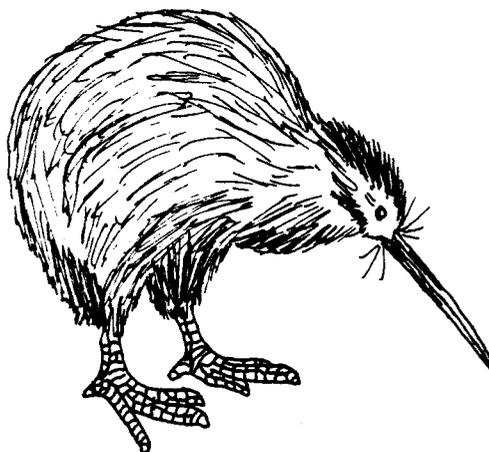
A partir à la fois des informations recueillies sur le terrain (paragraphe I.) et de celles obtenues à partir des enregistrements piézométriques dans les puits (paragraphe II), nous avons vu que l'aquifère n'était pas homogène. Il semble que nous ayons une décroissance assez régulière de la perméabilité et par contre une transmissivité assez constante due à un réajustement des épaisseurs.

A part les périodes où le niveau dans la rivière Ngaruroro est très bas (le gradient hydraulique étant uniforme), le débit de la nappe par longueur d'aquifère reste constant au cours du temps. De cette cons-

tation on peut conclure qu'il n'existe pas, dans la zone de la nappe libre, d'endroit plus sujet à devenir un foyer important de pollution. Les deux zones ayant été affectées par une pollution (Ngatarawa Valley et la décharge municipale d'Hastings) ont cependant montré que celle-ci restait très localisée en raison de la faible vitesse d'écoulement effective relevée dans la nappe (3,64 m/j en moyenne) et de la présence de lits fins.

Les tests de corrélation croisée ont, par contre, permis de résoudre le schéma complexe du transfert de pression entre l'écoulement provenant de la rivière d'une part entre Fernhill et Roys Hill et d'autre part en amont de Roys Hill. Ces deux transferts de pression s'affrontent et engendrent des directions contraires à ce que pouvait laisser supposer la carte piézométrique.

C'est donc dans l'ensemble, une meilleure compréhension du comportement de la nappe libre de Heretaunga Plains qui aura été possible et qui permettra, dans le cadre d'études ultérieures plus précises de cette région, d'apporter un élément de réponse aux problèmes qui se poseront alors.



### CONCLUSION

L'étude hydrologique de l'aquifère de Heretaunga Plains dans la zone de recharge aura permis de mieux comprendre à la fois le comportement de la nappe, les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère ainsi que les différents facteurs permettant de quantifier la recharge.

Aussi bien au niveau de l'approvisionnement que du comportement de la nappe, il a été possible de rassembler un certain nombre de paramètres de la zone étudiée; parmi les plus importants, on peut remarquer:

- la perméabilité  $K$ , elle est assez uniforme dans la zone libre de la nappe où l'aquifère est dépourvu de lits fins (environ  $3,9 \cdot 10^{-3}$  m/s) pour décroître régulièrement vers la nappe captive; l'écoulement se faisant parallèlement à la stratigraphie, il est possible de calculer une perméabilité équivalente horizontale;

- la transmissivité  $T$  semble relativement constante dans l'aquifère, en effet la décroissance régulière de la perméabilité est compensée par l'augmentation de l'épaisseur de celui-ci;

- le gradient hydraulique  $i$  est également constant dans la majeure partie de la nappe, il est cependant variable dans une bande étroite bordant la rivière Ngaruroro et influe sur le débit d'infiltration vers la nappe;

- la diffusivité  $T/S$  déterminée en plusieurs endroits augmente lorsque l'on s'éloigne de la rivière pour se diriger vers la nappe captive, cela correspond assez bien au schéma de l'aquifère, la nappe devenant captive le coefficient d'emménagement devient de plus en plus faible.

A partir de ces paramètres a été étudié de façon quantitative le débit de recharge vers la nappe correspondant aux infiltrations à partir de la rivière Ngaruroro. On peut dans un premier temps le calculer aisément à partir du débit mesuré dans la rivière à l'aide d'une relation linéaire. Pour des débits dans Ngaruroro supérieurs à une vingtaine de  $m^3/s$ , l'utilisation de la Loi de Darcy a permis de calculer les infiltrations depuis la rivière. Il est cependant apparu qu'en fin de compte, l'écoulement étant horizontal dans la nappe, le débit était limité par la transmissivité de l'aquifère et ne pouvait dépasser une valeur d'envi-

ron  $10,4 \text{ m}^3/\text{s}$ ; la seule étude de la surface mouillée de la rivière révélait au contraire un débit maximum possible au moins dix fois supérieur; ceci sans considérer le fait que l'infiltration étant sub-verticale dans le lit de la rivière, les gradients très élevés mais malheureusement inconnus induiraient une recharge encore plus forte.

Le comportement de la nappe a été étudié à l'aide d'informations piézométriques, elles ont permis d'effectuer toute une série de corrélations entre différents puits afin de connaître les transferts de pression s'opérant dans la nappe; elles ont également aidé à calculer la diffusivité  $T/S$  en comparant les hydrogrammes des puits avec celui de la rivière. Dans l'ensemble, le schéma des transferts de pression dans la nappe a été résolu, il correspond en partie aux cartes piézométriques bien que plus complexe.

Dans l'ensemble, la nappe dans la partie libre a été mieux comprise, il en a résulté une certaine simplicité de son schéma d'ensemble ainsi qu'une vulnérabilité dans le sens où, la transmissivité étant uniforme, le débit de la nappe est constant par unité de longueur d'aquifère; une éventuelle pollution affecterait la zone libre ou la zone captive avec le même débit. La vitesse de filtration est cependant faible dans l'aquifère et son épaisseur augmentant à mesure que l'on s'éloigne de la rivière, le produit polluant se dissiperait facilement.



### CONCLUSION

The hydrological study of the aquifer of the Heretaunga Plains in the recharge area allows a better understanding of the groundwater behaviour, of the hydrodynamic characteristics of the aquifer as well as the various factors which make possible to quantify the recharge.

It has been possible to gather a number of parameters of the studied area concerning its supply and the behaviour of the groundwater.

They are:

- the permeability  $K$ ; it is uniform in the unconfined area where the aquifer is deprived of fine beds (roughly  $3.9 \cdot 10^{-3}$  m/s) to decrease regularly towards the confined groundwater; the flow is parallel to the stratigraphy, it is possible to calculate a corresponding horizontal permeability;

- the transmissivity  $T$  seems constant in the aquifer; indeed, the regular decrease of the permeability is balanced by the increase of its thickness;

- the hydraulic gradient  $i$  is also constant in the largest part of the groundwater; it is however subject to variations in the narrow stretch of ground along the Ngaruroro River and effects upon the infiltration discharge towards the aquifer;

- the diffusivity  $T/S$  determined in a few places increases when moving away from the river and heading to the confined groundwater; it tallies with the model of the aquifer; when the groundwater becomes unconfined, the storage coefficient grows weaker.

The flow of the recharge towards the groundwater corresponding to infiltrations from the Ngaruroro River has been quantitatively studied according to these parameters. Establishing a linear relation, one may easily calculate it with the discharge measured in the river. As for the discharges of the Ngaruroro River superior to  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ , the use of the Darcy's Law has allowed to calculate infiltrations from the river. However, because the flow is horizontal in the groundwater, the discharge is limited by the transmissivity of the aquifer and cannot exceed a value of approximately  $10.4 \text{ m}^3/\text{s}$ . This is without considering the fact that,

thanks to high hydraulic gradients (unfortunately unknown), the sub-vertical infiltration from the river bed should (in fact) be more important.

The behaviour of the groundwater has been studied with the help of piezometric informations, they have allowed to obtain a series of correlations between different wells in order to know the pressure transfers in the groundwater; they also contributed to calculate the diffusivity  $T/S$  comparing the hydrograms of the wells with that of the river. On the whole, the model of pressure transfers in the groundwater has been resolved, it partly corresponds to piezometric maps although there are more complex.

The groundwater in the unconfined area has been better understood; the result was some simplicity of its general pattern and some vulnerability in so far as the discharge of the groundwater is constant for each length unit of the aquifer since the transmissivity is uniform; a possible pollution would affect the unconfined or confined zone with the same discharge. The value of the filtration rate is however low in the aquifer which increases in thickness as it becomes more distant from the river therefore, any polluting substance would easily dissipate.



BIBLIOGRAPHIE

BEDINGER M. S., REED J. E. (1964). Computing stream-induced groundwater fluctuation. Geological Survey Research 1964, US Geological Survey Prof. Paper 501 - B. pp B.I77 - B.I80.

BROW D. A., CAMPBELL K. S. W., CROOK K. A. W. (1968). The geological evolution of Australia and New Zealand. Pergamon Press, the Commonwealth and International Library. 409 p, 24 Tab, 110 Fig.

BURDEN R. J. (1979). Heretaunga Plains groundwater quality. New Zealand Hydrological Society, Summary of Proceedings, Napier Symposium, 1979. pp 54 - 56, 2 Fig.

BURDEN R. J. (1980). Distribution of nitrate - N concentrations in groundwater beneath intensively grazed pastureland in the Ngatarawa Valley, Hawke's Bay. Journal of Hydrology, New Zealand, 19 (2). pp 94 - 105, 1 Tab, 6 Fig.

DAVIS J. C. (1973). Statistics and data analysis in geology. Wiley International Edition, New York. 550 p, 90 Tab, 159 Fig, 1 App.

DEGALLIER R. (1969). Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes. Bull BRGM (2), III, 2, 1969. pp 7 - 56, 5 Tab, 23 Fig.

FLEMING C. A. (1962). New Zealand biogeography: a paleontologist's approach. Tuatara 10. pp 53 - 108.

FLEMING C. A. (1970). The Mesozoic of New Zealand: chapters in the history of the Circum-Pacific Mobile Belt. Quart. Jl. Geol. Soc. London. 125 (2). pp 125 - 170.

FLEMING C. A. (1979). The geological history of New Zealand and its life. Auckland University Press. 141 p, 36 Fig.

GRANT P. J. (1965). The ground waters of the Heretaunga Plains, I- the Ngaruroro River as a major recharge source. Journal of Hydrology, New Zealand, 4 (2). pp 65 - 80, 3 Tab, 5 Fig.

- GRANT P. J., RAPIER D. A., CHRISTIE W. (1972). Groundwaters of the Heretaunga Plains, Hawke's Bay (New Zealand). Hydrological Research, Progress Report n° 10 (NZ). 25 p, II Fig.
- GRINDLEY G. W. (1961). New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 6. pp 872 - 930.
- GRUBB H. F., ZEHNER H. H. (1973). Aquifer diffusivity of the Ohio River alluvial aquifer by the flood-wave response method. Jour. Research U. S. Geol. Survey, vol. I, N° 5, Sept - Oct. 1973. pp 597 - 601.
- HONEYWELL CONTROL Ltd (E. D. P. Division). (1968). The Penguin - Honeywell book of tables. F. W. Kellaway Edition.
- KEAR D., BISHOP D. G. (1971). Hawke's Bay region: geology. National Resources Survey, part VI, A. R. Shearer Government Printer, Wellington, New Zealand. pp 23 - 33, I Tab, 5 Fig, I Map.
- KINGMA J. T. (1962). Sheet II Dannevirke (1st Ed.) "Geological Map of New Zealand, 1: 250,000". Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- KINGMA J. T. (1970). Sheets N 134 Napier and Hastings, N 135 Kidnappers (1st Edition). "Geological Map of New Zealand 1: 63,360". Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.
- KINGMA J. T. (1971). Geology of the Te Aute Subdivision. New Zealand Geological Survey, Bulletin n. s. 70.
- LAURENCE P. (1967). New Zealand region: Bathymetry, 1: 6,000,000 chart. Miscellaneous Series N° 15, New Zealand Oceanographic Institute.
- McLINTOCK A. H. (1966). An encyclopedia of New Zealand. Wellington Government Printer. 3 Vol.

MINISTRY OF WORKS AND DEVELOPMENT. (1974). The unconfined aquifer area of the Heretaunga Plains groundwater system. Napier District, New Zealand, March 1974. 4I p, I2 Tab, IO Fig, 3 App.

MINISTRY OF WORKS AND DEVELOPMENT. (1974). The unconfined aquifer area of the Heretaunga Plains groundwater system. Napier District, New Zealand, Progress Report to October 1974. 9 p, 24 Fig.

MINISTRY OF WORKS AND DEVELOPMENT, CHRISTCHURCH SCIENCE CENTER, WATER AND SOIL DIVISION. (1979). Index to hydrological recording stations in New Zealand 1979. Water and Soil Miscellaneous Publication n° 9, National Water and Soil Conservation Organisation. 74 p.

NEW ZEALAND LANDS AND SURVEY. (1980). New Zealand topographical map, I: 63,360 (I inch to I mile), NZMS I N I34, Napier and Hastings. Department of Lands and Survey, New Zealand, 6th edition, reprinted 1980.

PINDER G. F., BREDEHOEFT J. D., COOPER H. H. Jr. (1969). Determination of aquifer diffusivity from aquifer response to fluctuations in river stage. Water Resources Research, Vol 5 (I). pp 850 - 855, 4 Fig.

POPE D., POPE J. (1979). Mobil New Zealand travel guide, North Island. A. H. & A. W. Reed, Wellington, Sydney, London. pp 80 - 83, I2I - I27.

RIDGWAY N. M., STANTON B. R. (1969). Some hydrological features of Hawke Bay and nearby shelf waters. New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, 3 (4). pp 545 - 559, 6 Fig, I App.

RORABAUGH M. I. (1960). Use of water levels in estimating aquifer constants in a finite aquifer. Internat. Assoc. Sci. Hydrology Pub. 52. pp 3I4 - 323.

SIMPSON G.G. (197I). A review of the pre-pliocene penguins of New Zealand. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist I44 (5). pp 32I - 378.

STEVENS G. R. (1980). New Zealand adrift, the theory of continental drift in a New Zealand setting. A. H. & A. W. Reed Ltd. 442 p, 360 Fig.

THORPE H. R. (1977). Movement of contaminants into and through the Heretaunga Plains aquifer. Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Napier, New Zealand. 148 p, 20 Tab, 24 Fig.

THORPE H. R. (1977). Movement of contaminants into and through the Heretaunga Plains aquifer. Ministry of Works and Development, Head Office, Wellington, New Zealand. 16 p, 5 Tab, II Fig.

THORPE H. R., SCOTT D. M. (1979). Groundwater - State of the art in New Zealand. Physical Hydrology, New Zealand Hydrological Society. pp 84 - 96, I Tab.

ZUIDERVEEN BORGESIUUS N. W. (1975). Heretaunga Plains groundwater investigation, resistivity survey of the unconfined area. Ministry of Works and Development, Water and Soil Division, Napier District, New Zealand. 71 p, 7 Tab, 30 Fig, 5 App.



## Annexes

Annexe N° 1: Coordonnées en abscisse et en ordonnée des différents sites.

Annexe N° 2: Localisation des différents forages cités dans le texte.

Annexe N° 3: Behaviour and recharge of the Heretaunga Plains groundwater system (Hawke's Bay, New Zealand).

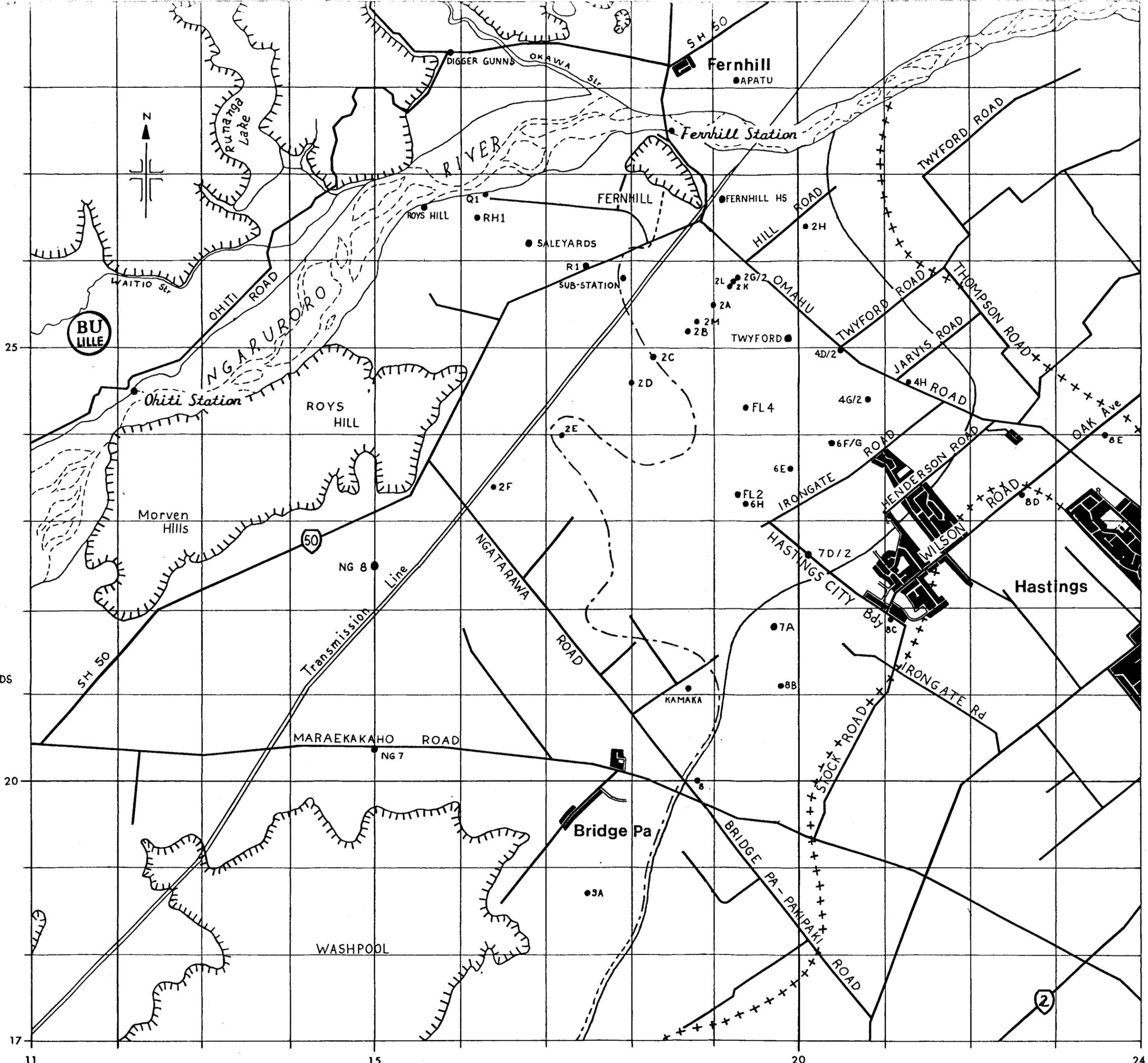
*Annexe N° 1: Coordonnées en abscisse et en ordonnée  
des sites représentés sur l'annexe N° 2*

*(N 134 représente le numéro de la carte au 1 / 63360, les six chiffres suivants sont les coordonnées sur cette carte; par exemple: site 2 F: coordonnée 164 en abscisse (située entre les lignes 15 et 20) et 234 en ordonnée (située entre les lignes 20 et 25) (niveau moyen des mers = 10 m).*

site	coordonnées	alt (m)	site	coordonnées	alt (m)
2 F	N 134 / I64234	36,6	Sub-Station	N 134 / I79258	38,0
2 E	N 134 / I72240	37,7	Fernhill St	N 134 / I85275	≈ 32,3
2 D	N 134 / I80246	36,5	Ohiti St	N 134 / I22245	≈ 55,1
2 C	N 134 / I83249	36,1	Saleyards	N 134 / I68262	41,6
2 B	N 134 / I87252	34,8	FL 4	N 134 / I94243	32,0
2 M	N 134 / I88253	35,2	R I (HCRD)	N 134 / I75259	39,0
2 A	N 134 / I90255	34,0	2 G2	N 134 / I93258	35,8
2 K	N 134 / I92257	35,4	4 G	N 134 / 208244	30,2
2 L	N 134 / I93258	35,6	4 G2	N 134 / 208244	30,2
2 G	N 134 / I93258	35,4	4 D	N 134 / 205250	31,5
2 H	N 134 / 201264	30,6	4 D2	N 134 / 205250	31,4
9 A	N 134 / I75187	31,5	6 G	N 134 / 204239	29,1
8 A	N 134 / I88200	28,7	Kamaka	N 134 / I87211	31,3
8 B	N 134 / I98211	27,0	Twyford	N 134 / I99251	33,5
8 C	N 134 / 211219	25,5	7 D2	N 134 / 201226	27,5
8 D	N 134 / 226233	23,8	7 D	N 134 / 201226	27,5
8 E	N 134 / 236240	25,6	Apatu	N 134 / I93281	30,0
RH I	N 134 / I62265	42,7	Fernhill Hs	N 134 / I91267	34,1
FL 2	N 134 / I93233	29,4	Roys Hill	N 134 / I56266	44,4
6 H	N 134 / I94232	29,9	7 A	N 134 / I87218	30,5
6 E	N 134 / I99236	29,5	NG 7	N 134 / I50204	41,8
6 F	N 134 / 204239	29,0	NG 8	N 134 / I50225	41,6
4 H	N 134 / 213246	31,2	Wellwoods	N 134 / I00212	
Q I	N 134 / I63268	43,3	Digger Gunns	N 134 / I59284	

HCRD = Hastings City Rubbish Dump

(Ministry of Works and Development,  
Christchurch Science Center, Water  
and Soil Division, 1979)



Annexe n° 2

Localisation des différents forages cités dans le texte.

Echelle 1 / 40 000  
 Agrandissement de la carte N 134 au 1 / 63360  
 (N.Z. Lands and Survey, 80).

--- Limite occidentale des lits fins.

~ Limite occidentale de la nappe captive.

+ + + Limite occidentale de la nappe captive artésienne.

Collines.

• BC Forages et sites de mesure sur Ngaruroro



Annexe N° 3: Behaviour and recharge of the Heretaunga Plains groundwater system (Hawke's Bay, New Zealand).

ABSTRACT

Heretaunga Plains present the curious feature of an aquifer being recharged by a river (Ngaruroro River). Its recharge process has been studied in relation to Darcy's Law. In this particular case, the Ngaruroro River bed is of importance since its wetted area can be multiplied by ten during flood periods. A method according to the wetted area of the river in the main recharge zone and the hydraulic gradient is presented to quantify the recharge.

The aquifer has also been studied in the recharge area and a number of cross-correlations between well-hydrograms have been done; a map of the pressure transfers has been drawn up. The hydrograms have also allowed to determine the diffusivity of the groundwater and the storage coefficient making the hypothesis of a uniform transmissivity in the recharge zone of the Heretaunga Plains groundwater system.

INTRODUCTION

The Heretaunga Plains groundwater system has had a major effect on agricultural development of the Hawke's Bay region (namely orchards and vineyards). This has proved to be the main point as in summer the water supply for agricultural needs is twice as important as the average recharge of the groundwater ( $5 \text{ m}^3/\text{s}$ ) from the Ngaruroro River major recharge zone. This study intended to clarify the recharge process of the groundwater and by the same way to understand its behaviour better.

RECHARGE MECHANISM

From previous studies (Grant, 1965), the groundwater recharge of the Heretaunga Plains is mainly due to the infiltration from the Ngaruroro River bed toward the aquifer. There are two main infiltration areas (Fig 1.): the minor recharge zone upstream of Roys Hill and the major recharge zone which we were more interested between Roys Hill and Fernhill. The average recharge from the minor zone is 1 to  $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  from the major zone.

Grant (1965) did find a good relationship between the river discharge measured at Ohiti and Fernhil Stations; this indeed allowed to calculate a part of the infiltration toward the aquifer knowing the dis-

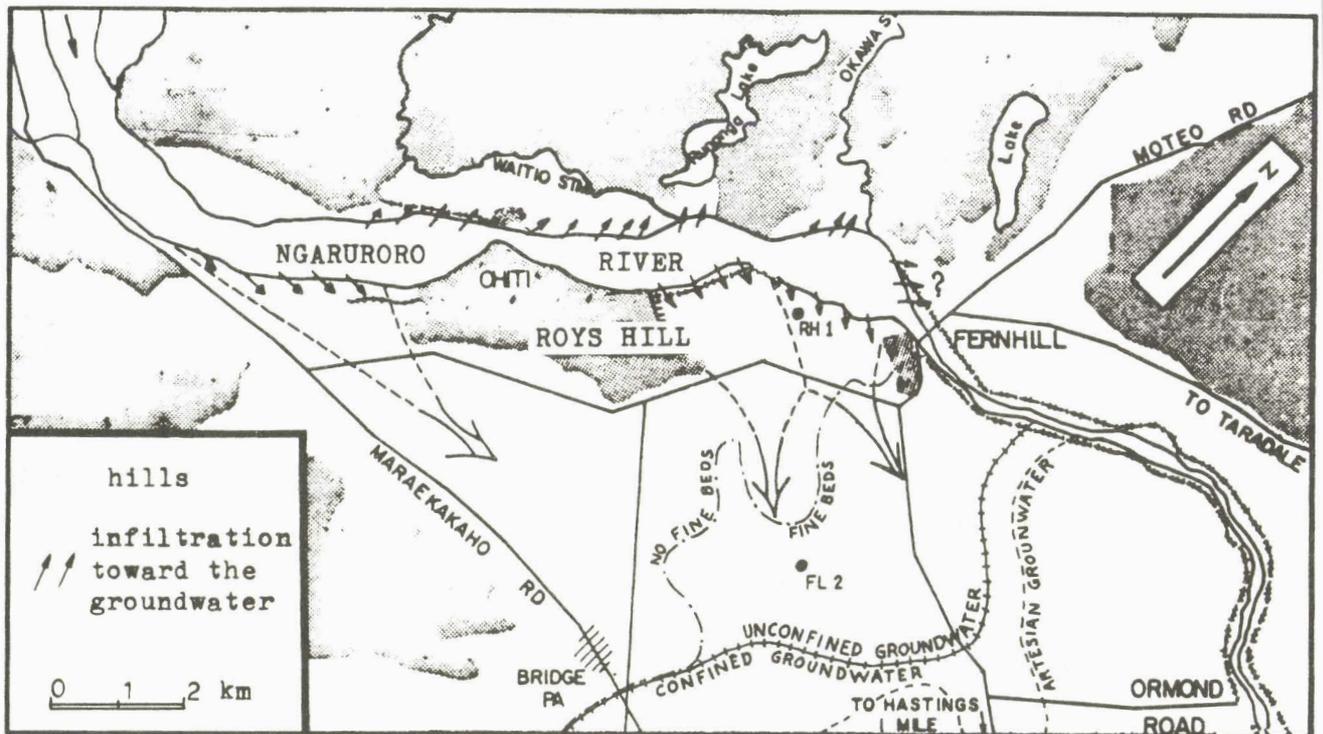


Fig 1. Location of the Heretaunga Plains recharge area showing the different zones of the groundwater (from Grant, 1965 and M.W.D., 1974).

charge loss ( $Q_o - Q_f$ ) between the two Stations:

$$Q_f = 0.98 * Q_o - 3.98$$

(in  $m^3/s$ ) (1)

$Q_f$  is the discharge measured at Fernhill Station,

$Q_o$  is the discharge measured at Ohihi Station.

This equation was established for discharge values up to 20 to 25  $m^3/s$  at Ohihi Station and it was not possible to do gaugings for higher values because of the lack of bridge at Ohihi and the poor precision of the measurement. These facts led to estimate the infiltration from the Ngaruroro River according to Darcy's Law.

This law can be written in two different ways:

$$Q = K * S * i$$

(2)

$Q$  is the infiltration discharge from the river bed surface  $S$

$$Q = T * i * L$$

(3)

$Q$  is the flow discharge for the width of aquifer  $L$ .

The two hydraulic characteristics of the aquifer: permeability  $K$  and transmissivity  $T$  are necessary to study. There are very few informations about them but they generally show a certain regularity of the aquifer. " $i$ " is the hydraulic gradient.

Two pumping tests have been carried out in the major recharge zone for the wells RH 1 and FL 2 (Fig 1.), the results were two very similar values of  $T$  ( $0.29 \text{ m}^2/\text{s}$  for RH 1 and  $0.37 \text{ m}^2/\text{s}$  for FL 2) and two very different values of the storage coefficient  $S$  ( $0.027$  for RH 1 and  $4.62 * 10^{-4}$  for FL 2). The storage coefficient values show that the RH 1 well is indeed in the unconfined groundwater zone but the FL 2 well was drilled into a confined groundwater.

From the very few values we worked out, it seems that there is a regular decrease of the permeability eastward due to the increase of fine beds, the groundwater becoming gradually confined, and from resistivity survey (Zuiderveen Borgesius, 1975) an increase of the aquifer thickness. This may imply a rather uniform transmissivity of the aquifer between  $0.3$  and  $0.5 \text{ m}^2/\text{s}$ .

In the case of the permeability  $K$ , the lack of fine beds near the river allows to estimate that the aquifer, essentially composed of gravels, is almost isotropic with a high value of  $K$  around  $3.9 * 10^{-3} \text{ m/s}$ .

#### Evaluation of the maximum flow discharge

It is obvious that the infiltration discharge cannot exceed the value of the flow discharge throughout the aquifer. we must then establish if there is a limit to this value.

In the expression  $Q = T * i * L$ ,  $L$  is the width of the Ngaruroro River in the main recharge zone, that is to say  $5000 \text{ m}$ ; the transmissivity  $T$  has a maximum value of  $0.52 \text{ m}^2/\text{s}$ ; " $i$ " is the hydraulic gradient of the groundwater perpendicular to the river, its average value is usually around  $2.7 * 10^{-3}$  but it can reach values up to  $4 * 10^{-3}$ .

This allows to calculate a maximum flow discharge value of  $10.4 \text{ m}^3/\text{s}$  throughout the aquifer. This means that the infiltration discharge from the Ngaruroro River bed will not exceed  $10.4 \text{ m}^3/\text{s}$  even during flood periods.

The infiltration discharge

The most important parameter related to the calculation of the infiltration discharge is the Ngaruroro River wetted surface S; This can vary considerably from an average of 0.5 km<sup>2</sup> between Roys Hill and Fernhill to 5 km<sup>2</sup>. It shows the importance of the maximum flow discharge calculation; if the infiltration could be multiplied by ten, the flow discharge would not reach more than twice the average recharge of 5 m<sup>3</sup>/s.

A series of cross-sections of the Ngaruroro River where the wetted perimeter (Pm) was established for different values of the river discharge at Fernhill Station (Qf) have allowed to find a relationship between S and Qf (Fig 2.):

$$S = 0.13 * Q_f^{0.52} \quad (4) \quad Q_f \text{ in m}^3/\text{s} \text{ and } S \text{ in km}^2$$

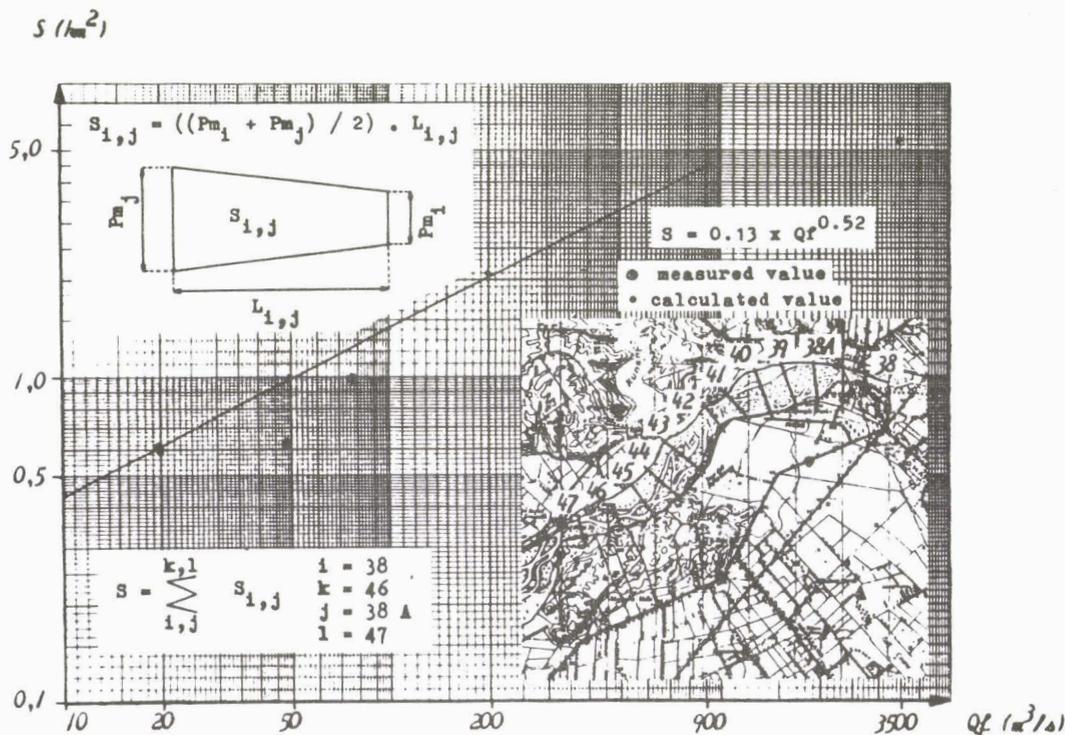


Fig 2. Wetted area of the Ngaruroro River between Roys Hill and Fernhill (S) Vs River discharge measured at Fernhill (Qf). This diagram shows the method used in determining S from Pm (wetted perimeter, Pm for: périmètre mouillé).

Unfortunately, the braided channel of the Ngaruroro River does not allow to calculate a very precise value of  $S$  but an average one.

In the case of the Heretaunga Plains groundwater system, the flow is almost horizontal but the infiltration is vertical. This is a problem in the determination of the hydraulic gradient " $i$ " which might be different in both cases; but the lack of information led to use the same value of " $i$ " in the vicinity of the river for the infiltration discharge calculation.

If we consider the average values of  $Q$  ( $5 \text{ m}^3/\text{s}$ ),  $S$  ( $0.5 \text{ km}^2$ ) and " $i$ " ( $2.7 \cdot 10^{-3}$ ) it is possible to calculate the value of  $K$  which corresponds exactly to a gravel permeability;  $K = 3.7 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ . This result may justify the utilization of Darcy's Law in this particular case.

Combining equations (2) and (4) and for an average value of  $K$  ( $3.9 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ ) we can then write a relationship between the recharge  $Q$  and the discharge of the Ngaruroro River measured at Fernhill (Fig 3.):

$$Q = 507 \cdot Q_f^{0.52} \cdot i$$

$$(5) \quad Q \text{ and } Q_f \text{ in } \text{m}^3/\text{s}$$

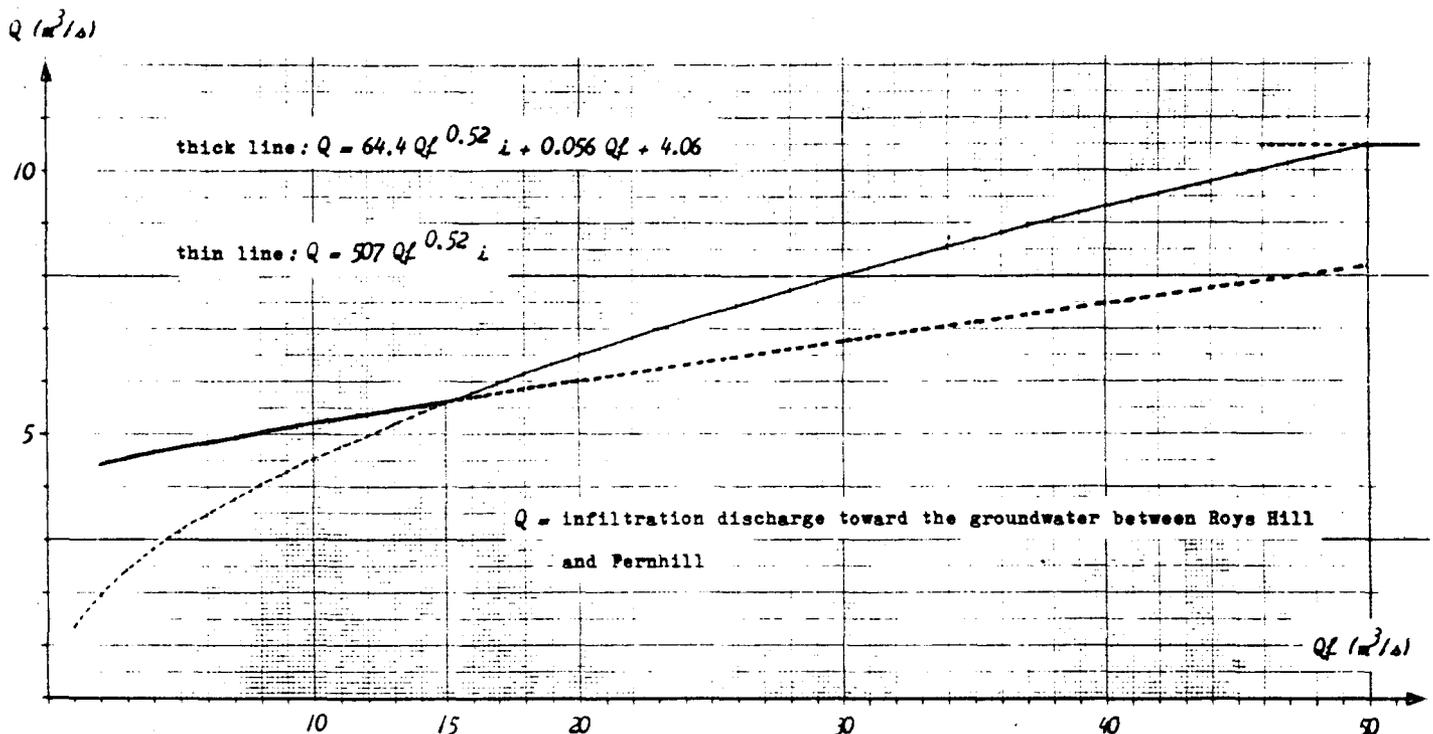


Fig 3. Groundwater recharge ( $Q$ ) Vs River discharge measured at Fernhill ( $Q_f$ ).

For low values of  $Q_f$ , it is possible to calculate discharge losses between Roys Hill and Fernhill from equation (1):

$$Q_o - Q_f = 0.02 * Q_f + 4.06 \quad (6) \quad Q_f \text{ and } Q_o \text{ in } m^3/s$$

$(Q_o - Q_f)$  is just a part of  $Q$  because there are two streams which flow into the Ngaruroro River between Ohiti and Fernhill: Waitio and Okawa Streams.  $Q$  is then:

$$Q = (Q_o - Q_f) + Q_w + Q_{ok} \quad (7) \quad Q_o, Q_f, Q_w \text{ and } Q_{ok} \text{ in } m^3/s$$

We had very few informations on the values of  $Q_w$  and  $Q_{ok}$  but we know that it can be divided in a part provided by the infiltration from the Ngaruroro River ( $Q_{w_1}$ ,  $Q_{ok_1}$ ) and an other part being the runoff coming from the northly hills ( $Q_{w_2}$ ,  $Q_{ok_2}$ ). The only data we had were those of the 13 February 1964 (Grant, 1965):

$$\begin{aligned} Q_w &= 0.54 \text{ m}^3/s = Q_{w_1} + Q_{w_2} = 0.48 \text{ m}^3/s + 0.06 \text{ m}^3/s \\ Q_{ok} &= 0.18 \text{ m}^3/s = Q_{ok_1} + Q_{ok_2} = 0.08 \text{ m}^3/s + 0.1 \text{ m}^3/s \\ Q &= 4.4 \text{ m}^3/s \end{aligned}$$

$Q_{w_1} + Q_{ok_1}$  being due to the infiltration, we may say it obeys to Darcy's Law; we simplify implying that  $K$  and " $i$ " are identical on both banks of river; then:

$$Q_{w_1} + Q_{ok_1} = K * S' * i \quad (8)$$

$$Q_{w_1} + Q_{ok_1} / Q = K * S' * i / K * S * i = S' / S = 0.127 \quad (9)$$

$$S' = 0.127 * S \quad (10)$$

Using equations (4), (8) and (10) we then may write:

$$Q_{w_1} + Q_{ok_1} = K * 0.017 * 10^{-6} * Q_f^{0.52} * i \quad (11)$$

$Q_{w_2} + Q_{ok_2}$  can just be considered proportional to  $Q_f$ , in the case of Grant's study we had:

$$Q_{w_2} + k_2 = 0.036 * Q_f \quad (12) \quad \text{in m}^3/\text{s}$$

Adding equation (6), (11) and (12) we may write the equation (7) (Fig 3.):

$$Q = (64.4 * Q_f^{0.52} * i) + (0.056 * Q_f) + 4.06 \quad (13) \quad \text{in m}^3/\text{s}$$

The equations (5) and (13) allow to calculate Q from Qf. In the case of the average value of "i" =  $2.7 * 10^{-3}$ , the intersection of the two curves is for Qf = 15 m<sup>3</sup>/s and Q = 5.6 m<sup>3</sup>/s. This value of Qf corresponds precisely to the maximum discharge which can be easily measured at Ohiti. For higher values, we then have a real increase of the wetted area, the channels beginning to join each other. It is then more appropriate to use Darcy's Law (equation (5)).

#### The measurement of Qf

To measure the discharge of the Ngaruroro River at Fernhill is a long task. If we want to quantify immediately the recharge, we need continuous data. These data are provided by automatic water level recorder. There is a very good relation between the discharge and the water level measured at Chesterhope Station downstream of Fernhill (Fig 4.). From Qc, it is then possible to determine Qf knowing that the increase between Fernhill and Chesterhope is almost constant of 2 m<sup>3</sup>/s:

$$Q_f = Q_c - 2 \quad (\text{in m}^3/\text{s}) \quad (14)$$

From the hydrogram of the Ngaruroro River at Chesterhope Station and the knowledge of the hydraulic gradient in the main recharge zone, it is then possible to calculate the recharge continuously (Fig 5.).

#### BEHAVIOUR OF THE UNCONFINED GROUNDWATER ZONE

A number of informations were gathered in the recharge zone. They allowed a better understanding of the behaviour of the groundwater according to the hydraulic characteristics of the aquifer. The main source of data was hydrograms from different wells scattered throughout

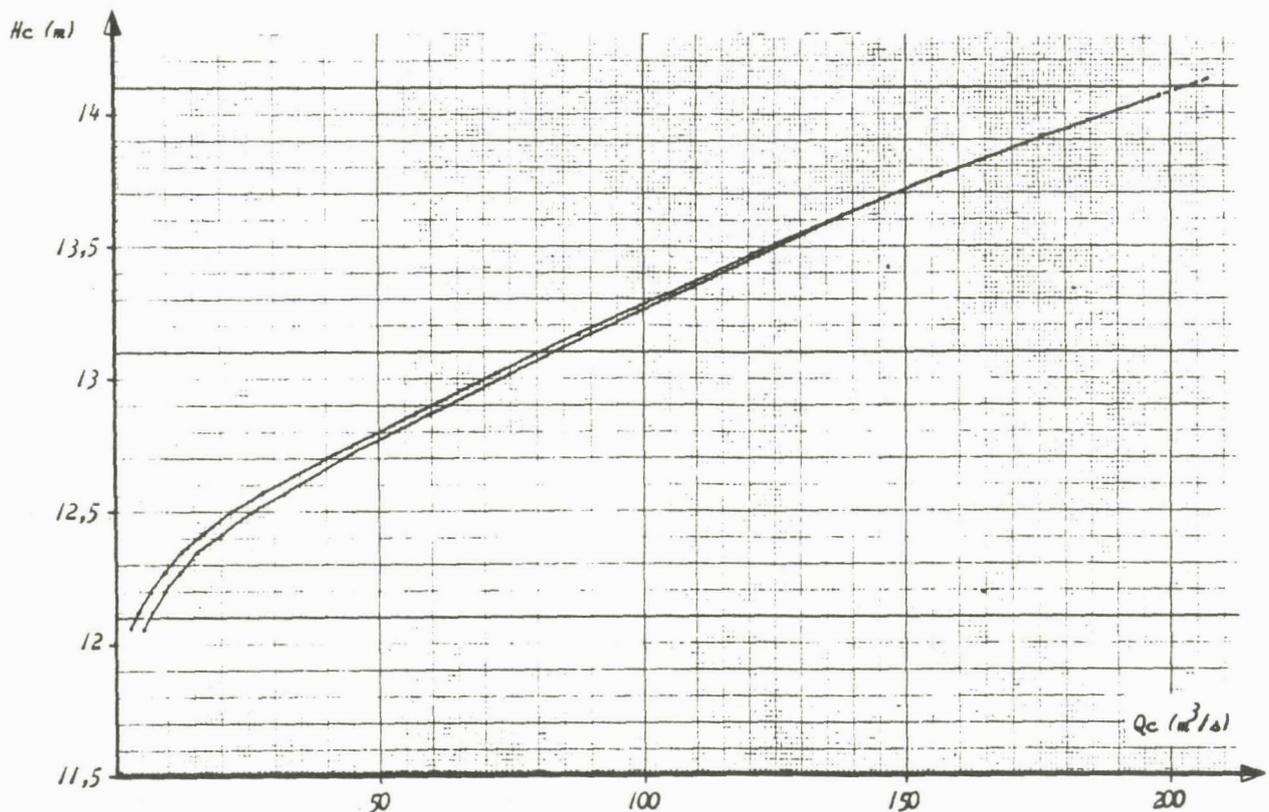


Fig 4. Water level in the Ngaruroro River ( $H_c$ ) Vs river discharge ( $Q_c$ ) measured at Chesterhope Station.

the unconfined zone and equipped with automatic water level recorder . A comparison between them allowed at once to determine the pressure wave transfer in the groundwater and the diffusivity of the aquifer.

#### Pressure wave transfer

Each pair of hydrograms was cross-correlated with a time-step of six hours. The best correlation coefficient corresponds to the time of the pressure wave to transfer from a well to the other. From the results of this cross-correlation study, an isochronal map was drawn up, this allows to establish the competitive aspect between the minor and the major recharge zones (Fig 6.). This document can only be approximative because of the time-step chosen, but it already shows a far more complex situation than the piezometric map.

#### Determination of the diffusivity

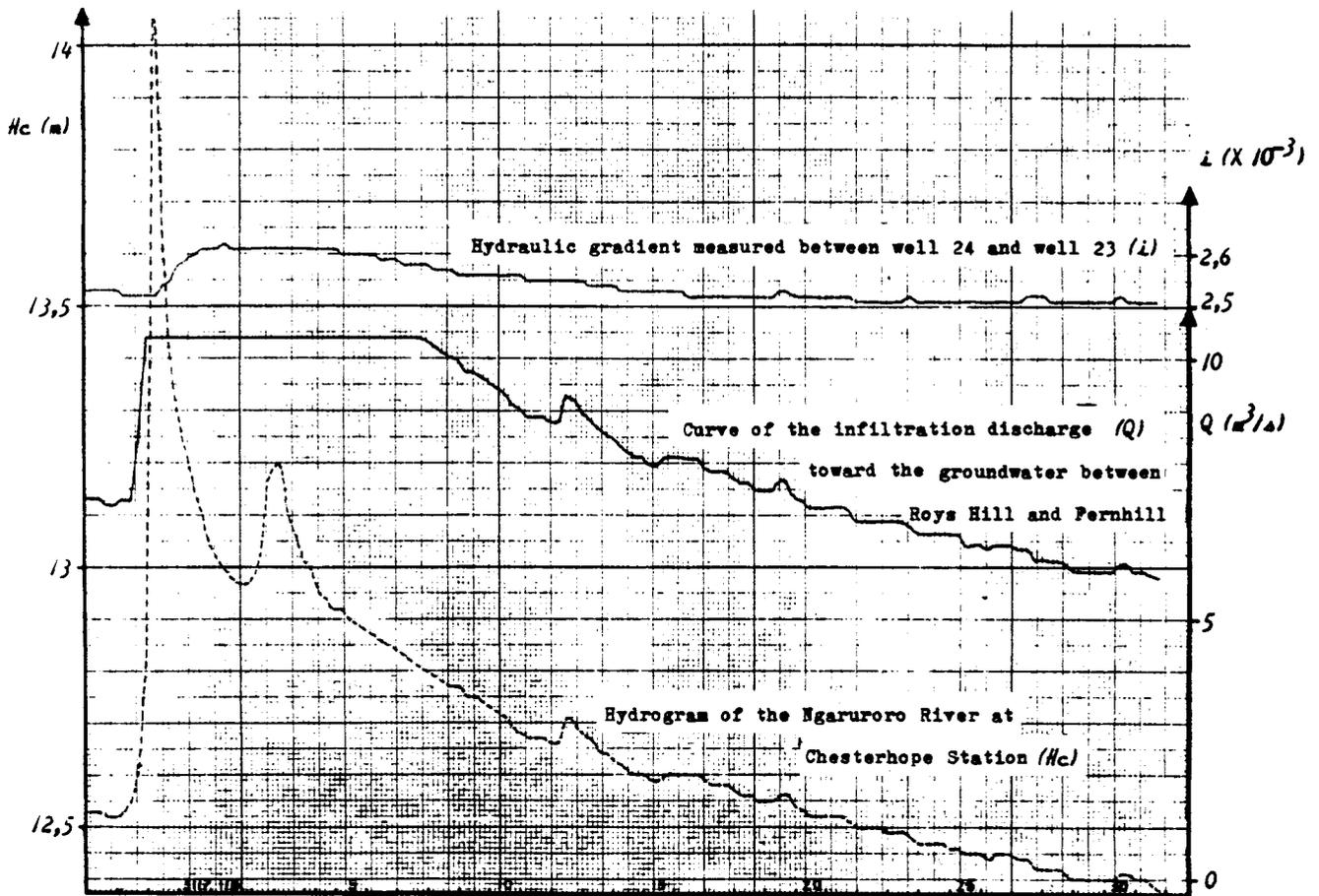


Fig 5. Determination of the infiltration discharge ( $Q$ ) from the Ngaruroro River in the major recharge zone (the wells 23 and 24 are located in Fig 6.).

Being in a semi-infinite aquifer, it is very easy to calculate the diffusivity by comparing the hydrograms of the river and those of the wells and considering that the increase in the river is almost instantaneous; we may then write (Degallier, 1969):

$$h = h_0 * \text{erf}(u)$$

$$u = \sqrt{(X^2 * S) / (4 * T * (t - t_0))}$$

$h_0$  is the instantaneous increase of the river level at the time  $t_0$

$h$  is the increase of the piezometric level in the well at the time  $(t - t_0)$

$X$  is the distance between the river and the well

$T/S$  is the diffusivity of the aquifer between the river and the well,  $T$  is the transmissivity and  $S$  the storage coefficient.

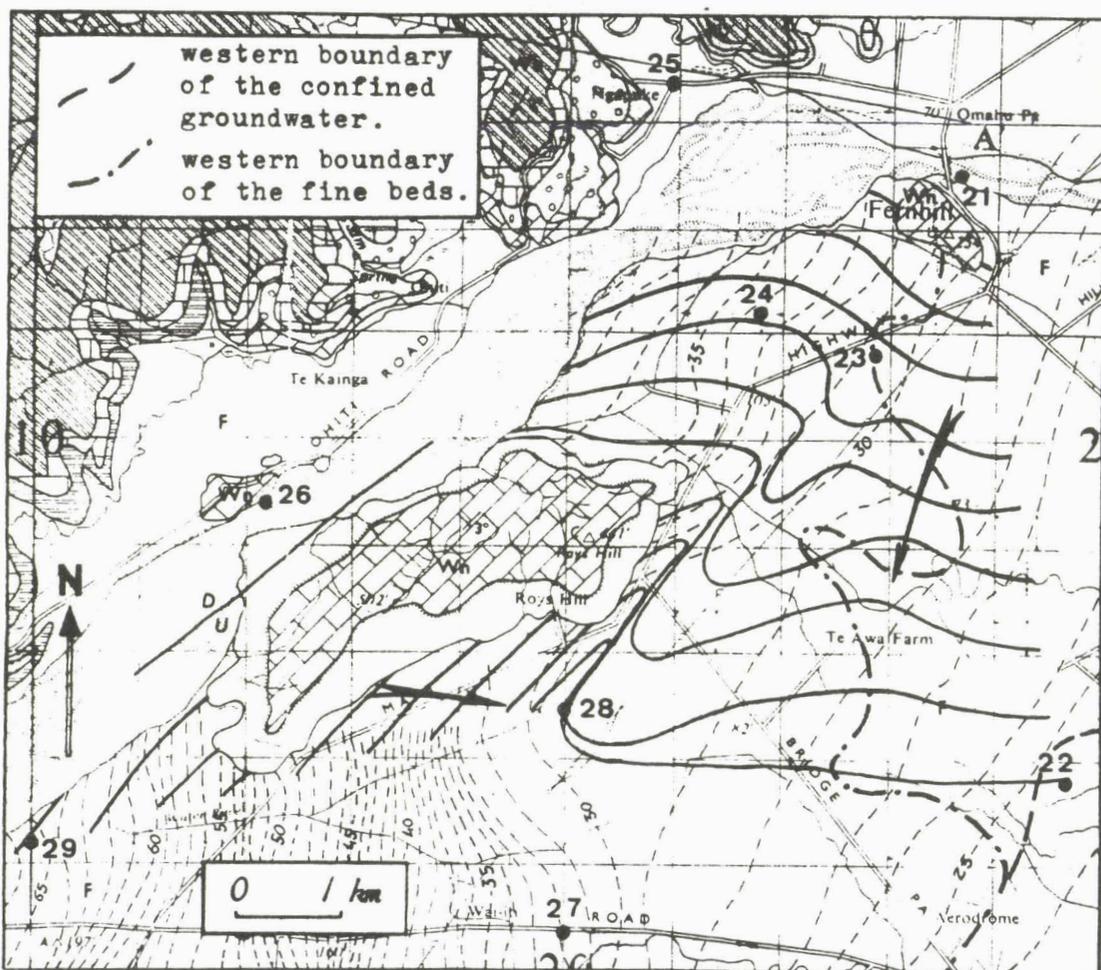


Fig 6. Isochronal map of the pressure transfers in the recharge area (the arrows are related to the pressure transfers, the equidistance between each curve is one day). (the piezometric curves are in dotted lines. MSL = 10 m).

The results were:	well 29:	$T/S = 0.91 \text{ m}^2/\text{s}$
	well 24:	$T/S = 5.86 \text{ m}^2/\text{s}$
	well 23:	$T/S = 53.15 \text{ m}^2/\text{s}$
	well 22:	$T/S = 30910 \text{ m}^2/\text{s}$

The diffusivity values increase eastward as the confined groundwater zone is approached. If we consider a uniform value of  $T = 0.33 \text{ m}^2/\text{s}$ , it is then possible to calculate  $S$  for each well; the results are:

well 29:	$S = 0.36$
well 24:	$S = 0.06$
well 23:	$S = 6.21 \times 10^{-3}$
well 22:	$S = 1.07 \times 10^{-5}$

The wells 29 and 24 values are similar to the porosity value of 0.25,

we are indeed in the unconfined zone.

The low value for well 23 shows that already fine beds of silt and argileous materials are encountered.

The very low value for well 22 is compatible with the confined groundwater zone.

The values of S are compatible with a uniform transmissivity of the aquifer.

### CONCLUSION

It has been possible to build a model of the recharge from the Ngaruroro River toward the aquifer. This model implied a maximum infiltration discharge due to the transmissivity of the aquifer. The determination of the diffusivity thanks to the hydrogram method showed that this transmissivity could effectively be uniform in the recharge zone. It does mean that the aquifer is of a simple pattern, growing in thickness and reducing the permeability eastward to maintain a uniform value of T inducing a maximum and constant recharge of  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  during flood periods.



COMPORTEMENT ET RECHARGE DE LA PARTIE LIBRE DE LA NAPPE DE  
HERETAUNGA PLAINS (HAWKE'S BAY, NOUVELLE ZELANDE).

La nappe de Heretaunga Plains est à l'origine d'un développement important de l'agriculture dans la région de Hawke's Bay. Il est en effet à remarquer qu'en été, les prélèvements effectués pour les besoins agricoles engendrent un bilan de l'eau dangereusement déficitaire.

Le but de cette étude fut d'essayer de mieux connaître le processus de recharge de la nappe. Deux aspects du problème ont été plus particulièrement étudiés:

- tout d'abord, le mécanisme de recharge en essayant de quantifier le débit des infiltrations de la rivière Ngaruroro vers la nappe. Il a été possible de présenter un modèle de la recharge en fonction de la Loi de Darcy et plus particulièrement de la surface mouillée de la rivière et du gradient hydraulique qui sont des données variables.
- Le comportement de la nappe dans la zone de recharge; il a été étudié à l'aide de la piézométrie et des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère qui ont permis de déterminer les directions et les vitesses d'écoulement. Les transferts de pression entre différents puits ont été étudiés au moyen d'un programme de corrélation; ils ont montré une certaine complexité de la nappe. Par opposition, la détermination de la diffusivité a permis d'indiquer qu'il existait une relative uniformité de la transmissivité et par là même un débit constant dans la nappe durant les périodes de crue.

**Mots clés:** Nouvelle Zélande, Hydrogéologie, alimentation naturelle, régime permanent.

**Key words:** New Zealand, Hydrogeology, natural recharge, permanent flow.

BEHAVIOUR AND RECHARGE OF THE HERETAUNGA PLAINS UNCONFINED  
GROUNDWATER SYSTEM (HAWKE'S BAY, NEW ZEALAND).

The Heretaunga Plains groundwater system has had a major effect on agricultural development of the Hawke's Bay region. This has proved to be the main point as in summer the water supply for agricultural needs is so important that the water balance becomes dangerously in deficit.

This study intended to clarify the recharge process of the groundwater. Two different aspects of the study were carefully regarded:

- firstly the recharge mechanism and especially to quantify the discharge of water infiltrating from the Ngaruroro River into the aquifer. The different factors of the recharge were considered in relation to Darcy's Law and it was possible to present a model according to these factors and especially the wetted surface of the Ngaruroro River and the hydraulic gradient which are both variable.
- The behaviour of the groundwater in the recharge area; it was studied thanks to piezometric informations and the hydraulic characteristics of the aquifer. This permitted to determine flow directions and rates but also to study the pressure wave between different wells by means of a cross-correlation programme. The pressure wave study showed a certain complexity of the groundwater, on the other hand the determination of the diffusivity in different parts of the area has indicated that there exists a certain uniformity of the transmissivity, therefore, a relatively constant discharge in the groundwater even during flood periods.

