

50376
4996
422

N° d'ordre : 1821

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le grade de

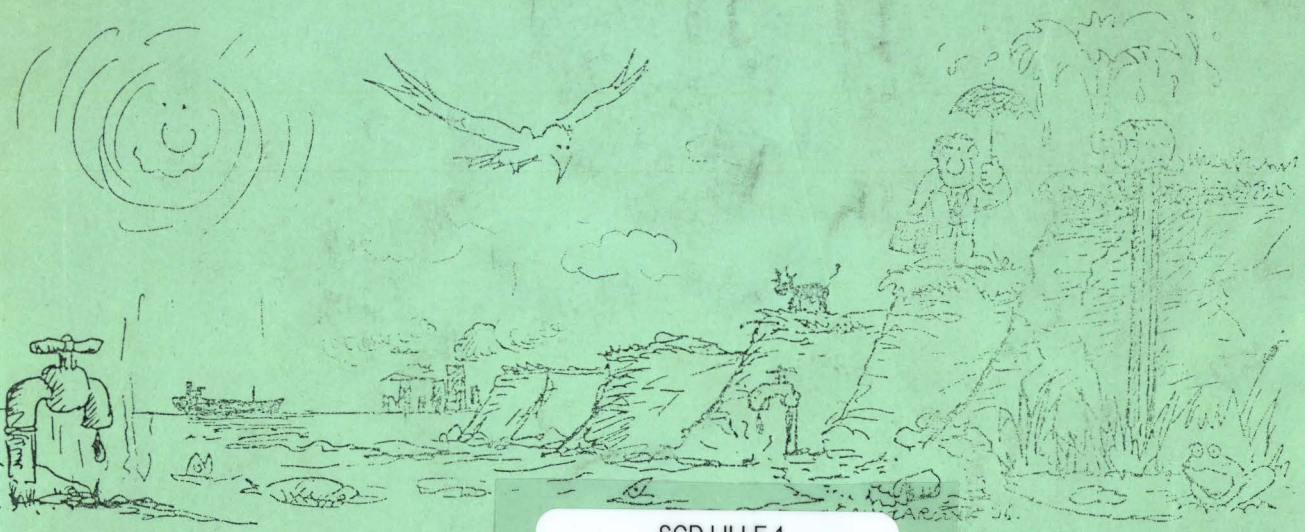
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOSCIENCES
(HYDROGEOLOGIE)

39 601

LIMITES LITTORALES DE LA NAPPE DE LA CRAIE
dans la Région Nord-Pas-de-Calais
- Relations eaux souterraines - eaux superficielles - mer

par

Barbara LOUCHE



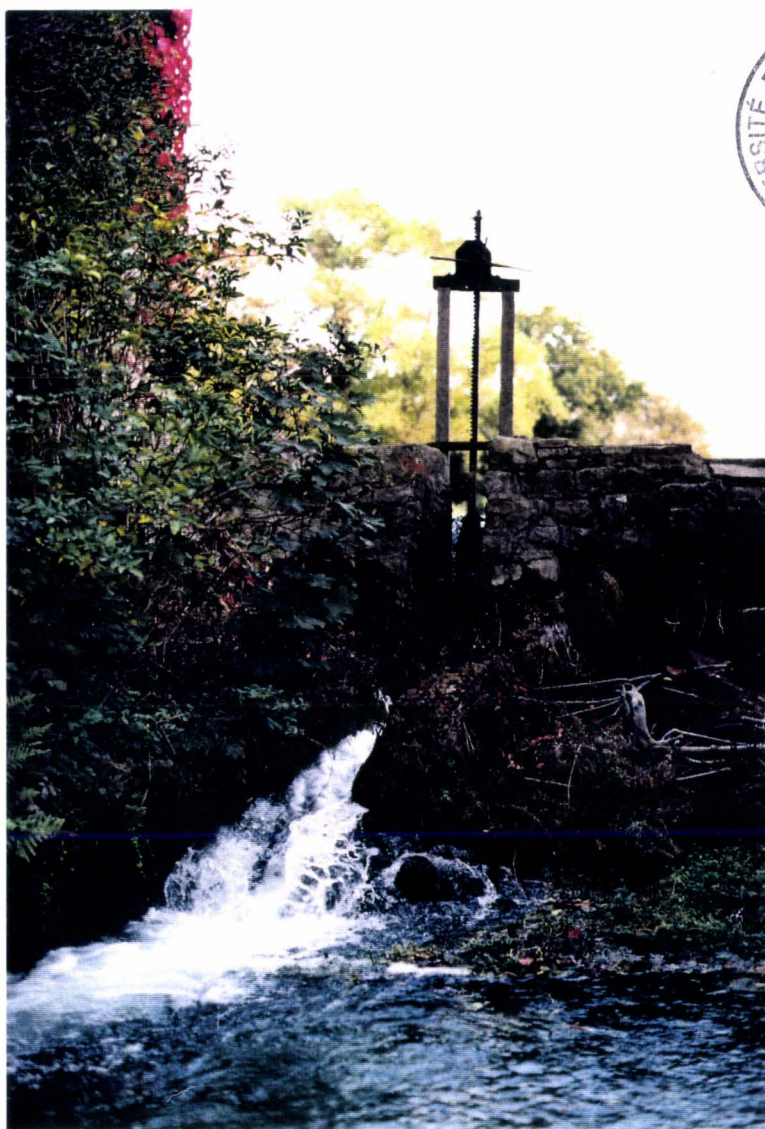
Soutenue le 15 octobre 1996 devant la commission d'examen :

Président du jury : N. CRAMPON, Directeur de Thèse, Professeur à l'Université d'Artois

Rapporteurs : B. BLAVOUX, Professeur à l'Université d'Avignon
A. MONJOIE, Professeur à l'Université de Liège

Examineurs : P. BRACQ, Co-directeur de Thèse, Maître de Conférences à l'Université du Littoral
E. CARLIER, Professeur à l'Université d'Artois
F. DELAY, Maître de Conférences à l'Université de Paris VI
J. FERRIERE, Professeur à l'Université de Lille

50376
1996
422



*La nature indifférente au rang social
des individus, ignore le protocole et
les privilèges, comme les supercheries
et les truquages...*

*Cela suffirait à me la rendre aimable
si je ne l'aimais depuis toujours !*

Léon Foch (1898-1974)

PREFACE

S'étendant sur le cinquième du territoire de la France continentale (110 000 km²), les dépôts crayeux du Crétacé supérieur du Bassin de Paris et du Nord de la France constituent l'un des aquifères les plus productifs du pays (1/7 des ressources en eau souterraine, soit plus d'un milliard de mètres cubes par an). Ce vaste aquifère continental, majoritairement drainé vers la Manche et, de moindre façon, vers l'Océan Atlantique et la Mer du Nord, est brusquement interrompu au Nord-Ouest, à l'aval donc de la majeure partie des écoulements superficiels et souterrains, par le littoral de la Manche et de la Mer du Nord, sur près de 300 km, de Sangatte, près de Calais, jusqu'à Houlgate, en Normandie.

Cette limite littorale revêt deux configurations morphologiques principales :

- . des falaises (Blanc-Nez , Normandie) ;
- . des coteaux crayeux plongeant sous une plaine littorale maritime récemment exondée (Flandre maritime, Bas-Champs artésiens et picards) dont la limite continentale peut être soulignée par une falaise morte parfois encore visible.

Sur le plan hydrologique, le littoral est ainsi un lieu d'échange entre eaux douces souterraines (nappes), eaux douces superficielles (marais, pannes, rivières), eau salée libre (mer) et eaux salées souterraines (intrusions marines en nappe) ; mais ces échanges sont tributaires des fluctuations du niveau marin (à l'échelle géologique) et de la dynamique propre à chaque type d'écoulement.

Outre l'intérêt scientifique de recherches sur la structure de ces aquifères et les modalités de recharge puis d'écoulement des nappes ou des réseaux aquifères (voire karstiques) dans les conditions interfaciales d'échange qu'elles présentent, ces régions littorales connaissent des problèmes spécifiques, tels que les modifications de la ligne de rivage et la mobilité des massifs dunaires, qui ne sont pas sans répercussion sur l'environnement naturel comme sur les zones d'habitation. Les nombreux aménagements, liés notamment au développement du tourisme (extension de zones d'habitat saisonnier, de parcs de loisir, de terrains de golf) et aux voies de communication, nécessitent à la fois de faire appel à des ressources accrues en eau douce souterraine et d'en préserver la qualité contre les risques de contamination (rejets d'effluents, fertilisants et produits phytosanitaires, accidents de transport, pompages inconsidérés favorisant l'intrusion d'eau salée).

De plus, la présence de marais, d'étangs et de mares en milieu dunaire, rappelle l'équilibre précaire qui existe entre la nappe superficielle, les ruisseaux (partiellement temporaires), la végétation, les précipitations et les niveaux de la mer. Des fluctuations apparaissent et des mares

s'assèchent, perturbant les écosystèmes aquatiques. Des Réserves Biologiques Naturelles ont été créées : si les hydrosystèmes qui en garantissaient jusqu'alors la qualité venaient à être perturbés, elles n'auraient plus de raison d'être.

C'est dans ce contexte à la fois scientifique et environnemental qu'est née l'idée de lancer une action de Recherche Hydrogéologique sur les Limites Littorales de la Nappe de la Craie dans la Région Nord Pas-de-Calais : Relations Eaux Souterraines - Eaux Superficielles - Mer. Cette action a pu être engagée à la fin de l'année 1993, pour une durée de trois ans, sur co-financement du Conseil Régional du Nord Pas-de-Calais, de l'Agence de l'Eau Artois-Picardie et du Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres (Allocation de Recherche pour thèse et moyens d'étude). Elle concerne le seul littoral du Pas-de-Calais avec une légère incursion dans la Somme (Nord du Marquenterre).

Malgré son caractère spécifiquement hydrogéologique, cette recherche littorale n'est nullement une action isolée :

. Elle prolonge des recherches plus circonscrites, comme celle effectuée à la demande de l'Espace Naturel Régional (Antenne Littorale de Wimereux, devenue depuis EDEN 62) sur le Fonctionnement Hydrogéologique de la Plaine Littorale - Réserve Naturelle de la Baie de Canche (I. Quenton, DEA 1992), dont elle a bénéficié au niveau à la fois de quelques équipements de mesure mis en place et des observations antérieures.

. Elle intègre le volet hydrogéologique d'une Etude des dunes littorales de Picardie, sur les propriétés du Conservatoire du Littoral - Description, évaluation et recommandations de gestion (botanique, ornithologie, batrachologie, entomologie, géomorphologie, hydrogéologie) coordonnée par le Conservatoire des Sites Naturels de Picardie, à la demande du Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres (B. Louche, deux rapports 1994).

. Elle englobe les recherches engagées presque simultanément, à l'initiative de l'Office National des Forêts, dans le cadre du Projet Européen LIFE 92-FR-013 Biodiversité et Protection Dunaire sur la zone pilote de Merlimont (Pas-de-Calais), étude également multidisciplinaire (géomorphologie, télédétection, biogéographie, phytosociologie, hydrogéologie), qui permet de préciser, en ce qui concerne l'aspect hydrogéologique, les relations entre les divers aquifères et avec les eaux de surface, tant douces que marines dans un secteur très limité mais bénéficiant de quelques équipements de mesure (K. Pauquet DEA 1994, rapport B. Louche 1995, publication B. Louche *et al.*, 1995).

. Elle s'est tout naturellement interconnectée avec le Projet DYSCOP II, dont le volet hydrogéologique proposé par la JE 231 et intitulé Dynamique des Hydrosystèmes Souterrains Côtiers, a pu être engagé en 1995-96, avec notamment des investigations géophysiques pour la reconnaissance de la structure des aquifères sous la plaine maritime entre Canche et Authie, et une première tentative de modélisation hydrodynamique.

Il a donc fallu répondre à des objectifs différents, bien que complémentaires, dans le cadre de plusieurs actions de recherche simultanées et multidisciplinaires, tout en les intégrant dans le cadre d'ensemble de l'étude hydrogéologique des limites littorales de la Nappe de la Craie. Nous y avons été aidés par un Comité de Pilotage, spécialement mis en place, comprenant, outre le responsable scientifique du Projet, des représentants du Conseil Régional Nord Pas-de-Calais (MM. Y. Despeyroux & P. Jodon, DEED), du Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres (M. E. Dubaille, Mme O. Huret), de l'Agence de l'Eau Artois-Picardie (M. D. Bernard), du Service Géologique Régional du BRGM (M. J.Y. Caous) et de la Direction Régionale de l'Environnement (M. F. Verley). Ce comité s'est réuni à la fin des deux premières années, les 1^{er} décembre 1994 et 14 décembre 1995. En outre une sortie-discussion sur le terrain a eu lieu le 6 juin 1994, avec 21 participants (DEED, DIREN, BRGM, Agence de l'Eau, Conservatoire du Littoral, ENR, EDEN 62, Conservatoire des Sites Naturels de Picardie, Université d'Artois, de Lille I, du Littoral, de Picardie).

Enfin, la plupart des résultats de recherche présentés dans le mémoire qui suit (mémoire de thèse faisant aussi office de rapport final d'étude) n'auraient pu être obtenus sans la consultation d'archives et de documents de l'Agence de l'Eau Artois-Picardie (M. D. Bernard), du Service Géologique Régional (M. J.Y. Caous) et d'Eurotunnel (M. D. Guyot-Sionnest), sans la collaboration des chercheurs du Laboratoire de Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection Géophysique de l'Université de Liège (Professeur A. Monjoie, M. V. Hallet), ni les ingénieurs et techniciens de l'ONF (M. Ph. Payen, M. B. Gilson), ni ceux du Centre National de la Mer NAUSICAA (MM. Ph. Valette, S. Hénard & D. Tirmarche), ni sans la connaissance du sous-sol de M. Lejeune, le foreur local, ni sans les mesures sur le terrain, en particulier de MM. G. Terrasse (Conservatoire du Littoral), B. Gilson (ONF) et P. Fosset (Garde-Chasse dans le Marquenterre).

A tous ceux qui ont soutenu cette Action de Recherche, que ce soit par leur appui scientifique, moral, financier, documentaire, technique ou par les autorisations appropriées, nous exprimons notre gratitude, en espérant que les résultats obtenus par Mademoiselle Barbara Louche en soient aussi une forme d'expression.

A Villeneuve d'Ascq, le 9 juillet 1996

Le Directeur de la JE 231, Hydrogéologie,
Structure et Matériaux des Milieux Carbonatés

Professeur N. CRAMPON

AVANT-PROPOS

A l'issue de ce travail, je tiens à exprimer ma gratitude aux nombreuses personnes qui ont participé directement ou indirectement à son élaboration. La liste s'avère longue certes, mais n'est pourtant pas exhaustive. Que ceux que j'aurais pu oublier m'en excuse.

Je remercie vivement et chaleureusement :

Les membres du jury de leur intérêt manifesté à cette étude et d'avoir accepté de bien vouloir la juger ;

Le Conseil Régional du Nord Pas-de-Calais, l'Agence de l'Eau Artois-Picardie et le Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres qui ont assuré le financement de mes recherches ;

Monsieur le Professeur Norbert Crampon, Directeur de la Jeune Equipe 231, "Hydrogéologie, structure et matériaux des milieux carbonatés" de l'Université des Sciences et Technologies de Lille qui, après m'avoir donné goût à l'hydrogéologie, m'a confié ce sujet de recherche en me laissant bien souvent gérer mon travail tout en apportant les critiques et conseils nécessaires lors de son élaboration ;

Monsieur Pierre Bracq, Maître de Conférences à l'Université du Littoral, pour son entière disponibilité et son appui constant, particulièrement appréciables lors des moments difficiles. Son plus grand mérite a été néanmoins de m'avoir acceptée et supportée dans son bureau durant ces trois années au cours desquelles l'humour quotidien était le maître mot du travail ;

Messieurs Frédéric Delay et Erick Carlier, respectivement Maître de Conférences à l'Université de Paris VI et Professeur à l'Université d'Artois pour leur aide à la modélisation de l'aquifère crayeux. Une pensée particulière pour Frédéric Delay, pour les nombreux samedis passés à résoudre les problèmes qui se sont posés tout au long du calage du modèle ainsi que pour ses nombreux conseils ;

Vincent Hallet, chercheur à l'Université de Liège, avec qui a été réalisée toute la partie géophysique. Sa connaissance en hydrogéologie et sa capacité à allier technique et pratique ont permis de mener au mieux le déroulement des journées de terrain ;

Monsieur Philippe Recourt, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, du temps passé à la réalisation du dosage des cations, durant lequel sa patience a su déjouer les nombreux problèmes techniques rencontrés ;

Nausicaa, où j'ai été accueillie très gentiment pour la réalisation du dosage des anions. Je tiens plus particulièrement à exprimer ma reconnaissance à Denis Tirmarche et Stéphane Hénard pour leur disponibilité et leur efficacité ;

Monsieur Jean-Yves Caous et Madame Charlotte Vinchon, Bureau de Recherches Géologiques et Minières de Lezennes, pour leurs commentaires précieux ;

Monsieur Michel Bakalowicz, Chargé de Recherches C.N.R.S. au B.R.G.M. de Montpellier pour avoir accepté de relire les sous chapitres relatifs aux études hydrochimique et hydrodynamique des sources ;

Monsieur Blu, qui m'a remémoré le principe du jaugeage ;

Max, pour m'avoir expliqué les différentes méthodes utilisées pour l'étude des sources ;

Anne-Sophie, une amie pour les nombreuses journées de terrain passées ensemble et son secours vestimentaire lors de nos nombreuses péripéties. Je ne sais comment lui exprimer toute ma reconnaissance et mon amitié pour son aide aussi bien morale que logistique à la réalisation de ce travail ;

Christian Lamouroux, pour tous les conseils reçus et discussions partagées, donnant lieu ainsi à d'agréables moments de détente ;

Christophe, qui grâce au " rendez-vous café " m'a motivée voire obligée à me lever très tôt tous les matins ;

Manu, qui tel un tonnerre, a toujours su rattraper les coups et caprices informatiques de dernières minutes ;

Tous ceux qui m'ont aidé d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ce travail, je ne peux les citer tous, ils se reconnaîtront, en particulier Frank, Jean-Luc, Nelly ainsi que Madame Vachard, Madame Rose et Bill ;

Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements aux personnes qui ont participé à la récolte des données sur le terrain, mais aussi au "support logistique" :

Monsieur et Madame Duporge, pour le relevé journalier de l'échelle limnimétrique à Airon-Saint-Vaast et leur amabilité ;

- . Madame Maillard, pour m'avoir laissée libre accès à sa propriété ainsi que pour son hospitalité ;
- . Olivier Houdain pour le suivi durant deux ans des points de mesures répartis dans le Golf Belle Dune à Fort-Mahon ainsi qu'à l'ensemble de l'équipe pour leur accueil ;
- . Gilbert pour son suivi acharné des piézomètres situés dans la Réserve Naturelle de la Baie de la Canche ;
- . Bernard et Jean-Robert, pour le suivi constant de la source de Bronne ;
- . Monsieur Paul Fosset pour le relevé journalier des échelles et du pluviomètre ainsi que pour son accueil mensuel chaleureux ;
- . Monsieur Lejeune pour tous ses “ tuyaux ” et les portes qu'il m'a ouvertes très gentiment sur le terrain ;
- . Monsieur Gilson et Emmanuel pour les relevés effectués dans la Réserve Biologique de Merlimont ;

Mais également à tous ceux qui m'ont autorisé l'accès à leur puits ou forage. Je ne citerai là aucun nom pour permettre à certain d'entre eux de préserver leur anonymat.

Christian Ganczarzyck, pour le chef-d'oeuvre de la couverture ;

Christian, pour ta présence et ton attention dans les moments les plus déroutants et pour tous les instants space passés ensemble.

Je terminerai en dédiant ce travail à mes parents qui m'ont toujours laissée libre choix quant à l'orientation de mes études et qui ont toujours été présents d'un point de vue aussi bien moral que financier. Ce travail leur appartient car, sans eux, il n'aurait pu aboutir.

RESUME

La limite de la nappe de la craie a été étudiée sur le littoral Nord Pas-de-Calais et plus précisément entre le Sud de la Boutonnière du Boulonnais et l'Authie. Cette nappe passe d'un état libre à captif sous la plaine littorale par superposition des aquifères quaternaires des Bas-Champs et des dunes. On observe, au contact des eaux marines, des échanges plus ou moins localisés entre ces divers types d'eau. Quelques études antérieures, essentiellement piézométriques et hydrologiques, ont décrit l'existence d'hétérogénéités dans la répartition des caractéristiques hydrodynamiques.

Des études piézométriques réalisées au sein du massif dunaire ont permis de démontrer que les échanges verticaux dans la plaine maritime, varient selon les endroits, entre nappes superficielles (nappe libre des dunes, nappe et réseau de drainage des formations quaternaires marines) et profondes contenues dans le substratum crayeux fracturé. L'utilisation conjointe de l'hydrochimie et de la géophysique démontre que sous la plaine maritime, l'aquifère crayeux est caractérisé par la juxtaposition d'eaux, d'âge, de composition et d'origine différentes.

La modélisation des écoulements souterrains sur une superficie de 500 km² confirme l'existence de compartiments hydrogéologiques à comportements hydrodynamiques différents. De plus, même si l'analyse de suivis piézométriques suggère l'existence de phénomènes karstiques, l'étude hydrodynamique de trois sources ne l'a pas confirmé pour l'instant.

Les résultats obtenus par l'application de diverses méthodes ont permis de proposer une nouvelle définition de l'aquifère crayeux dans cette région. En effet, il doit être décrit comme la succession de compartiments hydrogéologiques délimités par des failles, lui conférant des caractéristiques hydrauliques spatialement différentes. Cette nouvelle représentation permet également d'expliquer la répartition de l'intrusion marine. La caractérisation hydrochimique met aussi en évidence une hétérogénéité, à l'échelle locale, pouvant être liée en certains endroits aux relations par drainance normale entre aquifères dunaire et crayeux.

ABSTRACT

The limit of the Chalk aquifer has been studied along the Nord Pas-de-Calais coastline, more specifically, between the south of Boutonniere du Boulonnais and Authie. This aquifer grades from an unconfined to a confined nature beneath the coastal plain due to the overlying Quaternary aquifers of the Bas-Champs and the dunes. Upon contact with the sea water, a varying degree of mixing is observed between the various water types. Previous studies, namely piezometric and hydrological, have revealed heterogeneities in the distribution of hydrodynamic characteristics.

Piezometric studies carried out in the dunes have revealed that vertical transfer, which varies locally, takes place in the coastal plain between the superficial aquifers (unconfined aquifer of the dunes, aquifer and drainage network in the Quaternary marine rocks) and the deep aquifers within the faulted chalky substratum. It has been shown by combining hydrochemical and geophysical techniques that the chalky aquifer beneath the coastal plain is characterized by the juxtaposition of waters of different age, composition and origin. The modelling of underground flow over an area of 500 km² has confirmed the existence of hydrogeological compartments that have different hydrodynamic properties. Furthermore, although analysis of the piezometric results suggests the existence of karst features, this has not yet been confirmed by the hydrodynamic study carried out for three sources.

The results acquired using several different methods enable the proposal of a new concept for the chalky aquifer in this region: it is considered to be composed of a succession of hydrogeological compartments bounded by faults, resulting in different hydraulic properties spatially. This new interpretation also ties in with the pattern of marine intrusion. The hydrochemical analyses also reveal a heterogeneity, of a much larger scale, that could be related in places to normal leakage between the aquifers beneath the dunes and those in the chalk.

INTRODUCTION

La Craie, d'âge Crétacé supérieur constitue l'aquifère le plus important du Bassin Artois-Picardie aussi bien par son étendue (8/10e du territoire) que par sa sollicitation (96% des prélèvements d'eau potable).

Ce réservoir crayeux, continu dans son ensemble est néanmoins affecté d'une série de failles. D'un point de vue morphologique, il est également entaillé par des vallées jouant un rôle important tant pour l'alimentation que pour le drainage de la nappe qu'il contient.

Le thème de cette recherche porte essentiellement sur les limites littorales de la nappe de la Craie du Nord Pas-de-Calais. Le secteur est divisé en deux unités par la Boutonnière du Boulonnais composée de terrains d'âge anté Crétacé supérieur (fig. 1) :

- la partie septentrionale, limitée au sud par la Faille de Landrethun et au nord par la falaise fossile de Sangatte, au-delà de laquelle se trouve la plaine maritime flamande ;
- la partie méridionale partant du Sud de la boutonnière du Boulonnais jusqu'au Nord du Marquenterre, elle-même divisée en trois unités par les rivières de la Canche et de l'Authie.

Vers l'intérieur des terres la limite a été fixée arbitrairement au bord Est des cartes géologiques correspondantes, c'est-à-dire Marquise, Boulogne, Montreuil et Rue.

La nappe de la craie est sur le littoral en relation d'une part avec l'eau de mer et d'autre part avec une nappe située dans les formations quaternaires.

Si la connaissance de l'aquifère crayeux pour l'importance des ressources en eau n'est plus à démontrer, il est un autre ensemble qui n'est pas à négliger : il s'agit de la nappe contenue dans les formations constituant la plaine littorale. En effet, cette zone renferme des milieux caractéristiques, riches d'un point de vue aussi bien faunistique que floristique, mais dont la préservation dépend de la persistance des différentes pannes humides. On peut citer par exemple le *Liparis de Loesel*, classé sur la liste Nationale des espèces protégées, dans la liste rouge Régionale des espèces menacées ainsi que dans les annexes II et IV du Journal Officiel des Communautés Européennes, qui est une orchidée très rare se développant dans ce type de milieu et menacée de disparition. Les pannes sont des dépressions dunaires au sein desquelles peuvent affleurer des plans d'eau lors de la remontée du niveau de la nappe quaternaire. Depuis quelques années une diminution du nombre de ces pannes humides a été constatée dans plusieurs réserves naturelles. Afin de comprendre la cause de cet

assèchement, il est donc primordial de connaître le fonctionnement de cette nappe et ses relations éventuelles avec la nappe de la Craie.

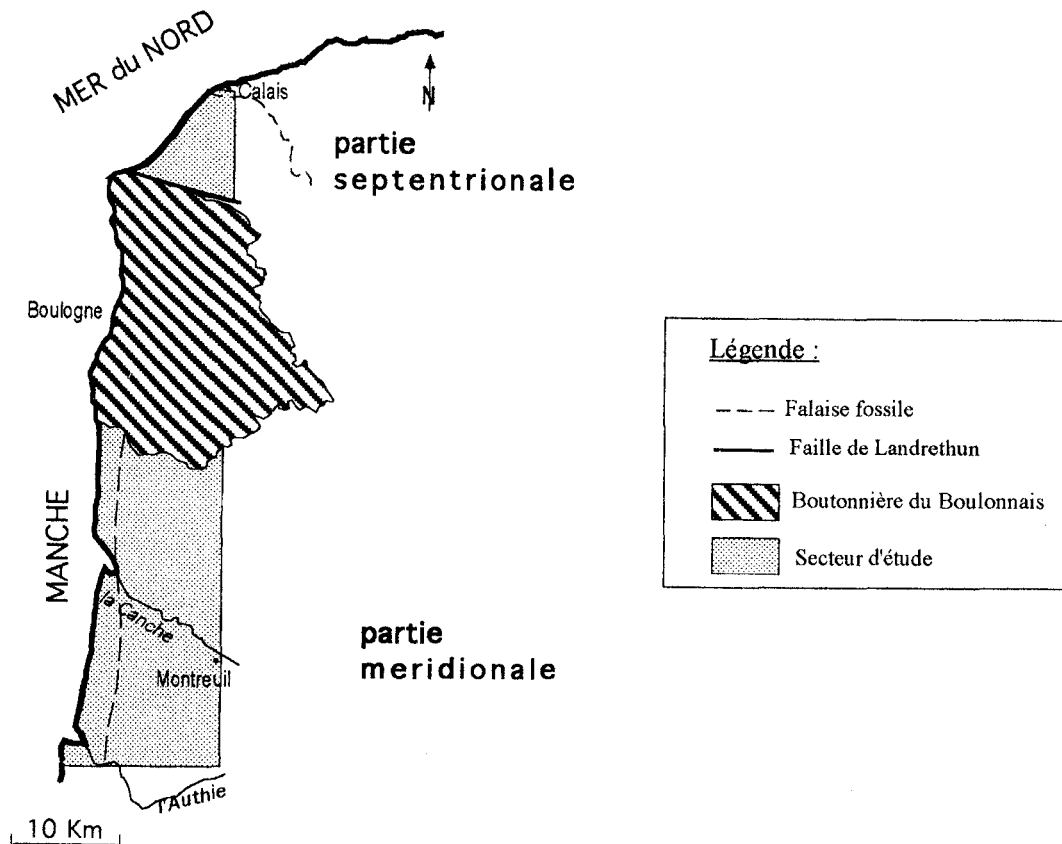


Fig. 1. Localisation géographique du secteur d'étude.

La compréhension de la géométrie de l'aquifère crayeux, des caractéristiques hydrogéologiques de la ou des nappes du Quaternaire, ainsi que la mise en évidence des relations existantes ou non nécessitent tout d'abord d'étudier le secteur d'un point de vue géologique, c'est-à-dire de définir la répartition spatiale des différents terrains présents, leurs caractéristiques stratigraphique et structurale.

L'objectif principal étant d'obtenir une visualisation relativement correcte des relations entre la nappe de la craie, la nappe dunaire et la mer, une connaissance relativement complète de ces divers ensembles s'avère donc impérative.

Pour mener à bien cet objectif, l'aquifère crayeux a été étudié à diverses échelles : tout d'abord à l'échelle régionale avec la piézométrie de l'ensemble du secteur mais également à l'échelle locale avec la réalisation de pompages d'essai ainsi que le suivi piézométrique de quelques points particuliers. De plus, quatre sources, exutoires de l'aquifère crayeux, sont caractérisées par des

débits relativement importants. Celles-ci ont été étudiées grâce à des méthodes tout à fait classiques en hydrogéologie, à savoir une analyse des débits ainsi qu'un suivi hydrochimique.

Pour la nappe dunaire, trois sites ont été plus particulièrement suivis. Il s'agit de la Réserve Naturelle de la Baie de Canche, de la Réserve Biologique de Merlimont et de la Dune de l'Authie. Les résultats obtenus sur ces sites ont été ensuite corrélés aux données obtenues dans la craie afin de mettre en évidence les relations entre ces différents aquifères.

Une meilleure connaissance aussi bien de l'aquifère crayeux que de ses relations avec les aquifères quaternaires a permis d'appliquer un modèle numérique (code Modflow) afin de compléter et de confirmer les divers résultats.

En ce qui concerne la relation aquifère crayeux-mer, celle-ci a été abordée essentiellement par une série de prélèvements chimiques corrélée avec les résultats obtenus par la réalisation de campagnes géophysiques.

Seule l'utilisation de ces différentes méthodes, c'est-à-dire l'hydrogéologie classique, hydrochimie et la géophysique a permis d'obtenir une visualisation d'ensemble sur les écoulements et les relations entre les trois masses d'eau caractéristiques du littoral Nord Pas-de-Calais.

CHAPITRE I

I. CONNAISSANCES GENERALES DU SECTEUR D'ETUDE

A) INTRODUCTION

Depuis le Cénomaniens (base du Crétacé supérieur), époque à partir de laquelle s'est déposé le faciès crayeux dans le Nord de la France, une succession d'événements d'origine paléogéographique et tectonique a permis le dépôt et la répartition des différentes formations qui vont nous intéresser lors de l'étude hydrogéologique. Le Crétacé supérieur est marqué par une transgression de type eustatique qui atteindra son maximum au Sénonien. Au Crétacé terminal, la mer se retire. Cette émergence permet à l'érosion de commencer à modeler les différentes formations. L'importance des phénomènes tectoniques qui se sont produits pendant l'émergence fini-crétacée et avant les transgressions tertiaires va jouer un rôle capital. Ces événements permettent notamment d'expliquer la répartition des dépôts tertiaires. Ensuite vient le Quaternaire caractérisé par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires. C'est pendant cette période que le détroit du Pas-de-Calais, d'origine tectonique (Colbeaux *et al.*, 1980) va s'individualiser permettant d'obtenir un littoral dont le tracé était au Pléistocène moyen récent (-0,4 Ma) proche de l'actuel (fig. 2).

C'est donc l'ensemble de ces événements qui a contribué à donner au secteur d'étude sa morphologie actuelle. Si l'on s'intéresse à la répartition des affleurements de la Craie et à sa position géographique par rapport au littoral, il est aisé de constater que celle-ci est variable (fig. 3).

Ainsi trois secteurs différenciés par la répartition des dépôts quaternaires ainsi que par leur morphologie côtière peuvent être distingués :

- le secteur du Blanc-Nez où la nappe de la craie en position libre peut être suspendue ou donner naissance à une série de sources sur l'estran ;
- le secteur Hardelot-Baie de Canche où les coteaux crayeux limités par une falaise morte d'âge Eémien (Pléistocène supérieur) sont directement au contact des dunes littorales à l'Ouest ;
- entre la Baie de Canche et l'Authie ainsi que dans le Nord-Marquenterre où les falaises mortes rectilignes, entaillées de nombreux vallons secs, sont séparées du massif dunaire par une plaine littorale (zone des Bas-Champs).

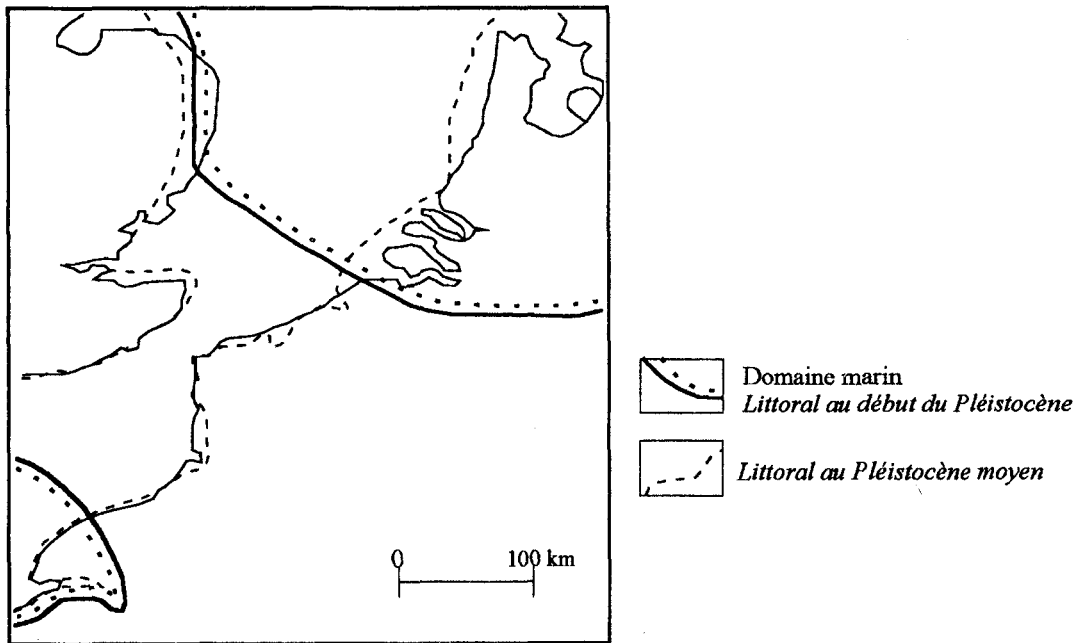


Fig. 2. Changement des littoraux au Quaternaire dans l'Europe du Nord-Ouest (Somme, 1975).

Avant d'entamer les volets stratigraphique et structural qui présentent, comme souligné dans l'introduction générale, la base des connaissances nécessaires à une meilleure compréhension des phénomènes hydrogéologiques, l'intérêt va être porté en premier lieu sur l'évolution géomorphologique.

Néanmoins, si une bonne connaissance de la géologie du secteur est indispensable à l'interprétation des différentes données hydrogéologiques, il est nécessaire avant tout de bien cerner le régime de recharge pluviométrique. Pour cela, la climatologie du secteur d'étude va être décrite de manière très succincte. Ces données argumenteront par la suite aussi bien l'interprétation de l'évolution piézométrique des différentes nappes que l'étude hydrodynamique des différentes sources.

B) CLIMATOLOGIE

1. Introduction

La connaissance de l'évolution pluviométrique est très importante pour la compréhension du comportement piézométrique aussi bien de la nappe de la Craie que des autres nappes présentes dans le secteur d'étude. En effet, l'alimentation des nappes, lorsqu'elles sont libres, dépend des précipitations mais également d'un certain nombre de paramètres qui régissent d'une part le ruissellement et d'autre part l'évapotranspiration. Après un bref exposé des différents paramètres climatiques dont nous disposons et qui influencent la recharge de la nappe, une discussion

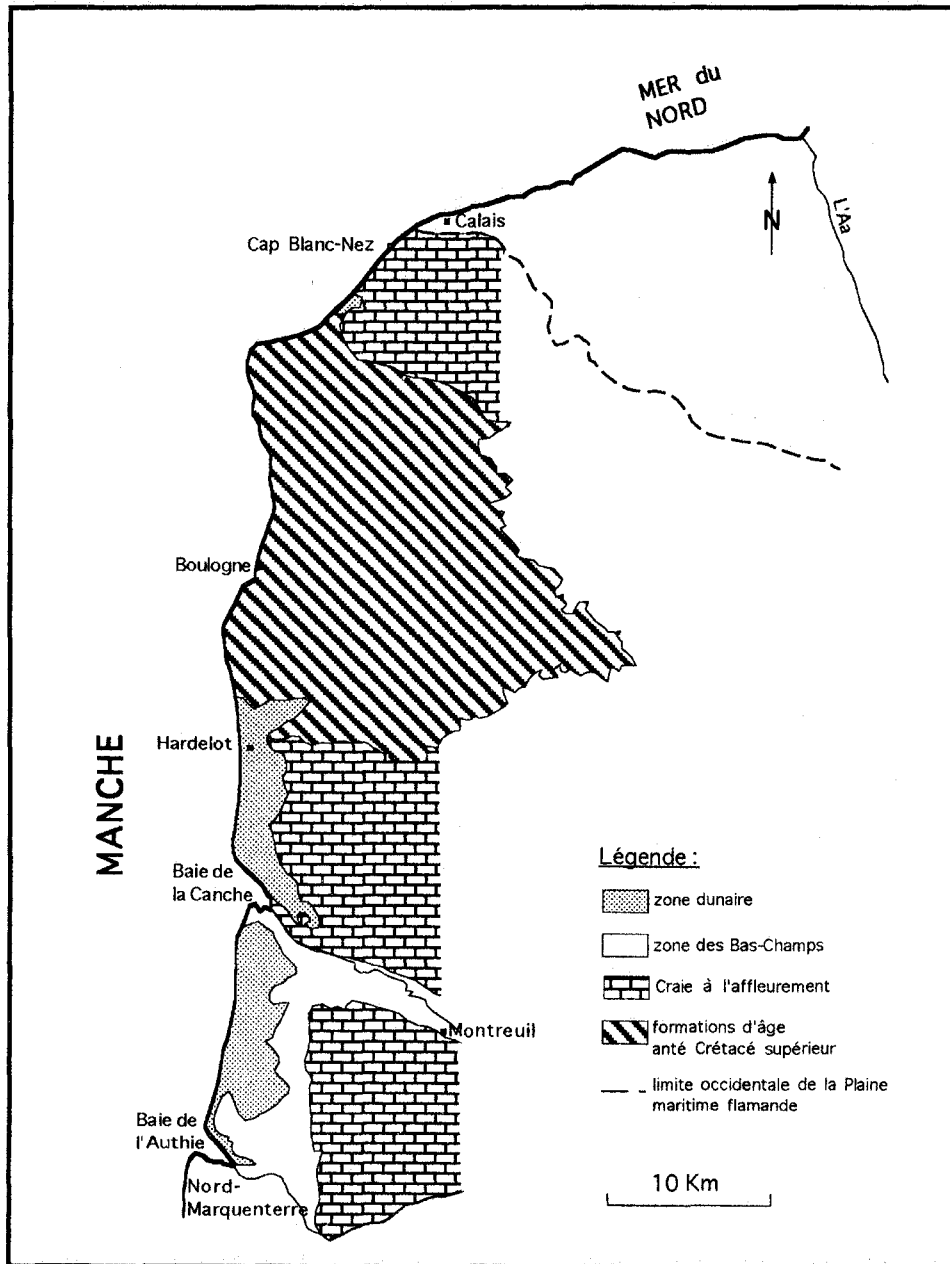


Fig. 3. Limite littorale d'affleurement de la Craie.

concernant l'évolution pluviométrique depuis quelques années sera abordée grâce aux données recueillies auprès de Météo - France. Ces différents résultats seront comparés à ceux obtenus par l'installation, par nos soins, d'un pluviomètre et d'une station thermométrique à Fort-Mahon.

2. Description des paramètres climatiques.

a) Précipitations

En ce qui concerne les précipitations, l'analyse de données pluviométriques dans différentes stations dispersées sur l'ensemble du secteur a permis de démontrer que leur répartition dépend de

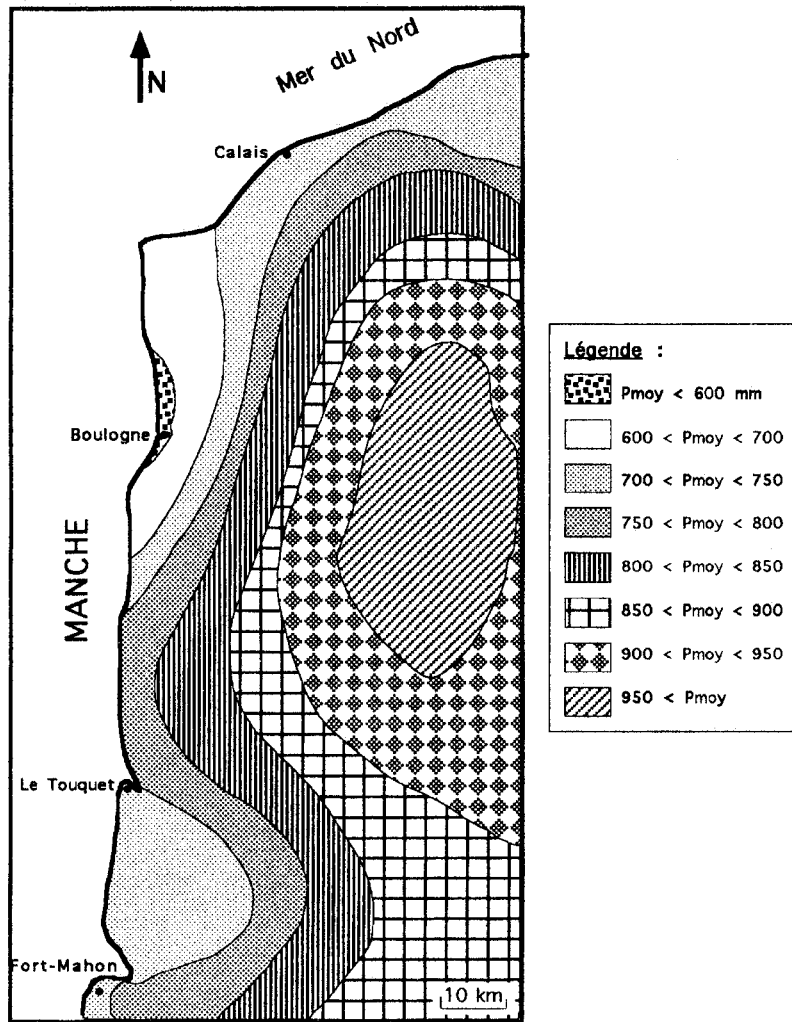


Fig. 4. Carte des isohyètes des précipitations moyennes annuelles de 1956 à 1975 (Beckelynck,1981).

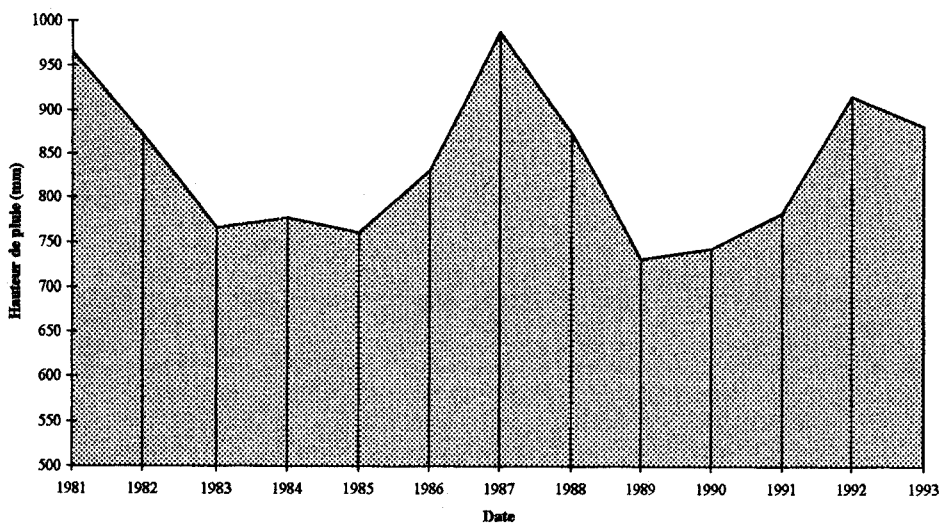


Fig. 5. Evolution des précipitations au Touquet de 1981 à 1993.

manière générale, d'une part de l'altitude et d'autre part de la distance de la station par rapport à la mer. La précipitation annuelle est plus importante de 100 à 200 mm sur le plateau qu'en bordure de mer et croît avec l'altitude.

La carte des isohyètes des précipitations moyennes annuelles sur 20 ans (fig. 4), pour l'intervalle 1956-1975, réalisée par Beckelynck (1981) permet de constater que sur l'ensemble du secteur, la hauteur de pluie moyenne varie de 700 à 850 mm, avec une augmentation lorsqu'on se déplace vers le plateau crayeux. L'influence du relief sur la répartition des précipitations est bien visible dans la partie Nord de la Canche, où l'on remarque une lame d'eau précipitée supérieure à celle rencontrée au niveau des Bas-Champs, par suite de la proximité et de l'altitude du plateau crayeux.

De plus, la pluviosité en bordure de mer semble régulière et constante en raison de l'effet modérateur du climat océanique.

Si l'on compare la hauteur de précipitation annuelle de 1981 à 1993 à la station météorologique du Touquet (fig. 5), on remarque une succession d'années sèches et humides réparties de la manière suivante : années humides en 1981, 1982, 1986, 1987, 1988, 1992 et 1993 entrecoupées d'années sèches (en 1983, 1984, 1985, 1989, 1990 et 1991). On constate donc que ces 14 dernières années sont représentées par une alternance périodique de 3 années sèches séparées par trois années humides.

Les mois les plus secs sont les mois de février, juillet et août et les plus humides ceux de septembre, octobre et novembre (Quenton, 1992).

b) Températures

Il n'existe que deux stations équipées d'un thermographe sur le secteur, c'est-à-dire Boulogne et le Touquet. Parallèlement un thermomètre à maximum et minimum a été installé au niveau du golf de Fort-Mahon. Les mesures journalières n'ayant débuté que le 1^{er} janvier 1994, la comparaison avec les deux stations de Météo-France ne peut être significative. Néanmoins on peut considérer que la température moyenne annuelle de l'air est de 10°C (Caous & Legrand, 1974) pour la partie située au Sud de l'Authie. L'écart thermique moyen entre les mois de janvier et de juillet n'est que de 13°C. Le climat est de type océanique. Par contre dans la partie septentrionale il n'existe pas de station thermométrique.

Une étude effectuée par Mania & Philippart (1976) concernant la zone située entre la limite Sud de la Boutonnière du Boulonnais et l'Authie a permis de démontrer que pour la période allant de 1964 à 1974 :

- le mois d'août est le plus chaud avec 16,8°C à Boulogne et 16,75°C au Touquet ;

- le mois le plus froid est janvier avec respectivement 4,19°C et 4,13°C à Boulogne et au Touquet ;
- les moyennes interannuelles aux deux stations sont de 10°10 à Boulogne et 10°25 au Touquet.

Les valeurs moyennes de température étant assez semblables, et bien qu'aucune corrélation détaillée n'ait été établie entre ces deux stations, les données du Touquet seront utilisées par la suite.

c) Evapotranspiration

Une partie des pluies est reprise par évaporation physique (fonction du pouvoir évaporant de l'atmosphère agissant sur les surfaces d'eau libre et à la surface du sol) ou par évaporation physiologique (eau évaporée par la transpiration des végétaux). Ces deux phénomènes sont regroupés sous le nom d'évapotranspiration.

On a distingué une évapotranspiration réelle (E.T.R.) qui existe dans les conditions naturelles d'humidité du sol, d'une évapotranspiration potentielle (E.T.P.), qui représente la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales.

Disposant de données de température à la station météorologique du Touquet, l'évapotranspiration potentielle peut être calculée grâce à la formule de Thornthwaite.

d) Bilan hydrique au Touquet de 1981 à 1993

Cette station est la seule appartenant à Météo-France qui nous permette d'avoir à la fois les données pluviométriques et thermométriques.

A partir des données de température et de pluie, le bilan relatif au 13 dernières années a pu être effectué.

Connaissant la pluviométrie et l'évapotranspiration potentielle, il ne reste plus qu'à calculer l'évapotranspiration réelle pour évaluer la pluie efficace en admettant une Réserve Facilement Utilisable maximale de 100 mm au mois de janvier où les terrains sont généralement les plus humides.

Les résultats sont reportés dans le tableau I et sur la figure 6.

Le graphe représentant l'évolution de la pluie efficace permet d'observer une diminution importante depuis l'année 1981 jusqu'en 1986, où l'on assiste à une remontée non négligeable de la hauteur des pluies efficaces. Cette année sera donc importante pour la recharge des nappes. On assiste ensuite à une deuxième décroissance des pluies efficaces de 1987 à 1991 pour connaître aujourd'hui une seconde période de recharge.

Année	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993
P	966,3	872,2	765,2	777,3	760,6	831,2	987,9	874,6	731,6	742,9	783	916,1	882,5
ETP	648,1	668,4	647,9	643,6	653,4	653,4	653,4	660,8	629,2	679,2	644,3	674,9	636,8
ETR	641,4	551,6	486,5	544,8	631,5	466,4	640,5	580,9	461,7	482,8	550	627,7	580
Peff	324,9	320,6	278,7	232,5	129,1	364,8	347,4	293,7	269,9	260,1	233	288,4	302,5

Tab. I. Bilan hydrique (en mm) au Touquet de 1981 à 1993.

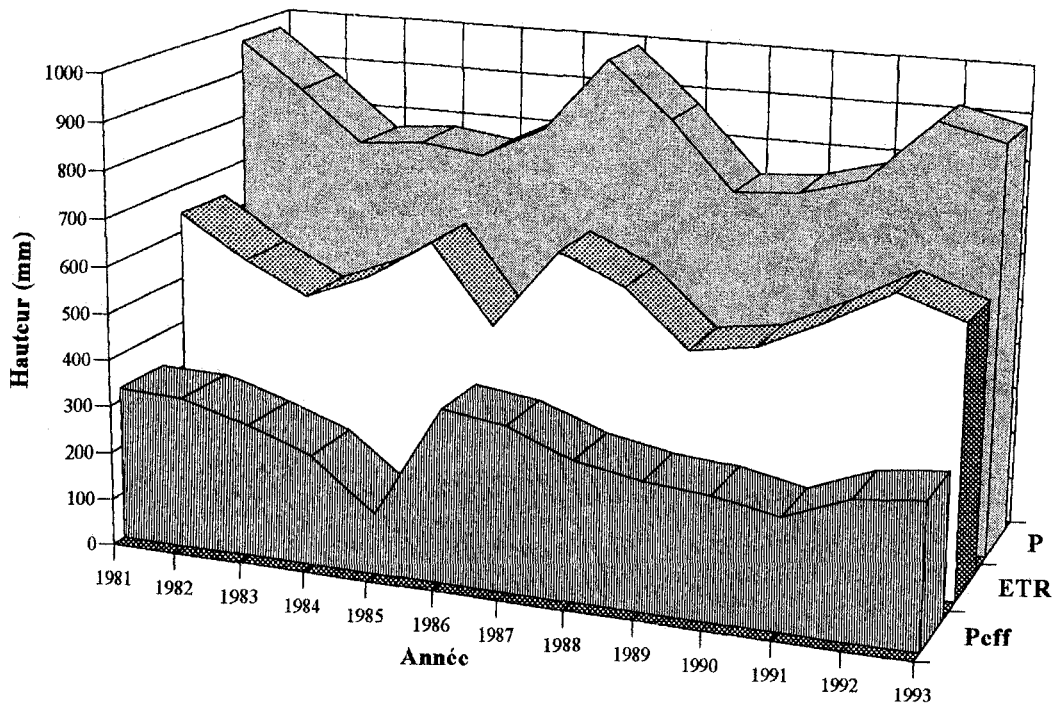


Fig. 6. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces à la station météorologique du Touquet de 1981 à 1993.

3. Bilan en 1994 et 1995 .

Un intérêt plus particulier va être maintenant porté sur l'évolution de la pluviométrie et des pluies efficaces pour les années 1994 et 1995, permettant lors de l'étude hydrogéologique une meilleure compréhension des données piézométriques. Pour cela une seconde station météorologique a été installée à Fort-Mahon depuis le début de l'année 1994.

a) Comparaison des valeurs d'évapotranspiration potentielle

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle peut être effectué par l'intermédiaire de l'hypothèse de Thornthwaite de même manière que précédemment pour la station du Touquet. Par

contre à Fort-Mahon, où l'on ne dispose de valeurs que depuis le 1^{er} janvier, cette formule ne peut être utilisée.

Afin de tenter d'établir un bilan hydrique, une formule permettant de calculer l'évapotranspiration potentielle journalière, élaborée par Devred (1989) a été utilisée :

$$ETP_j = (T_j/7)^{1,4}$$

ou : - ETP_j, évapotranspiration journalière

- T_j : température journalière.

Néanmoins, il aurait été nécessaire de valider cette relation avec la formule de Thornthwaite. Le nombre de données disponibles étant insuffisant, cette corrélation a été réalisée pour les données de la station météorologique du Touquet.

Les résultats obtenus par les deux formules sont reportés dans le tableau II qui suit.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
ETP (Devred)	8,31	5,98	8,91	0,44	7,67	3,41	27,3	25,3	2,71	0,66	0,64	3,79
ETP Thornthwaite	1,10	3,12	7,62	3,96	6,53	5,17	30,3	16,5	3,8	3,1	5,0	0,5

Tab. II. Comparaison des valeurs d'ETP (en mm) calculées par les formules de Thornthwaite et de Devred à la station météorologique du Touquet en 1994.

Les résultats étant assez semblables, l'hypothèse de Devred peut donc être appliquée à Fort-Mahon.

b) Comparaison des bilans hydriques à Fort-Mahon et au Touquet.

Par l'intermédiaire du même mode de raisonnement que lors du calcul de bilan de 1981 à 1993, le bilan hydrique a été calculé à Fort-Mahon (Tab. III, Tab. IV et fig. 7) et au Touquet (Tab. V, Tab. VI et fig. 8), la seule différence étant le calcul de l'ETP par l'application de la formule de Devred puisque ce n'est que grâce à celle-ci que des résultats ont pu être obtenus à Fort-Mahon. En ce qui concerne ce dernier, le bilan hydrique n'a pu être calculé à partir de mars 1995, le thermomètre étant tombé en panne.

La comparaison des deux diagrammes montre tout d'abord une ETP moindre au Touquet mais d'évolution similaire à celle rencontrée à Fort-Mahon. Par contre, l'évolution pluviométrique diffère entre les deux points d'observation. L'allure des courbes est globalement semblable, à savoir la localisation temporelle de différents pics, mais la quantité de précipitations ainsi que l'allure

précise des courbes différent. En effet, le maximum pluviométrique a été enregistré en mai 1994 au Touquet et en février 1995 à Fort-Mahon.

Dans l'ensemble, les précipitations sont plus importantes au Touquet qu'à Fort-Mahon. Cette différence peut être expliquée par la localisation géographique du Touquet proche du plateau crayeux au Nord. De plus, la carte des isohyètes de Beckelynck (fig. 4) montre une situation analogue. C'est donc cette différence de précipitations qui explique l'évolution différente des pluies efficaces entre les deux points puisque l'ETP est semblable. Il y aura donc recharge des nappes jusqu'en juin au Touquet, mais jusqu'en mai à Fort-Mahon en 1994 et seulement jusqu'en février à la station météorologique du Touquet en 1995.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
P	64,4	18,4	59,0	66,0	54,2	56,2	58,2	51,6	120,0	125,0	49,0	172,6
ETP	21,1	13,1	37,6	44,0	76,5	95,2	130,3	116,5	83,8	53,1	45,0	20,5
ETR	21,1	13,1	37,6	44,0	76,5	95,2	96,9	51,6	83,8	53,1	45,0	20,5
RFU	100,0	100,0	100,0	100,0	77,7	38,7	0	0,0	36,2	100	100	100,0
Peff	43,3	5,3	21,4	22,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1	4	152,1

Tab. III. Bilan hydrique au Touquet pour l'année 1994 (en mm).

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
P	114,8	93,0	75,6	17,8	14,8	33,0	54,6	14,4	114,4	24,4	19,6	49
ETP	16,6	27,8	27,4	46,9	85,3	106,6	155,6	151,7	84,5	70,8	26,9	4,7
ETR	16,6	27,8	27,4	46,9	85,3	33,4	54,6	14,4	84,5	54,3	19,6	4,7
RFU	100,0	100,0	100,0	70,9	0,4	0,0	0,0	0,0	29,9	0,0	0,0	44,3
Peff	98,2	65,2	48,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tab. IV. Bilan hydrique au Touquet pour l'année 1995 (en mm).

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
P	102,3	31,6	79,8	108,7	90,3	46,8	42,4	69,4	139,4	133	74,8	151,6
ETP	32,1	23,4	49,7	56,2	75,3	93,2	141	125,3	82,7	56,6	57,4	21,56
ETR	32,1	23,4	49,7	56,2	75,3	93,2	96	69,4	82,7	56,6	57,4	21,56
RFU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	53,6	0,0	0,0	56,7	100,0	100,0	100,0
Peff	70,2	8,2	30,1	52,5	15	0,0	0,0	0,0	0,0	33,1	17,4	130

Tab. V. Bilan hydrique à Fort-Mahon pour l'année 1994 (en mm).

	Janvier	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
P	153,4	125,3	79,7	28,7	22,95	32,1	54,05	3,5	113,35	69,05	11,2	61,1
ETP	17,22	30,34										
ETR	17,22	30,34										
RFU	100,0	100,0										
Peff	136,1	94,96										

Tab. VI. Bilan hydrique à Fort-Mahon pour l'année 1995 (en mm).

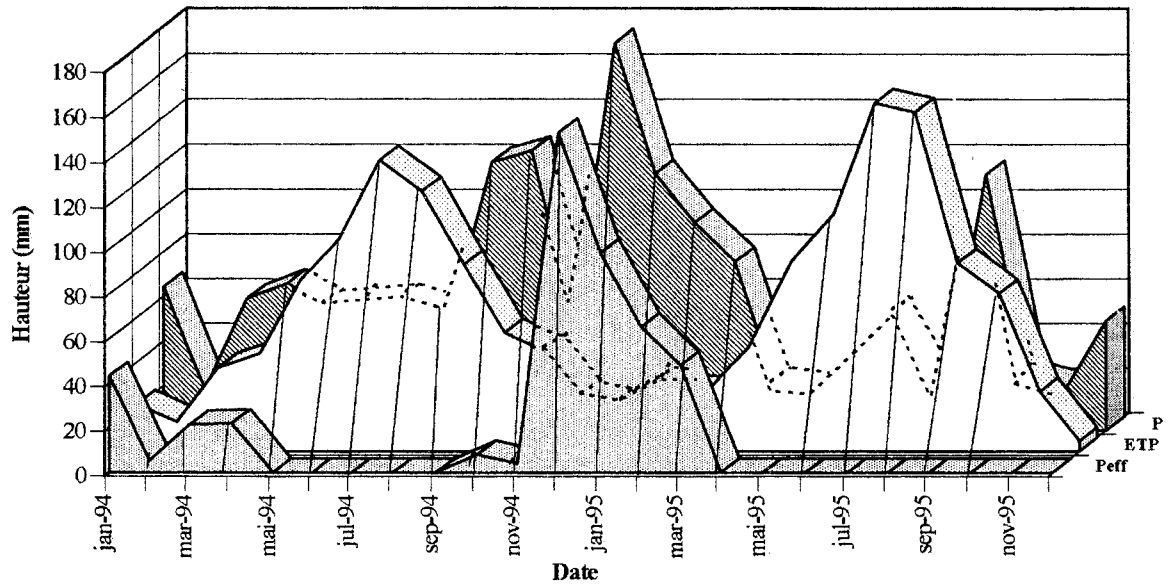


Fig. 7. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces (en mm) à la station météorologique du Touquet en 1994 et 1995.

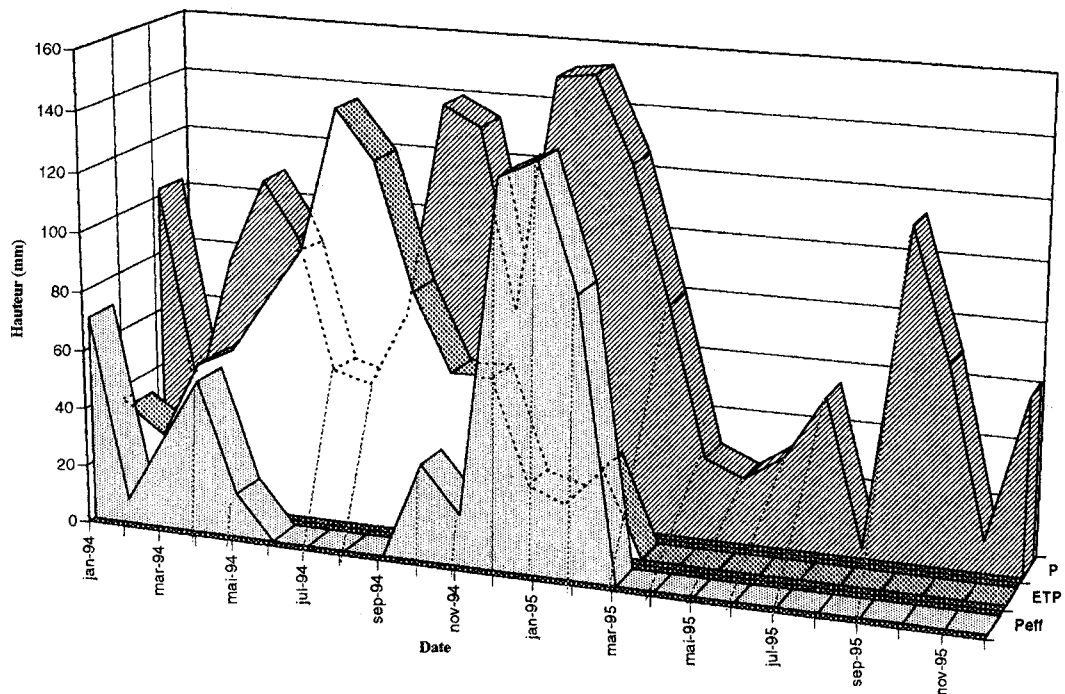


Fig. 8. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces à Fort-Mahon en 1994 et 1995.

Dans les deux cas, une diminution notable des pluies efficaces est visible en février puis ensuite à partir du mois de mai et juin respectivement à Fort-Mahon et au Touquet. Ceci est tout à fait normal puisque c'est durant l'hiver où l'évapotranspiration est minimale, que l'influence des pluies sur la montée du niveau de la nappe est la plus importante. En effet la diminution des pluies efficaces au mois de février est due uniquement à la diminution de la quantité de précipitations. Par contre en été, même si les précipitations sont fortes, une grande partie sera reprise par évapotranspiration et par conséquent la pluie efficace sera moindre. C'est ce que l'on peut constater à partir du mois de mai à Fort-Mahon où la diminution des pluies efficaces est due à la combinaison des deux phénomènes : augmentation de la température, donc de l'évapotranspiration, et diminution des précipitations.

De manière générale, l'année 1994 est favorable à la recharge des nappes ainsi que l'hiver 1995 qui a été caractérisé dans l'ensemble du secteur par une multitude d'inondations.

4. Conclusion

Les différents résultats obtenus par cette analyse succincte des paramètres climatiques et des bilans hydriques a permis de mettre en évidence que :

- seule la station météorologique du Touquet permet d'avoir les données nécessaires sur plusieurs années pour l'ensemble de la zone d'étude. Ceci pose le problème de la représentativité de cette unique station pour un secteur aussi vaste.

- de 1981 à 1991, on assiste à une succession de périodes de recharge et de décharge des nappes, l'année 1986 étant la plus bénéfique pour la recharge des nappes. Une deuxième phase concernant la recharge des nappes a débuté en 1992 pour se terminer en 1995.

- de plus à partir de l'année 1994, des résultats pluviométriques et thermométriques ont pu être également obtenus à Fort-Mahon. La comparaison des deux groupes de résultats a permis de mettre en évidence des différences qui ne peuvent être négligées entre le Touquet et Fort-Mahon. Pour l'interprétation de l'évolution piézométrique, les données du Touquet seront utilisées dans la zone correspondante sur la figure 4 et les données de Fort-Mahon dans les autres zones.

C) GEOMORPHOLOGIE

1. Introduction

La position de la ligne de rivage connaît des modifications en liaison avec des oscillations de courte durée, comme par exemple le va-et-vient de la marée et le déferlement des vagues, mais elle est également affectée par des variations à long terme dont la connaissance est indispensable pour comprendre la morphologie et l'évolution des littoraux (Paskoff, 1985). En effet, le rivage actuel est

né d'une invasion marine sur le continent, provoquée par le relèvement du niveau de la mer à partir de l'époque flandrienne. Au cours des transgressions flandrienne et dunkerquienne, la mer s'est avancée jusqu'au pied du plateau crayeux. Le modelé du paysage que l'on peut observer aujourd'hui résulte en partie de la mise en mouvement de sédiments transportés par le vent, l'eau. Il s'est ensuite transformé par l'effet de la régularisation que fait subir à tout rivage l'action des forces marines. Son tracé sinueux à l'origine a fait place à un tracé plus rectiligne, la côte s'est régularisée.

Afin de mieux comprendre l'évolution géomorphologique du secteur, la succession chronologique des principales étapes au cours de l'Holocène est résumée dans le tableau VII.

2. Transgressions Flandrienne et Dunkerquienne

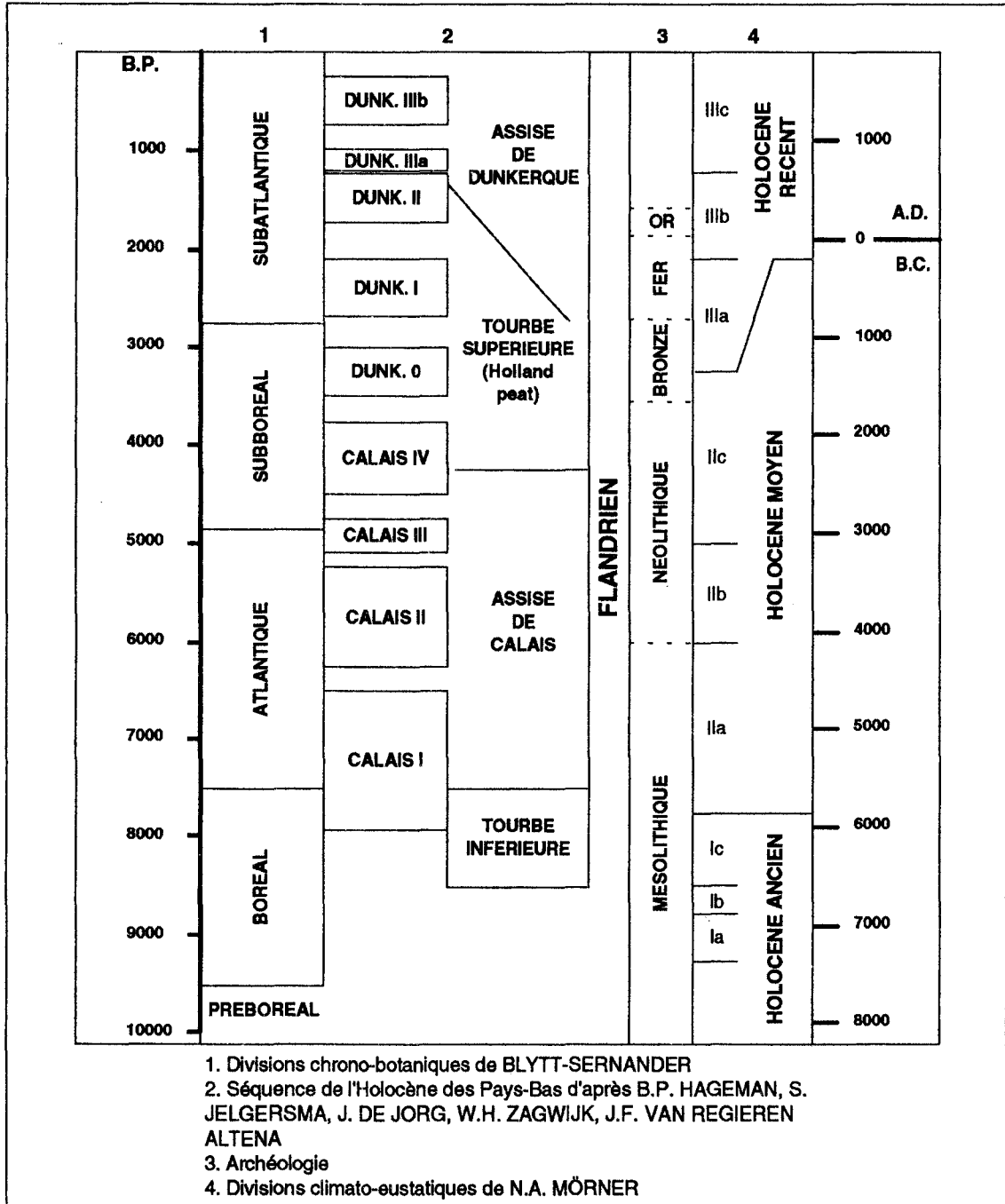
Lors du dernier Glaciaire (Würm), quand les glaciers qui s'étaient formés et développés atteignirent leur extension maximale, le niveau de la mer se situait à -120 mètres sous le niveau actuel. Le bord des continents immergés actuellement, était alors émergé et le siège d'une accumulation de sédiments apportés par les agents de dénudation du relief. Le réchauffement climatique qui suivit provoqua la fusion des glaciers et par conséquent la remontée du niveau de la mer, connue sous le nom de transgression flandrienne. Aussi bien dans la plaine maritime flamande que dans la plaine maritime picarde, le relèvement du niveau marin ne s'est pas fait en une fois, mais s'est traduit par la manifestation de deux transgressions successives, séparées par un long intervalle de temps. Le premier relèvement du niveau marin est dit flandrien, le second dunkerquien. La transgression flandrienne a permis le dépôt des sédiments de l'Assise de Calais et la transgression dunkerquienne ceux de l'Assise de Dunkerque.

La transgression flandrienne est marquée par le premier mouvement de relèvement atteignant une grande amplitude puisque la fonte des grandes calottes glaciaires engendre la remontée du niveau de la mer. Le premier événement fut celui qui atteignit la plus grande amplitude : il a amené le niveau de la mer proche de sa position actuelle. Le niveau ainsi établi s'est maintenu pendant une longue période de temps, plusieurs millénaires.

Ainsi, la mer submerge progressivement la plate-forme continentale et repousse devant elle les matériaux détritiques (fluviaux, glaciaires et éoliens) qui s'y étaient déposés pendant la régression. C'est donc un stock important de sédiments qui est charrié par la mer et mis en place le long du rivage. Vers 8000 BP, le niveau marin s'abaisse puis remonte légèrement par saccades jusqu'à un niveau un peu inférieur à l'actuel.

Au cours de cette période, transgressions et régressions secondaires alternent, entraînant la formation de l'assise de Calais. Ensuite une régression permet d'individualiser la transgression flandrienne du deuxième mouvement de relèvement dénommé transgression dunkerquienne. Cet intervalle de temps séparant les deux grandes transgressions est caractérisé par un dépôt de tourbes. Ce qui prouve l'existence de cette surface est la présence, sur de vastes étendues des plaines côtières,

d'une couche de tourbe qui n'a pu se former qu'après le dépôt des alluvions marines, sur leur surface définitivement colmatée. Plus tard la tourbe a été recouverte de 2 à 3 mètres de nouveaux sédiments : le niveau de la mer s'était relevé pour la seconde fois (transgression dunkerquienne). Ce second déplacement fut donc contrairement au premier, de très faible amplitude : il a achevé de porter la mer à son niveau actuel, soit un relèvement de 4 ou 5 mètres.



Tab. VII. Subdivisions de l'Holocène et séquences du Flandrien des Pays-Bas (d'après Sommé, 1977)

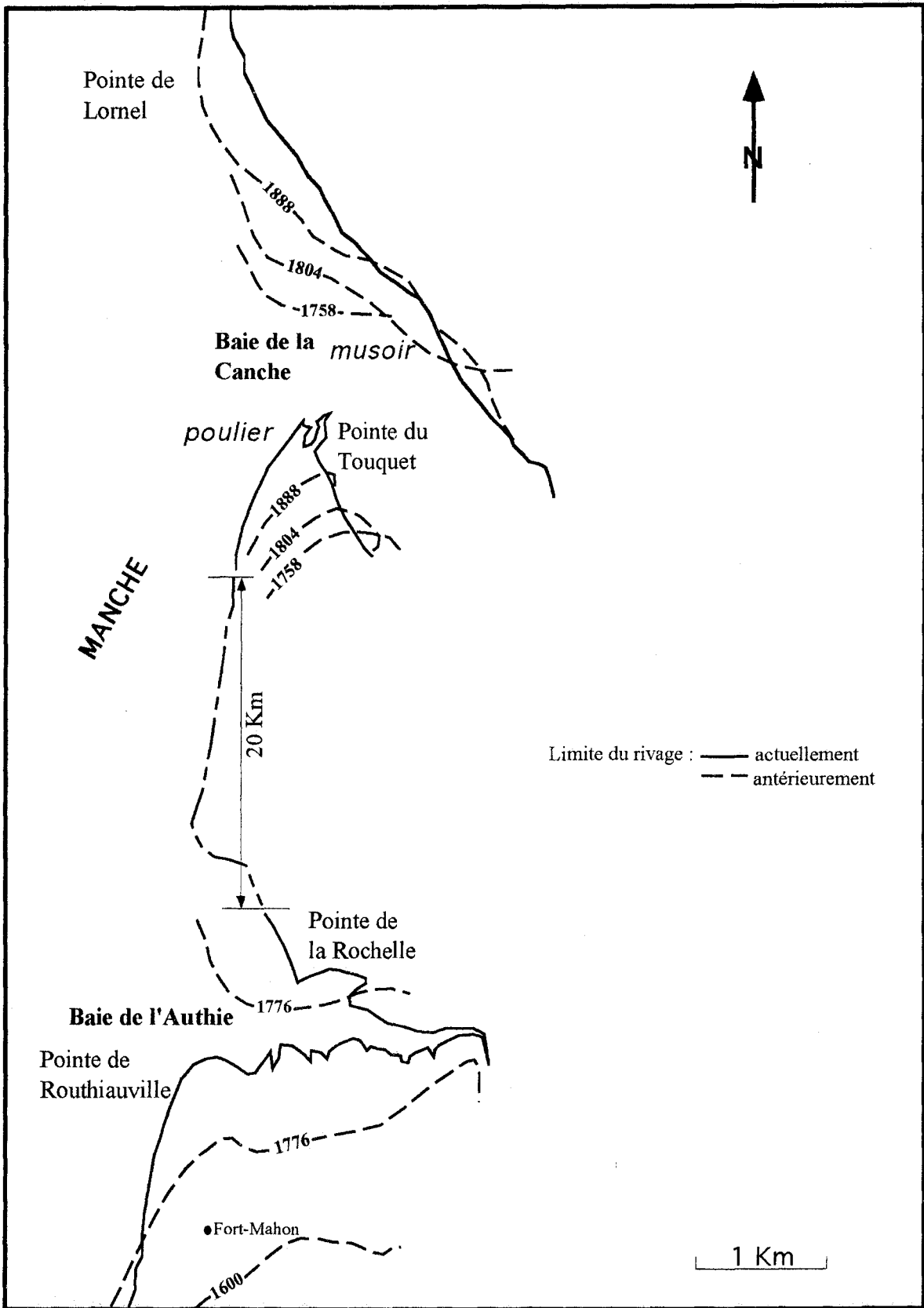


Fig. 9. Evolution des estuaires de la Canche et de l'Authie

Tout ceci contribue à modeler les dépôts quaternaires des plaines maritimes picarde et flamande. Le trait de côte ne cesse d'évoluer : zone d'érosion, de sédimentation, de colmatage aérien se suivent dans l'espace et le temps et façonnent la façade maritime actuelle.

Ce sont ces sédiments transportés par les fleuves d'une part et les sédiments marins d'autre part qui contribuent à :

- l'évolution des estuaires ;
- l'édification des dunes.

3. Estuaire à poulie et musoir

D'après Briquet (1930), la régularisation du rivage par l'érosion ou l'accumulation se trouve modifiée au voisinage des estuaires. Ce façonnement se fait en raison de l'orientation des courants de marée vers le Nord-Est.

Le cordon littoral se trouve actuellement scindé dans la partie méridionale, par l'entrée des estuaires de l'Authie et de la Canche. Ces zones sont caractérisées par une grande amplitude des marées et par la prédominance des vents de SW à W. La passe ouverte dans le cordon littoral est le lieu où sont concentrés les matériaux apportés par les fleuves et ceux introduits par la mer.

La double action du courant de flot et des vagues connaît ici un succès d'autant plus grand qu'elle ne s'exerce pas sur des roches résistantes. Le flot au niveau des estuaires contrarie le courant de marée, il en résulte la création d'un poulie, zone d'accumulation de sédiments en rive Sud et d'un musoir, zone d'érosion, en rive Nord.

En effet, pendant les dernières heures de la marée montante, le flot se trouve déjeté contre la rive de la baie opposée au côté d'où il vient, c'est-à-dire la rive droite, rongant celle-ci. Par contre, l'autre rive reste baignée d'eaux plus calmes, permettant l'accumulation de sédiments. Une des pointes qui ferment la baie devient un musoir qui recule sous l'attaque du courant, tandis que l'autre pointe s'accroît par la formation du poulie. Le courant inverse qui s'établit pendant la descente de l'eau, le jusant, n'annule pas l'effet du premier : réduit dans la baie au simple écoulement des eaux qui ont rempli celle-ci, il s'effectue par l'effet de la gravité selon la direction de l'axe de la baie. Ce poulie progresse, il y a engraissement et extension des dunes riveraines, tandis que les dunes antérieurement formées évoluent progressivement vers le boisement. Aussi la formation d'un "poulie" permet d'accroître les pointes de Routhiauville pour l'Authie et du Touquet pour la Canche. L'accroissement du poulie a pour effet de déplacer les méandres du chenal vers le Nord. La rencontre des courants fluviaux et marins engendre des perturbations et des turbulences qui produisent une force érosive au Nord de l'estuaire. Par contre, au Nord de l'estuaire de l'Authie, la Pointe de la Rochelle se trouve en position de "Musoir" comme la Pointe de Lornel au niveau de la Canche, reculant donc sous l'attaque du courant. Cela permet d'expliquer la géomorphologie de la partie Sud du secteur d'étude (fig. 9).

Le résultat est une migration latérale puisque le musoir recule aussi vite que le poulier avance. Cette déviation est caractéristique des estuaires actuels de la plaine maritime picarde comme elle l'a été des anciens estuaires de la plaine maritime flamande où le même phénomène s'est développé en des temps antérieurs. Les estuaires de la plaine maritime flamande sont totalement colmatés, ils n'affectent plus l'évolution du rivage.

Dans la partie septentrionale, de Wissant jusqu'à Sangatte, la ligne de rivage primitive délimite un saillant occupé par le massif crayeux du Blanc Nez.

Le courant littoral, après avoir doublé le Gris Nez, pénètre dans la baie de Wissant. Il y édifie un poulier sur l'appui offert par le dernier saillant du terrain jurassique. La formation de ce poulier sans musoir associé n'est donc pas liée à la présence d'un estuaire mais à la pointe de la Courte Dune.

4. Morphologie des dunes

L'ensemble dunaire est plus important dans la partie méridionale. Il représente une unité transgressive sur le « schorre » ou mollière, de même qu'il se plaque contre la falaise fossile crayeuse. C'est ce que l'on peut observer à Camiers où les sables paraissent vouloir déborder l'ancienne falaise crétacée, gravissant petit à petit son rebord. Les dunes de la baie de Canche font partie d'un ensemble plus vaste qui s'étend jusqu'à Equihen au Nord. Le massif dunaire compris entre la limite Sud de la boutonnière du Boulonnais et la baie de la Canche couvre une superficie de 3200 hectares et borde 15 km de rivage (Duval, 1973). Les dunes sont de morphologie dite picarde (fig. 10). Leur allongement perpendiculaire au vent de mer leur permet de gagner l'intérieur des terres. Elles offrent un bourrelet ancien et un bourrelet littoral plus récent que sépare une petite "plaine dunaire" à caractère humide marqué.

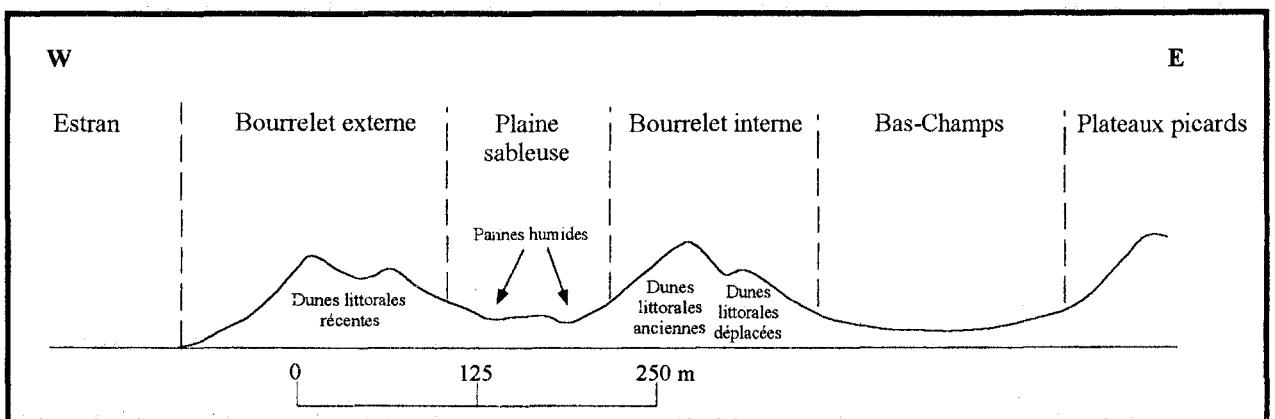


Fig. 10. Schéma d'un profil type des dunes de morphologie picarde

Par contre, que ce soit de la Canche à l'Authie ou dans le Nord Marquenterre, les dunes de morphologie également picarde sont séparées du plateau crayeux par l'intermédiaire des Bas-Champs.

Sur les côtes constituées par les cordons littoraux qui bordent les zones d'accumulation, la régularisation du rivage régit d'étroite manière un phénomène particulier : la formation et le remaniement des dunes. Là où le rivage continue d'engraisser, le sable entraîné par le vent s'amasse, des dunes nouvelles se forment sur les parties de l'estran abandonnées par la mer. Là où le rivage se trouve maintenant rongé, les vagues ouvrent des entailles au flanc des dunes déjà formées et couvertes d'oyats ; le sable redevient la proie du vent, les dunes sont l'objet d'un remaniement. Au Sud de Fort-Mahon où la côte recule, rongée par les vagues, il n'y a que des dunes de remaniement. Par contre les dunes d'accumulation, zone la moins vaste, ne s'étendent qu'entre Fort-Mahon et la pointe de la Dune Blanche (ou de Routhiauville).

Sous ces dunes récentes se trouvent les restes de dunes plus anciennes. On reconnaît ces dunes anciennes à la teinte plus jaune et à la plus grande consistance du sable. Elles se sont formées au moment où la mer cessait de battre la falaise, laissant assécher à son pied une portion de plus en plus grande d'estran sableux ; la ligne de rivage migrait alors vers sa nouvelle position, plus avancée vers le large.

En ce qui concerne la partie septentrionale, on retrouve également des dunes mais de morphologie dite flamande cette fois-ci. Contrairement aux cas précédents celles-ci sont édifiées par le vent qui souffle parallèlement au trait de côte. De plus elles sont caractérisées par un bourrelet littoral unique, généralement plus étroit (fig. 11).

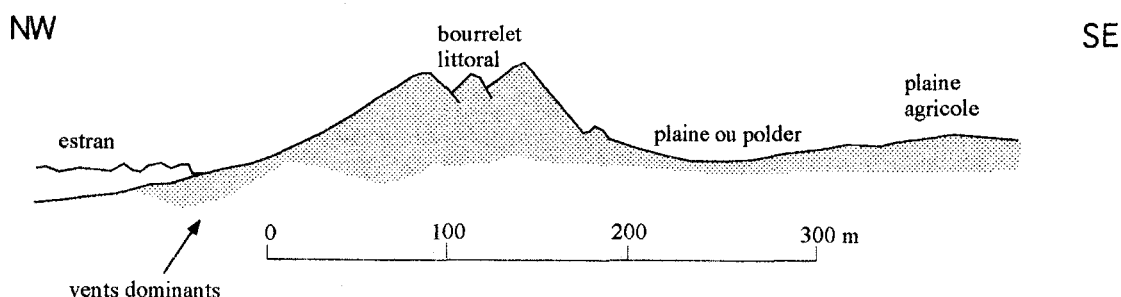


Fig. 11. Schéma d'un profil type des dunes de morphologie flamande.

5. Evolution du rivage

La plaine maritime picarde a été constituée par une accumulation de sédiments, qui s'est effectuée en arrière du cordon littoral interrompu par les estuaires.

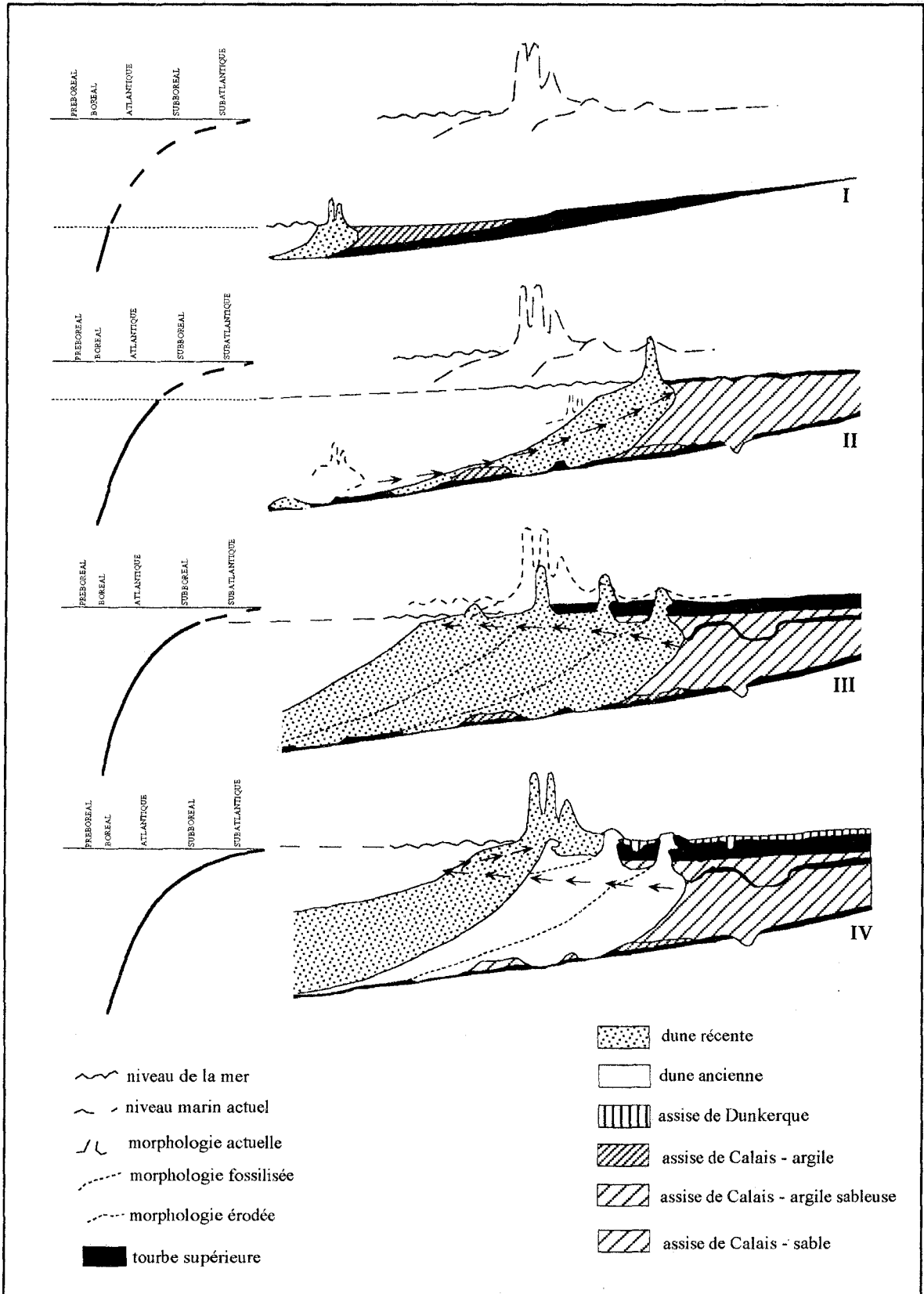


Fig. 12. Evolution des formations littorales au cours de la transgression de l'Holocène (en partie d'après V. Straaten, in Quenton, 1992).

En arrière du cordon littoral flamand un premier colmatage s'est effectué. C'est sur la surface ainsi graduellement exondée que s'est formée la tourbe, caractérisant une période d'émersion. Mais celle-ci est aujourd'hui surmontée d'autres sédiments marins. En effet, dès que la mer eut, par un second relèvement, atteint son niveau actuel, elle commença à couvrir tout au moins à marée haute ces dépôts primitifs : sur cette étendue elle s'avancait par des brèches du cordon littoral flamand. Tandis qu'un nouveau rivage se développait et évoluait, un second cycle de sédimentation et une seconde phase de colmatage s'instauraient sur l'emplacement de la plaine maritime picarde. Entre les estuaires émergèrent peu à peu un sol ferme (fig. 12).

Sur sa plus grande longueur le polder est maintenant rongé par les flots et recule. L'aspect des dunes le long de la partie méridionale des polders suffit à témoigner que l'érosion le fait reculer. Le retrait du rivage est aussi démontré par l'affleurement, parfois visible sur l'estran au Nord de Stella-Plage, d'un sol tourbeux : celui-ci n'a pu s'établir autrefois qu'à l'abri du cordon littoral et des dunes.

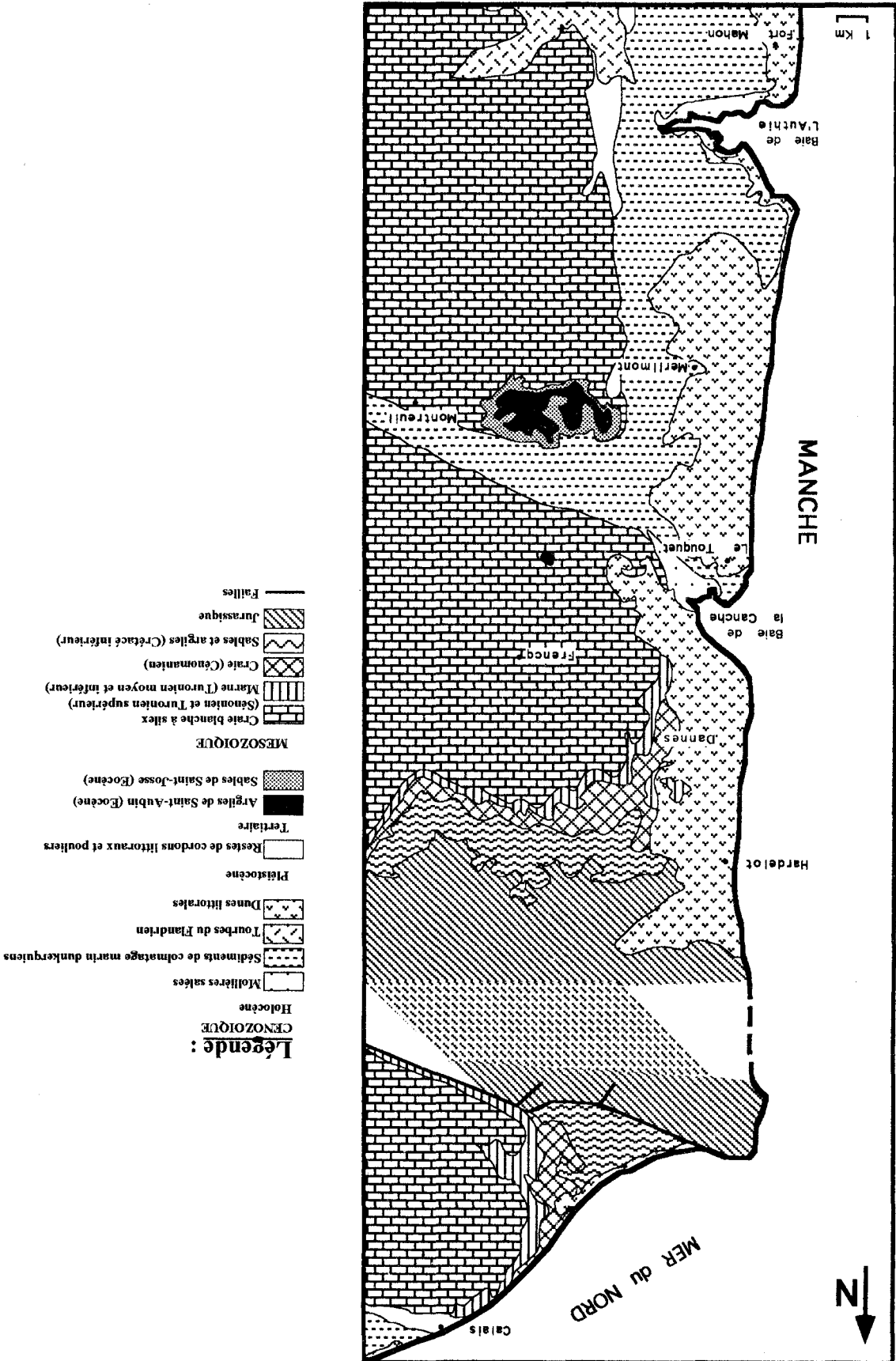
Le dégraisement du littoral se manifeste aussi à Merlimont par la présence d'un ancien sol tourbeux sur la plage. L'amplitude du retrait que subit le rivage a d'ailleurs pu être appréciée directement : entre 1877 et 1925, le déplacement est de 49 mètres de largeur sur la limite séparative des territoires communaux de Cucq et de Merlimont (Briquet, 1930).

Le déplacement vers le Nord du point où se concentre l'effort de l'érosion du rivage, est bien visible lorsque l'on compare les tracés successifs du rivage. Il est en corrélation avec l'accroissement des polders de la Canche et de l'Authie. Le double mouvement, avancée des polders et recul des musoirs, a produit une déviation générale ; les estuaires ont pris une direction de plus en plus oblique par rapport à la ligne du rivage, comme le montre notamment celui de la Canche.

Dans la partie Nord du secteur d'étude, le recul progressif du rivage est sensible, principalement au Blanc Nez. Celui-ci marque l'extrémité du plateau crayeux de l'Artois. Au Nord-Est du plateau s'étend la Flandre, région constituée de sables et d'argiles tertiaires. La falaise du Blanc Nez recule constamment, sapée par l'action des vagues mais également en grande partie par l'infiltration des eaux atmosphériques. Ce recul entraîne celui du cordon littoral situé à proximité et cela jusqu'à Calais où l'on assiste alors à un engraissement. Avant d'occuper la position qui est aujourd'hui la sienne entre Sangatte et Calais, le rivage s'est à plusieurs reprises déplacé. Les phases du déplacement sont marquées par d'anciens cordons littoraux. Le banc de galets est manifestement, d'après sa direction, un polder attaché jadis sur le Blanc Nez au large du rivage actuel, et maintenant tronqué de biais par ce rivage. On assiste à un engraissement entre la Boutonnière du Boulonnais et le Blanc Nez.

Différence marquée avec la plaine maritime picarde, les estuaires sont aujourd'hui entièrement colmatés. Même si c'est de leur colmatage qu'est née la plaine flamande, leur absence aujourd'hui ne peut expliquer l'évolution du rivage de la plaine maritime flamande. Le long du rivage

Fig. 13. Carte géologique simplifiée.



flamand, l'accumulation règne à peu près seule sur une longue section de la côte, pour faire place dans la zone qui nous intéresse à l'action presque exclusive de l'érosion.

6. Conclusion

Les variations glacio-eustatiques du niveau de la mer pendant le Quaternaire récent expliquent la genèse des estuaires. Au cours de la grande régression würmienne, les différentes rivières ont vu leur partie aval s'allonger et se creuser en fonction de la position de la ligne de rivage. C'est à la faveur des estuaires que la mer a pu pénétrer à l'intérieur des terres. Parallèlement en arrière des pouliers, on se trouve en zone calme, ce qui rend possible la constitution d'une plage par le dépôt de sédiments fins et par la suite l'édification de dunes grâce au transport éolien des sables de l'estran.

Les facteurs dynamiques conditionnent la morphologie du site étudié : les plus importants sont le vent, la houle et les courants de marée (Despeyroux, 1985) :

- les vents les plus violents et les plus fréquents proviennent du secteur Sud à Ouest. Ils favorisent une migration des dunes vers l'intérieur des terres ;

- la houle met les sédiments en suspension car elle agit sur de grandes étendues de faible profondeur à pleine mer. Elle renforce ainsi la capacité de transport des courants de marée ;

- sur la frange littorale, le courant de flot est responsable du transport sédimentaire vers le Nord. Son action est plus importante à marée haute, l'eau recouvrant sous de faibles épaisseurs des surfaces très importantes ; elle est encore renforcée par l'action combinée des houles.

La présence de tous ces témoins d'anciens rivages (falaises fossiles, pouliers,...), à diverses altitudes, révèle une série de déplacements relatifs du niveau de la mer ou une tectonique récente. C'est donc l'ensemble de ces phénomènes qui a permis d'obtenir aujourd'hui les trois unités suivantes : plateau crayeux et dunes séparés selon les endroits par une plaine littorale.

D) CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

1. Introduction

Une carte géologique (fig. 13), réalisée à partir des cartes géologiques à 1/50 000 de Marquise, Montreuil, Rue et de Boulogne-sur-Mer, permet de mettre en évidence les différents terrains présents.

A la lecture de la carte, il apparaît très nettement deux unités bien distinctes et prépondérantes, d'une part le Quaternaire composé essentiellement de sable et d'argile et d'autre part les terrains du Crétacé supérieur représentés par un faciès crayeux, affleurant de manière différente :

– de la plaine maritime flamande à la Boutonnière du Boulonnais, la craie affleure dans la partie Sud ;

– par contre dans la partie méridionale, elle n'est visible que sous forme d'une bande à l'Est de la ligne de côte.

Les terrains crétacés ont la particularité d'être limités quel que soit le secteur, par une falaise morte, qui domine les dépôts quaternaires côtiers et dunaires. Ces derniers constituent une bande étroite allant de 3 km au niveau de Dannes à 100 km de largeur au niveau de la plaine maritime Flamande. L'orientation de la bande de dépôts quaternaires varie entre la partie septentrionale où elle est E-W à la partie méridionale où elle est N-S.

Une troisième unité est visible sur la carte. Il s'agit de terrains essentiellement jurassiques constituant la boutonnière du Boulonnais.

Le principal intérêt a été porté sur la craie, d'âge Crétacé supérieur, puisque c'est au sein de cette unité que portera l'étude ultérieure. Une brève description des terrains du Crétacé inférieur sera effectuée, ceux-ci constituant le niveau de base de la craie, puis des terrains d'âge Quaternaire dont les dépôts sont en contact plus ou moins direct avec la craie sous-jacente.

2. Le Secondaire

a) *Jurassique*

Il n'affleure pas dans le secteur d'étude excepté pour partager celui-ci en deux zones : partie Nord, de Calais au Nord de la Boutonnière du Boulonnais, puis la zone Sud allant du Sud de la Boutonnière du Boulonnais au Nord-Marquenterre.

Ne présentant aucun intérêt ici, sa série stratigraphique ne sera pas décrite. Néanmoins, on peut citer l'hétérogénéité concernant sa répartition géographique (Mania & Philippart, 1976). Sous le plateau crayeux au Nord de la Canche, le sondage de Frencq (10-7-1) traverse successivement :

- les marnes du Kimméridgien inférieur (25 m),
- les calcaires du Séquanien (14m),
- les marnes du Rauracien (48m),
- les marnes du Callovo-Oxfordien (74m),
- les calcaires du Dogger (17m).

Par contre, au Sud de la Canche, les terrains jurassiques sont absents. En effet au niveau du sondage 16-6-1 de Merlimont, le Tourtia (Cénomaniens inférieur) repose directement sur les grès du Trias.

b) Crétacé

L'érosion subséquente au fonctionnement de la Zone Faillée Nord-Artois, a dégagé des falaises de craie dont l'étude a été entreprise dès la fin du 18^{ème} et surtout au 19^{ème} siècle. Localement, en falaise, on s'accorde pour limiter la "Craie Bleue" (Cénomanien inférieur) à partir de la craie glauconieuse à la base ("Tourtia") jusqu'au sommet de la Formation du Petit Blanc-Nez.

Sur les quelques kilomètres qui séparent Wissant de Sangatte, on peut observer en continuité trois étages du Crétacé : l'Albien, le Cénomanien et le Turonien (fig. 14). Leur lithostratigraphie a été largement décrite par Amédéo & Robaszynski (1989), Robaszynski & Amédéo (1986, 1993), mais également grâce aux études nécessitées par la réalisation du Tunnel sous la Manche.

1. Crétacé inférieur

Sur tout le secteur, le Crétacé inférieur s'est déposé sous forme de sables (sables verts) et d'argiles (Gault).

L'Aptien et l'Albien inférieur sont modérément transgressifs vers l'Est, avec des dépôts sablo-argileux et glauconieux. Les argiles du Gault (Albien moyen et supérieur), reposant sur 1 à 2 m de sables glauconieux de l'Albien inférieur, marquent l'avancée de la mer sur l'Artois et la disparition du graben du Boulonnais (Colbeaux & Sommé, 1985) ; les sédiments argilo-marneux noirs de 10 à 15 m d'épaisseur pour la partie septentrionale ne présentent d'après les forages pétroliers, qu'une épaisseur moyenne de l'ordre de 3 à 6 m dans la partie méridionale.

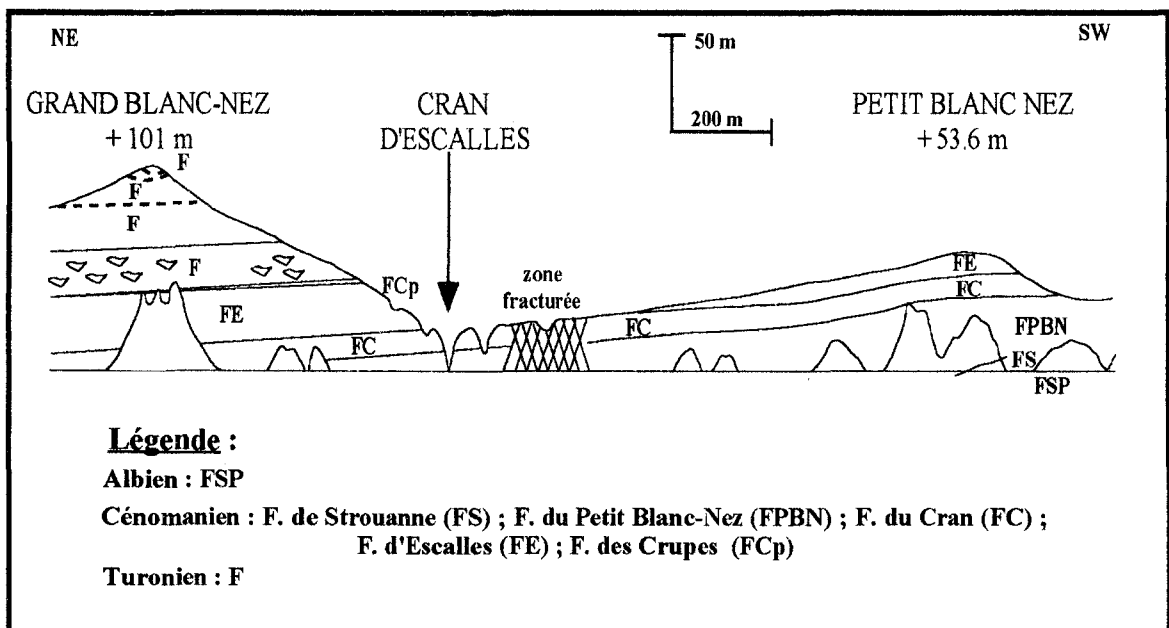


Fig. 14. Les falaises crétacées entre le Petit et le Grand Blanc-Nez: localisation des principales formations. (d'après Robaszynski & Amédéo, 1993).

Les argiles se retrouvent, contrairement aux sables, à peu près dans tout le bassin excepté aux environs d'Etaples et du Touquet (Guérin, 1966).

Le Gault (Albien supérieur) a été décrit dans le sud du Bas Boulonnais par Briquet en 1930. C'est une argile noire, à la base de laquelle se trouve un niveau de nodules phosphatés. Cette argile du Gault, d'épaisseur très faible, peut être confondue avec la craie glauconieuse qui la recouvre, cette dernière se présentant parfois sous forme d'argile noire.

Entre Wissant et Sangatte, la topographie du toit de l'argile du Gault est assez complexe. On retiendra un mouvement de relèvement vers l'Ouest qui fait affleurer cet horizon sur la plage, au Sud du Petit Blanc-Nez. Ce trait de la structure influe sur les conditions d'écoulement des eaux souterraines au voisinage du littoral (Levassor, 1989).

Sa nature permet de considérer le Gault comme le soubassement, très imperméable, de tout un ensemble crayeux s'étendant du Cénomaniens au Sénonien sur l'étendue du secteur. Les mers du Crétacé supérieur, transgressives sur ces argiles du Gault vont ensuite déposer de la craie à faciès variés.

2. Crétacé supérieur

Une sédimentation d'un type particulier s'est donc généralisée pendant les 45 millions d'années du Crétacé supérieur, donnant naissance aux craies. Ce sont des dépôts blancs, carbonatés, de nature biochimique, essentiellement composés d'une accumulation de nannoplancton calcaire (micro-algues de 10 à 50 microns), plus ou moins liés par du carbonate d'origine chimique (Caulier, 1974). Ces deux fractions, qui constituent la gangue crayeuse, sont parfois complétées par une composante argileuse. Celle-ci modifie la couleur de la roche qui peut devenir gris à gris bleu foncé. C'est le cas par exemple de la "Craie Bleue" (Monciardini & Andreieff, 1989). Cet ensemble crayeux est plus ou moins aquifère selon le faciès et le développement de la fissuration (Destombes & Shephard-Thorn, 1972).

* Craie cénomaniens

La première impression que livrent les affleurements de craie du Cénomaniens du Blanc Nez, par rapport aux craies franches et traçantes du Turonien au Maastrichtien du Bassin de Paris, est leur aspect argileux et leur structure litée. Il s'agit de craies atypiques dont la structure peut s'apparenter à des marnes pour certains niveaux de craie bleue (Mazeas, 1989).

Sur 68,5 m d'épaisseur, les craies cénomaniens sont bien exposées dans les falaises du Cap Blanc-Nez de part et d'autre du Cran d'Escalles et ont été divisées par Amédéo *et al.* (1976) en ensembles lithologiques formés de bancs ou de groupes de bancs. D'une manière générale, chaque banc correspond à une séquence sédimentaire débutant par une marne bleue verdâtre passant progressivement à de la craie marneuse gris clair dont le sommet est fréquemment marqué par la présence d'une surface perforée.

La craie glauconieuse nommée "Tourtia" ou plus précisément "Formation de Strouanne" dans le secteur localisé au Nord de la boutonnière du Boulonnais (Amédro, 1986 ; Amédro & Robaszynski, 1989), située immédiatement au-dessus du Gault, constitue l'interface entre ce dernier et la craie du Cénomaniens. Le "Tourtia" est particulièrement homogène. Il est composé de marnes grises à noires passant vers la base à des argilites calcaires, micacées, plus ou moins glauconieuses. On y trouve des lits de nodules phosphatés soulignant une stratification difficilement perceptible dans les lits argileux. Cet horizon isole hydrauliquement les sables verts sous-jacent de la craie (Aude & Londez, 1989). Sa porosité est de 22 à 25 %.

Contrairement aux étages supérieurs, cette craie cénomaniens est caractérisée par une absence de silex.

Le Cénomaniens comprend trois niveaux :

– le Cénomaniens inférieur (ou "Craie Bleue"), peu fissuré avec une teneur encore importante en argile (60% de CaCO_3 à la base) qui le rend très imperméable. C'est le terme basal d'une puissante série crayeuse dont la partie supérieure seule est suffisamment perméable pour pouvoir être considérée comme un aquifère (Levassor, 1989).

Cette formation est dénommée "Formation du Petit Blanc-Nez" dans la partie septentrionale.

Le B.R.G.M a fixé le toit de cette Craie Bleue à la présence d'un foraminifère, le *Rustichelli*. La biozone *Rotalipora reicheli* de nature planctonique, s'avère immédiatement sous-jacente à une autre biozone, caractérisée par une autre espèce-guide : *Cibicides formosus* à mode de vie benthique qui concerne près de 2 m de dépôts. L'identification du toit de la "Craie Bleue" repose donc sur deux biozones adjacentes, ce qui double les possibilités de repérage.

– le Cénomaniens moyen, représenté par une craie dure, grise, beaucoup plus fissurée avec une perméabilité qui augmente progressivement vers le haut, d'autant qu'elle se prête en surface à une altération chimique. Néanmoins il n'existe aucun critère lithologique ou sédimentologique pour marquer le passage entre la formation du Cénomaniens inférieur (Craie Bleue) et cette Craie Grise sus-jacente (Monciardini & Andreieff, 1989). Sa teneur en argile est de 20% alors qu'elle était supérieure à 40% au bas de la Craie Bleue (Bertrand *et al.*, 1989).

Cet ensemble est divisé en deux unités au niveau du Blanc-Nez : Formations du "Cran" et "d'Escalles", cette dernière se poursuivant au Cénomaniens supérieur.

– le Cénomaniens supérieur, formé essentiellement de craie blanche avec une porosité voisine de 34 à 39 % (Polvèche, 1960) et une teneur en CaCO_3 atteignant 90%. Quelques lits marneux et crayeux ("Formation des Crupes" ou "Marnes à plenus") couronnent, dans la partie septentrionale, l'ensemble Cénomaniens dont l'épaisseur varie de 50 à 80 m (65 m à Sangatte). Par contre dans la partie méridionale, cet ensemble est terminé par des niveaux durcis sur 1,5 m environ.

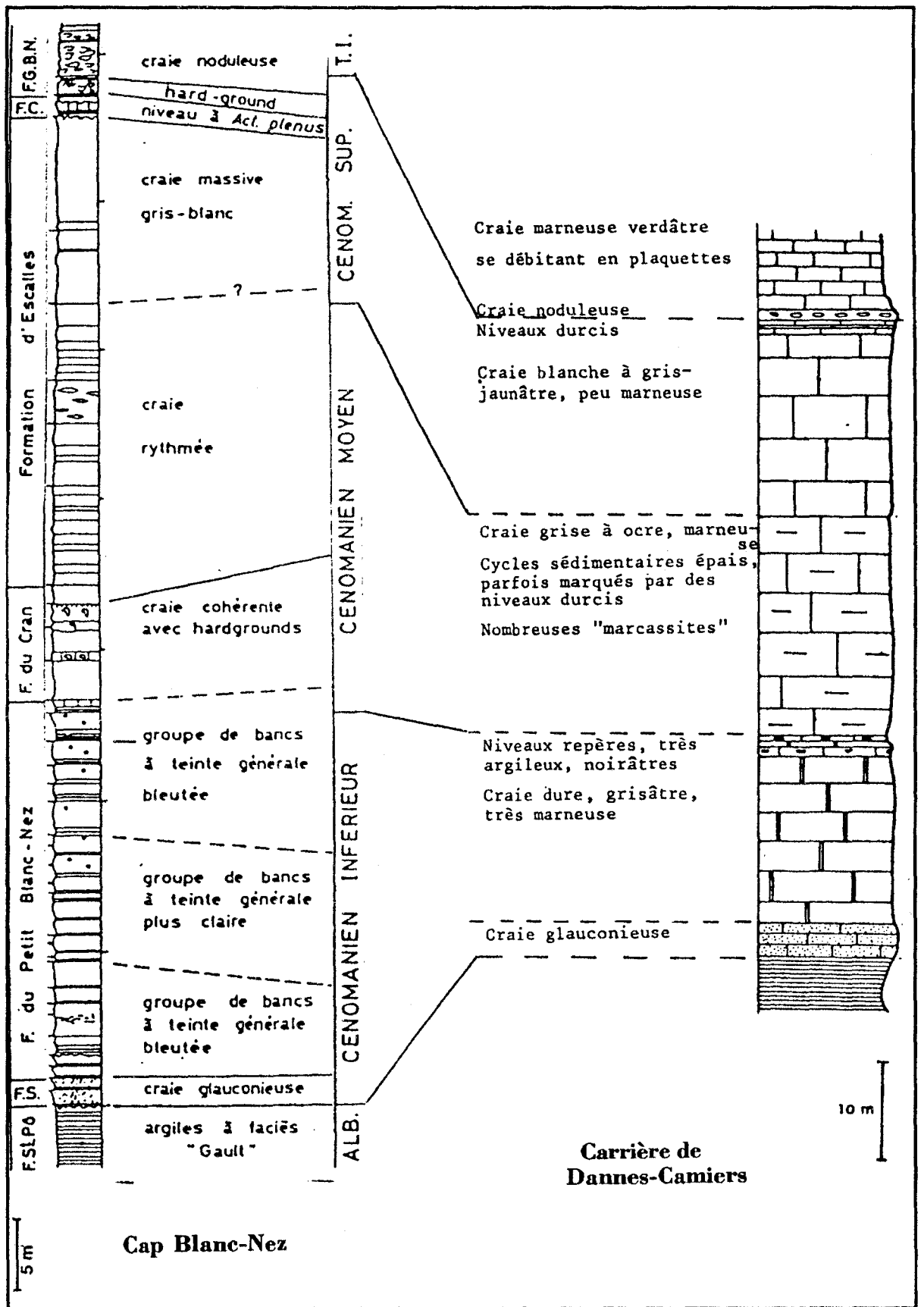


Fig. 15. Corrélation des variations stratigraphiques de la craie dans le Cénomanien.

(d'après Doremus, 1978 ; Amédéo *et al.*, 1976).

Une étude détaillée conduit à des conclusions intéressantes sur l'évolution des faciès (fig. 15) et des épaisseurs du Cénomaniens dans l'espace.

On constate en effet que :

- * les épaisseurs augmentent du N au S dans la partie méridionale, alors que la perméabilité, par contre, diminue ;
- * la perméabilité croît vers le haut de la série ;
- * le Cénomaniens inférieur peut être considéré comme le substratum imperméable de l'aquifère crayeux (Guérin, 1966).

* Craie turonienne

Le Turonien est séparé du Cénomaniens par quelques lits minces et argileux, dans des bancs hétérogènes de marne jaunâtre épais de 1 à 2 m.

Il est caractérisé par une craie marneuse formée de couches alternativement dures et tendres. La base est souvent plus noduleuse et quelquefois phosphatée.

D'une manière générale, on peut diviser le Turonien en plusieurs niveaux distincts :

– un niveau inférieur caractérisé par des éléments ovoïdes de craie dure compacte de plusieurs centimètres de diamètre enrobés de marne crayeuse jaune verdâtre, plus ou moins disposés en lits. Des horizons centimétriques plus argileux s'intercalent entre ces bancs. L'épaisseur maximale est de 4 m au Sud-Est. En raison de sa texture, cette craie a tendance à se désagréger. Sa porosité est comprise entre 20 et 30 % (Polvèche, 1960).

Le contact avec la craie sus-jacente est souligné par des bancs de craie marneuse grisâtre dont l'épaisseur est de l'ordre de 2 m, entrecoupés de lits marneux. Ce contact est bien marqué sur les falaises crétacées du Boulonnais.

– un niveau moyen de craie blanche ou grise à l'affleurement, marneuse compacte, avec des bancs plus argileux vers le bas, sans silex et dont la porosité totale est de 32 à 40 %. Son épaisseur varie de 25 à 40 m.

– un niveau supérieur de craie blanche à silex épais de 32 à 35 m.

Cette craie un peu grossière est caractérisée par de nombreux silex roses et des lentilles argileuses. La plus importante des lentilles argileuses est formée par une argile à arborisations vertes à 5 m au-dessus de la limite du Turonien moyen. Ce niveau a servi de repère pour établir certaines cartes structurales.

Au sommet, un autre niveau repère constitué de craie dure grise glauconifère (le Tun) sépare le Turonien du Sénonien, son épaisseur maximale est de 10 m environ.

Le Turonien supérieur est très fissuré et forme avec le Sénonien un aquifère très exploité. La perméabilité décroît très progressivement depuis le Cénomaniens moyen jusqu'au Turonien supérieur (Guérin, 1966).

Excepté dans la partie septentrionale, le Turonien affleure dans tout le secteur à la faveur de l'érosion en fond de vallée.

* Craie sénonienne

Au-dessus de la craie à silex turonienne vient une craie blanche à grains fins, très pure (95 à 98% de CaCO₃), homogène, avec de nombreux silex, qui peut atteindre 50 à 60 m d'épaisseur pour la partie méridionale alors qu'on la rencontre sur 70 à 80 m dans la partie septentrionale.

La craie du Turonien supérieur-Sénonien est caractérisée par une forte porosité (30 à 45%), mais avec des pores très petits (0,1 à 1 µm pour la craie) (Crampon *et al.*, 1993). Elle ne sera donc perméable que si elle est suffisamment fissurée.

Cette craie est la seule qui affleure dans le secteur situé au Sud de la Canche.

3. Le Tertiaire

Les formations tertiaires (uniquement d'âge Landénien) rencontrées sont différentes selon les zones. Le seul point commun existant entre les parties septentrionale et méridionale est la faible extension de l'affleurement du Tertiaire. Ces formations sont en règle générale recouvertes par des dépôts quaternaires et n'affleurent que sous forme de quelques buttes témoins :

– dans le secteur situé au Nord de la Boutonnière du Boulonnais, les terrains tertiaires sont affleurant aux "Noires Mottes". Il s'agit uniquement des sables d'Ostricourt. Néanmoins, il existe également des dépôts de grès et de sables ferrugineux dont la signification est discutée. Certains rattachent ces dépôts au Landénien également alors que d'autres les rapportent au faciès Diestien d'âge Miocène. Plus à l'Est les sables et grès d'Ostricourt reposent sur l'argile de Louvil qui correspond au Landénien inférieur. C'est une argile plus ou moins sableuse, passant au sommet à des sables fins silto-argileux glauconieux. Epaisse d'une vingtaine de mètres dans le Calaisis, elle constitue, là où elle est présente, le toit "impermeable" de l'aquifère de la craie. En bordure méridionale de la plaine maritime, l'argile de Louvil est le plus souvent masquée par les formations quaternaires.

– dans la partie Sud, ces dépôts affleurent avec une extension beaucoup plus importante que précédemment au niveau de St Aubin et St Josse. Contrairement au secteur Nord, on rencontre deux types de formations :

* Sable de Saint-Josse (Thanétien?) - Ce sable qui correspond au sable d'Ostricourt au Nord et au sable de Bracheux du bassin de Paris se trouve sous les argiles de Saint-Aubin. On le rencontre

- * aussi sur les plateaux, surtout au Nord et dans le limon rouge à silex de la région d'Etaples. Il contient de gros blocs de grès pouvant être isolés lorsque le sable est enlevé par ravinement.
- * Argiles de Saint-Aubin (Thanétien supérieur, Yprésien inférieur, Sparnacien) - Ces argiles plastiques grises étaient activement exploitées à Sorrus, à Saint-Josse, à Saint-Aubin et à Fromessent près d'Etaples pour la fabrication des briques.

4. Le Quaternaire

La texture complexe et la variété des formations quaternaires sont dues à la situation du secteur à l'interface continent/milieu marin côtier, interface mouvant durant le Quaternaire.

La complexité et le développement des dépôts quaternaires impose de retracer brièvement l'évolution quaternaire locale. Le Quaternaire est divisé en une succession de périodes glaciaires et interglaciaires. Afin de mieux comprendre les différents événements, le tableau VIII rend compte de manière simplifiée de l'évolution du Quaternaire.

Période	Epoque	Divisions chrono-botaniques	Séquences des Pays-Bas	Glaciations Alpines	Age (B.P)
HOLOCENE	Holocène récent	Subatlantique	Dépôts de Dunkerque		1 000
	Holocène moyen	Subboréal	Tourbe sup		10 000
		Atlantique	Dépôts de Calais		6 000
		Boréal	Tourbe inf		8 000
	Holocène ancien	Préboréal			10 000
PLEISTOCENE	Pléistocène supérieur		Weichselien	WURM	100 000
			Eemien		
	Pléistocène moyen		Saalien	RISS	
			Holsteinien		
			Elsterien	MINDEL	
			Complexe Cromérien	GUNZ	
Pléistocène inférieur				800 000	

Tab. VIII. Chronologie simplifiée du Quaternaire (d'après Sommé, 1975) X 4

T₂ T₁

a) *Pléistocène*

Les plus anciennes formations du Quaternaire sont attribuées au Pléistocène. Elles consistent en témoins discontinus de cordons littoraux, en relation avec les positions diverses du niveau de la mer pléistocène.

En ce qui concerne la partie située au Nord de la Boutonnière du Boulonnais, les dépôts pléistocènes sont présents au Nord selon une direction Est-Ouest. Ces formations périglaciaires, constituées de galets de silex essentiellement, reposant directement sur la craie altérée par l'intermédiaire d'un horizon de galets, fossilisent la plage suspendue de Sangatte. Ce complexe épais de 15 à 20 m (Bonte *et al.*, 1971) comprend également des sédiments en partie littoraux (argile, sable) et en partie continentaux (quelques galets de grès ferrugineux et rares galets de roches cristallines exotiques).

Par contre, pour la partie méridionale, ces dépôts (nommés Formation de Rue dans le Nord-Marquenterre) sont d'orientation approximativement Nord-Sud, en relation comme précédemment avec la position de la falaise fossile. Ils sont caractérisés par des bancs de galets de silex pris dans une matrice sableuse. D'après les informations obtenues par forages, il semblerait que ces dépôts soient directement au contact de la craie sous-jacente dans la partie située au Sud de la Boutonnière du Boulonnais, permettant des relations hydrauliques entre ces deux aquifères.

Ce sont des formations d'origine marine, fluviale et subaérienne, elles répondent à la période où les vallées se sont creusées presque à leur plus grande profondeur par la suite de l'abaissement du niveau de la mer (niveau de base de l'érosion). Le dépôt de ces bancs aurait pu s'effectuer durant la seconde moitié du Cromérien (Pléistocène moyen).

b) *Holocène*

Au début de l'Holocène, le réchauffement post-glaciaire provoque le retour de la mer. En discordance sur les diverses formations décrites précédemment reposent d'importantes formations sédimentaires holocènes, qui correspondent au remblaiement. L'ensemble de ces dépôts comporte deux unités : l'assise de Calais, formée de sédiments flamands, l'assise de Dunkerque, constituée de sédiments caractérisés par une succession de dépôts de sables et d'argiles due à une série de transgressions. Ces deux assises sont séparées par une strate de tourbe de "surface", soulignant une légère régression (dite samarienne).

Ces formations récentes débutant avec le relèvement du niveau de la mer, ont comblé les vallées postérieurement à leur creusement maximum à la suite de deux relèvements successifs du niveau de la mer. Elles constituent la région qu'on peut appeler la plaine maritime (Basses Terres - Bas Champs) qui s'étend du bord du plateau crayeux jusqu'à la mer.

A la base des dépôts holocènes, qui peuvent atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur, se trouve le terme le plus important, l'assise de Calais, rapportée au Flandrien moyen.

1. L'assise de Calais

Il s'agit essentiellement de sédiments marins, les "sables pissards" et de tourbes de surface en certains endroits.

Les « sables pissards » sont des sablons très faiblement glauconieux, leur médiane est voisine de 0,085 mm. A 0,080 mm plus de 85% des grains sont quartzeux et essentiellement émoussés luisants (Coque & Delhuille, 1972).

Ces caractéristiques, tant granulométriques que pétrographiques et morphoscopiques, révèlent une origine marine. L'excellent vannage est représentatif d'un dépôt en eaux peu profondes sur un fond vaseux.

Le long des falaises fossiles, ces sédiments présentent un pourcentage de tourbe important, permettant la formation de zones marécageuses d'orientation Nord-Sud pour la partie méridionale et Est-Ouest pour la partie septentrionale.

Reposant sur l'argile yprésienne dans la plaine maritime Flamande, les sables pissards constituent donc le siège d'une nappe superficielle. Par contre dans le secteur étudié, le mur de cette formation est beaucoup moins évident puisque reposant selon les données de sondage directement sur la craie, sur de la tourbe ou encore sur les formations pléistocènes. Le niveau inférieur de cette assise oscille autour du 0 N.G.F.

Le niveau piézométrique est très proche de la surface du sol. En profondeur l'eau est saumâtre ou salée. Cette nappe est protégée par des digues et drainée par une multitude de canaux et de rigoles qui évacuent rapidement vers la mer les eaux douces des précipitations atmosphériques. A partir d'une profondeur de l'ordre de quelques mètres, on rencontre de l'eau salée. La présence de sel jointe aux difficultés de captage, font que cet aquifère est resté pratiquement inexploité.

2. L'assise de Dunkerque

Le dernier témoin du Quaternaire est la mince assise de Dunkerque, rapportée au Flandrien supérieur. C'est une formation d'estran et de chenaux s'étendant sur la plus grande partie de la plaine maritime. Elle correspond aux épisodes transgressifs datant de l'époque gallo-romaine et du Moyen-âge.

Elle est beaucoup moins homogène que celle de Calais. De faciès marins ou lagunaires, les sédiments dunkerquiens sont sableux, argilo-sableux ou argileux. Ils présentent de nombreuses variations latérales de faciès.

Leur épaisseur est nettement inférieure à celle des sables flandriens avec un maximum de 2 m dans la moitié septentrionale de la plaine, sinon de 1 à 1,5 m en moyenne.

Parallèlement à cette assise de Dunkerque, il existe également un autre type de formation dunkerquienne désigné sous le nom de mollières. Ce sont des sédiments de colmatage marins situés au niveau des estuaires, en avant des digues, encore recouverts et mouillés (mollières) par les hautes mers de vives eaux, mais déjà envahis par une végétation de pré-salé. Ils sont appelés à être bientôt endigués.

3. Les dunes

Témoins des positions diverses du rivage, les dunes sont postérieures à la poldérisation de la plaine qui semble s'être développée entre le 12^{ème} et le 16^{ème} siècle. Les dunes sont de plus en plus récentes lorsque l'on se rapproche de la côte.

Elles ont été édifiées à partir du sable de l'estran par le vent d'Ouest dominant, mais de suite remaniées. Les dunes littorales se forment donc grâce à un apport de matériel sableux par le vent. La formation et l'évolution des dunes sont favorisées par la végétation. En effet son rôle est double, tout d'abord elle freine le vent en provoquant l'accumulation des particules et les systèmes racinaires permettent la fixation des dunes.

Au Nord de la Canche, les dunes couvrent toute la plaine et s'étendent loin sur le plateau crayeux, masquant les terrains flandriens décrits précédemment.

Selon le lieu, les dunes peuvent reposer directement sur la craie (ex : Dannes) ou encore sur des sables fins gris- foncé flandriens.

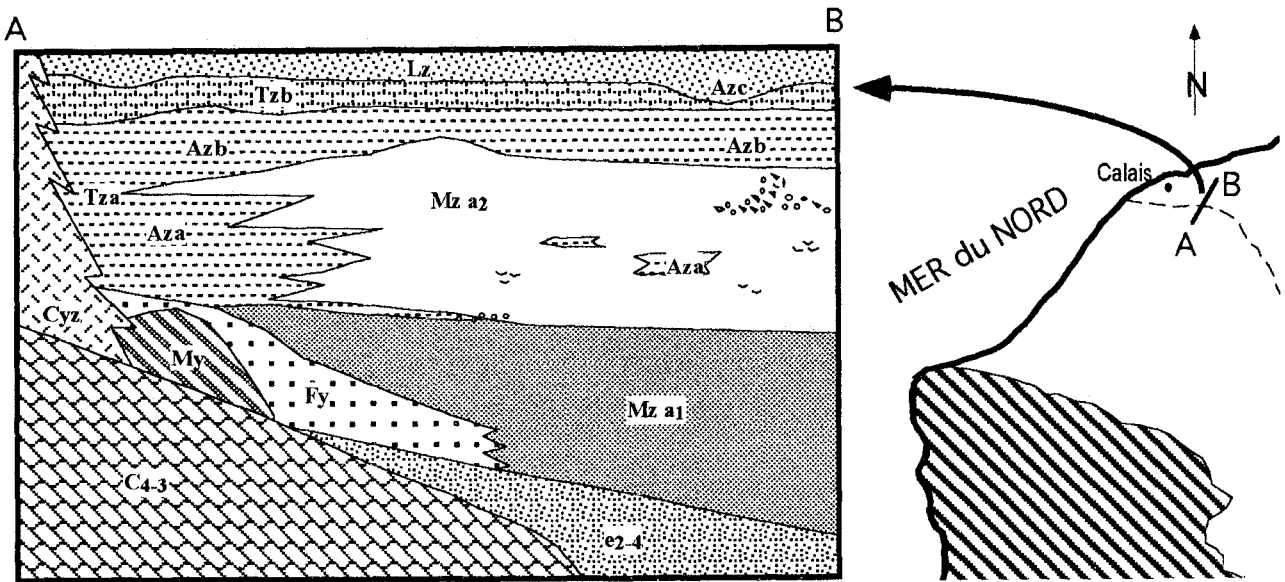
Ces dunes renferment une ou de plusieurs nappe(s) d'eau douce, suivant l'existence ou l'absence de niveaux tourbeux. Lorsque le vent s'engouffre dans les creux interdunaires non suffisamment fixés, il creuse une dépression, emportant le sable sur les côtés, jusqu'à ce que la nappe affleure, permettant la formation d'une panne.

Parmi les formations quaternaires, on retiendra surtout les dunes littorales et les sables pissards pour la suite de l'étude puisque ces deux formations sont le siège d'une nappe superficielle ou d'une succession de nappes superposées selon le dépôt et l'extension de la tourbe.

La principale caractéristique de ces formations est l'aspect complexe de leur dépôt comme le montre par exemple la coupe du bord SSW de la plaine maritime flamande (fig. 16) .

De plus comme l'ont mis en évidence Mania & Philippart (1976), il existe d'Ouest en Est un passage latéral des sables fins marins à des graviers et des sables plus grossiers (3 coupes des sondages 16-2-52, 16-2-53 et 16-2-54, fig. 17). On remarque grâce à celles-ci l'existence d'un niveau tourbeux local qui correspond à un épisode continental.

Les terrains quaternaires sont discordants sur les formations antérieures.



Légende :

Formations quaternaires

Holocène

- Lz : Limon de surface
- Azc : Argiles et sables (Assise de Dunkerque)
- Tzb : Tourbe de surface
- Azb : Argiles supérieures, Argiles bleues
- Aza : Argiles inférieures, Argiles gris-bleu
- Mza2 : Sables dunaires
- Mza1 : Sables marins gris à vert
- Cz : Colluvions

Assise de Calais

Pléistocène

- Fy : Complexe à galets de silex
- Cy : Colluvions anciennes
- My : Complexe de Rouge Cambre

Substratum

Eocène

- e2-4 : Sables d'Ostricourt et Argile de Louvil
- Crétacé supérieur*

- C4-3 : Craie blanche à silex



Boutonnière du Boulonnais

A — B : Localisation de la coupe

Fig. 16. Coupe schématique de la répartition des sédiments quaternaires (d'après Mazeas, 1989)

5. Conclusion

L'aperçu stratigraphique des différentes formations rencontrées permet de mettre en évidence leur complexité. En effet, que ce soit les terrains crayeux du Crétacé supérieur ou ceux relatifs au Quaternaire quelques difficultés persistent. En ce qui concerne la craie, souvent considérée comme un aquifère homogène, on se rend compte que l'ensemble des différences lithologiques entre les divers étages mais également au sein d'un même étage, conduisent à penser que les caractéristiques hydrodynamiques, ne seront pas les mêmes selon le niveau considéré. De plus, les terrains très hétérogènes du Quaternaire auront, selon leur nature, des relations différentes avec la craie sous-jacente. L'ensemble de ces considérations confronté à l'étude structurale du secteur permettra par la suite d'essayer de comprendre un peu mieux le comportement hydrogéologique de ces diverses unités.

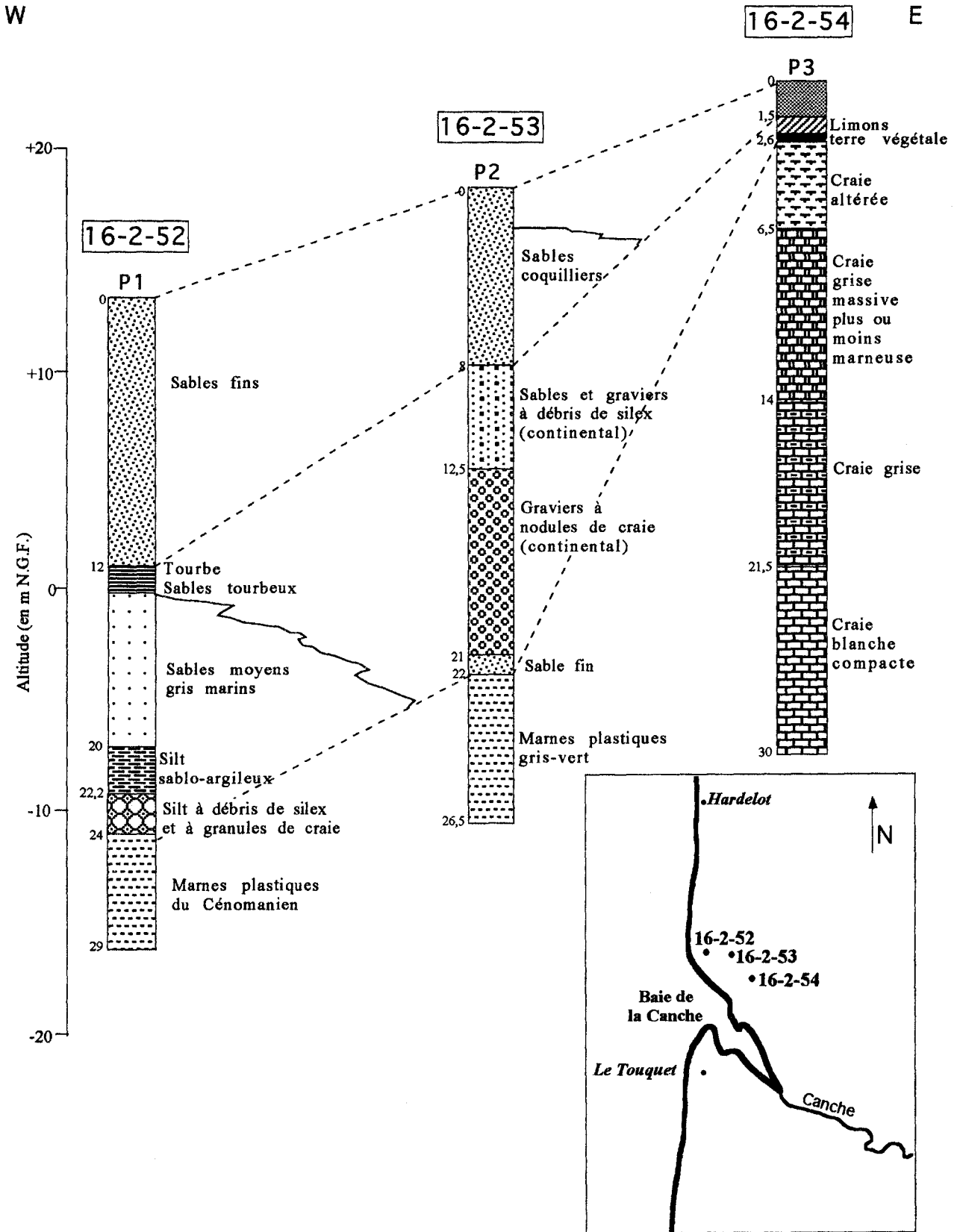


Fig. 17. Coupes géologiques des formations quaternaires et crétacées au Sud de Camiers (Mania & Philippart, 1976).

E) CONTEXTE STRUCTURAL

1. Introduction

La craie n'est aquifère que si elle est suffisamment fracturée. De plus, dans les milieux discontinus, les réseaux fissurés conducteurs sont de géométrie complexe suite à une histoire structurale polyphasée (Colbeaux, 1990 ; Vandycke, 1992) ce qui leur confère des propriétés hydrauliques très variables dans l'espace.

Or, le cheminement des fluides dans un réseau de fractures ne dépend pas uniquement de leur connectivité : ils empruntent les voies de passage dont la tortuosité est la plus faible (Leddesert *et al.*, 1992). Les vitesses et directions d'écoulement peuvent être induites par les différents accidents d'origine tectonique et des discontinuités sédimentaires.

C'est pourquoi avant d'entamer l'hydrogéologie, l'attention sera tout d'abord portée sur la structure du site. Pour cela, l'étude va être réalisée à plusieurs échelles successives, partant de la plus petite vers la plus grande. Ceci permettra par la suite de cerner un peu mieux les résultats obtenus lors de l'analyse hydrogéologique proprement dite.

2. Généralités - Structure d'ensemble

Le secteur d'étude est affecté par deux structures : le Graben du Pas-de-Calais et le Horst de l'Artois.

Le Déroit du Pas-de-Calais a mis récemment en communication la Manche et la Mer du Nord il y a environ 8 à 900.000 ans à la fin du Pléistocène inférieur (Colbeaux *et al.*, 1980). C'est dire que son origine est récente, mais les mécanismes invoqués pour son ouverture ne paraissent pas liés à des phénomènes purement climatiques. En effet, l'analyse des fractures à terre, dans le Boulonnais, soutient l'hypothèse de l'existence d'une structure transverse en graben nommée "Zone Faillée du Pas-de-Calais".

En ce qui concerne le Horst de l'Artois, la structure est constituée de gradins successifs, effondrés vers la plaine maritime flamande pour la partie Nord de l'étude et vers la Somme pour la partie située au Sud de la boutonnière du Boulonnais.

Cette structure (fig. 18) est fort probablement induite par des alignements de fractures tardi-hercyniennes orientées N010-030° (Colbeaux *et al.*, 1980).

De plus, Colbeaux *et al.* (1993) ont démontré, par une série d'exemples pris dans le Boulonnais et grâce à l'affleurement de terrains allant du Primaire au Quaternaire, que les structures présentes sont liées à une activité tectonique du Paléozoïque à nos jours, dont les directions principales de fracturation sont N100-110° et N020-040°, celles N060-070° et N120-130° étant plus secondaires.

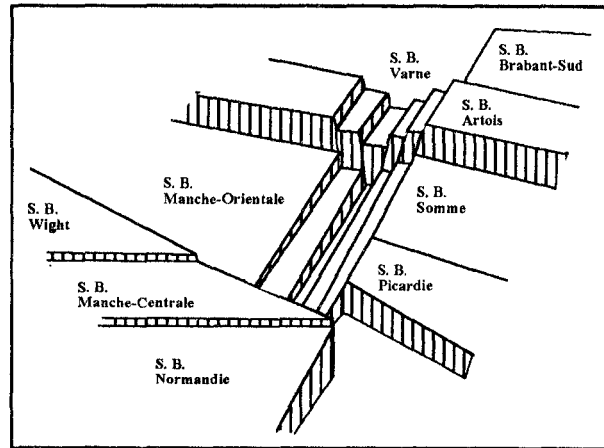


Fig. 2 Bloc diagramme hypothétique (sans échelle) : structure de la Manche orientale et du Pas-de-Calais (Colbeaux *et al.*, 1980).

De manière générale, on retiendra deux grands types d'accidents subverticaux qui ont pu être observés dans la série crayeuse du Crétacé par de nombreux auteurs :

- des failles longitudinales de direction N 100-110°, qui ont été associées à un accident de socle cisailant dextre, d'âge tardi-hercynien et qui a rejoué à la fin du Jurassique, du Crétacé ou au tout début du Tertiaire. Ces failles sont responsables de la structuration en Horst de l'Artois (Colbeaux, 1974) ;

- des failles transversales orientées N030-040°, correspondant à un héritage de la tectonique hercynienne (Colbeaux, 1975).

Une partie de la fracturation enregistrée dans le Crétacé paraît liée à une tectonique cassante en extension. Ceci a été démontré notamment par des travaux de Vandycke & Bergerat (1991) et Vandycke (1992) dans le Boulonnais. Cinq systèmes de failles différents d'un point de vue géométrique et chronologique ont été identifiés :

- compression N-S / extension E-W. Ce système de failles conjuguées de décrochement dextre et senestre est bien représenté au niveau des falaises du Petit Blanc-Nez et dans la carrière de Dannes. Cet événement est d'âge Cénomaniens ;

- extension E-W. Elle est indiquée par des failles normales N-S et son âge est probablement relatif au Cénomaniens terminal ;

- extension N-S. Elle est mise en évidence par des failles normales orientées E-W ayant affecté la succession stratigraphique de l'Albo-Aptien au Santonien ;

- extension NW-SE. Cet état de contrainte a été identifié sur l'ensemble du Boulonnais. Il est antérieur au système suivant qui l'a dans certains cas réactivé ;

– extension NE-SW. C'est le système le plus récent puisqu'il recoupe les autres dans de nombreux cas. C'est également celui qui présente le nombre le plus important de fractures.

De plus, au cours du Miocène prennent naissance des fractures conjuguées et à fort pendage (Colbeaux, 1990) de directions N051-086° et N117-148° relevées tant dans les formations paléozoïques que mésozoïques.

Dans le Bas-Pays Picard, on peut ajouter une période d'instabilité d'âge Tertiaire à Quaternaire se traduisant par des effondrements à regard Ouest (mouvements picards) qui permettent d'expliquer la genèse de pièges sédimentaires (Bas-Champs) au sein desquels la sédimentation s'effectue en rapport direct avec les phénomènes glacio-eustatiques (Broquet, 1980). Le relief qui en résulte est surtout la conséquence d'une tectonique de blocs (Colbeaux *et al.*, 1980) qui commande la morphostructure régionale (Briquet, 1922).

Au Nord de la Boutonnière du Boulonnais, le principal accident est la faille de Landrethun-Caffiers d'orientation N110° à N140° associée à un accident de socle cisailant dextre tardi-hercynien ayant rejoué à la fin du Crétacé ; il est responsable de la structure en Horst de l'Artois (Colbeaux & Mania, 1976 ; Colbeaux & Sommé, 1985).

3. Structure de la craie dans le secteur d'étude

a) Données de sondages

Dans le paragraphe précédent plusieurs grands types d'accidents connus régionalement ont été décrits. De plus, pour les auteurs anciens ayant travaillé dans ce secteur, comme par exemple de Lammerville (1969), la plate-forme sénonienne crayeuse présente une surface irrégulière, modelée par l'érosion sub-aérienne pendant la période d'émersion qui a précédé le dépôt des formations quaternaires. Néanmoins, en s'intéressant à l'évolution de la cote du toit de la craie sous le Quaternaire grâce aux données de forages obtenues dans le Marquenterre (Louche, 1994), il a pu être remarqué des variations verticales rapides en ce qui concerne l'emplacement du toit de la craie (parfois de plusieurs mètres), avec des dénivellations brusques en allant vers l'Ouest.

Notons également que le plateau crayeux s'arrête subitement, dans tout le secteur d'étude, contre les dépôts quaternaires le long d'une ligne brisée classiquement appelée "falaise morte".

Afin de mieux cerner les différents accidents présents dans le secteur d'étude, un recensement de l'ensemble des sondages, forages, coupes géologiques, disponibles au B.R.G.M a été effectué sur les cartes géologiques de Marquise, Boulogne, Montreuil et Rue.

En plus du numéro de la carte à 1/50 000, l'indice B.R.G.M. d'un ouvrage précise le huitième concerné et le numéro d'entrée en documentation (par ordre chronologique).

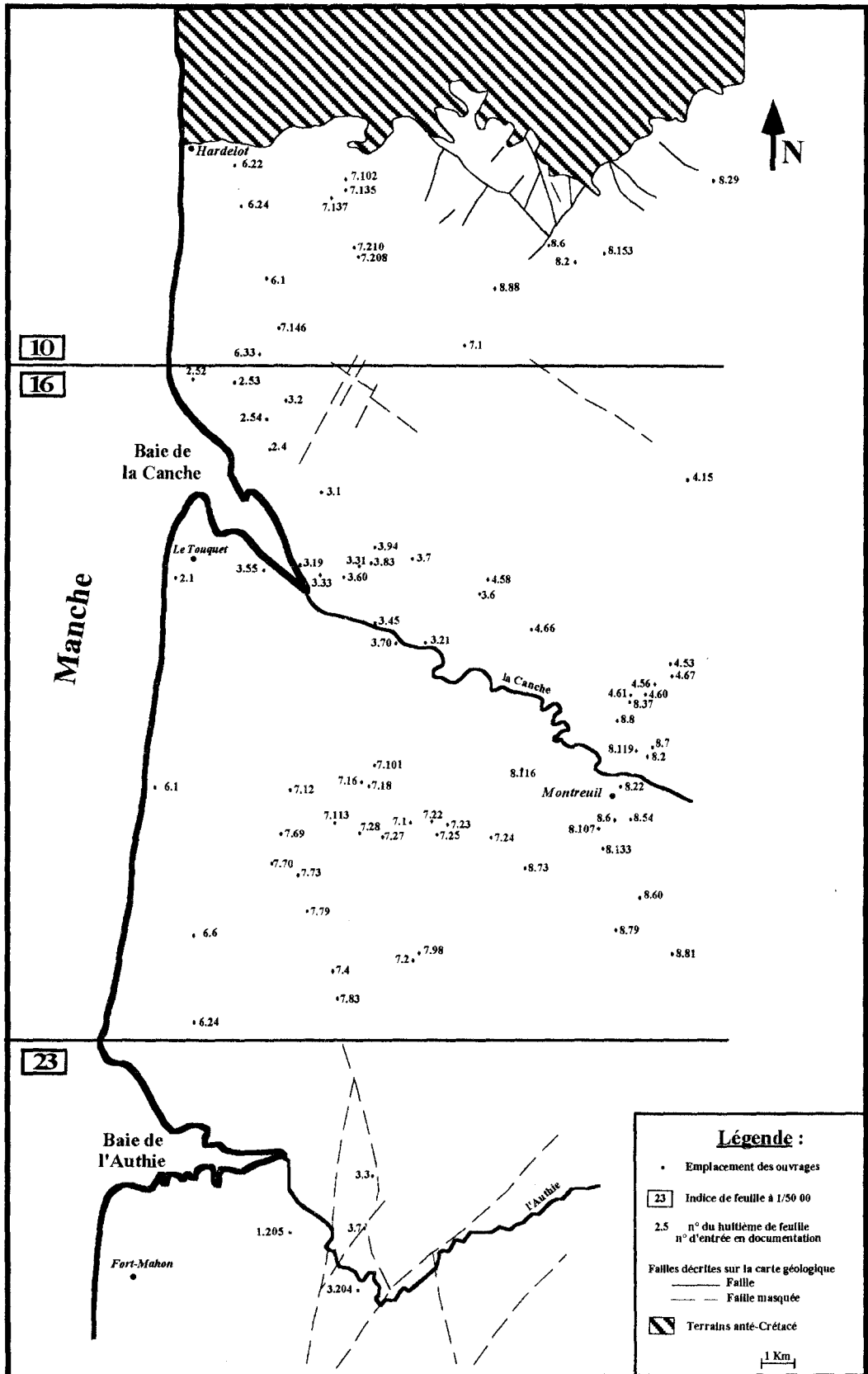


Fig. 19. Localisation des ouvrages comportant des informations intéressantes dans la zone d'étude.

Après un tri des ouvrages apportant des informations intéressantes, ceux-ci ont été reportés sur la figure 19. La carte de Marquise n'est pas représentée puisque aucune information supplémentaire n'a pu être décrite par rapport à la carte (fig. 20) établie par Colbeaux *et al.* (1993).

On peut tout de suite constater que le nombre de points reportés est loin d'être satisfaisant pour tracer avec précision les différents accidents présents. Par ailleurs, le manque de niveaux repères dans les coupes exploitées et notamment la fréquente absence du contact Crétacé-Tertiaire, ne permet pas d'affirmer que l'on ait bien le toit de la craie et non une surface d'altération.

Pour effectuer au mieux cette tâche, la trame de la carte a été tracée à partir des coupes comprenant des terrains tertiaires sur la craie sénonienne et des données issues de la bibliographie. De plus, la carte de la figure 20, précise l'emplacement ainsi que la direction de certaines failles et la figure 21 permet de compléter les données avec les données sous-marines.

Il apparaît, à la lecture de la carte structurale réalisée grâce aux données de sondages (fig. 22), que l'on retrouve dans l'ensemble du secteur les deux familles d'accidents décrits antérieurement dans les séries crétacées, c'est-à-dire N030° et N110°. Par contre, le secteur situé entre la Canche et l'Authie présente une famille supplémentaire N160-170° qui n'a pas été retrouvée dans le reste de la carte structurale. Ces accidents étant de plus faible extension, on pourrait expliquer leur absence de détection dans le reste du secteur par la trop faible densité des forages.

Ces différents accidents vont donc séparer le secteur en plusieurs compartiments avec un décalage géologique très important dans la partie méridionale entre la partie au Nord de la Canche qui est surélevée par rapport à la partie Sud. Ces deux zones sont séparées par la faille de Montreuil-Bassurelle (Colbeaux *et al.*, 1993), constituée en fait, comme cela se voit sur la carte structurale, par le relais d'une succession de failles.

La partie méridionale est donc séparée en quatre grands compartiments, la limite inférieure du premier passant non loin de la ville d'Hardelot, celle du deuxième étant la faille de Montreuil, la troisième se situant aux alentours de Merlimont, quant à la quatrième, elle n'est pas définie par manque d'informations, néanmoins on peut supposer, vu l'orientation empruntée par l'Authie juste en amont de l'estuaire, qu'il est probable qu'elle se situe à cet endroit. Mais ceci n'est qu'une supposition.

Parallèlement, ces différents compartiments sont eux-mêmes découpés en compartiments plus petits avec cette fois-ci un affaissement en direction de la mer.

L'existence de ces accidents expliquerait donc bien le tracé en baïonnette des différentes rivières côtières telles que l'Authie et la Canche.

Cette carte structurale confrontée à la synthèse géologique décrite lors du chapitre précédent permet maintenant de proposer quelques coupes géologiques (fig. 23). Celles-ci mettent en évidence une structure en horst et graben dans l'ensemble du secteur d'étude.

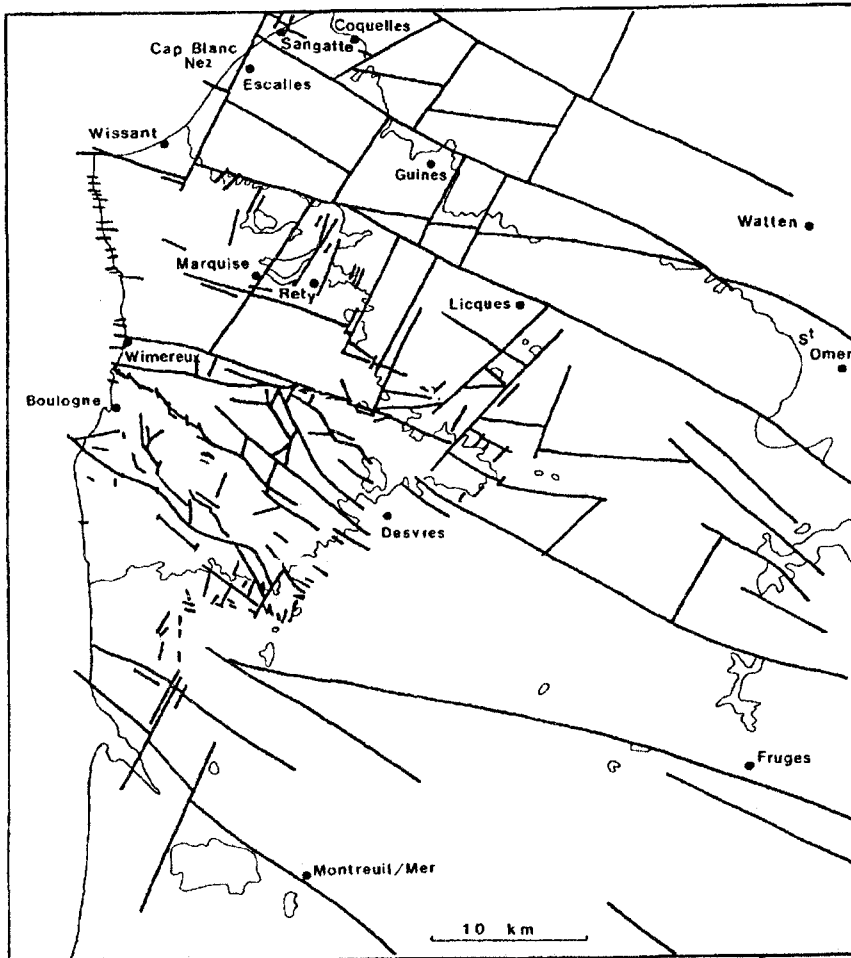


Fig. 20. Carte structurale synthétique du Boulonnais et de ses abords (Colbeaux *et al.*, 1993)

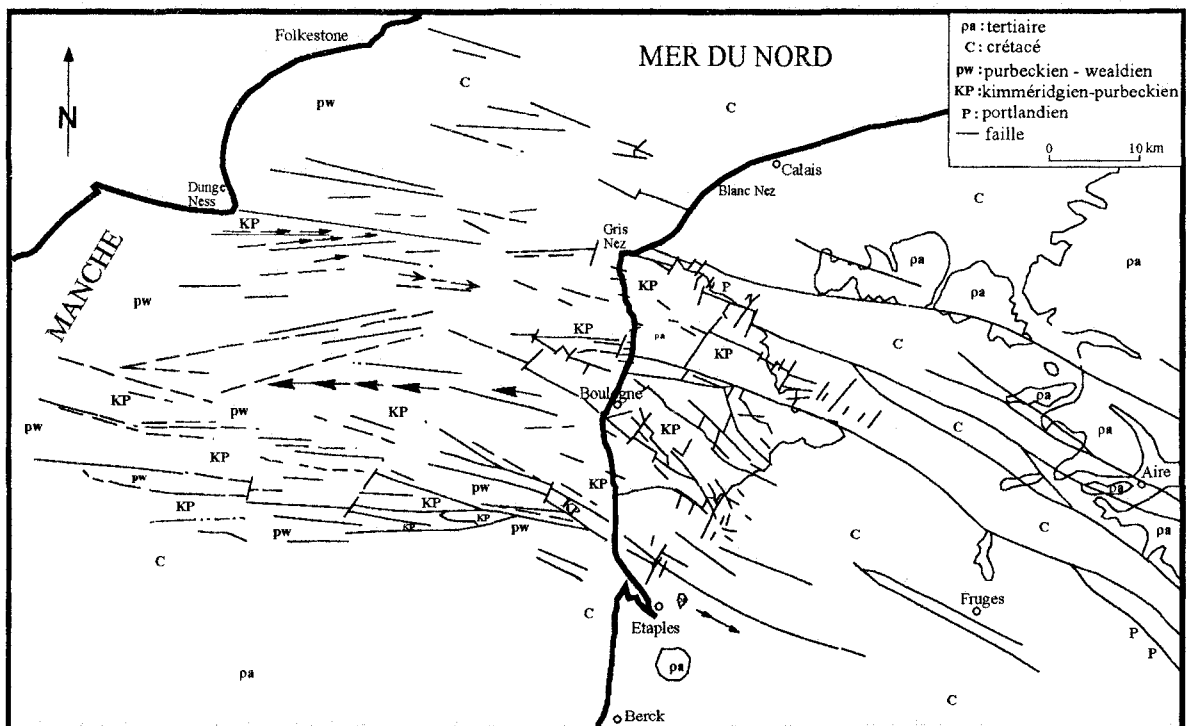


Fig. 21. Principaux éléments structuraux de la région Artois-Boulonnais-Manche orientale (Auffret & Colbeaux, 1977).

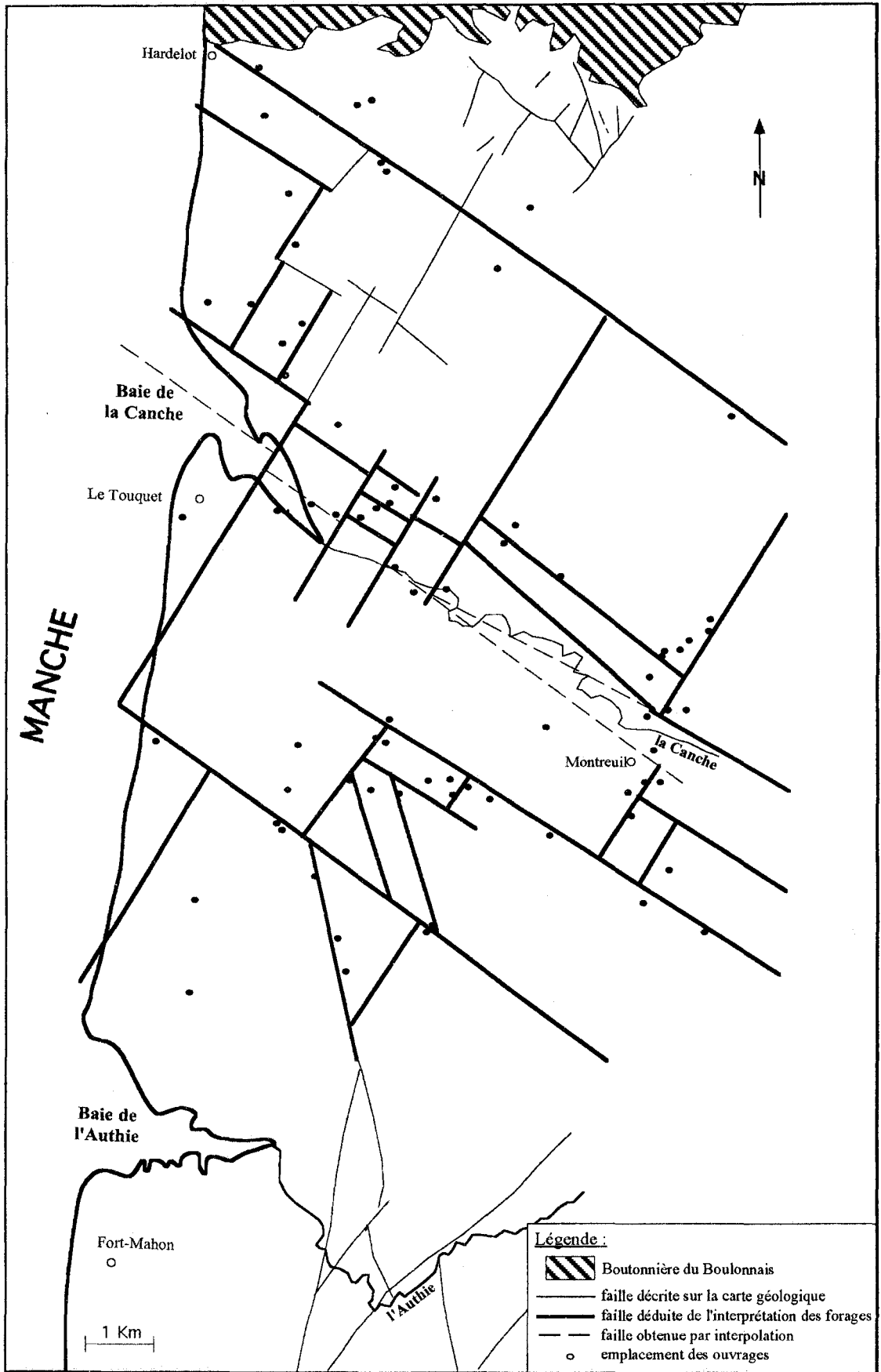


Fig. 22. Carte structurale déduite des données de sondages.

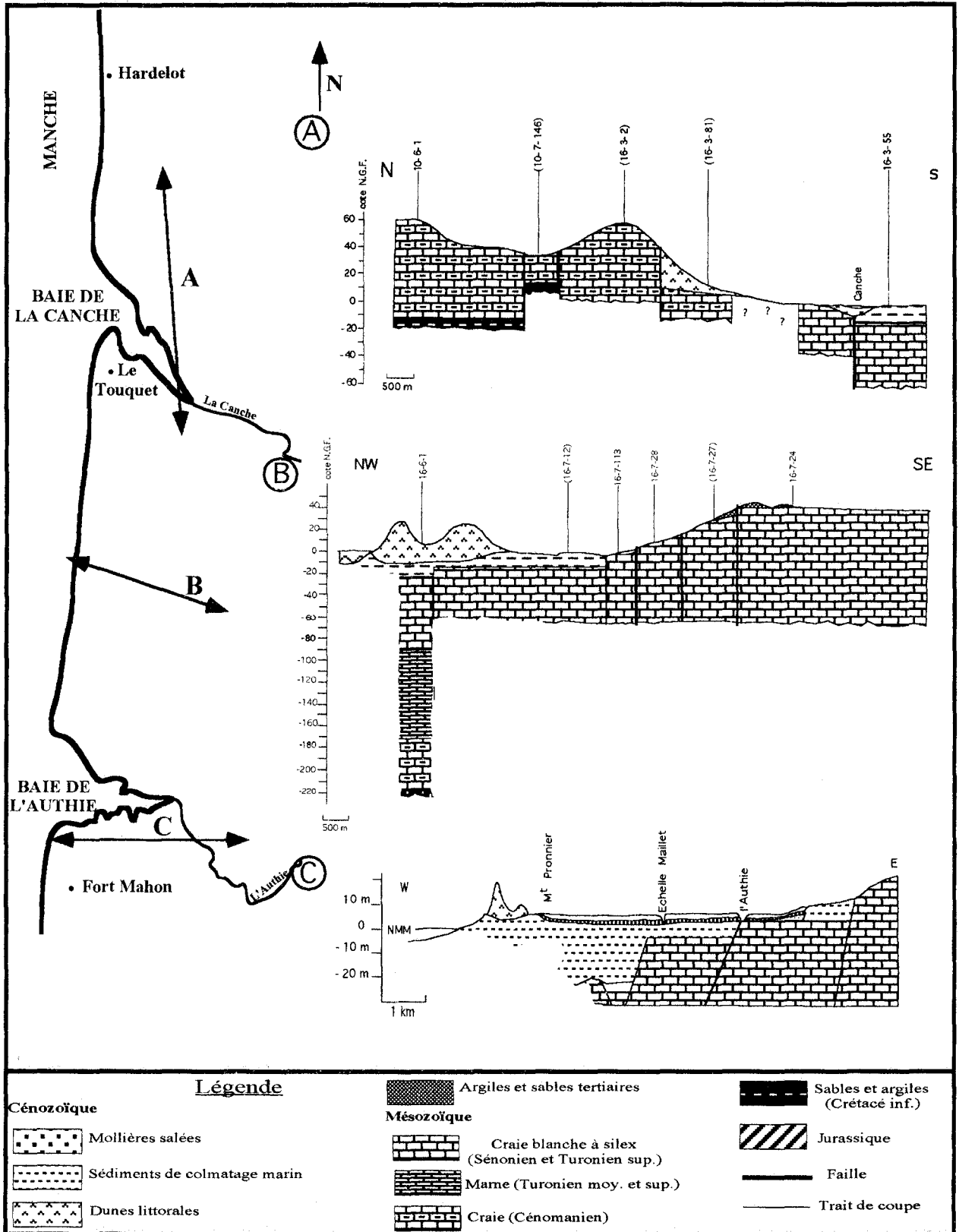


Fig. 23. Coupes géologiques réalisées à partir des données de sondages.

Cette disposition semble être due à une série de failles de direction approximativement NW-SE et NE-SW découpant la craie en une série de blocs basculés.

b) Confirmation par géophysique

Actuellement, dans certains secteurs, la profondeur de la craie, la localisation de failles, restent aléatoires par suite du manque de forages et d'affleurements. Afin d'obtenir des informations complémentaires, trois méthodes géophysiques classiques ont été appliquées en plaine maritime à l'Ouest des coteaux crayeux, entre la Canche et l'Authie et plus précisément entre Merlimont et Berck :

- sondages électriques pour déterminer la nature et l'épaisseur des dépôts tertiaires et quaternaires ;
- sondages sismiques afin de localiser et de déterminer le pendage éventuel du toit de la craie ;
- traînés électromagnétiques pour localiser les failles.

La description des différentes méthodes utilisées est reportée en annexe I.

La localisation géographique de ces divers profils et sondages est référencée sur la figure 24.

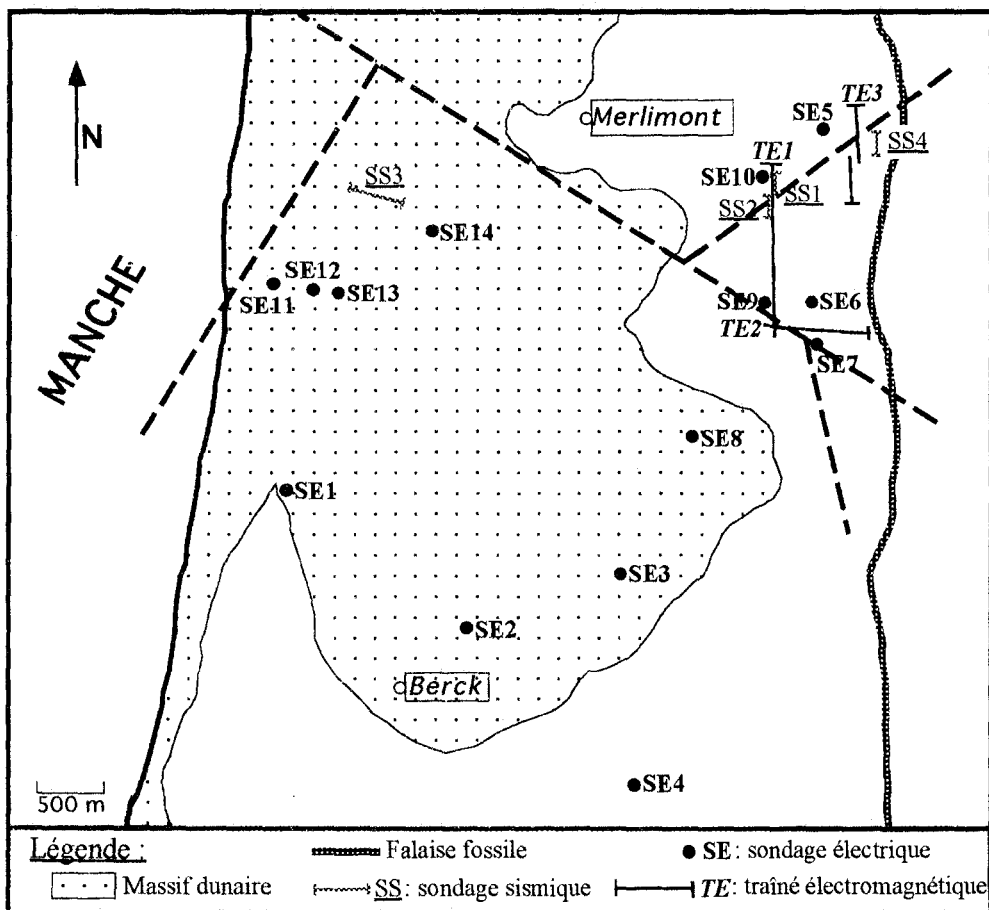


Fig. 24. Localisation et détermination des essais géophysiques.

1. Prospection électrique

Selon la méthode des résistivités (résistivimètre ABEM SAS 300) avec le dispositif Schlumberger, cinq sondages sur les quatorze exécutés entre Merlimont et Berck (fig. 25) ont fourni des renseignements sur la localisation du toit de la craie. Les formations superficielles peu résistives (17 à 40 ohm.m), au dessus de la craie, sont généralement riches en tourbe et en argile. Au niveau du sondage SE2, la craie est accrochée à 52,7 m de profondeur, à 15 m au droit des sondages SE5 et SE7, 27 m pour le sondage SE6 et 7,2 m pour le SE10. Ces différentes données montrent une très grande variabilité de la profondeur de la craie sur un secteur relativement restreint. En ce qui concerne les sédiments quaternaires, seule une légère hétérogénéité et l'épaisseur différente des dépôts a pu être mise en évidence.

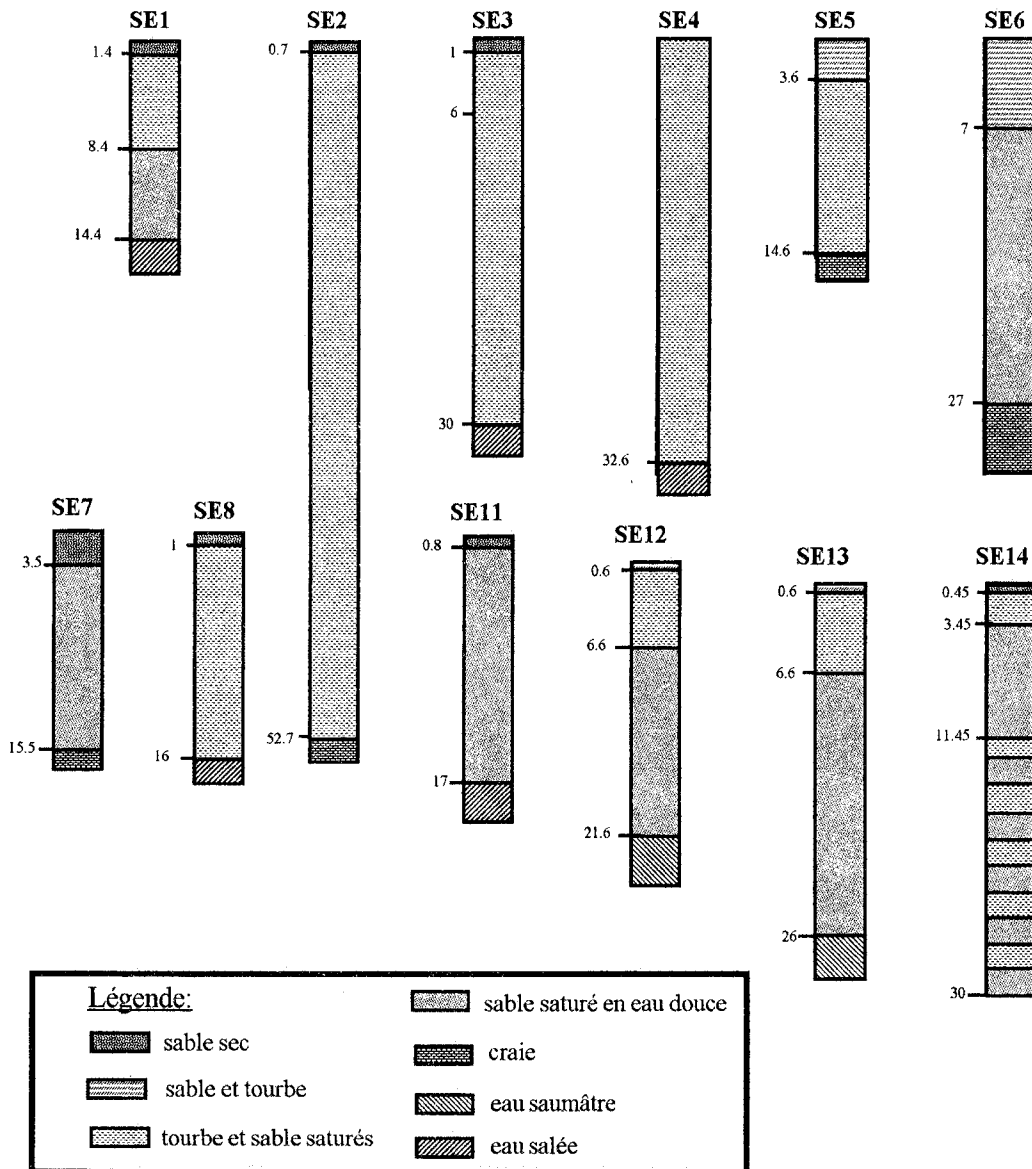


Fig. 25. Traduction géologique des sondages électriques.

2. Prospection sismique

Les sondages sismiques ont été réalisés pour localiser le toit de la craie. La mise en oeuvre a comporté le matériel suivant :

- un sismographe GEOMETRICS ES 1225 permettant l'enregistrement de 12 signaux ;
- une flûte de 60 mètres de longueur, comportant 12 à 24 géophones espacés de 5 à 15 mètres selon le sondage réalisé.

La source d'énergie sismique est produite par l'explosion d'une charge de poudre noire d'environ 200 gr dans la réserve de Merlimont et par l'impact d'une masse sur le sol dans la région des bas-champs. Quatre sondages sismiques, ont été réalisés dont trois dans les Bas-Champs et un au sein du massif dunaire. La craie saine a une vitesse sismique de l'ordre de 2300 m.s⁻¹.

* Région des Bas-Champs

Le dispositif de mesure a été installé sur une distance de 60 mètres soit 12 géophones espacés de 5 mètres. L'onde sismique a été générée par l'impact d'une masse sur une plaque métallique.

Dans les Bas-Champs, le toit de la craie a été accroché vers 9,6 m au droit du sondage SS1 et trois "terrains" ont été mis en évidence :

- un premier terrain de vitesse sismique très lente et peu épais (100 à 200 m.s⁻¹ remblais et tourbe non saturée) ;
- sous le niveau de la nappe, vers deux mètres de profondeur, les vitesses sismiques restent lentes (670 à 900 m.s⁻¹) confirmant la présence vraisemblable de tourbe ;
- enfin, vers 9,6 m, un terrain de vitesse sismique rapide (plus de 2000 m.s⁻¹) qui pourrait être de la craie. L'interprétation des résultats indique un léger pendage du toit de la craie vers le Sud.

Par contre le toit de la craie a été atteint plus profondément au sondage SS2, mais la craie est subafleurante au niveau du sondage SS4 (entre 2 et 5 m).

De plus au niveau du sondage SS2, il existe une forte différence entre les résultats du profil aller et du profil retour. Les vitesses mesurées sont probablement des vitesses apparentes plus grandes que les vitesses réelles dans le cas du profil aller et plus faibles pour le profil retour. Cette situation pourrait être due à l'inclinaison du toit du substratum qui présenterait un pendage Nord. Par contre le pendage du toit de la craie serait vers le Sud dans la zone où a été effectué le sondage SS1.

L'interprétation des sondages sismiques réalisés dans les bas-champs est assez délicate. En effet, les terrains superficiels non saturés, constitués de remblais peu épais puis de tourbe ont des vitesses sismiques extrêmement faibles (100 à 200 m.s⁻¹) de même que dans la partie saturée.

* Plaine interdunaire

Un sondage sismique (SS3), orienté Ouest-Est, a été réalisé dans la réserve de Merlimont. Un premier dispositif de mesure, installé sur une distance de 120 mètres n'avait pas permis d'accrocher le toit de la craie. Le second dispositif s'est alors étendu sur 240 mètres avec de 0 à 60 mètres, des géophones espacés de 5 mètres et de 60 à 240 mètres, l'espacement des géophones a été élargi à 15 mètres. L'onde sismique a été générée par l'explosion de 200 gr de poudre noire.

Les vitesses sismiques de l'ordre de 1550 m.s^{-1} , observées de 1,9 m à 35 mètres de profondeur correspondent à des terrains meubles saturés. En dessous les vitesses sismiques de l'ordre de 2300 m.s^{-1} , ont permis la détermination du toit de la craie avec une inclinaison vers l'ouest.

3. Prospection électromagnétique

Trois traînés électromagnétiques, effectués dans les Bas-Champs ont pour objet de confirmer l'existence de deux axes de faille, préalablement localisés à partir de données de sondages.

Le matériel utilisé est un Géonics EM-34.

Un espacement de 40 mètres entre les boucles a été choisi de façon à obtenir une profondeur d'investigation suffisante pour accrocher le toit de la craie supposé se trouver vers 15 mètres de profondeur. Les champs électromagnétiques, vertical et horizontal, ont été mesurés.

Le traîné électromagnétique TE1 montre l'existence de trois parties distinctes séparées par deux zones de très faible résistivité large de 100 m (cumulées 420 à 520) et 60 m (cumulées 920 à 980). L'augmentation de résistivité observée du Sud vers le Nord pourrait être liée à une remontée du substratum crayeux (la craie étant probablement plus résistive que les silts et la tourbe sus-jacents). Deux failles pourraient être localisées au droit des cumulées 420 à 520 et 920 à 960/980. Afin de confirmer l'assimilation de ces anomalies aux failles préalablement définies grâce aux données de forages les traînés électromagnétiques TE2 et TE3 ont été réalisés.

Le profil TE2 (fig. 26) permet la détermination de quatre zones distinctes, dénotant une différence de lithologie avec d'ouest en est :

- une première zone (cumulées 0 à 100) caractérisée par des terrains de faible résistivité (50 ohm.m) signalant la présence d'eau salée ;

- une deuxième zone (cumulées 120 à 300) dans laquelle les valeurs de résistivité augmentent régulièrement vers l'est ;

- une troisième zone (cumulées 200 à 580) où les terrains superficiels sont de plus forte résistivité. Ceci est dû à la présence d'une couche épaisse de 12 m, de plus forte résistivité (120 ohm.m) pouvant correspondre compte tenu des données de résistivité et des connaissances géologiques à la présence de terrains pléistocènes caractérisés par des galets de silex englobés dans une matrice sableuse à crayeuse ;

• enfin, une dernière zone au niveau de laquelle disparaissent les formations pléistocènes et la craie subaffleure.

Ce profil électromagnétique montre que les limites entre ces quatre zones sont très nettes, indiquant des changements brusques de lithologie liés à la présence de failles.

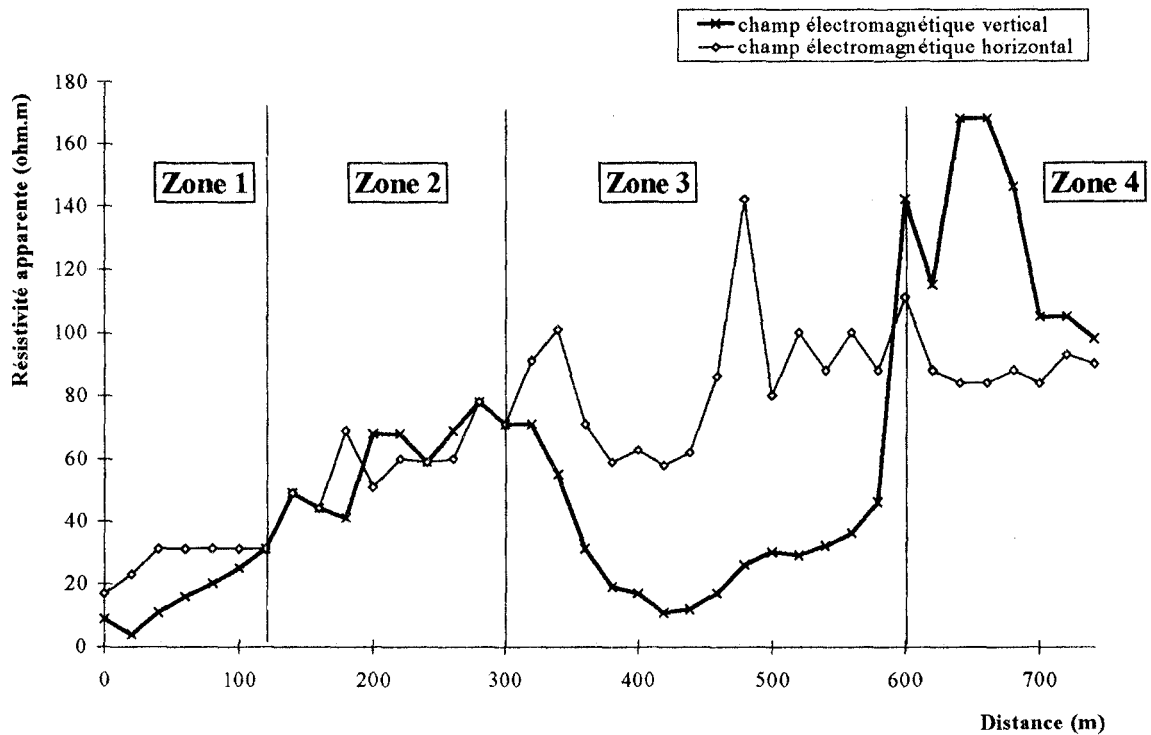


Fig. 26. Profil électromagnétique (TE2) ouest-est.

Enfin pour le traîné TE3, trois zones ont pu être définies, à savoir du Nord au Sud : une première caractérisée par une craie altérée semblant correspondre à une zone préférentielle d'écoulement d'eau, une seconde où il existe une remontée du toit de la craie correspondant à un rejet de faille et enfin la dernière zone dans laquelle l'épaisseur des terrains meubles est plus forte indiquant un approfondissement du toit de la craie. Dans la première zone, les résultats obtenus pour le champs électromagnétique vertical mettent en évidence deux fortes anomalies semblables à celles décrites lors du profil TE1.

4. Synthèse

La synthèse des résultats obtenus par l'utilisation des trois techniques géophysiques le long du traîné électromagnétique TE1 (fig. 27) a permis de confirmer la présence de trois parties distinctes séparées par deux anomalies de très faible résistivité correspondant à des failles déduites de l'interprétation de sondages. De plus, l'augmentation de la résistivité des terrains du Sud vers le

Nord est la réponse d'une remontée du substratum crayeux. Cette hypothèse est tout à fait en accord avec la carte structurale. Le sondage sismique SS1, réalisé au Nord du profil, montre que le toit de la craie se trouve vers 9 m. Plus au Sud (sondage sismique SS2), le toit de la craie se situerait vers 15 m. Une comparaison de la localisation de ces deux accidents le long de ce premier traîné avec l'emplacement des anomalies déterminées par les traînés électromagnétiques TE2 et TE3, permet alors de réajuster la direction et le tracé des failles déduites de l'interprétation des données de forages (fig. 28). En effet, compte tenu du nombre de points restreint disponible pour la réalisation de la carte structurale, il existait un certain nombre d'incertitude en ce qui concerne le positionnement de ces failles. De manière globale, on retrouve les trois failles décrites dans ce secteur, la faille n°1 confirmée par la géophysique, la n°2 prolongée vers le Nord et la faille n° 3 affectée par la n°2 et légèrement décalée vers le Sud. De plus afin de satisfaire les résultats provenant des sondages électriques effectués dans cette zone, deux failles supplémentaires (n°4 et 5) d'orientation N170° ont dû être tracées. Néanmoins celles-ci sont tout à fait cohérentes avec les failles déduites de l'interprétation des données de sondages situées plus à l'Est.

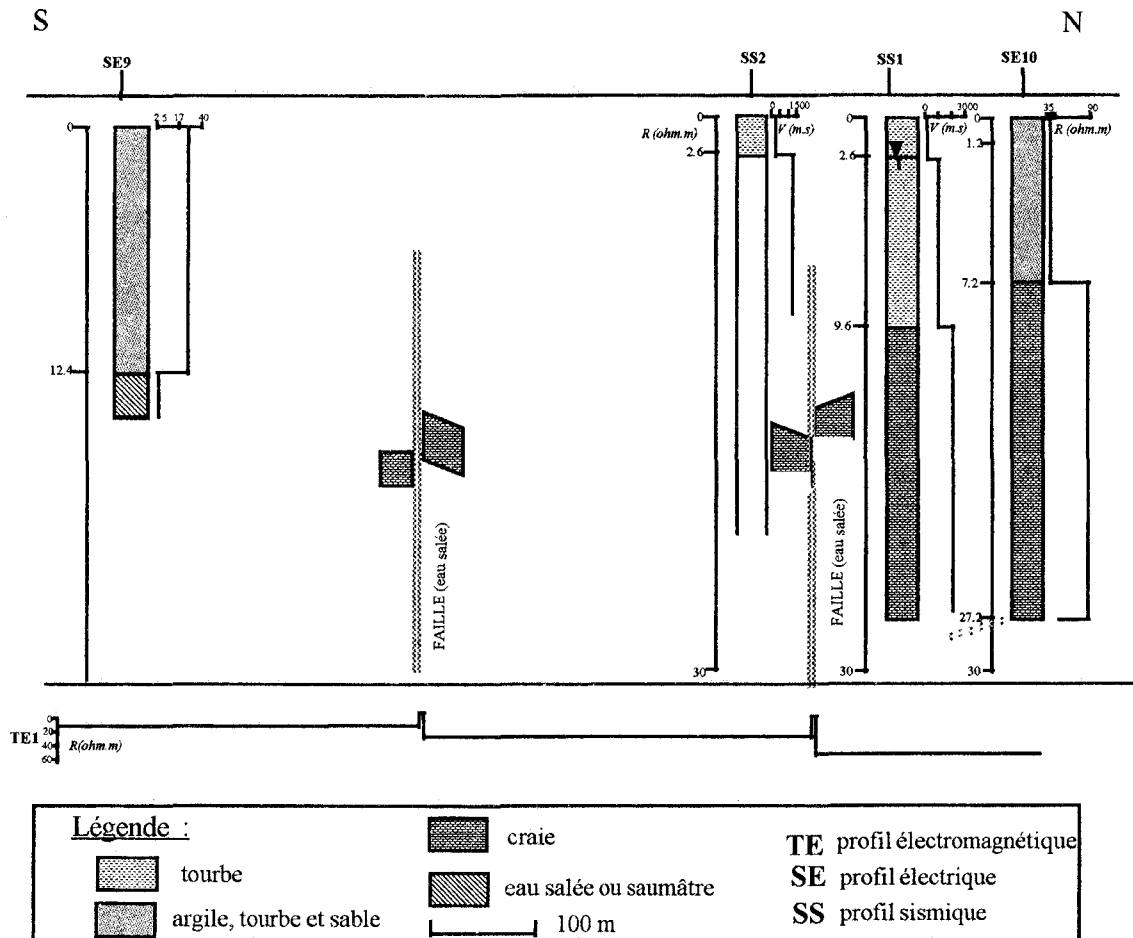


Fig. 27. Essais géophysiques et leur traduction géologique le long du traîné électromagnétique TE1.

A proximité de la côte, le toit de la craie a été mis en évidence à 37 m de profondeur, avec

un regard vers l'Ouest, ce qui confirme bien la configuration de la craie décrite lors de l'interprétation des données de sondages, en blocs affaissés d'Est en Ouest.

La série crayeuse est donc bien découpée en une série de compartiments par l'intermédiaire d'accidents tectoniques, avec un affaissement général vers l'Ouest.

Cette configuration permettrait de mieux expliquer la profondeur du toit de la craie au droit du sondage électrique SE2. L'altitude étant semblablement la même que dans toute cette zone de Bas-Champs (de l'ordre de 5 m), il existe à cet endroit un affaissement du toit de la craie. Celui-ci correspond à l'existence d'un bloc affaissé à cet endroit.

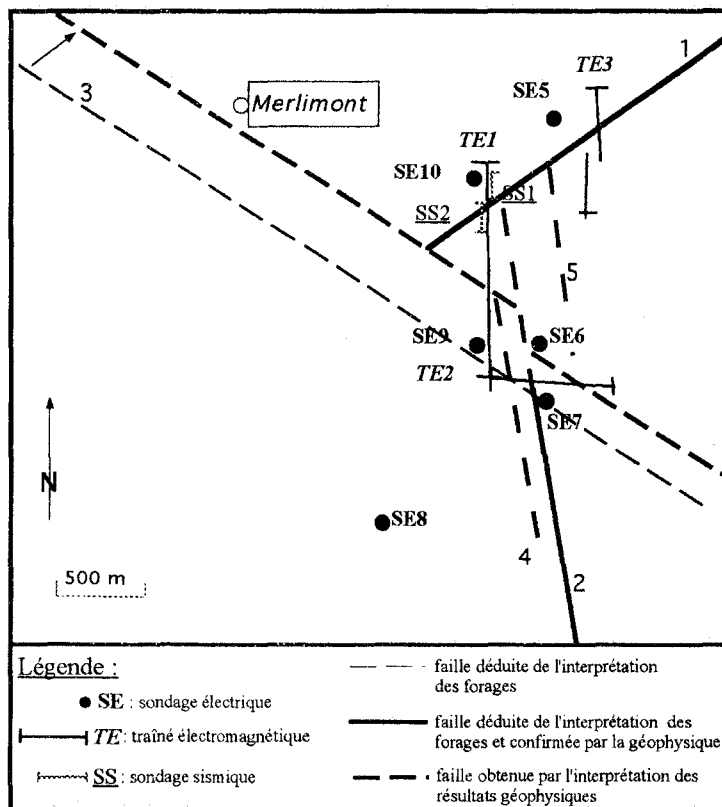


Fig. 28. Précision de la localisation des failles dans la zone Nord - Est des Bas-Champs.

4. Craie et morphostructure

a) Répartition de la fracturation au sein de l'aquifère crayeux

1. Généralités

Les études effectuées pour le tracé du Tunnel sous la Manche ont apporté une série d'informations concernant la répartition de la fracturation au sein de la craie.

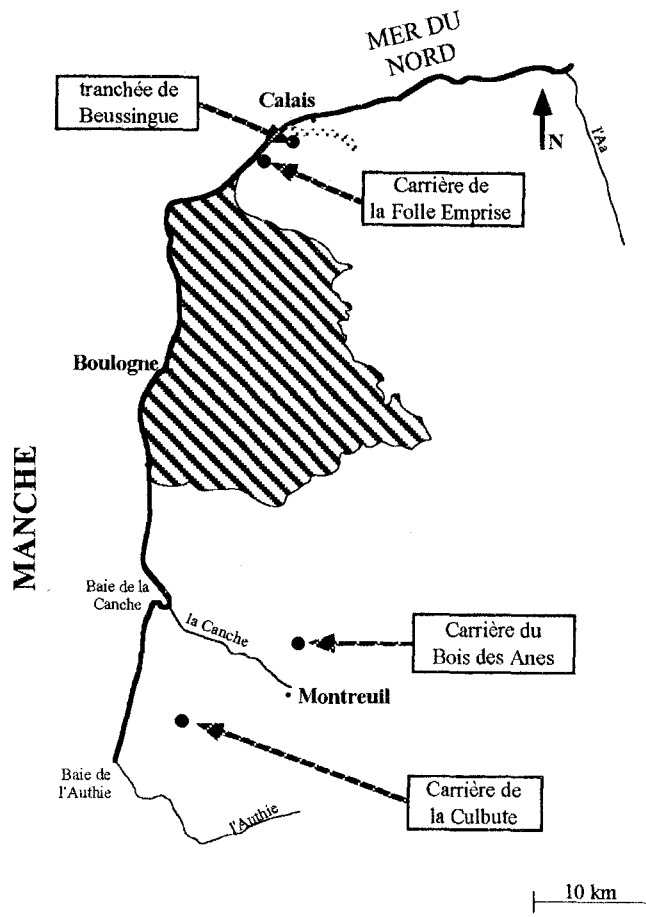


Fig. 29. Localisation géographique des différents points de mesures.

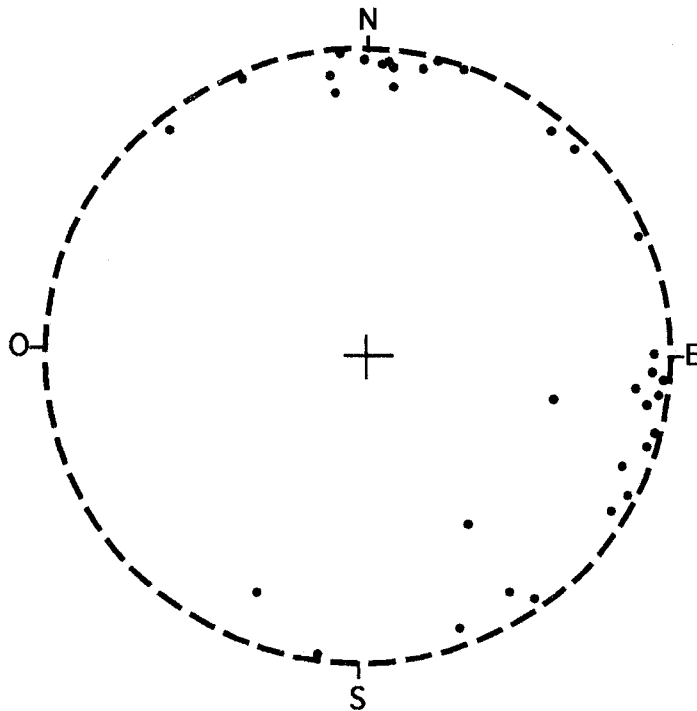


Fig. 30. Report des poles de fracturation (hémisphère Sud, canevas de Schmidt)- Carrière de la Culbute.

L'ensemble des données disponibles (inventaire de 1986, campagne complémentaire de 1987) montre tout d'abord que la fissuration de la craie se développe sur des profondeurs de 20 à 50m (10 à 87m, sur 12 forages), zone non saturée comprise, soit une zone noyée perméable de l'ordre de 5 à 20m.

De plus, les microfailles et diaclases sont d'autant plus serrées que la craie est moins argileuse (Craie Grise et Craie Blanche), par ailleurs, dans la Craie Bleue elles sont remplies de calcite ou de matériaux argileux (Hueber & Magnas, 1987). Au cours de travaux souterrains de creusement (galerie de Sangatte), il a pu être remarqué un élargissement des fissures au cours du temps en raison de la décompression ; les fissures à colmatage argileux se dégagent progressivement sous l'effet des charges hydrauliques surincombantes.

La seconde constatation est que la localisation des venues d'eau et l'évolution de la stabilité des falaises indiquent de façon évidente que le comportement hydraulique et géotechnique de la masse rocheuse est conditionné par la géométrie des discontinuités.

Ces craies apparaissent ainsi litées et fracturées donc assez différentes de l'idée habituelle que l'on se fait d'une craie blanche franche et isotrope (Mazeas, 1989).

A une échelle plus locale maintenant, plusieurs études concernant la répartition de la fracturation ont été réalisées par de nombreux auteurs, grâce aux affleurements disponibles. Un exposé des résultats obtenus va donc être effectué, puis complété par de nouvelles mesures prises dans les carrières de la zone d'étude.

2. Mesures de fracturation en carrière

La localisation géographique des différents affleurements décrits par la suite est matérialisée sur la figure 29.

Des relevés de fracturation (Porel *et al.*, 1989) au niveau d'anciennes carrières et de la tranchée de Beussingue ont montré une prédominance du nombre de fractures dans un faisceau directionnel N130- 160° avec une deuxième composante, moins marquée, N060-070° (parfois jusqu'à N100°).

Dans la partie septentrionale, la carrière souterraine de "la Folle Emprise", aujourd'hui comblée, a également été étudiée (Bracq *et al.*, 1992a). La craie y est fortement fracturée suivant les directions N010° et N120°. Il est à noter que ces directions correspondent à celles des rideaux vus en surface.

Une étude de la fracturation a été effectuée dans la carrière de "la Culbute", située cette fois-ci au Sud de la Canche. Celle-ci entame la craie blanche à silex d'âge Sénonien. Les bancs crayeux d'orientation N065° ont un pendage général de quelques degrés (10°) vers le Sud. Les mesures de fracturation relevées dans cette carrière sont reportées sur un canevas de Schmidt (fig. 30).

La lecture de ce diagramme permet de constater que la majeure partie des fractures est subverticale mais selon un nombre important d'orientations différentes parmi lesquelles on peut inscrire comme orientation par ordre décroissant :

- N 090-110° ;
- N000-010°.

La fracturation a également été relevée dans la carrière du "Bois des Anes", constituée par de la craie blanche à silex, dont la stratification sub-horizontale est orientée N035°. Les mesures sont reportées de même manière sur la figure 31.

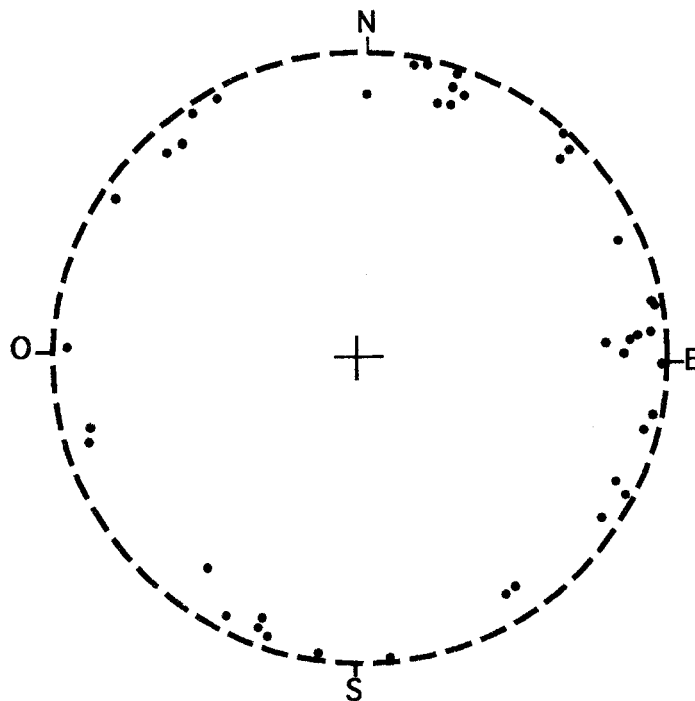


Fig. 31. Report des pôles de fracturation (hémisphère Sud, canevas de Schmidt)- Carrière du "Bois des Anes".

Il existe deux classes directionnelles prédominantes :

- N090-110°
- N000-010°

Il est à noter que les résultats sont les mêmes pour les classes prédominantes, mais différents de ceux obtenus dans la carrière de "la Culbute" pour les autres, pourtant la lithologie des couches visibles semble la même. On peut expliquer cette différence par le fait que ces deux affleurements sont situés dans des blocs différents, ils n'auraient donc pas subi les mêmes événements tectoniques, ou alors différemment.

Cette observation peut être corrélée avec une autre effectuée dans une carrière souterraine située à 1,5 km au Sud-Ouest de la carrière de "la Culbute". En effet celle-ci ne présente aucune

trace de fracturation alors qu'elle est située à proximité de la Culbute, mais dans un bloc différent d'après la carte structurale.

Une très belle faille est bien visible sur la partie Sud-Est de la carrière du "Bois des Anes". Elle présente une direction N134°, avec un pendage de 80° vers le Sud-Ouest. Elle ne correspond pas aux orientations principales décrites précédemment mais néanmoins à celle des rideaux rencontrés de l'autre côté de la vallée sèche. Ceci tend à montrer qu'il existerait plusieurs catégories de fractures : celles de grande extension et d'autres de moindre importance mais plus nombreuses.

3. Le Cran d'Escalles

La région d'Escalles, au Nord de la Boutonnière du Boulonnais, constitue l'arrière pays au droit des falaises crayeuses du Cap Blanc-Nez. Sur la falaise du Cran d'Escalles, les directions les plus fréquentes de fracturation se regroupent en deux familles : l'une N080-110°, l'autre N140-180° (Porel *et al.*, 1989).

L'existence d'un affleurement de la nappe de la craie (du Cénomanién supérieur) au niveau de la falaise, représenté par de nombreuses sources à cet endroit, a permis une mesure sélective des débits sur 35 fractures sur un front de 150m. Ces mesures de débit ont été effectuées par Colbeaux & Mania en Juin 1975, c'est-à-dire en période de hautes-eaux.

Ces fractures d'extension continue sur la tranche de terrain hydrauliquement active (3m environ) possèdent un plan de cassure lisse ou très finement rugueux.

Les caractères structuraux et hydrauliques sont reportés sur le tableau IX.

Classes de direction des plans de fractures observés									
Valeurs (degré)	20-40	40-60	80-100	100-120	120-140	140-160	160-180	horizontal	total
Pendage (degré)	90	NW 80	S 30	S30 et 90	S60 et 90	SW70 et 90	SW 50	0	
Nombre	1	2	2	4	13	7	2	3	35
Débit total en l/s	0.06	0.27	0.12	1.22	2.94	0.93	0.5	0.78	6.78
Débit moyen par fissure en l/s	0.06	0.13	0.05	0.30	0.23	0.13	0.25	0.25	
ouverture moyenne de la fracture en mm	5	7.5	15	10	22	24	15	43	
Fréquence	0.005	0.006	0.006	0.02	0.08	0.04	0.006	0.013	

Tab. IX. Caractéristiques structurales et hydrauliques des fractures de la craie au Cran d'Escalles - Blanc Nez (Colbeaux & Mania, 1976).

On constate qu'un écartement important de la fracture n'est pas synonyme d'un fort débit comme c'est le cas par exemple dans les fissures horizontales qui possèdent un débit plus faible que les fissures N 100°-120°. Ceci peut être expliqué par un colmatage éventuel.

Les contributions les plus importantes au débit sont dues à des fractures :

- fractures N120-140° = 43,4% ;
- fractures N100-120° = 17,9% ;
- fractures N140-160° = 13,7% ;
- fractures horizontales = 11,4%.

Ces trois familles de fractures fournissent 86% du débit de la nappe en bordure de la falaise.

Il faudrait vérifier si cela se confirme en période de basses-eaux puisqu'il a été démontré dans des formations carbonatées que les fluides n'empruntent pas les mêmes fractures selon le niveau piézométrique de la nappe (Louche, 1993).

De plus, si l'on compare la répartition des sources avec la lithologie et la fracturation (fig. 32), on remarque que de part et d'autre du Cran d'Escalles, on se situe dans les mêmes terrains alors que la nappe affleure sous forme de sources au NE mais uniquement par écoulements diffus au SW du Cran. De plus, d'après le sens d'écoulement de la nappe, on devrait retrouver ces exhaures sur la partie située au SW du Cran. De la même manière une zone fracturée située encore plus au SW présente moins de sources. Tout ceci semble démontrer qu'il existerait un aquifère très important au Nord du Cran d'Escalles alors que celui-ci serait de moindre importance au Sud.

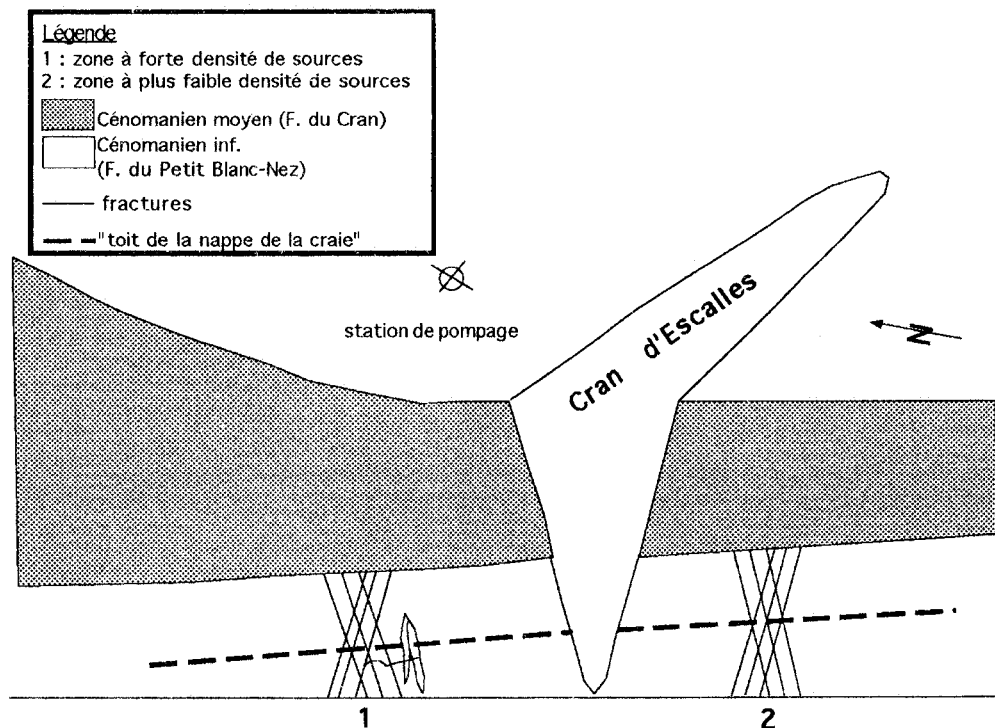


Fig. 32. Schéma du Cran d'Escalles- Relations entre fracturation, stratigraphie et écoulements.

Qu'il s'agisse de l'un ou l'autre des affleurements venant d'être décrit précédemment, il a été remarqué que les failles rencontrées sont toujours de même direction qu'une des familles de rideaux rencontrés aux alentours.

Cette constatation a été également vérifiée dans une carrière non décrite précédemment, située à Nesles. Au sein de celle-ci deux failles d'orientation N027° et N126° sont bien visibles et présentent la même orientation que les deux familles de rideaux situées au Sud.

En plus d'une corrélation morphologique et structurale, une corrélation entre données morphologiques et hydrogéologiques a été effectuée sur le site d'Escalles (Bracq *et al.*, 1992 a). Une étude par traçage de l'aquifère crayeux a permis de mettre en évidence l'arrivée du premier pic de forte concentration en uranine 42 heures après l'injection, ce qui correspond à une vitesse moyenne de transfert de l'ordre de 53 m.h⁻¹ (le lieu d'injection étant situé à environ 2 km).

De plus la reconnaissance entreprise pour les travaux du Terminal de Coquelles-Fréthun a permis de constater l'existence d'un profond sillon dans le toit de la craie, au droit du vallon de la Basse-Normandie, d'axe N060°, au fond duquel la craie est fortement altérée et bréchifiée (Mazéas, 1989). Tout porte à croire qu'il s'agirait là d'un axe structural qui se raccorderait du reste vers le SW (coteaux) à un vallon sec, bien marqué entre Peuplinges et la Nationale 1 (Crampon *et al.*, 1990).

Il a été constaté également (Delay *et al.*, 1992) que la présence locale d'un transfert à grande vitesse de type drainage fissural répond en surface à de fortes fréquences de rideaux orientés suivant les directions principales d'écoulement. Ces différentes constatations permettent de confirmer la relation entre morphologie et fracturation dans le secteur d'étude.

Nous allons donc pouvoir grâce à l'existence d'une relation entre fracturation et morphologie, traiter cette dernière afin d'obtenir des informations complémentaires.

b) Apports de l'analyse morphostructurale

L'utilisation des données de relief dans les études géologiques est reconnue depuis très longtemps, notamment en France (Daubrée, 1879). Il a été démontré maintes fois (Small, 1972; Colbeaux *et al.*, 1978; Calba, 1980; Colbeaux & Sommé, 1981; Carlier *et al.*, 1983; Bracq, 1992) qu'il existe une bonne adéquation entre les traits morphologiques et la structure tectonique. Ceci est d'autant plus vrai que la craie turono-sénonienne du Nord de la France affleure largement et constitue un matériau dont le modelé morphologique enregistre assez fidèlement les directions de fracturation (Colbeaux & Sommé, 1981). Elle est considérée comme un aquifère qui combine fréquemment les caractéristiques hydrodynamiques d'un milieu poreux à faibles vitesses d'écoulement naturel et celles d'un milieu fissuré à fortes vitesses de transfert (Wang, 1987).

Sur tout le secteur, au niveau des coteaux, la craie est entaillée par des vallons secs, pour la plupart orientés SW-NE (N035-070° avec prédominance N050-060°). Ces directions, analysées

statistiquement (Porel *et al.*, 1989) semblent correspondre à des rejeux d'accidents du socle paléozoïque dont la fracturation présente, dans le massif de Ferques (8 km au Sud), une composante directionnelle très nette N030-040°. L'origine tectonique de ces thalwegs semble être confirmée par des basculements locaux récemment découverts (Crampon *et al.*, 1990).

Un système spécifique de traitement comportant sa propre base de données et ses applications numériques et graphiques a été développé par Bracq *et al.* (1992a ; 1992 b) et informatisé par Delay *et al.* (1991). Ce système a donc été utilisé afin de mettre en évidence les différences d'orientations des traits morphologiques existant selon les secteurs, donc indirectement de l'état de fracturation de l'aquifère crayeux et les directions principales d'écoulement souterrain.

Les cartes à 1/25000 de l'IGN n° 2103 E, 2104 E, 2105 E et 2106 O ont été étudiées grâce au tracé de deux types de linéaments : les axes de thalwegs et les rideaux. Cette opération avait déjà été effectuée par Bracq (1992).

L'étude a été effectuée sur les zones présentant la plus forte densité de l'un ou l'autre des deux éléments morphologiques retenus. Cinq zones ont pu être déterminées dans chacun des cas. Celles-ci ont la même localisation géographique, excepté pour le secteur situé à côté d'Airon-St-Waast.

Une étude de la répartition directionnelle en pourcentage de nombre et en pourcentage de longueurs cumulées des traits morphologiques a été effectuée pour chacune de ces cartes à l'intérieur d'une zone définie en coordonnées Lambert par ses coins inférieur gauche et supérieur droit (fig. 33). Les résultats obtenus à l'intérieur de cette surface sont représentés sous forme d'histogrammes (fig. 34 et fig. 35).

1. Les rideaux

Le rideau répond aux définitions de Lasne (1890) puis Gosselet (1906). Elles s'appuient sur un modelé morphologique spécifique au substrat crayeux et caractérisé par des éléments linéaires de 100 à 2000 m de long représentant, sur des versants peu pentés, de brusques ruptures de pente en marches d'escalier de 1 à 10 mètres de haut et de quelques mètres de large (Delay *et al.*, 1992)..

Les cinq zones retenues sont les suivantes (fig. 33) :

- zone 1 : (554; 1354)/(556; 1356) ;
- zone 2 : (550; 1321)/(552; 1323) ;
- zone 3 : (551; 1323)/(552; 1324) ;
- zone 4 : (552; 1324)/(553; 1325) ;
- zone 5 : (552; 1303)/(554; 1305).

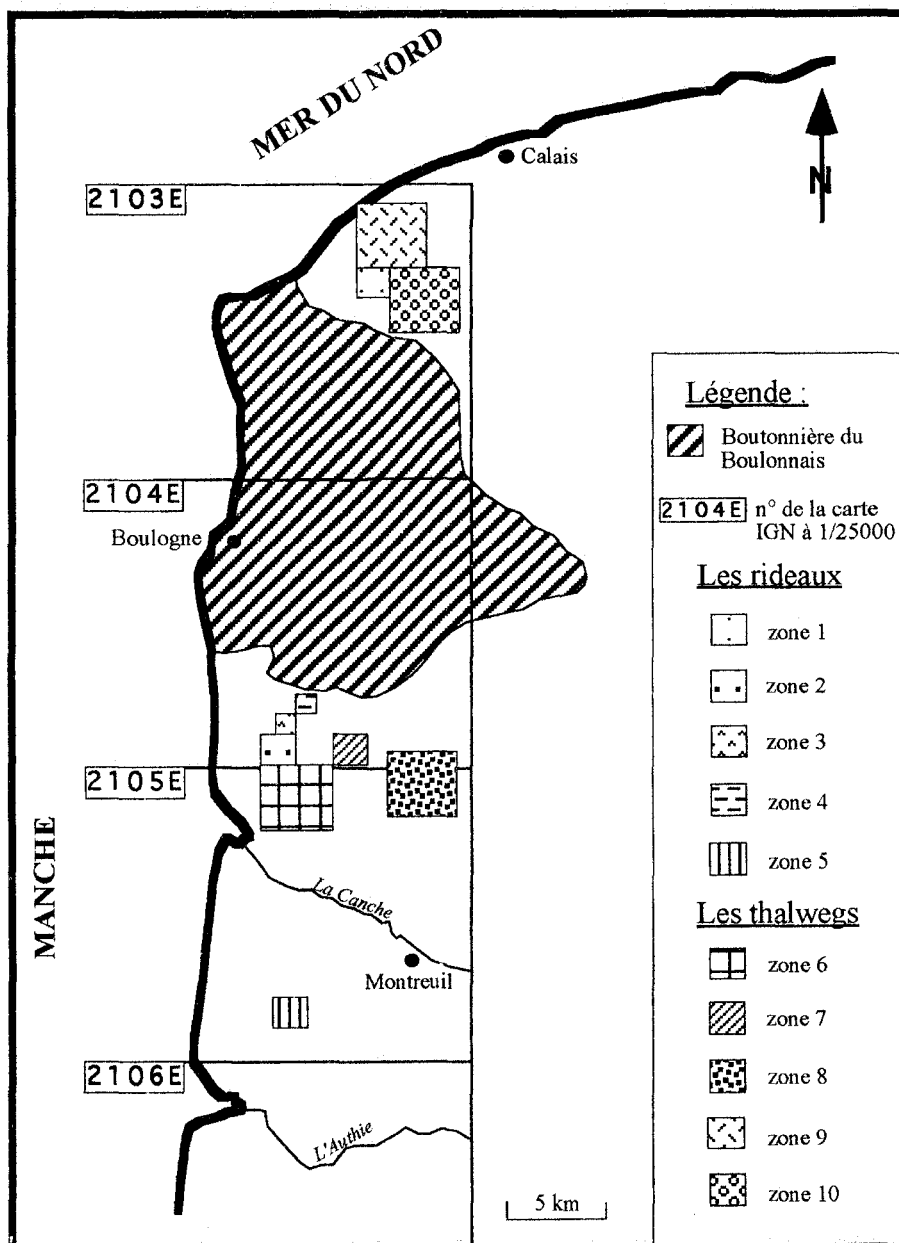
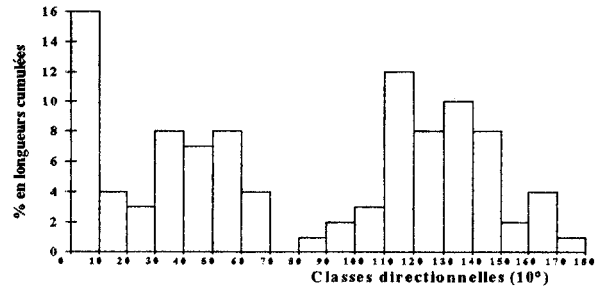
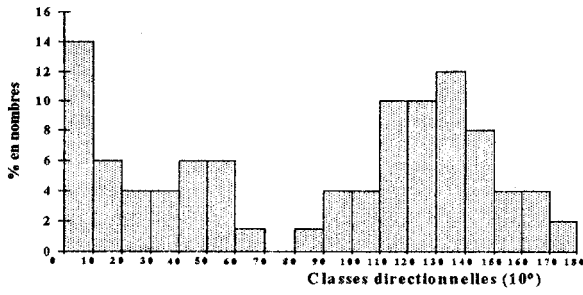


Fig. 33. Localisation géographique des zones d'étude des linéaments (thalwegs et rideaux).

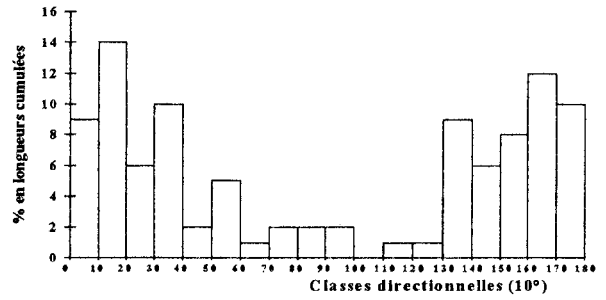
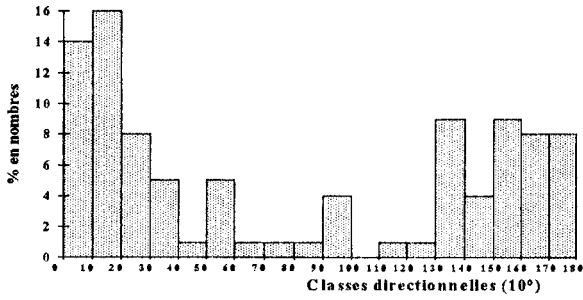
* zone 1

Le nombre de rideaux présents dans cette zone est de 51. D'après Bracq (1992), il semble que la meilleure surface à prendre en compte pour la construction d'un histogramme, doit comporter entre 30 et 100 éléments de manière à donner une idée assez juste de la répartition des traits morphologiques. Cette hypothèse devra donc être respectée dans l'ensemble des zones déterminées afin de pouvoir interpréter les résultats obtenus.

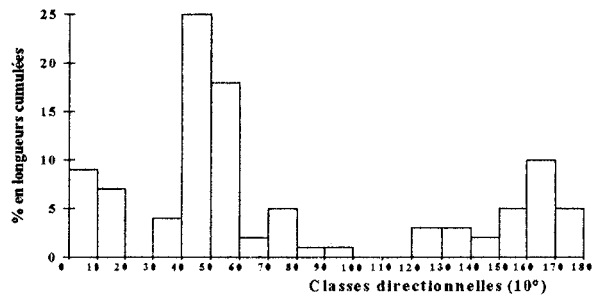
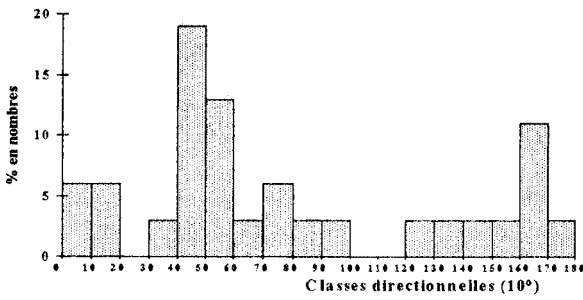
Si l'on s'intéresse tout d'abord au pourcentage en nombre de linéaments par classe de 10°, allant de 0 à 180°, on remarque qu'il existe quatre classes prédominantes (c'est-à-dire dont le pourcentage est au moins égal à 10, cette valeur étant couramment admise ; Bracq, 1992) :



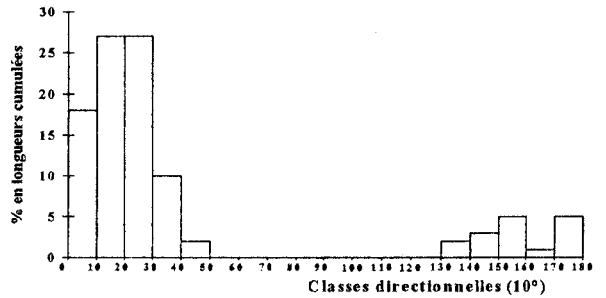
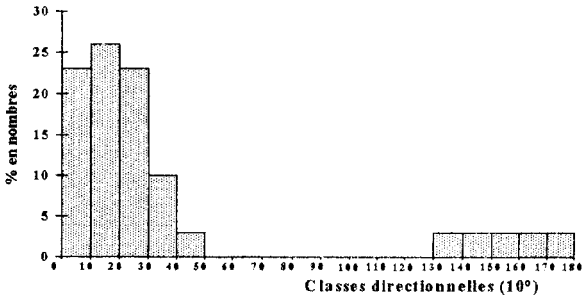
ZONE 1



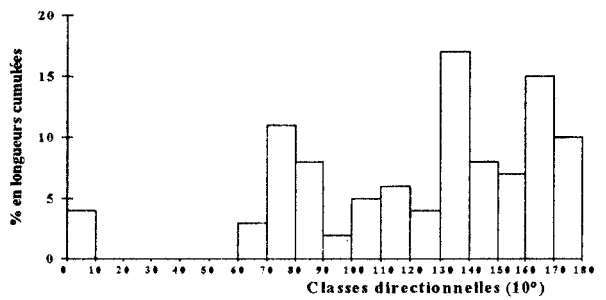
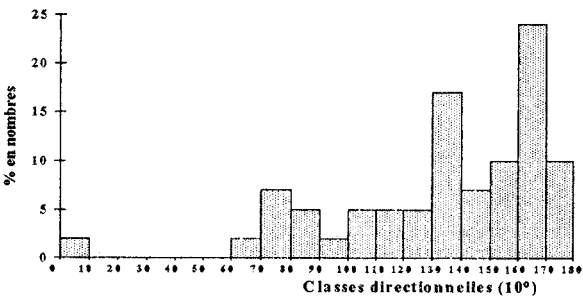
ZONE 2



ZONE 3



ZONE 4



ZONE 5

Fig. 34. Histogrammes en pourcentage du nombre et de la longueur cumulee des rideaux par classes directionnelles de 10°.

- N000-010°, maximale avec 14% des linéaments ;
- N130-140° pour 12% ;
- N110-120° et N 120-130° pour 10%.

En ce qui concerne maintenant l'histogramme en pourcentage de longueurs cumulées, la représentation est légèrement différente de la précédente. La classe directionnelle N000-010° est toujours supérieure avec 16%, par contre les classes directionnelles N110-120° et N130-140° sont inversées avec respectivement 12 et 10%. En ce qui concerne la classe restante, elle est inférieure à 10%.

La classe directionnelle N000-010° est donc la classe majeure dans ce secteur. En ce qui concerne les deux autres classes directionnelles, la classe N110-120° est composée de moins de linéaments mais de plus grande extension que la classe directionnelle N130-140°.

* zone 2

Il existe 74 rideaux dans ce secteur, permettant de traiter statistiquement ces éléments.

En ce qui concerne le pourcentage en nombre de linéaments, il n'existe que deux classes directionnelles :

- N010-020°, maximale avec 16% des linéaments ;
- N000-010° avec 14% des linéaments.

Pour l'histogramme en pourcentage de longueurs cumulées, la représentation est totalement différente de la précédente. En effet les résultats sont les suivants :

- N010-020° majoritaire avec 14% ;
- N160-170° : 12% ;
- les classes N030-040° et N170-180° avec chacune 10%.

Par contre la classe directionnelle N000-010° est négligeable.

Dans cette zone, la classe directionnelle N010-020° est de loin prépondérante, que ce soit en longueur ou en nombre. Par contre il y a beaucoup de rideaux d'orientation N000-010° mais ils sont très courts, contrairement aux rideaux d'orientation N160-170° peu nombreux mais de grande extension.

* zone 3

Cette zone ne comprend que 31 rideaux. Elle est donc limite pour l'interprétation.

Le pourcentage en nombre de linéaments se répartit en trois classes majeures :

- N050-060° avec 24% des linéaments ;
- N040-050° avec 19% des linéaments ;
- N160-170° pour 10%.

Pour l'histogramme en pourcentage de longueurs cumulées, on retrouve exactement les mêmes classes mais dans l'ordre suivant : N040-050°, N050-060° puis N160-170°.

Il existe donc deux classes que l'on peut considérer d'égale importance : N040-050°, N050-060°. La classe directionnelle N050-060° est caractérisée par des rideaux plus nombreux mais plus courts que la classe N040-050°.

* zone 4

Le nombre de rideaux est égal à 35.

Que ce soit pour le pourcentage en nombre de linéaments ou pour le pourcentage de longueurs cumulées, on retrouve les quatre mêmes classes :

- N010-020°, avec 26% en nombre de linéaments et 27% en longueurs cumulées ;
- N000-010°, pour 23 et 18% ;
- N020-030°, représentée avec 23 et 27% ;
- N030-040°, avec respectivement 11 et 10%.

La classe prédominante est donc dans cette zone, la classe directionnelle N010-020°, secondairement les classes N000-010° et N020-030°, puis enfin la classe N030-040°.

* zone 5

C'est la seule zone présentant des rideaux en nombre important sur la carte de Montreuil (41 dans le cas présent). Ils sont situés de part et d'autre de vallées sèches.

Pour le pourcentage en nombre de linéaments, quatre classes directionnelles existent :

- N160-170°, maximale avec 23% des linéaments ;
- N130-140° avec 17% des linéaments ;
- N150-160° et N 170-180° avec 10% des linéaments.

L'histogramme en pourcentage de longueurs cumulées, montre sensiblement les mêmes orientations :

- N130-140° avec le même pourcentage de linéaments ;
- N160-170° avec 15% des linéaments ;
- N070-080° avec 11% ;
- N170-180° pour 10%.

Cette zone étant la seule sans correspondance géographique lors de l'étude des thalwegs, l'étude de ceux-ci a donc été effectuée. Le nombre de vallées étant égal à 9, les résultats obtenus sont très largement discutables. Néanmoins, les résultats montrent que c'est la classe directionnelle N080-090° qui est représentée majoritairement lorsque l'on s'intéresse au pourcentage en nombre de linéaments. Elle est également bien représentée lorsque l'on traite le pourcentage en longueurs cumulées, mais devancée par la classe N120-130°.

2. Les thalwegs

Ils répondent à la définition de lignes de creux morphologiques et représentent par conséquent les vallées sèches, le réseau de ruissellement d'un bassin versant et le réseau hydrographique.

Les zones sélectionnées sont caractérisées par les coordonnées suivantes (fig. 33) :

- zone 6 : (550;1317)/(554;1321)
- zone 7 : (554;1321)/(556;1323)
- zone 8 : (557;1318)/(561;1322)
- zone 9 : (554;1356)/(558;1360)
- zone 10 : (556;1352)/(560;1356)

De même que pour les rideaux, nous allons maintenant analyser les histogrammes représentant le pourcentage en nombre et en longueurs cumulées de linéaments pour les mêmes classes directionnelles (fig. 35).

* zone 6

Cette zone comprend 86 thalwegs.

Toutes les classes sont représentées avec une prédominance des orientations suivantes :

- Pour le pourcentage en nombre de linéaments, on trouve les classes directionnelles N020-030° et N040-050° pour 10% ;
- par contre lorsque l'on s'intéresse à l'histogramme représentant le pourcentage de longueurs cumulées, on retrouve également deux classes mais différentes : N040-050° pour 13% et N020-030° pour 11%.

* zone 7

Contrairement au cas précédent, il existe beaucoup de classes représentées. En effet, l'histogramme de la répartition directionnelle du pourcentage en nombre de linéaments comprend quatre classes différentes :

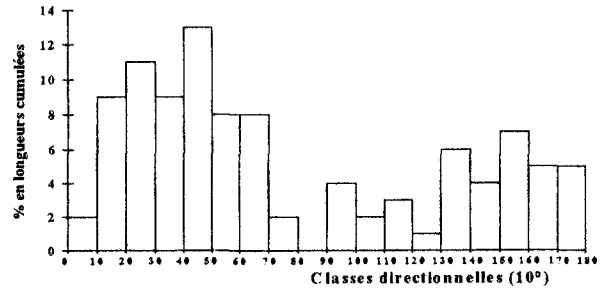
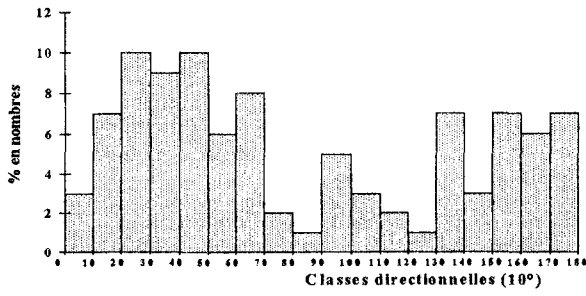
- N040-050° et N170-180° avec 13% ;
- N000-010°, N010-020° pour 10%.

On retrouve ces mêmes classes mais dans un ordre légèrement différent lorsque l'on s'attache au pourcentage de longueurs cumulées : N010-020° avec 19%, N170-180° pour 15%, N040-050° pour 13% et N000-010° avec 12%.

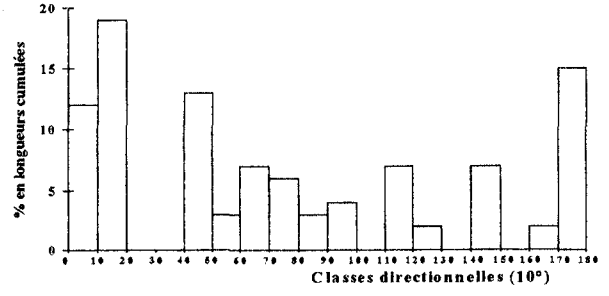
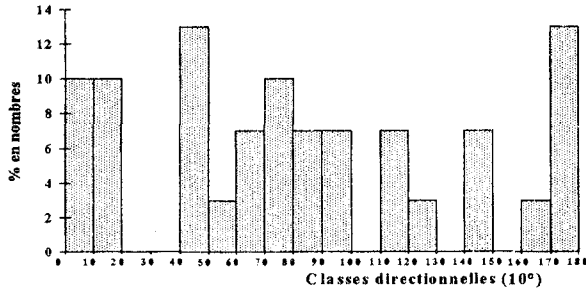
* zone 8

Il existe ici deux classes représentées à plus de 10% :

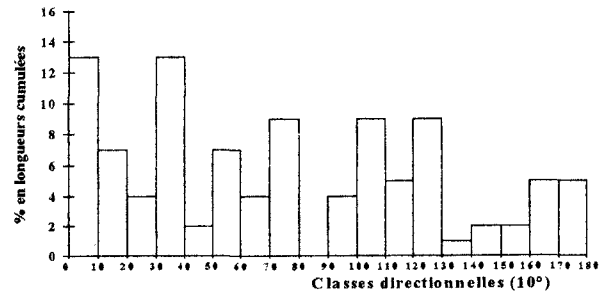
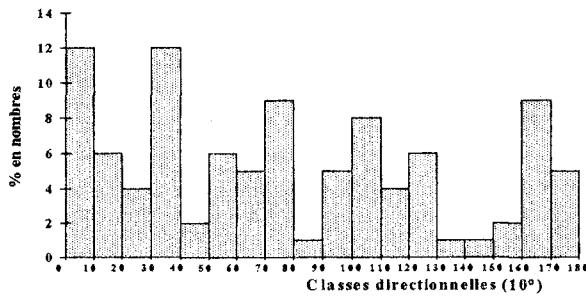
- les classes directionnelles N000-010° et N030-040° pour 12% du nombre de linéaments ;



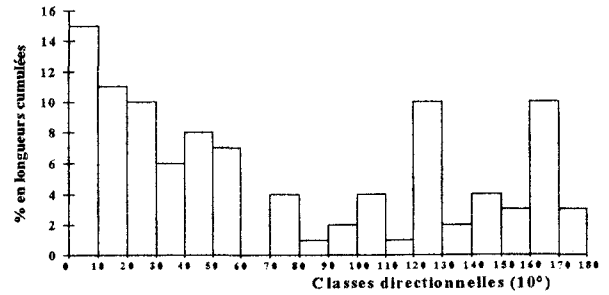
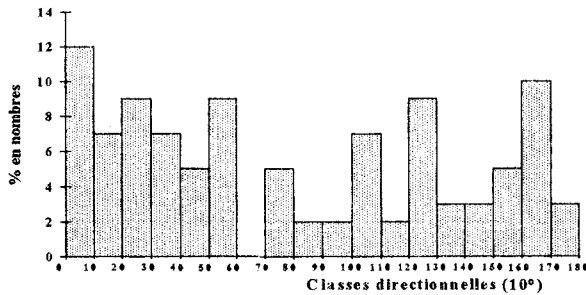
ZONE 6



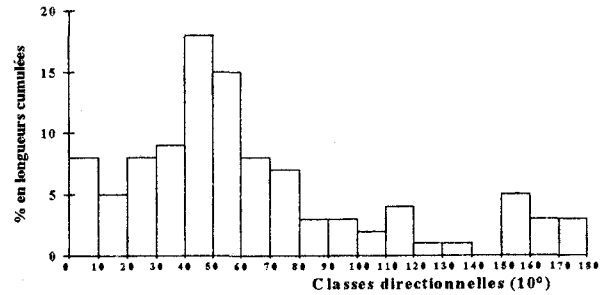
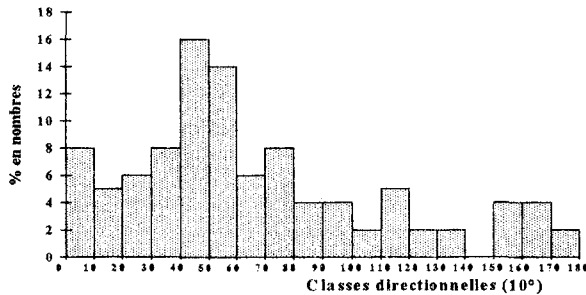
ZONE 7



ZONE 8



ZONE 9



ZONE 10

Fig. 35. Histogrammes en pourcentage du nombre et de la longueur cumulee des thalwegs par classes directionnelles de 10°.

- N000-010° et N030-040° pour 13% lors de la représentation des longueurs cumulées.

Dans cette zone, le nombre de rideaux étant égal à 77, leur répartition directionnelle a également été étudiée. Les résultats obtenus sont les suivants :

- en ce qui concerne le pourcentage en nombre de linéaments, on trouve la classe directionnelle N040-050° pour 12% et N030-040° pour 10% ;
- par contre si l'on s'intéresse maintenant au pourcentage de longueurs cumulées, il existe une classe supplémentaire : N010-020°, intercalée entre les deux classes précédentes.

Seule la classe directionnelle N030-040° est commune aux deux types de linéaments, mais également à la fracturation générale de la région.

* zone 9

Cette zone comprend 58 thalwegs répartis selon les orientations suivantes :

- N000-010° pour 12% et N 160-170° pour 10% en ce qui concerne le pourcentage en nombre de linéaments ;
- N000-010° avec 15%, N010-020° selon 11% puis N020-030°, N120-130° et N160-170° avec 10° pour l'histogramme représentant le % en longueurs cumulées de ces mêmes linéaments.

La classe prédominante est donc dans ce cas N000-010°.

* zone 10

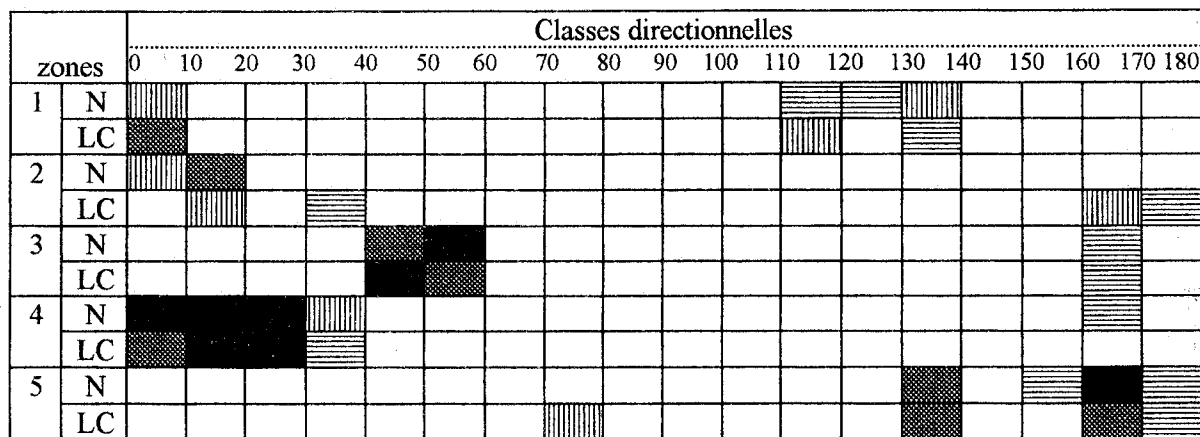
Qu'il s'agisse du pourcentage en nombre ou en longueurs cumulées des linéaments, seules les classes N040-050° et N050-060° sont représentées de manière significative.

De même que pour la zone 8, on s'est intéressé à la répartition des rideaux, leur nombre étant de 43. Dans ce cas on retrouve la classe N050-060°, celle-ci étant prépondérante. Par contre la classe directionnelle N040-050° est négligeable. La classe N 130-140° comprend beaucoup de rideaux mais très courts.

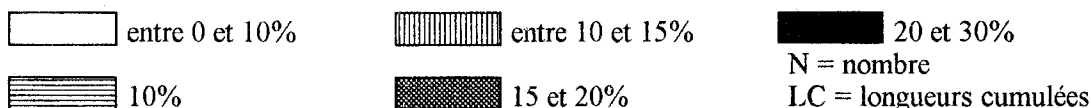
3. Comparaison et discussion des résultats

Avant d'entamer la discussion des résultats, il est nécessaire de rappeler la notion de S.E.R (Surface Élémentaire Représentative) définie par Bracq (1992). Celle-ci représente une surface minimale susceptible de contenir le minimum d'informations permettant l'établissement d'un histogramme significatif représentant la répartition en pourcentage du nombre et de la longueur cumulée des linéaments selon 18 classes directionnelles de 10°. A partir du moment où l'information s'altère, c'est-à-dire, dans un cas extrême, sur un histogramme, l'ensemble des directions est représenté avec le même pourcentage, on atteint alors la limite supérieure de la S.E.R.

Les résultats obtenus lors de l'analyse de la répartition directionnelle des rideaux sont reportés sur le tableau X, qui met en évidence des orientations différentes selon le secteur d'analyse.



Légende :



Tab. X. Répartition du pourcentage en nombre et en longueur cumulée des rideaux dans les cinq zones.

Dans la zone 5 située au niveau d'Airon-St-Waast, les deux directions principales sont N160-170° et N130-140°. Par contre pour la zone 1, située dans la partie septentrionale, la direction prédominante est N000-010° alors qu'elle était absente dans la zone précédente. En ce qui concerne les trois zones restantes, c'est-à-dire les numéros 2, 3 et 4, les directions majeures sont comprises entre N000° et N030° pour les zones 2 et 4 alors qu'elles sont comprises dans l'intervalle N040-060° pour la troisième.

Contrairement au cas précédent, deux secteurs géographiques ont été traités pour les thalwegs, présentant les mêmes orientations prédominantes : N000-010° et N040-060°. Dans chacune des cinq zones définies, on retrouve toujours l'une où l'autre de ces orientations.

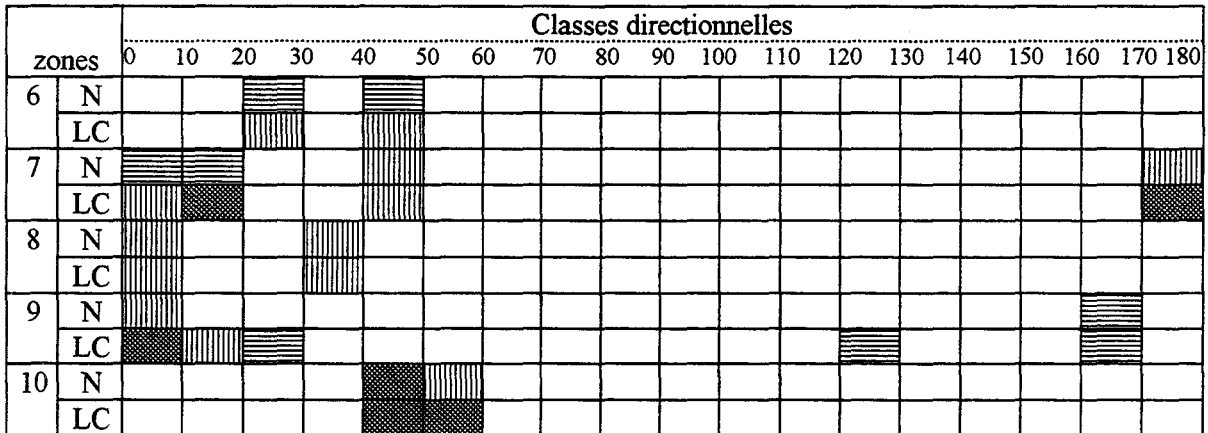
Que ce soit pour les thalwegs (Tab. XI) ou pour les rideaux, on retrouve toujours la direction N000-010°. Par contre la classe directionnelle N040-060° bien représentée dans l'analyse des thalwegs n'a été retrouvée que dans la zone 4. Quant à la direction N160-170°, elle n'est que faiblement représentée lors de l'analyse des thalwegs.

De plus l'étude de la répartition directionnelle des rideaux dans la zone 10 a permis de démontrer que la SER maximale pour l'interprétation des rideaux est inférieure à 16 km², puisque les directions obtenues sont différentes de celles observées dans la zone 1 située non loin.

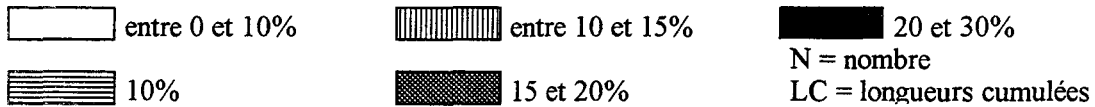
D'après les résultats obtenus, on peut déduire que :

- la classe directionnelle N160-170° comprend de nombreux linéaments mais de faible extension ;

- la classe directionnelle N050°-060° est composée de linéaments également nombreux et de grande extension ;
- la classe directionnelle N000-010° est caractérisée par de nombreux linéaments de grande extension mais inférieure à ceux décrits précédemment ;
- l'intervalle N130-140° est composé des linéaments de petite extension.



Légende :



Tab. XI. Répartition du pourcentage en nombre et en longueur cumulée des thalwegs dans les cinq zones.

5. Quelques réflexions sur la karstification

Les principales caractéristiques tectoniques qui affectent la craie sur l'ensemble du secteur et qui peuvent ainsi jouer un rôle sur les écoulements viennent d'être décrites à diverses échelles. Il existe un deuxième phénomène qui peut avoir un impact important sur les écoulements, à savoir la dissolution qui permet la mise en place de réseaux karstiques.

Selon l'intensité de la dissolution, il est possible de distinguer (Mouret, 1984 ; Nicod, 1984) :

- des poches de dissolution, tapissées d'argiles de décalcification et à remplissage loessique ;
- des dolines, creux formés à la surface, plus larges que profonds ;
- des avens ou bétoires, creux formés à la surface moins larges que profonds, correspondant à des gouffres provoqués par la dissolution puis l'effondrement de cavités karstiques creusés dans la craie.

La présence d'une morphologie karstique au Nord de la Canche, dans une région habituellement considérée comme non karstique a été décrite par Rodet en 1978. Ultérieurement, dans la carrière souterraine de "la Folle Emprise", décrite précédemment, selon les directions de fracturation N010° et N120°, des drains cylindriques de 20 à 150 cm de diamètre se sont développés. Ceux-ci sont aujourd'hui colmatés par des formations argilo-sableuses qui ont emprisonnées des

blocs de craie témoins d'effondrements successifs de la voûte du drain (Bracq, 1992). Il existerait donc dans ce secteur un écoulement de type karstique, confirmé par les fortes valeurs de vitesses de transfert (53 m/h) obtenues lors d'un traçage effectué dans ce secteur (Bracq *et al.*, 1992a).

Par ailleurs, la présence d'un conduit karstique a pu être constaté dans la carrière de "la Culbute". A la base d'une faille subverticale de direction N104°, ce conduit d'une dizaine de centimètres de diamètre (fig. 36.), permet de pressentir là encore l'existence de transferts rapides au sein de l'aquifère. On peut également supposer l'existence d'autres conduits karstiques dans ce secteur car, d'après les dires des foreurs ayant effectué les nombreux piézomètres situés aux alentours de cette carrière, beaucoup de cavités auraient été rencontrées lors des forages. Néanmoins aucun de ces drains n'est actif aujourd'hui.



Fig. 36. Photo d'un conduit karstique dans la carrière de la « Culbute ».

A environ 1 km de cette carrière, les travaux pour l'autoroute A16 ont permis de dégager sur les fronts de taille une multitude de remplissages argilo-silteux au sein de la craie sénonienne, pouvant correspondre soit au remplissage d'anciens conduits karstiques soit à des poches de dissolution (fig. 37). Toujours dans le même secteur, l'exutoire majeur de la nappe de la craie, le ruisseau d'Airon, prend sa Source à Airon-St-Waast. Les deux plus importantes sources sont dénommées la "Coque aux Moines" et la "Coque Bleue". Selon une légende, "Coque aux Moines" fut le lieu d'une noyade de moines au retour de la messe de minuit à l'Abbaye d'Airon-St-Waast (Dassonville, 1995). La "Coque Bleue" (fig. 38) se présente elle sous la forme d'un gouffre, son diamètre étant de l'ordre de 4m et sa profondeur sensiblement égale.



Fig. 37. Photo de poches de dissolution à Wailly-Beaucamps.

En ce qui concerne les dolines, très peu ont été discernées sur le terrain. Par contre une série de "faux-puits" aussi bien dans le secteur de Montreuil que d'Airon a été décrite par les agriculteurs, lors de l'hiver 1995. Ils correspondent à des effondrements très rapides pouvant avoir un diamètre compris entre 1 et 3 m avec des profondeurs pouvant atteindre 5 m. Au fond de l'un d'entre-eux (fig. 39), la craie est bien visible ainsi que la présence d'un conduit d'une vingtaine de centimètres de diamètre. Dans le secteur situé au Sud de Montreuil, plus de cinquante faux-puits ont été recensés (fig. 40). Un entretien avec M. Bivert (Service d'Inspection des Carrières Souterraines) a permis de confirmer la non adéquation de l'emplacement des "faux puits" avec les carrières souterraines ou les anciennes marnières. Une comparaison de leur localisation avec les différents éléments tectoniques décrits précédemment met en évidence la concentration de ces effondrements au sein de deux blocs consécutifs correspondant à des blocs effondrés. Ceux-ci correspondraient donc à des zones ayant

subi une fracturation plus intense que les autres. Ceci est bien en adéquation avec la répartition des rideaux et thalwegs plus importante dans ces deux blocs que dans le reste de la zone.



Fig. 38. Photo de la « Coque Bleue » à Airon-St-Waast.

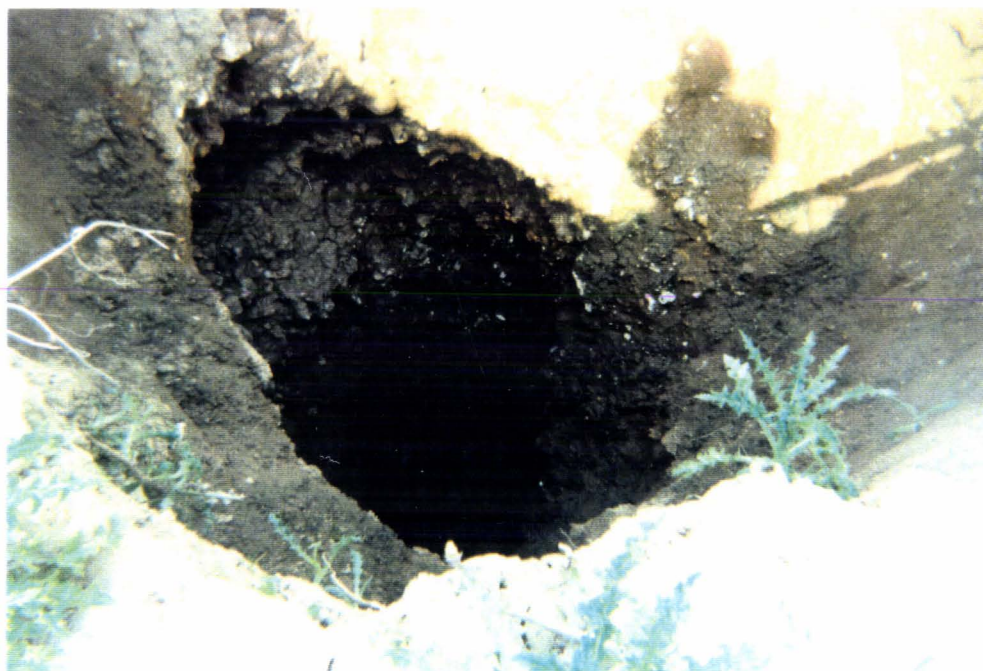


Fig. 39. Photo d'un « faux-puits »

De plus, il est à noter que certaines sources passent très rapidement du tarissement le plus total à un débit de plus de 100 l.s^{-1} , laissant supposer également des écoulements de type karstique.

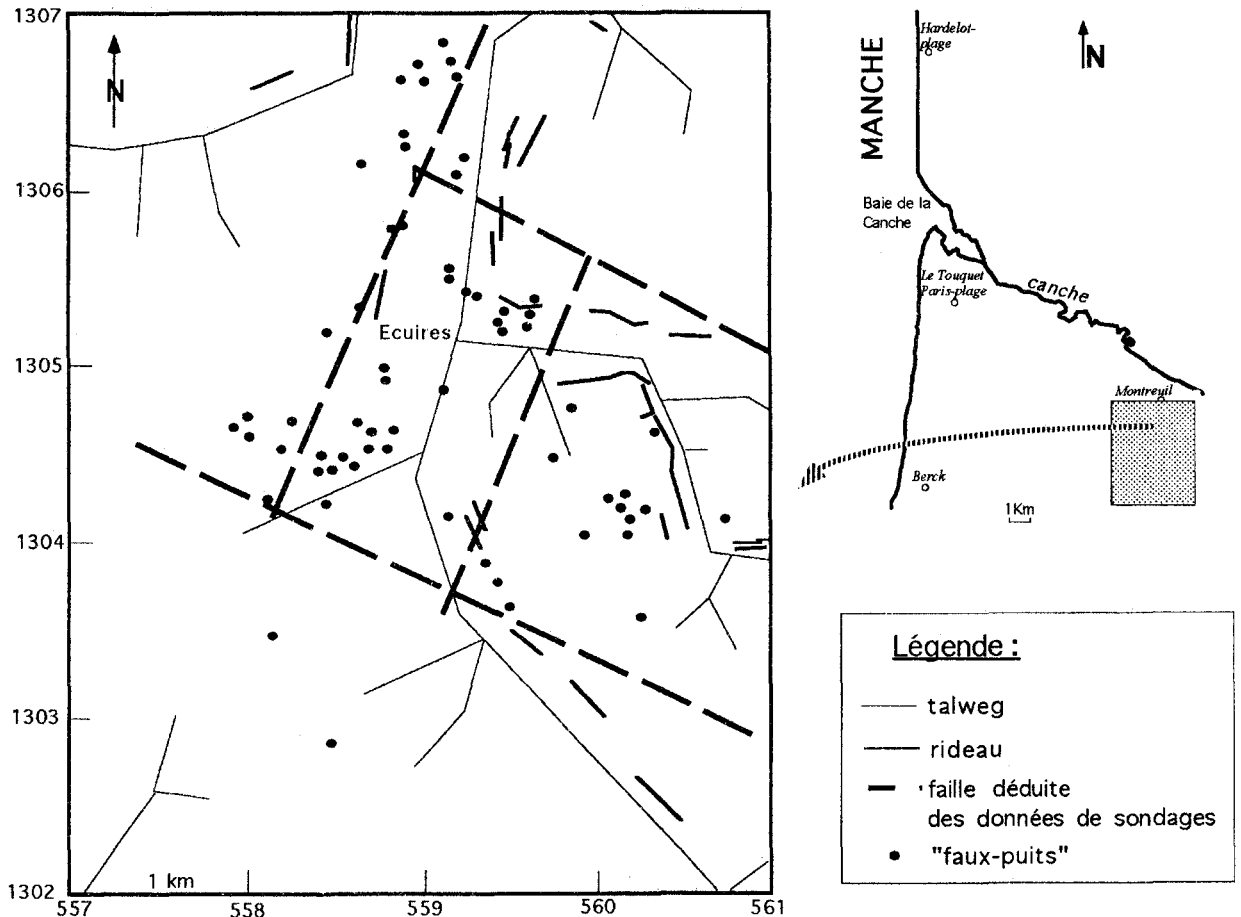


Fig. 40. Localisation des faux-puits recensés au Sud de Montreuil. Comparaison avec l'emplacement des thalwegs, rideaux et failles.

6. Conclusion

L'étude de la répartition de la fracturation à différentes échelles a permis d'essayer de montrer quel était l'apport de la synthèse des données bibliographiques et des nouvelles données sur le plan de l'écoulement superficiel et de l'écoulement souterrain.

En effet à l'échelle de la région, Colbeaux *et al.* (1980) ont démontré que le secteur est constitué d'une structure en horst et graben, induite par des accidents NW-SE. A l'échelle locale, grâce aux données de forage, confirmées par la géophysique, on retrouve cette disposition due essentiellement à des accidents NW -SE et NE-SW. Il apparaît là une seconde famille de failles.

La comparaison entre la carte structurale élaborée à partir des données de sondage et la carte morphologique nous permet de constater qu'il existe de nombreuses relations entre ces deux éléments.

L'analyse morphostructurale aussi bien des rideaux que des vallées a permis de démontrer par la suite qu'à une échelle encore plus grande, les directions principales concernant les rideaux sont N010°, N020°, N040°, N050° et N160° alors qu'elles sont représentées par les orientations N000° et N040° pour les thalwegs. Ces résultats associés aux relevés cartographiques laissent supposer la présence d'accidents N000-020° et N040-060° au sein des différents vallons secs encaissés et étroits qui représentent évidemment des axes de drainage fissural.

La synthèse de l'ensemble de ces informations suggère qu'il existe des blocs composés de sous-blocs eux-mêmes affectés, de manière différente, par des fractures et des conduits de dissolution. L'écoulement souterrain sera donc discontinu et avec des caractéristiques différentes selon l'ampleur des événements tectoniques ayant affecté la zone considérée. Ces différentes constatations permettront peut-être par la suite de mieux comprendre les résultats obtenus lors de l'étude hydrogéologique.

F) CONCLUSION

Il vient d'être démontré par l'analyse de la géomorphologie que le secteur d'étude est divisé en trois ensembles différents : les dunes, le plateau crayeux et la plaine littorale qui les sépare en certains endroits. Mais si l'on rajoute à cette distinction les caractéristiques stratigraphiques pour chacun d'entre eux, on se rend compte qu'au sein d'un même ensemble, il existe également de nombreuses divisions. En effet, l'ensemble crayeux est constitué de faciès contenant plus ou moins d'argile donc susceptibles de montrer un comportement hydraulique différent. Il en est de même pour les deux ensembles datés du Quaternaire qui présentent en certains endroits des niveaux de tourbes permettant d'individualiser plusieurs systèmes pouvant être dans certains cas fermés ou alors en relation plus ou moins partielle avec les autres.

Le tout est également affecté par la tectonique, présentant elle aussi des caractéristiques différentes selon l'échelle d'étude. En effet, la synthèse structurale a permis de mettre en évidence de grands accidents découpant le secteur en une série de compartiments, eux-mêmes affectés par des accidents différents. Il y aura donc une évolution hydrogéologique différente selon le site étudié, mais également des possibilités d'interaction des différentes unités par l'intermédiaire de ces accidents.

En résumé, la synthèse de ces informations prouve que la répartition des différentes unités est très complexe. On peut supposer des relations privilégiées entre la nappe des dunes et la nappe de la craie dans le secteur situé entre la Canche et la limite Sud de la Boutonnière du Boulonnais, puisque ces deux formations sont directement en contact. Par contre cela sera bien différent dans le reste de la partie méridionale, puisque ces deux unités sont séparées par la zone des Bas-Champs.

Seule la corrélation des différentes données piézométriques disponibles permettra de confirmer ou d'infirmier cette hypothèse. De plus, l'aquifère crayeux a toujours été considéré comme structurellement homogène dans l'ensemble de ce secteur. Or, d'après les informations tout porte à croire que cette hypothèse est à nuancer. Là encore les différentes données hydrogéologiques permettront d'apporter des informations complémentaires.

Parallèlement, la succincte discussion climatologique incite à bien prendre en compte l'évolution pluviométrique dans les discussions ultérieures concernant l'évolution piézométrique aussi bien de la nappe de la craie que de celle du Quaternaire, puisque de grandes différences ont pu être distinguées durant ces deux années de suivi.

Le domaine d'étude peut donc être défini comme un milieu à triple hétérogénéité : une première concernant la répartition géographique et le contact entre les différents ensembles, la seconde d'ordre lithologique au sein d'un même ensemble et enfin la structure affectant l'ensemble crayeux mais pouvant également influencer les dépôts quaternaires.

CHAPITRE II

II-. L'AQUIFERE CRAYEUX

A) INTRODUCTION

Régionalement, les formations du Crétacé comprennent des horizons marneux du Turonien moyen qui constituent le substratum de l'aquifère (de la nappe de la craie) du Turonien supérieur-Sénonien. Cet ensemble se superpose souvent à d'autres formations crayeuses (du Cénomanién) permettant l'individualisation d'une autre nappe de la craie. L'indépendance de l'aquifère sénon-turonien par rapport à l'aquifère cénomanién supérieur, a été largement démontrée à l'Est du secteur d'étude, par exemple dans la région de Fruges (Phillipart & Caulier, 1975 ; Maqoud, 1991 ; Hirech, 1993) où l'on peut effectivement obtenir des niveaux piézométriques différents. Toutefois, le Boulonnais et le Calaisis représentent une entité différente dans la mesure où les faciès du Crétacé supérieur sont beaucoup plus homogènes. En effet, comme il a été mis en évidence lors de la description stratigraphique (Chapitre I), le Turonien moyen est caractérisé par une craie marneuse, se différenciant peu des formations crayeuses qui l'encadrent. Par conséquent, on peut parler, dans l'ensemble de continuité hydraulique dans tout le Crétacé supérieur, le véritable niveau de base de l'aquifère étant représenté par les argiles du Gault (Albien). Seule cette conception de la nappe de la Craie permet d'expliquer l'existence de sources à fort débit, s'écoulant du Cénomanién et dont le bassin versant est très faible, comme par exemple à Strouanne.

Si l'ensemble crayeux peut être considéré comme homogène d'un point de vue stratigraphique, la synthèse structurale établie précédemment nous amène à ne plus considérer un aquifère crayeux unique mais un réseau aquifère. De plus, l'aquifère est constitué par un ensemble de casiers (Bracq *et al.*, 1992b) séparés par des accidents tectoniques provoquant des décalages suffisants pour engendrer des variations notables, voire des discontinuités, dans les écoulements souterrains. A l'intérieur de ces casiers, l'écoulement se fait de manière très complexe, selon des discontinuités pouvant parfois faire place à des conduits karstiques en cas de dissolution importante. En effet, en hydraulique souterraine, on parle en général de milieu fissuré par opposition au milieu poreux, le caractère discontinu du premier s'opposant au caractère continu du second : la distinction dépend en fait de l'échelle à laquelle sont étudiés les phénomènes. En fonction de la taille des discontinuités, les phénomènes hydrauliques ne seront pas les mêmes. Il sera possible d'observer des

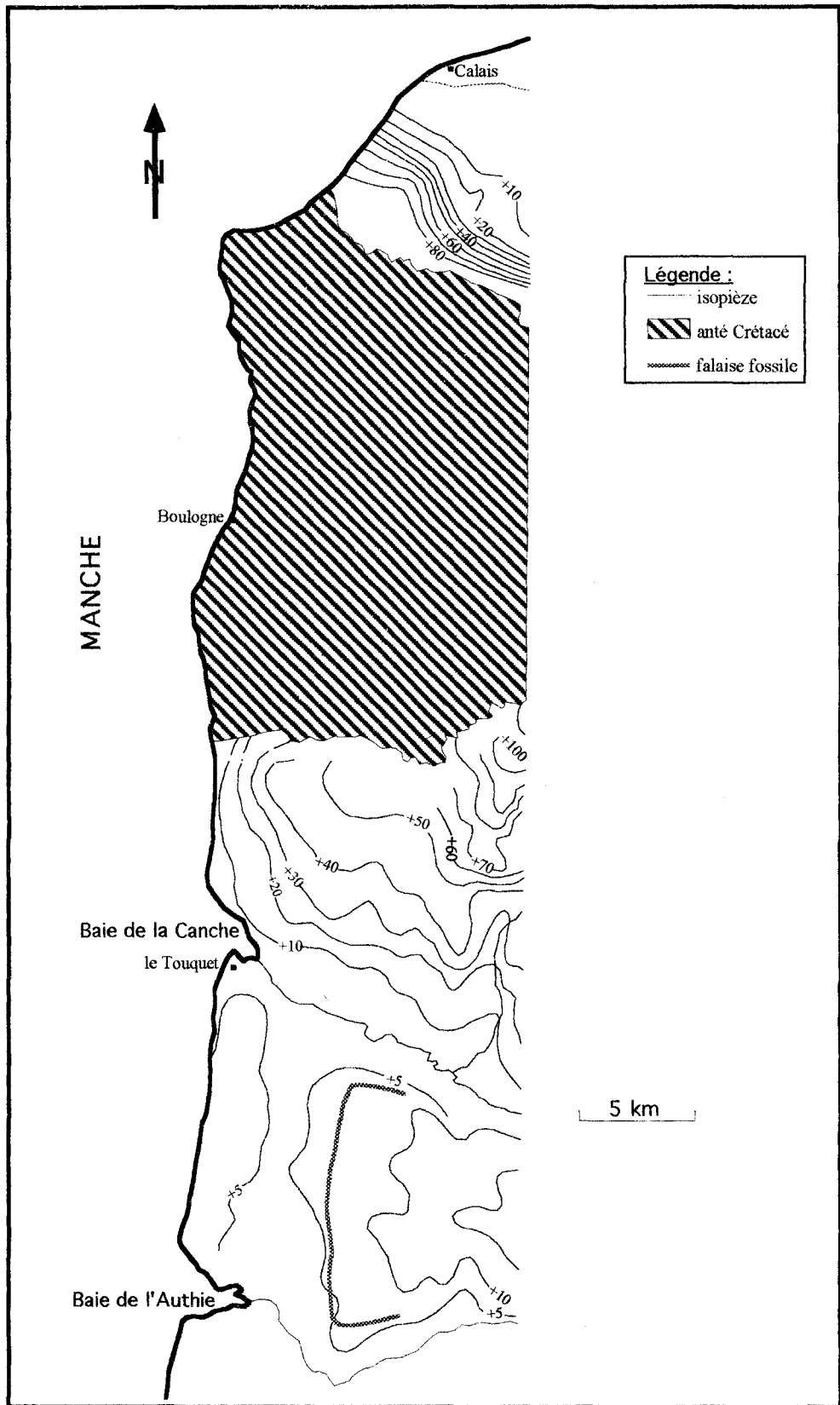


Fig. 41. Allure générale de la surface piézométrique de la nappe de la craie.

écoulements se rapprochant de ceux en milieu poreux au sens strict et d'autres qui pourront être assimilés à des écoulements fissuraux rapides connus dans les calcaires compacts et parfois, plus rarement, à des écoulements de type karstique (prédominance des effets de dissolution pour la formation des vides).

Dans la majeure partie du secteur d'étude, la nappe de la craie, principale nappe exploitée régionalement tant pour l'alimentation en eau potable que pour l'alimentation en eau industrielle, est en régime libre. D'un point de vue hydraulique cette nappe passe, de l'Est à l'Ouest, pour la partie située au Sud de la Boutonnière du Boulonnais, et du Sud-Ouest au Nord-Est, pour la partie Nord, d'un état libre à semi-captif sous les formations quaternaires et/ou tertiaires.

Afin de cerner au mieux les écoulements, l'étude a été menée grâce à différentes investigations. Tout d'abord, une étude hydrogéologique proprement dite avec le suivi piézométrique à différentes échelles de temps et d'espace ainsi que la réalisation de quelques pompages d'essai. Parallèlement, il existe quelques sources caractérisées par de forts débits. Celles-ci ont fait l'objet d'une étude hydrologique afin de comprendre leur mode de fonctionnement.

B) CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES

La craie est un milieu à double porosité, avec une porosité de matrice et une porosité de fissure. Elle ne deviendra donc aquifère que si elle est affectée par un réseau suffisamment dense de fissures interconnectées, permettant une perméabilité de fissure relativement importante.

Afin de cerner au mieux l'hydrogéologie du secteur d'étude, plusieurs démarches ont été entreprises à différentes échelles. Tout d'abord l'élaboration d'une carte piézométrique en période de hautes et de basses eaux pour le secteur compris entre Hardelot et Berck durant l'année 1995, puis le suivi piézométrique en différents points selon des périodes plus ou moins longues et enfin l'examen de la répartition des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère crayeux complétés par la réalisation de quelques pompages d'essai.

Une synthèse de ces divers éléments a permis de proposer un premier schéma concernant les caractéristiques régissant les écoulements de la nappe de la craie.

1. Analyse cartographique de la piézométrie.

a) Synthèse des données antérieures

Une carte piézométrique d'ensemble (fig. 41) a été réalisée grâce à la compilation de différentes cartes réalisées notamment par Cottet & Dassonville (1965) et Beckelynck (1981) pour la région Nord-Pas-de-Calais et par de Lammerville (1969) pour le Nord-Marquenterre.

Dans la partie septentrionale, la carte piézométrique montre une organisation relativement simple, caractérisée par des écoulements dirigés essentiellement vers le Nord, c'est-à-dire vers la plaine maritime flamande. Ces données ont été confirmées lors de l'étude piézométrique du Tunnel sous la Manche. Dans le vallon de la Basse-Normandie, les relevés récents de la piézométrie indiquent un drainage avec écoulement vers l'Est selon le réseau hydrographique de surface. Il semblerait qu'il y ait à cet endroit un passage latéral entre la nappe de la craie et la nappe superficielle avec une identité des surfaces piézométriques (Levassor, 1989).

En ce qui concerne la zone située au Sud de la Boutonnière du Boulonnais, l'écoulement général se fait, par l'intermédiaire des axes de drainage des vallées (Canche, Authie, les affluents de la Canche, de l'Authie et du ruisseau côtier d'Airon) et du réseau de fissures vers la plaine maritime qui en constitue le niveau de base principal et l'exutoire final. La nappe de la craie arrive donc au niveau des Bas-Champs où elle détermine, le long du contact avec le plateau, une bande marécageuse jalonnée de sources.

Néanmoins ces émergences sont rarement bien localisées. La surface piézométrique de cette nappe présente donc une inclinaison générale de l'Est vers l'Ouest. La nappe de la craie se trouve en position captive sous les formations quaternaires.

Les gradients hydrauliques sont très importants (7,5%) au Nord de la Canche en raison de la forte surélévation du plateau crayeux (+100 à +150 m NGF) par rapport à la mer (Mania & Phillipart, 1976).

Ce phénomène s'accroît dans les interfluves des affluents de la Canche (secteurs Lefaux, Recques) et au Nord de Nesles-Neufchâtel (15%) à cause d'une dénivellation encore plus brutale qui est à l'origine d'un bassin versant étroit qui longe toute la bordure crétacée du Boulonnais.

Dans l'interfluve Canche-Authie, le gradient hydraulique est plus faible (2%) en raison des faibles déclivités d'un plateau crayeux affaissé (+50 m NGF) par rapport au secteur situé au Nord.

Afin d'actualiser ces données et de les affiner, deux campagnes piézométriques ont été effectuées dans la partie méridionale en 1995, la partie septentrionale ayant été complétée lors des investigations relatives au Tunnel sous la Manche. Le nombre de points disponible étant d'une cinquantaine, les données ont été krigées pour obtenir une meilleure description des phénomènes.

b) Carte piézométrique en période de hautes-eaux

La méthode du krigeage développée par Matheron (1965, 1970) permet, grâce à une argumentation statistique solide de prendre en compte la structure spatiale de l'ensemble des données, chacune d'elles ayant été au préalable et si nécessaire modulée par une fourchette d'incertitude. Disposant d'un nombre de données piézométriques suffisant, cet outil est donc tout à fait adéquat pour obtenir une carte piézométrique plus précise.

En écoulement naturel, la surface piézométrique d'une nappe libre en milieu poreux homogène suit dans ses grandes lignes, les formes topographiques du sol, tout en en atténuant fortement les amplitudes (recharge dans les parties hautes, drainage vers les vallées). Dès qu'une hétérogénéité (au sens d'élément présentant une conductivité hydraulique différente) s'interpose dans l'écoulement, celui-ci s'en trouve modifié. Cette perturbation ne peut être traduite par les cartes piézométriques que dans la mesure où le maillage est assez précis et que la densité des points d'observation permet de déceler l'anomalie.

Une campagne piézométrique réalisée les 20 et 21 avril 1995 sur une cinquantaine de points, répartis de manière relativement homogène, a permis l'élaboration d'une carte piézométrique de la nappe de la craie (fig. 42) correspondant à la période de hautes-eaux. Cette carte a été obtenue après le krigeage des données de terrain. Le variogramme retenu a été calé à partir d'un modèle puissance $G(h) = 16h^{1,4}$. Le voisinage utilisé pour kriger est de 4 Km.

La cote piézométrique est comprise, dans l'ensemble du domaine, entre +2 et +84 m. L'altitude maximale du toit de la nappe de la craie est rencontrée dans la zone Nord-Est et la minimale entre Le Touquet et Merlimont, au Sud-Ouest de la Canche. En ce qui concerne le sens d'écoulement de la nappe, il est dirigé globalement vers le Sud, c'est-à-dire vers la Canche pour la partie de l'aquifère située au Nord de cette rivière alors que pour la partie Sud, il existe un écoulement vers le Nord mais également vers l'Ouest.

Sur cette carte piézométrique krigée, l'absence de forages à proximité de la côte ne permet pas d'avoir le tracé exact des isopièzes à cet endroit. Le krigeage met en évidence une disposition perpendiculaire des isopièzes au trait de côte. Néanmoins, cette configuration est due au manque de points d'observation. Par contre une étude antérieure (Mania & Phillipart, 1976) mettait en évidence un écoulement vers la mer. Toutefois, lors de leur campagne piézométrique, ces auteurs avaient utilisé une série de puits implantés uniquement dans les dépôts quaternaires, admettant alors l'identification d'un aquifère unique sur l'ensemble de cette zone. Néanmoins, compte tenu de l'absence de données piézométriques au niveau de la côte, il n'est pas possible de se prononcer en faveur de l'une ou l'autre hypothèse. Quoiqu'il en soit l'écoulement dans cette zone est mineur et la Canche reste dans les deux cas l'exutoire principal.

Au niveau de S^t Josse et du puits 10-7X-3, il existe un dôme piézométrique dû à l'alimentation de l'aquifère crayeux par l'aquifère tertiaire pour le premier cas et dont l'explication est inconnue jusqu'à présent pour le second.

L'écartement des isopièzes est directement liée, en régime d'écoulement permanent, à la transmissivité. Il semble que celle-ci diminue dans la zone située au Sud de Frencq. Il existerait donc une zone beaucoup moins transmissive dans ce secteur. Cette remarque est tout à fait en accord avec les données de terrain relatives à ce secteur. Par contre, au niveau de Recques-sur-Course, le gradient hydraulique est très faible.

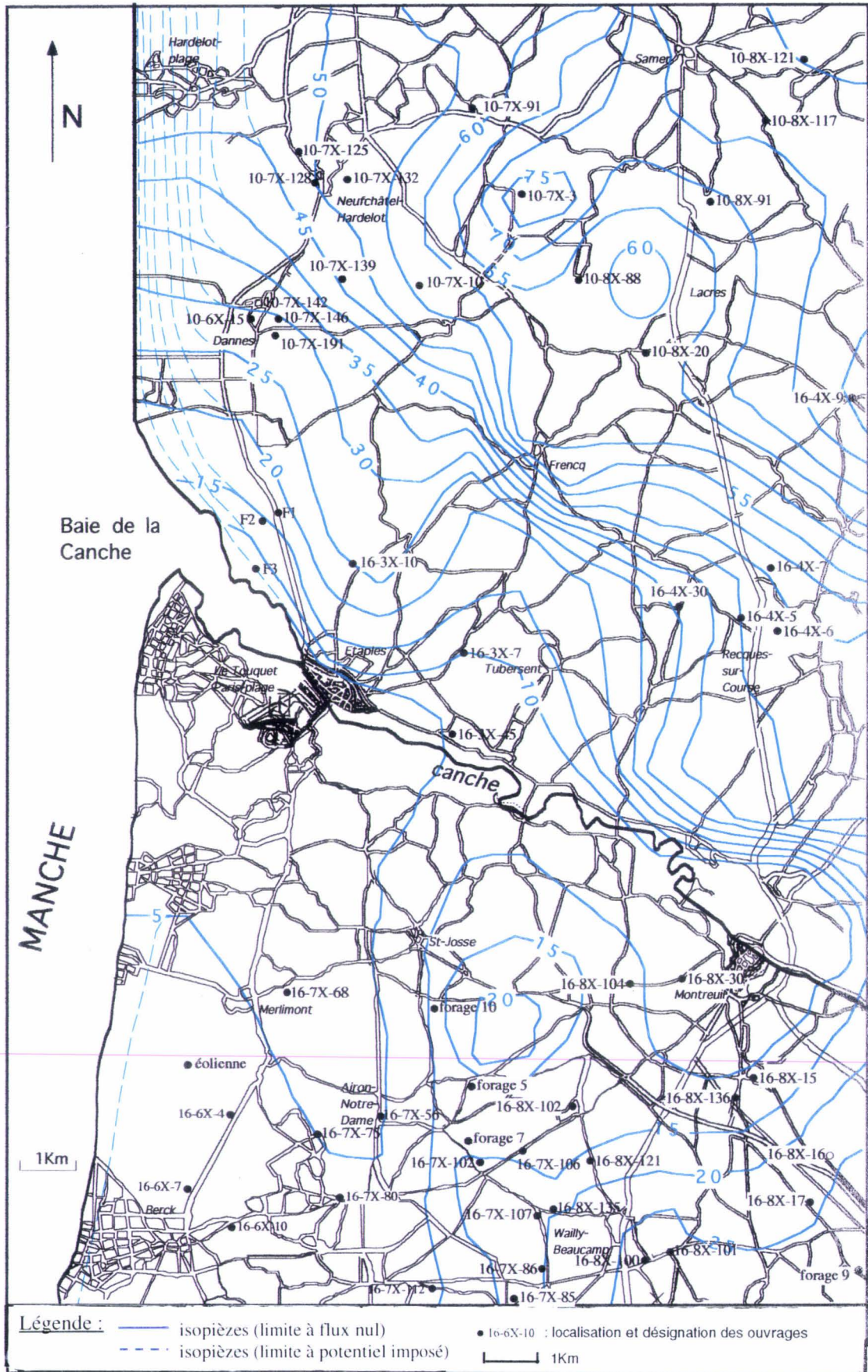


Fig. 42. Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de hautes-eaux (avril 1995).

c) *Carte piézométrique en période de basses-eaux.*

Cette seconde campagne a été réalisée le 11 octobre 1995, sur les mêmes ouvrages que précédemment. Le variogramme retenu à partir des données expérimentales est également un modèle puissance défini par : $G(h) = 10h^{1,5}$.

La carte piézométrique caractérisant la nappe de la craie en période de basses-eaux (fig. 43) ne montre pas de différences notables par rapport à la précédente. Néanmoins, dans le secteur situé au Sud de la Canche, l'amplitude des variations piézométriques est beaucoup plus marquée à l'Est qu'à l'Ouest. Ceci est dû à la captivité de la nappe entre Berck et le Touquet.

On remarque une bonne concordance lors de la comparaison des deux cartes piézométriques avec les principaux éléments tectoniques. En effet, dans la zone située au Nord-Est d'Étaples, caractérisée par une forte transmissivité, la carte structurale (Chap I) a permis de localiser une faille (n°1), d'orientation N30°. On peut supposer que celle-ci favorise le drainage des eaux jusqu'à la Canche. Par contre au niveau de la faille 2 d'orientation N120°, les isopièzes deviennent, à son abord, obliques à celle-ci. On peut donc interpréter l'extrémité de cet accident comme une limite à plus faible perméabilité (Gaviglio *et al.*, 1993). En effet, cette nouvelle configuration permet d'expliquer le dôme piézométrique au niveau du puits 10-7X-3 ainsi que l'axe de drainage à l'est du puits 10-8X-88 par le prolongement d'une des failles d'orientation N30°. Ces analyses impliquent que les failles exercent un rôle différent sur les écoulements souterrains, selon leur orientation.

Il semblerait d'après ces observations qu'il existe un comportement hydrogéologique différent que l'on peut expliquer par la présence d'un accident séparant deux casiers hydrogéologiques selon la définition de Bracq *et al.* (1992b). On aurait donc dans le cas présent un casier à plus forte perméabilité dans la zone Nord-Est de la faille 2 et à perméabilité plus faible au Sud-Est.

L'ensemble de ces considérations permet de proposer une carte piézométrique du secteur en période de basses-eaux (fig. 44). Cette carte tient compte de l'ensemble des considérations décrites précédemment, à savoir l'influence de certaines failles sur les isopièzes ainsi que l'allure de celles-ci aux alentours de la Canche. L'allure des isopièzes aurait les mêmes caractéristiques en période de hautes-eaux.

2. Analyse des fluctuations piézométriques

Lors de l'étude structurale, une certaine hétérogénéité de l'aquifère crayeux a été mise en évidence, ce qui n'apparaît pas sur la carte piézométrique d'ensemble. Afin de comprendre les particularités de la nappe de la craie, un suivi piézométrique a été amorcé en différents points. La majeure partie des points utilisés pour la réalisation des cartes piézométriques a fait l'objet d'un suivi durant un an, à raison d'une mesure mensuelle. Parallèlement, pour essayer de comprendre et de différencier les fluctuations piézométriques de la nappe de la craie, un suivi piézométrique a été

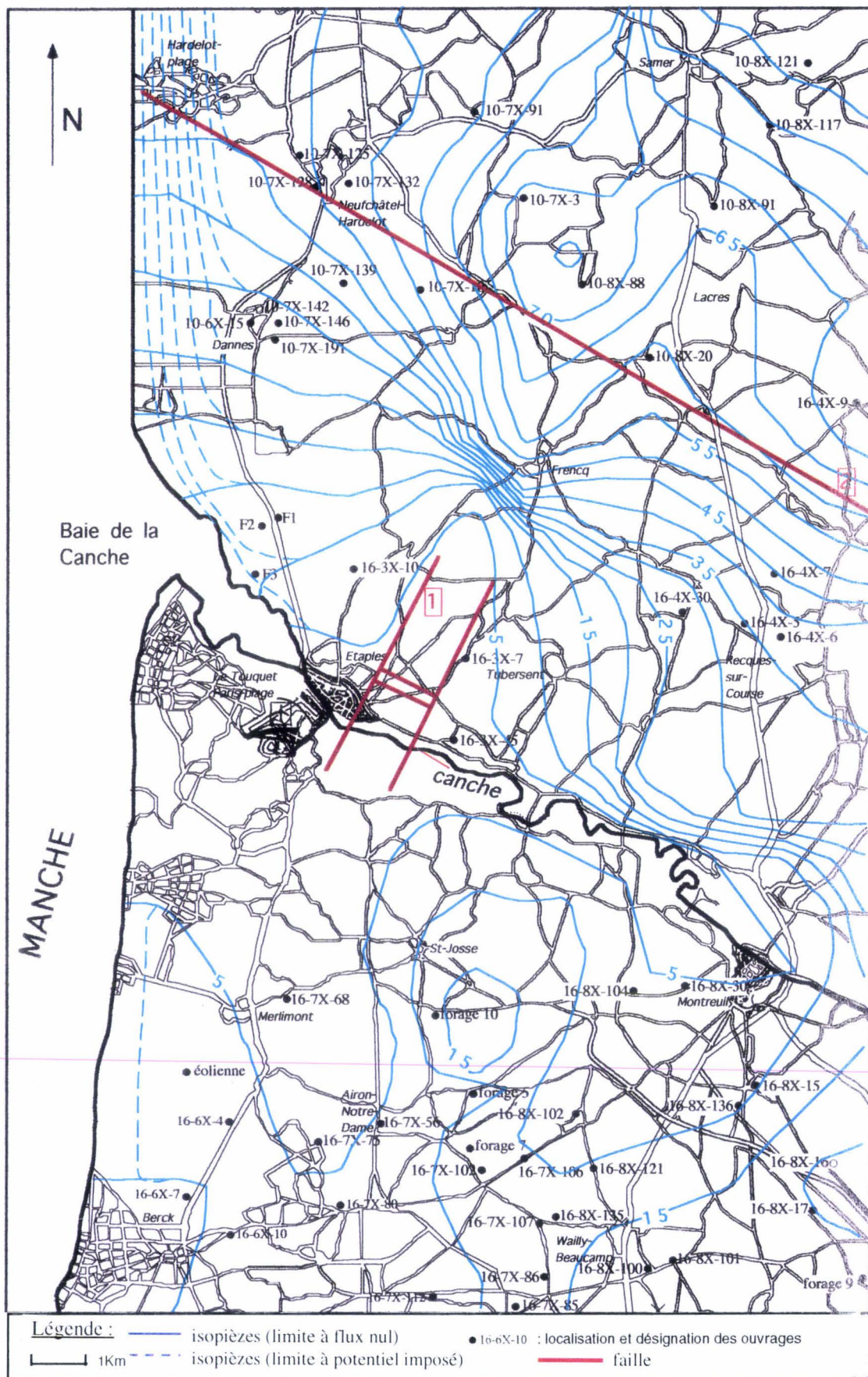


Fig. 43. Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de basses-eaux (octobre 1995).

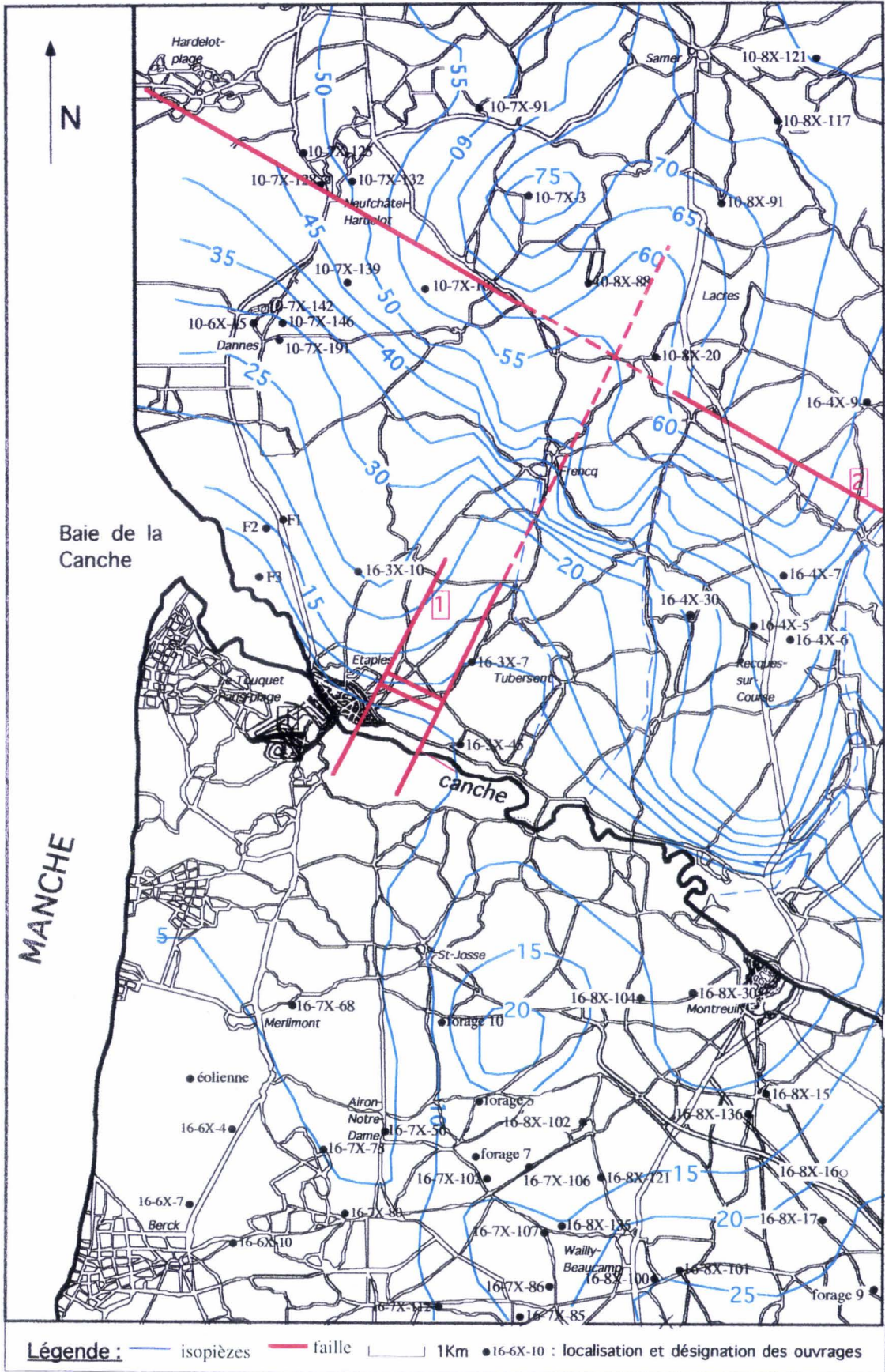


Fig. 44. Carte piézométrique hypothétique de la nappe de la craie en période de basses-eaux (octobre 1995).

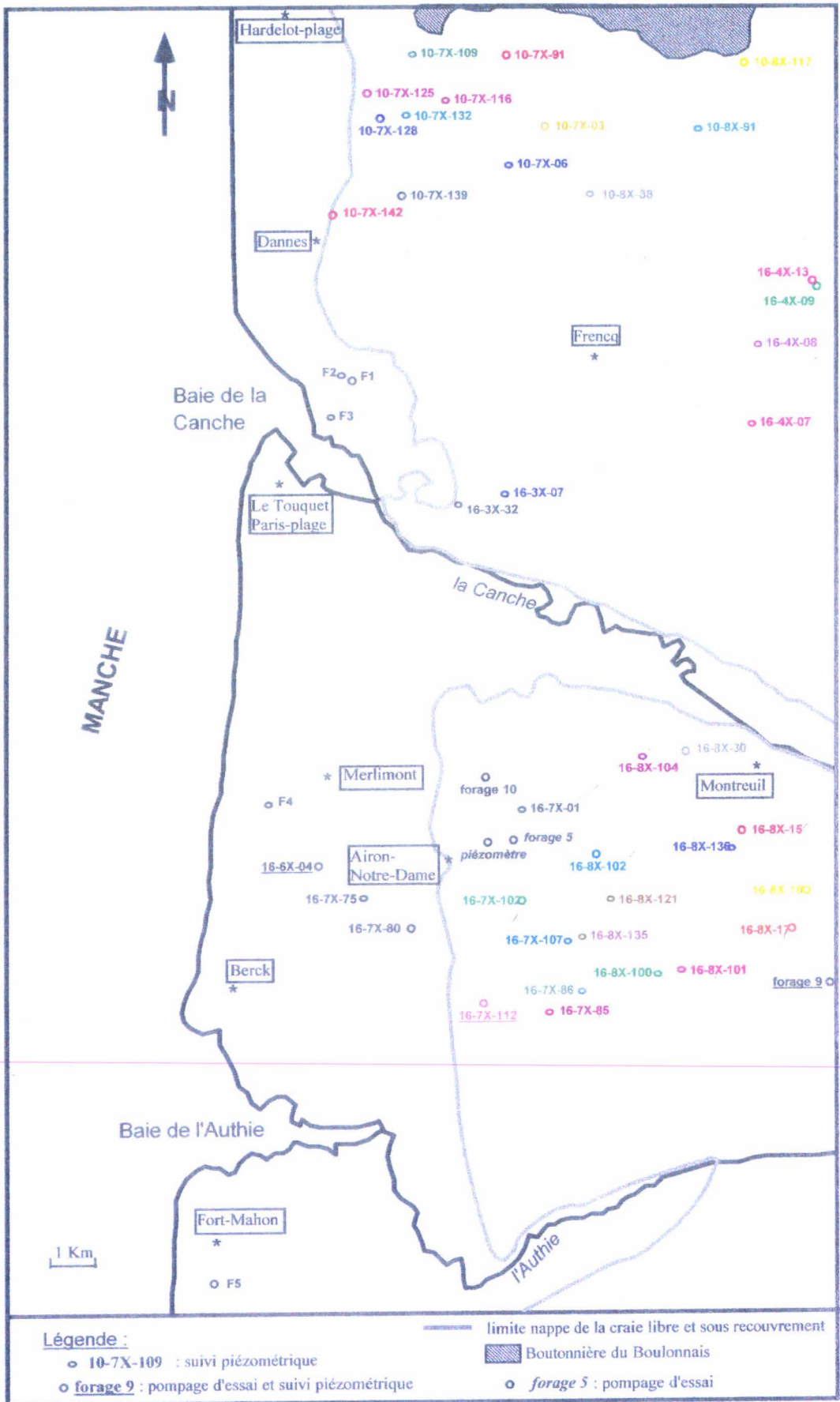


Fig. 45. Localisation des forages et piézomètres ayant permis de suivre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie.

réalisé sur quelques points depuis le début de l'étude, mais aussi à partir des mesures recensées au Bureau de Recherche Géologique et Minière sur d'autres points (fig. 45).

a) *Suivi piézométrique sur une longue période*

De 1965 à nos jours, onze piézomètres implantés dans la craie ont été suivis par le Bureau de Recherche Géologique et Minière. Deux autres ont été suivis de 1984 à 1993 : 16-7X-01 et 16-3X-32 (fig. 46).

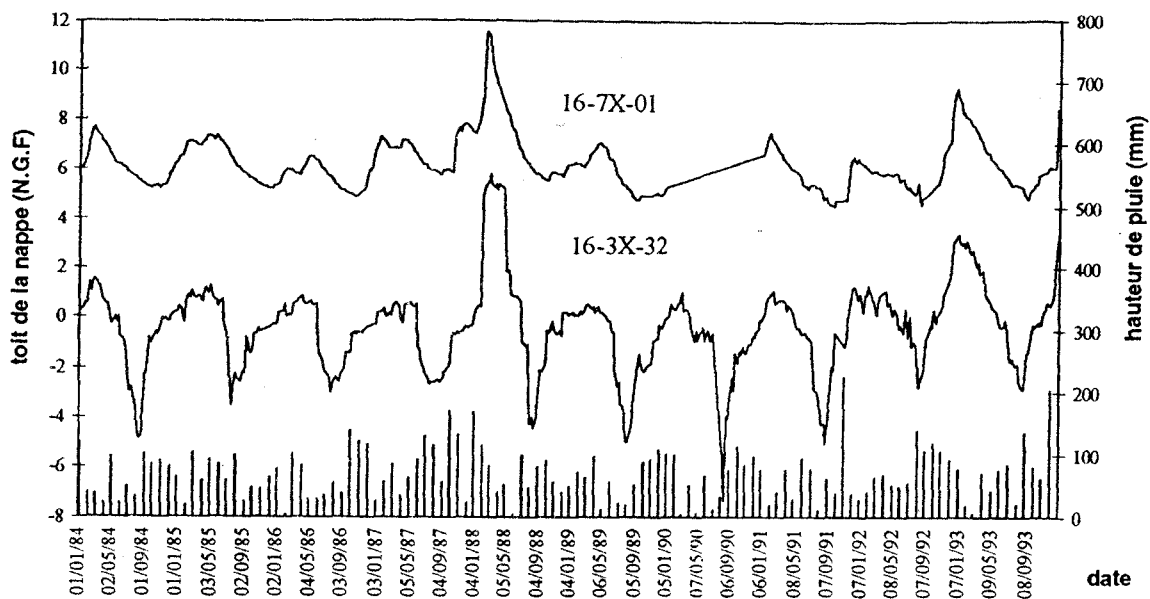


Fig. 46. Comparaison entre l'évolution piézométrique et la pluviosité de 1984 à 1993.

En ce qui concerne le piézomètre 16-7X-01, le niveau piézométrique varie de 4,5 à 11,5 m (N.G.F.), avec un maximum piézométrique observé en 1988. Malgré la coupe du forage (fig. 47) indiquant un recouvrement tertiaire à cet endroit, on remarque que la nappe n'est pas captive. La faible amplitude des variations piézométriques peut toutefois s'expliquer par le fait que l'aquifère tertiaire est un élément régulateur du système hydrogéologique, avec alimentation de l'aquifère carbonaté en période de basses-eaux. Ceci a déjà été mis en évidence (Hidalgo, 1974a et b) pour un aquifère carbonaté et un aquifère du Miocène. Le piézomètre 16-3X-32 enregistre, pour sa part, une grande sensibilité au signal pluie avec une réponse très rapide, laissant supposer une fracturation bien développée.

En ce qui concerne les piézomètres ayant fait l'objet d'un suivi piézométrique ininterrompu de 1967 à 1971 (fig. 48), c'est-à-dire les ouvrages 10-8X-91, 10-7X-91 et 10-7X-109 (dans le secteur Nord de la Canche), on observe des niveaux piézométriques proches de la surface avec des fluctuations d'amplitude relativement faible. Le piézomètre 16-8X-30 est celui qui présente le niveau

piézométrique le plus bas avec des variations piézométriques presque inexistantes. Quant au piézomètre 16-4X-13, l'amplitude des fluctuations reste relativement faible par rapport à son altitude (121m). En effet le piézomètre 10-7X-6 dont la tête se trouve à 108,5m (N.G.F) présente des variations de l'ordre de 10 à 15m. On remarque un brusque abaissement du toit de la nappe de la craie au piézomètre 16-4X-13 à partir d'avril 1970, par suite de la mise en service d'un pompage à proximité, ce que confirment les fluctuations enregistrées ultérieurement. La baisse du niveau est spectaculaire, avec sûrement une faible porosité de l'aquifère.

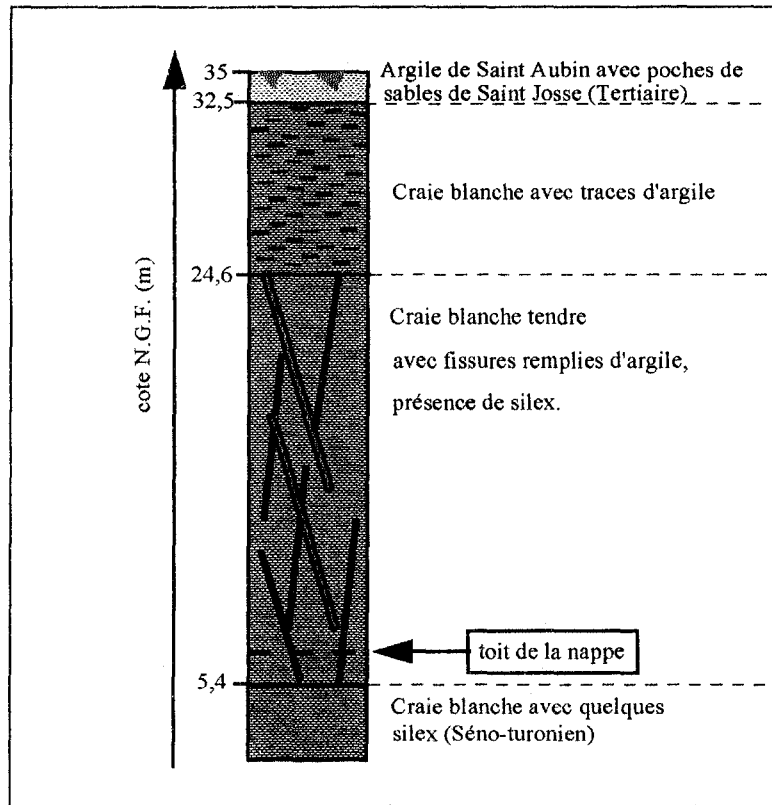


Fig. 47. Coupe géologique du forage 16-7X-01 et localisation de l'altitude moyenne du toit de la nappe de la craie.

On remarque donc que la cote piézométrique n'est pas en relation avec la position topographique de l'ouvrage. De même l'évolution piézométrique diffère d'un point à un autre toujours sans relation avec l'altitude du point. Ces constatations sont en accord avec l'analyse des registres piézométriques effectuée par Lopez Chicano (1992), analyse qui lui a permis de différencier des compartiments hydrodynamiques différents dans divers aquifères.

Même si les différences dans le comportement de l'aquifère sont délicates à expliquer, il est clair qu'elles répondent à l'existence de structures à différentes diffusivités hydrauliques (T/S) au sein de l'aquifère (drains, macrofractures, niveaux colmatés, etc...), à côté de situations différentes de conditions d'alimentation.

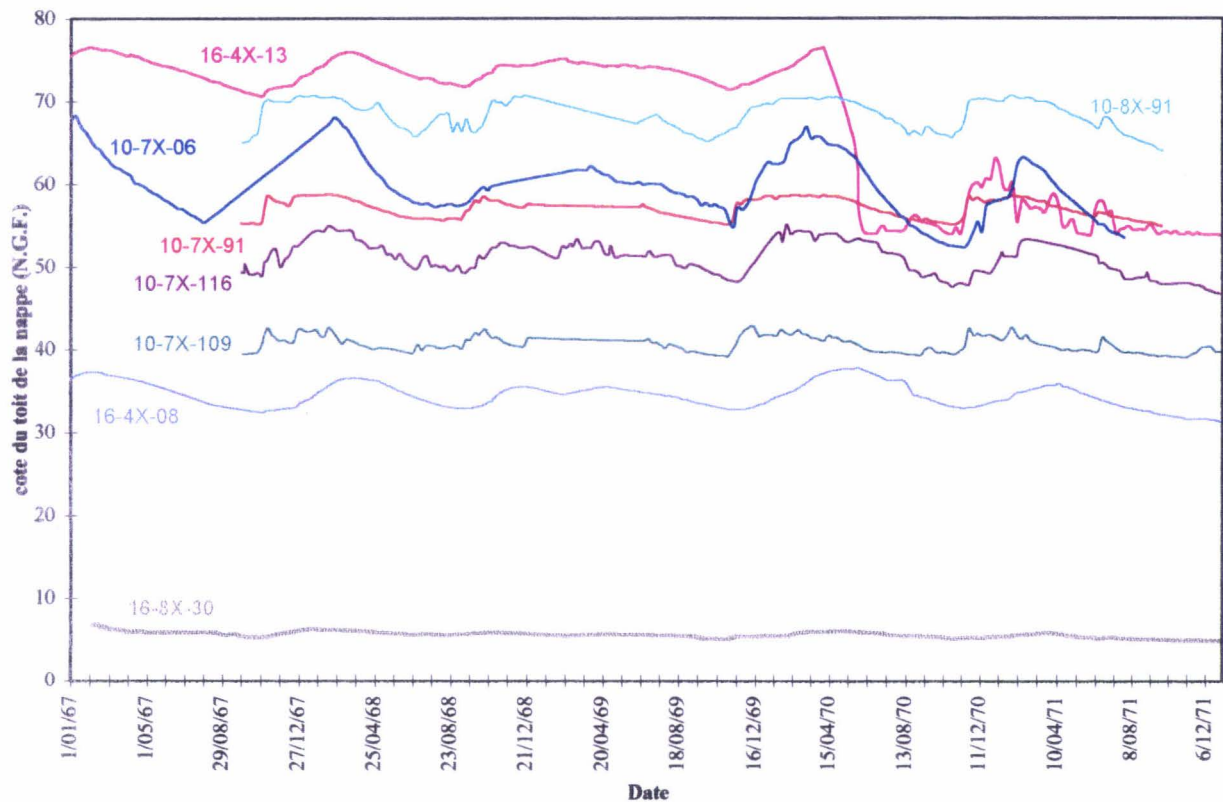


Fig. 48. Comparaison de l'évolution piézométrique de 1967 à 1971.

Comme l'indique Milanovic (1981), le comportement d'un piézomètre est le reflet du fonctionnement de l'aquifère aux abords de l'ouvrage, et ne doit pas être extrapolé à l'ensemble de l'aquifère. Les chroniques piézométriques peuvent refléter une marque d'hétérogénéité et d'anisotropie de l'aquifère crayeux.

Par souci de clarté, les points suivis durant cette année de travail sont reportés sur la figure 49 lorsque le niveau statique mesuré est compris entre 0 et 35 m et sur la figure 50 lorsque ce niveau est supérieur.

On remarque que sur la majeure partie des points suivis, le niveau statique de la nappe de la craie est en constante augmentation jusqu'au mois de mars et en diminution continue ensuite. Le toit de la nappe aurait dû remonter à partir du mois d'octobre mais compte tenu des conditions climatiques particulières de l'automne et de l'hiver 95-96, cette évolution est tout à fait explicable. En effet, lors du chapitre I, l'étude climatologique à la station Météo du Touquet a permis de mettre en évidence l'absence de pluie efficace à partir d'avril 1995.

On peut distinguer trois groupes d'évolution piézométrique :

- le premier comprenant les forages référencés : 16-8X-100, 16-8X-101, 16-8X-16, 16-3X-7, 16-8X-121, 16-8X-102, 16-7X-86, 16-8X-135, 16-7X-85, 16-7X-107, 16-8X-104, 16-7X-102, 16-8X-30, 16-8X-17, 10-7X-128, 10-8X-88, 16-4X-9 et 16-4X-7. Dans l'ensemble de ces

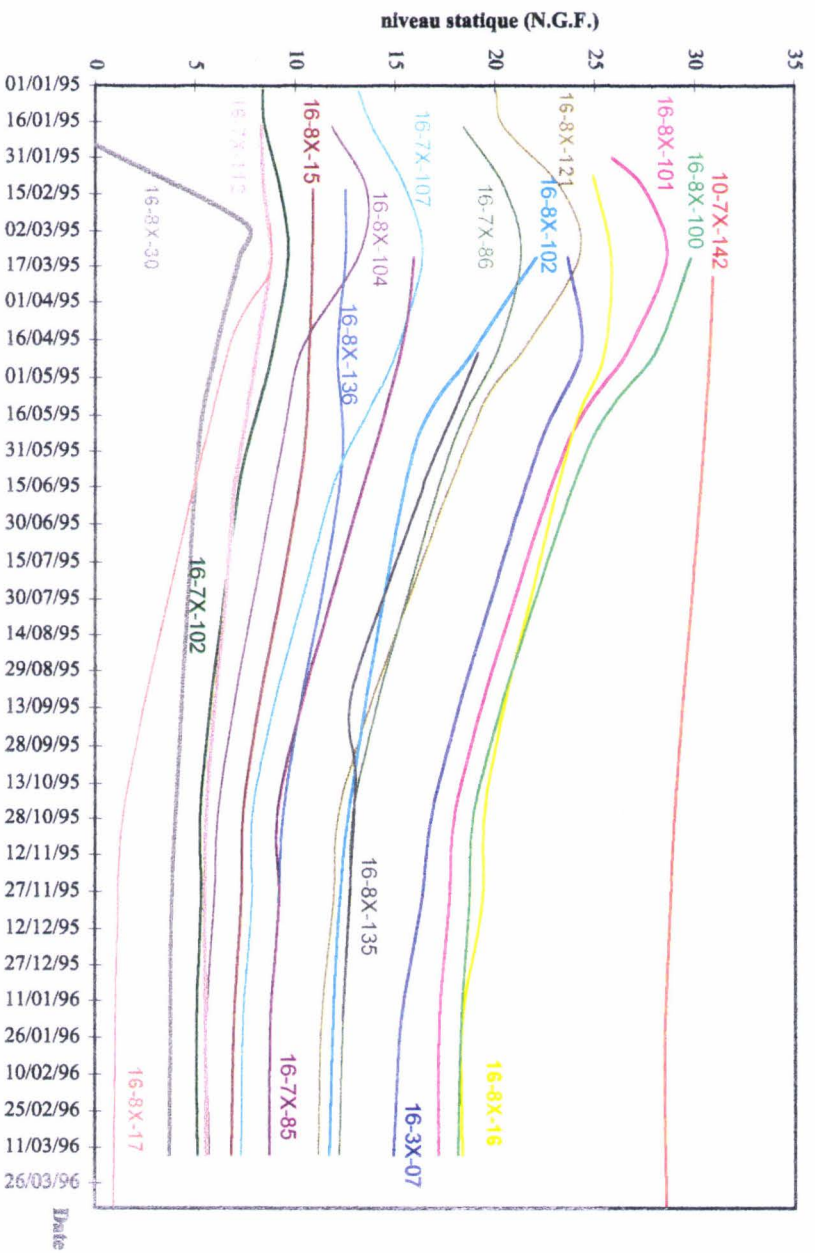


Fig. 49 Evolution piezométrique du 1/01/95 au 4/04/96 pour les ouvrages où le toit de la nappe est inférieur à +35m.

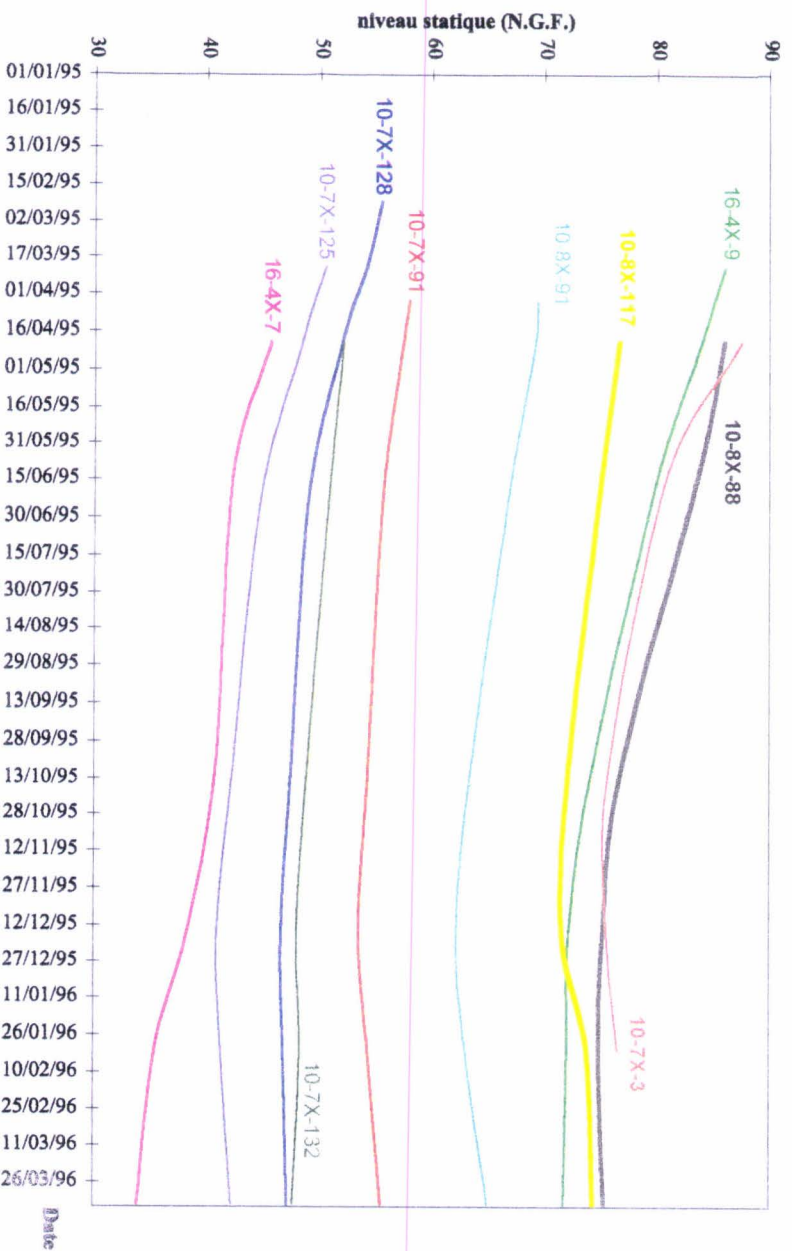


Fig. 50 Evolution piezométrique du 1/01/95 au 4/04/96 pour les ouvrages où le toit de la nappe est supérieur à 35m.

points, la nappe présente l'allure piézométrique classique excepté l'absence de remontée en période hivernale ;le second caractérisé par les points 10-7X-142, 16-8X-136, 16-8X-15, 16-7X-112 et 10-7X-132, au niveau desquels le niveau hydrostatique reste pratiquement constant durant la période de suivi ;

- le dernier dans lequel une remontée piézométrique a pu être constatée depuis le mois de décembre. Il s'agit des points 10-7X-3, 10-8X-117, 10-8X-91, 10-7X-125 et 10-7X-91.

Si l'on s'intéresse à la localisation géographique des ouvrages suivis, on remarque que ceux du dernier groupe sont situés au Nord du secteur méridional, au sein d'un même grand bloc défini lors de l'étude structurale (Chapitre I). Pour ceux du second groupe, il est à remarquer que leur localisation géographique correspond à des secteurs où la présence possible de phénomènes karstiques a été signalée. En effet pour les points 16-8X-136 et 16-8X-15, la présence de nombreux « faux-puits » a été expliquée dans le chapitre I, quant au point 10-7X-142, il est implanté en aval de la source du Vivier sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

b) Suivi piézométrique en continu sur une courte période

L'évolution piézométrique de la nappe de la craie a été suivie dans la partie méridionale aussi bien dans des piézomètres donnant des informations sur la nappe en position libre qu'en position captive. Néanmoins, compte tenu d'une part de la longueur insuffisante du câble des appareils enregistreurs pour un grand nombre de forages situés sur le plateau crayeux et d'autre part de l'absence d'information concernant l'aquifère crayeux au niveau des Bas-Champs, l'intérêt a été porté plus particulièrement aux ouvrages où la craie est en position captive.

1. Suivi piézométrique en aquifère non confiné

Dans le puits 16-8X-16 (fig. 51) et le forage 9 (fig. 52), les niveaux piézométriques ne manifestent aucune réaction aux précipitations efficaces. Il en est de même pour le forage 10 (fig. 53) dont les seules variations résultent d'un pompage situé à 500 m. En ce qui concerne forage 10-7X-139 (fig. 54) il présente lui aussi une diminution du niveau piézométrique mais avec quelques variations de l'ordre du centimètre. Une comparaison de la courbe piézométrique avec les pluies efficaces ne permet pas d'expliquer les réactions de la nappe. Mais comme ce forage est situé en amont de la source du vivier, présentant une série de griffons et dont l'origine peut-être supposée karstique, on pourrait admettre l'existence d'un siphon karstique. Cette hypothèse sera discutée plus loin (Chapitre II, C).

2. Suivi piézométrique en aquifère confiné

Huit piézomètres ou forages ont fait l'objet d'un suivi piézométrique régulier au cours de l'année 1995 (fig. 45).

Fig. 52. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au forage 9 et les précipitations efficaces.

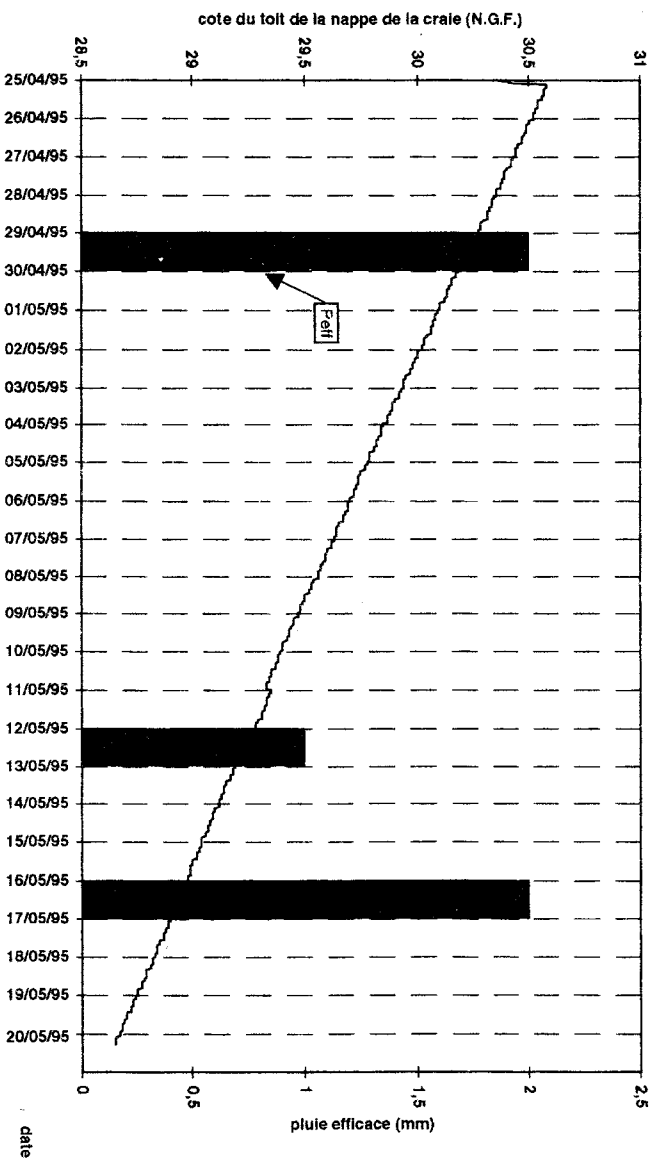
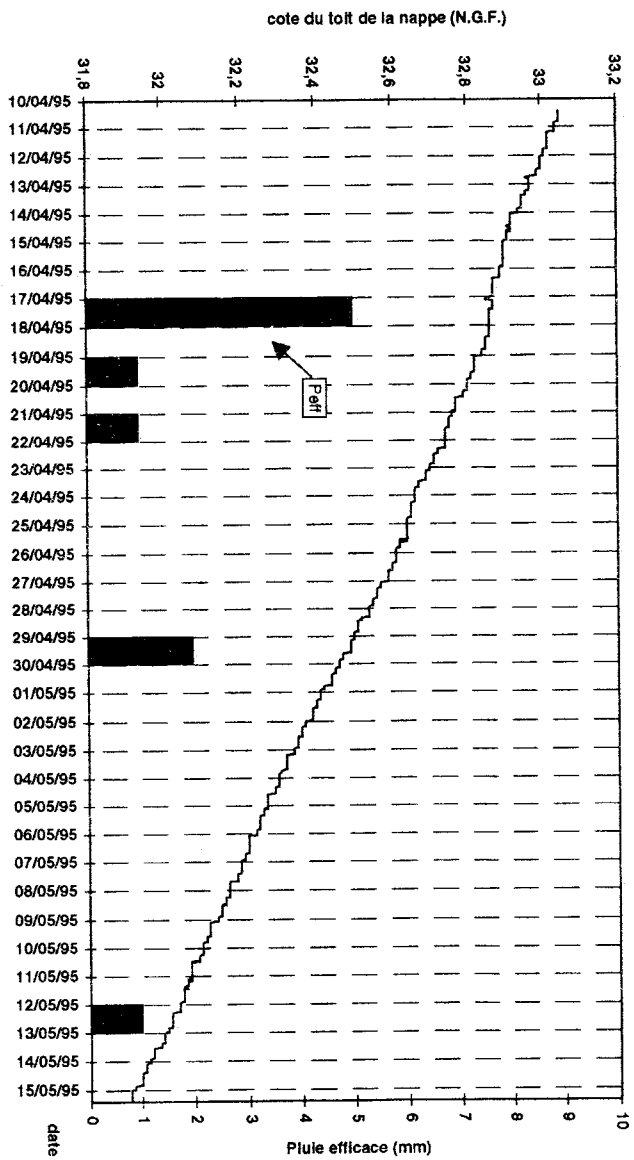


Fig. 51. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au puits 16-8X-16 et les précipitations efficaces.



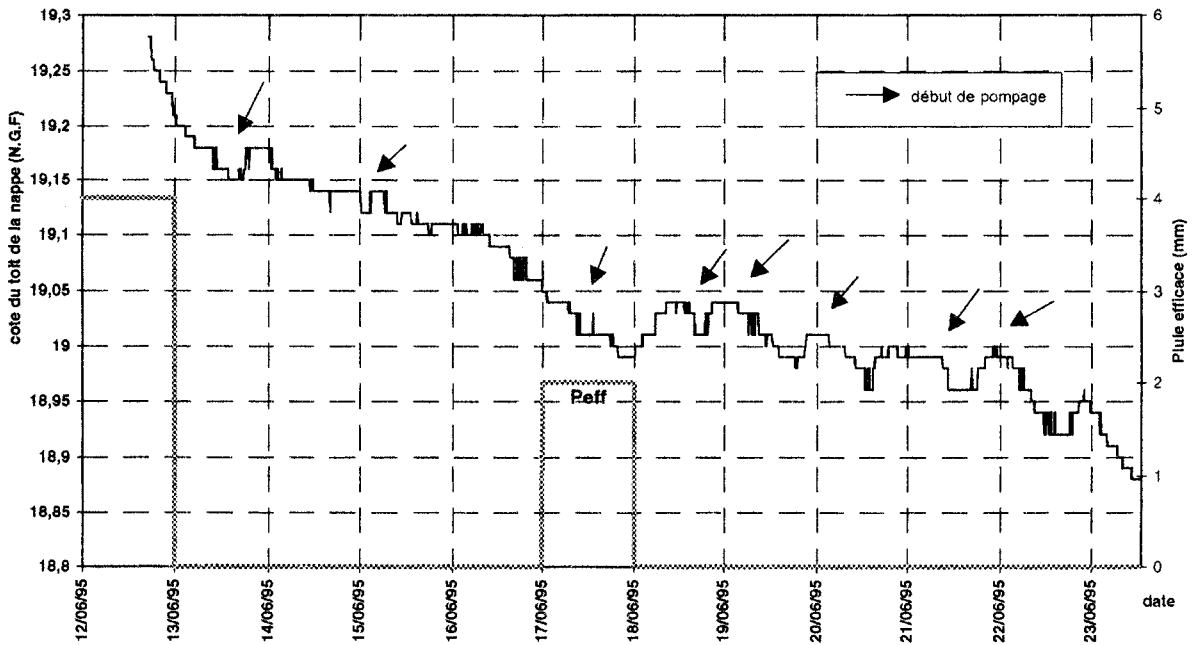


Fig. 53. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au forage 10 avec les pluies efficaces.

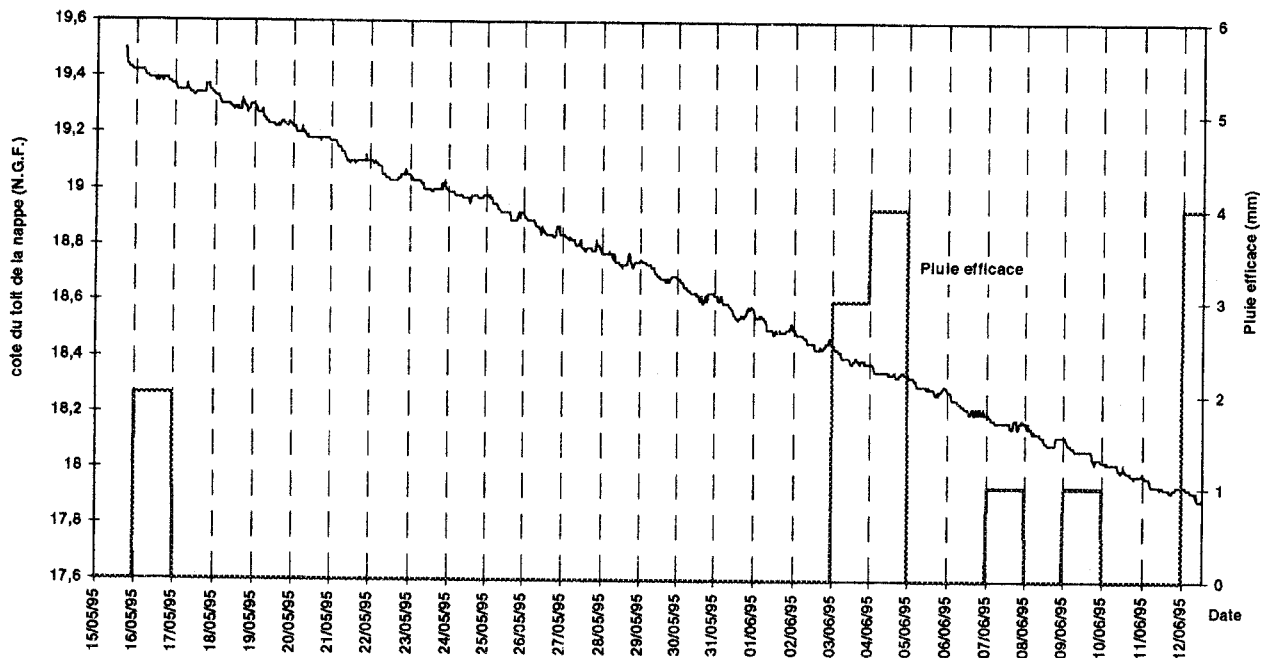


Fig. 54. Comparaison de l'évolution piézométrique avec la pluie efficace au forage 10-7X-139.

Tout d'abord, pour le piézomètre F1 (fig. 55), les fluctuations piézométriques journalières d'environ 8 cm sont dues à la station de pompage (16-3X-81) fonctionnant de 23 à 4 heures.

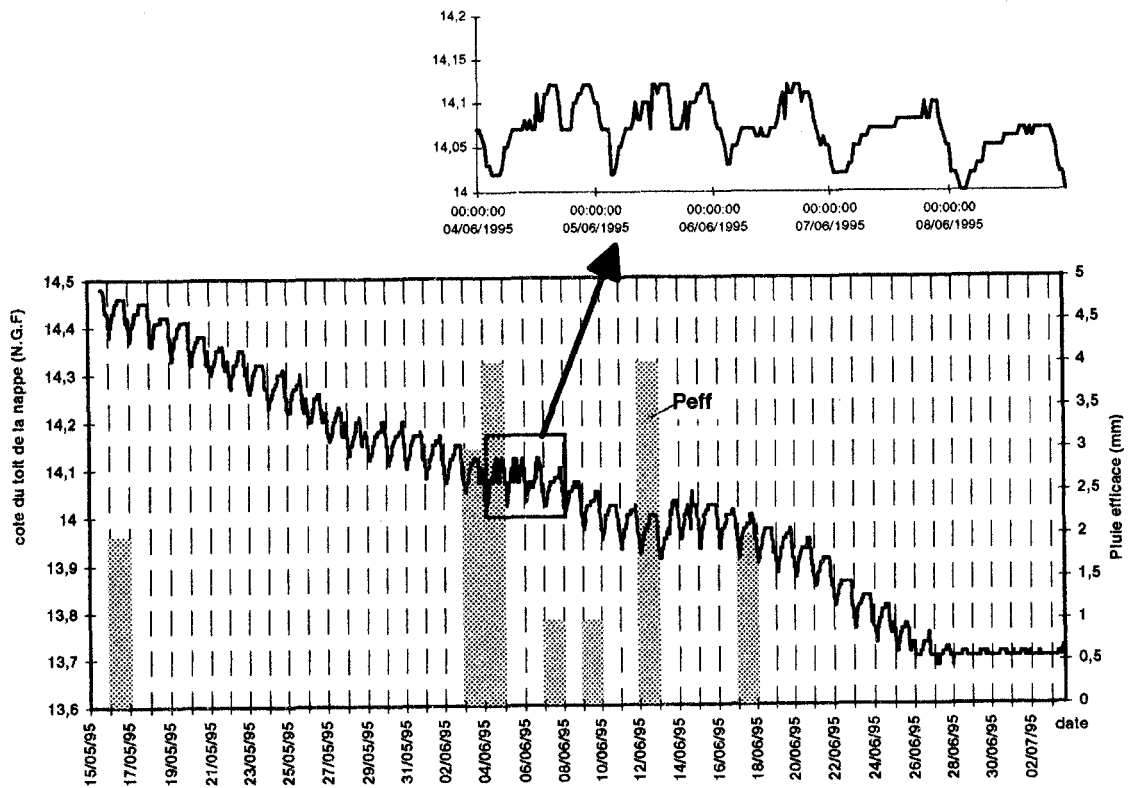


Fig. 55. Influence des marées sur la nappe de la craie au forage F₁ et comparaison avec les pluies efficaces

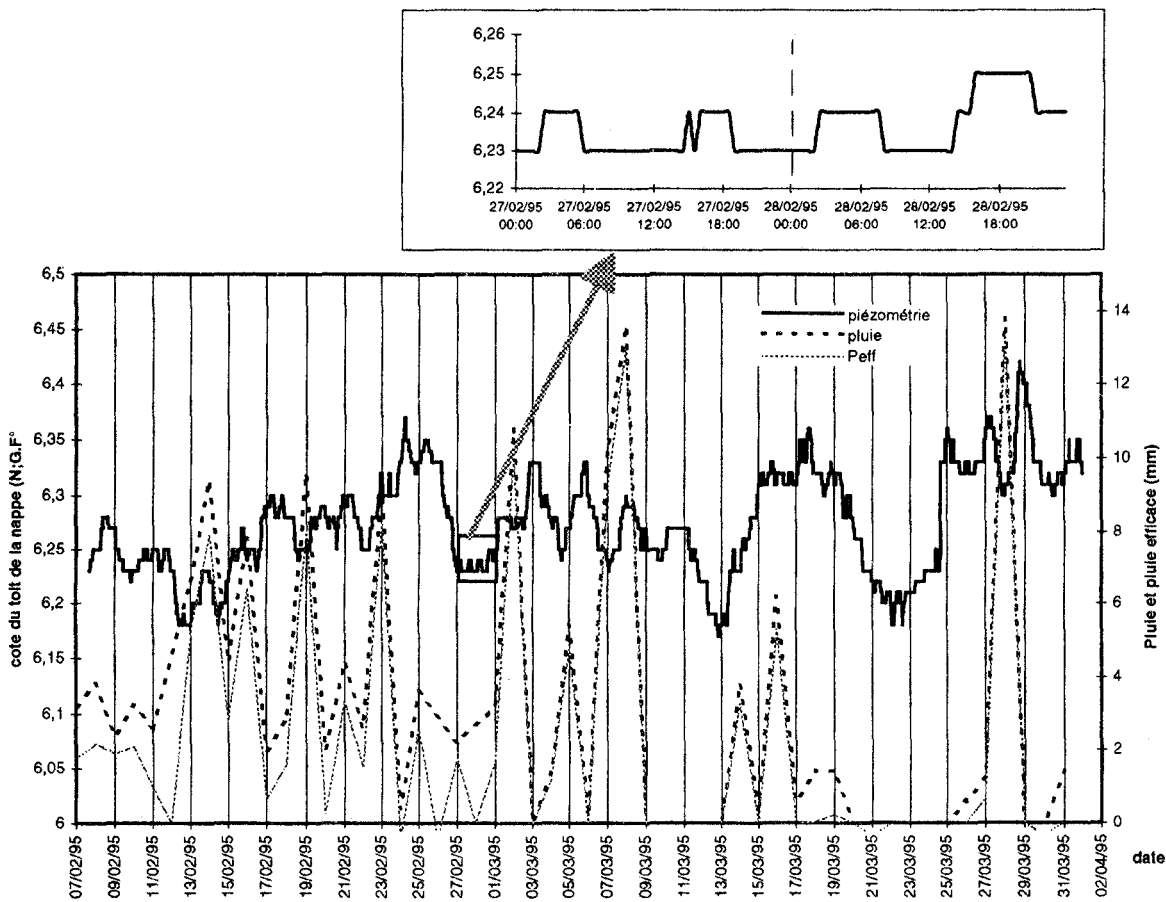


Fig. 56. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie avec la pluie et la pluie efficace au forage 16-6X-4.

L'influence de la marée n'est visible que les 4 et 5 juin, les autres jours elle est lissée par l'effet du pompage. Le forage 16-6X-4 subit lui aussi l'influence de la marée (fig. 56). Ceci est bien visible les 27 et 28 février 1995, l'amplitude des variations restant néanmoins minime puisqu'elle est de l'ordre d'un centimètre.

Néanmoins, même si la réaction à la marée est faible à cet endroit, cette observation vient contredire l'assimilation de la cote à une limite à flux nul. Le rejet de cette hypothèse est également démontré lors de l'étude de l'intrusion d'eau salée dans l'aquifère crayeux (Chapitre IV, D). En plus de cette réponse, on peut remarquer une bonne réaction de la nappe aux précipitations efficaces. Il existe une parfaite adéquation entre ces deux paramètres du 13 au 31 mars 1995. Durant cette période, la chute de 14 mm de précipitations le 28 entraîne une remontée de la nappe de l'ordre de 10 cm le lendemain. L'aquifère crayeux étant, à cet endroit, sous 20 m de recouvrement quaternaire, cette réponse rapide de la nappe peut être expliquée grâce à une alimentation par l'aquifère dunaire. La porosité efficace des sables étant d'environ 20%, l'ordre de grandeur de la remontée de la nappe conforte l'hypothèse d'une drainance normale.

Ensuite, les points 16-7X-75 (fig. 57) et 16-7X-80 (fig. 58), situés dans les Bas-Champs, présentent tous deux des variations piézométriques journalières pouvant atteindre respectivement 50 et 30 cm. La recherche de pompages aux alentours ayant été infructueuse, la courbe piézométrique obtenue au niveau du forage 16-7X-75 a été comparée aux variations barométriques et aux précipitations efficaces. On remarque qu'il existe bien une relation entre la remontée de la nappe et la baisse de la pression atmosphérique et inversement. La nappe de la craie est bien captive à cet endroit. Néanmoins si la pression atmosphérique permet d'expliquer la courbe enveloppe du suivi piézométrique, ni ce paramètre, ni les précipitations efficaces ne permettent d'expliquer les variations piézométriques journalières.

Néanmoins, on peut comparer ces variations piézométriques à une étude concernant la source intermittente de Fontestorbes (Mangin, 1969) qui offre l'intérêt d'analyser le comportement d'un karst noyé (celui qui est situé entre le mécanisme d'intermittence et l'exutoire) soumis à une impulsion unitaire. En effet, lorsque la source est intermittente, le mécanisme qui détermine ce phénomène donne naissance périodiquement à des venues d'eau constantes. Ces venues peuvent être assimilées aux effets d'une infiltration unitaire (Mangin, 1973).

Dans ce cas, davantage que la nature fissurée des terrains, c'est la présence de drains à l'intérieur d'un système qui singularise l'aquifère karstique. Ces drains se comportent comme des réservoirs peu capacitifs, mais transmissifs, qui drainent des réservoirs très capacitifs mais peu transmissifs dont ils assurent en outre les seules liaisons. Il faut retenir enfin qu'il apparaît nécessaire, pour caractériser cet aquifère, de tenir compte des volumes d'eau qu'il renferme et de leur probabilité de répartition au moment où l'aquifère est étudié.

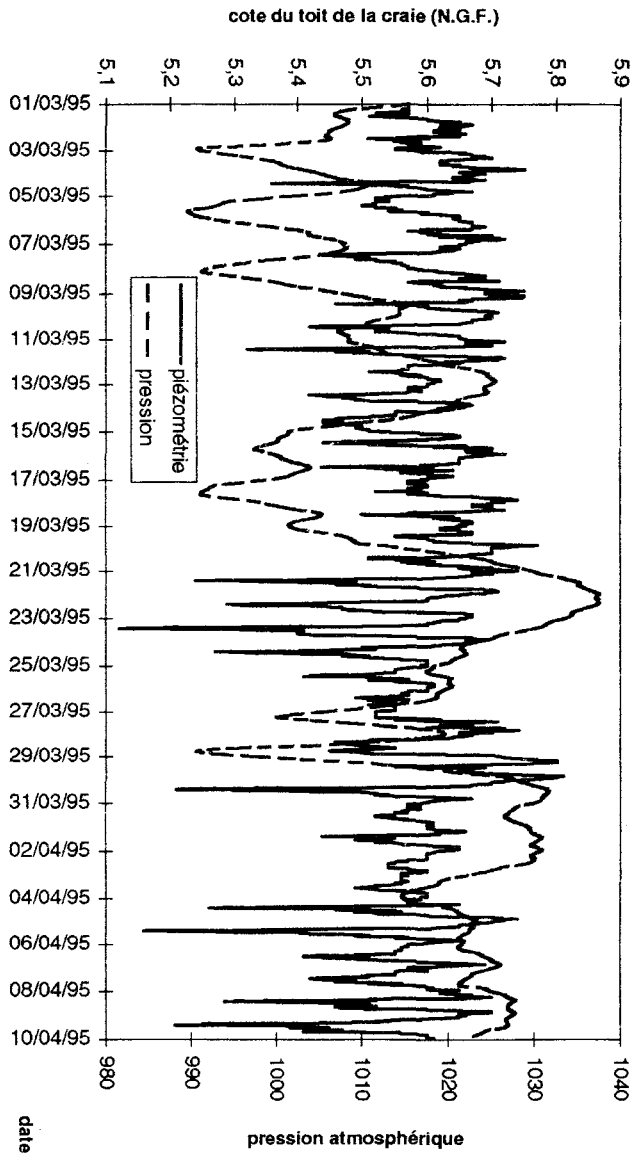
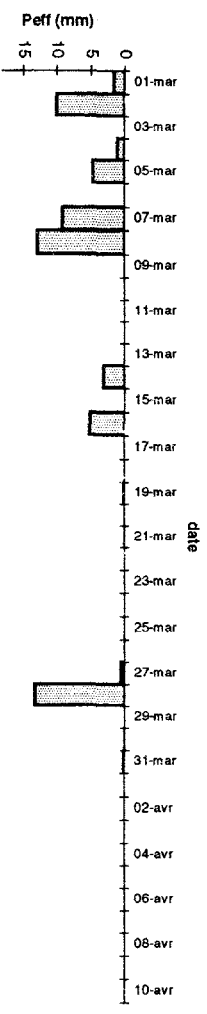


Fig. 57. Comparaison de l'évolution piézométrique au forage 16-7X-75 avec la pluie et la pression atmosphérique.

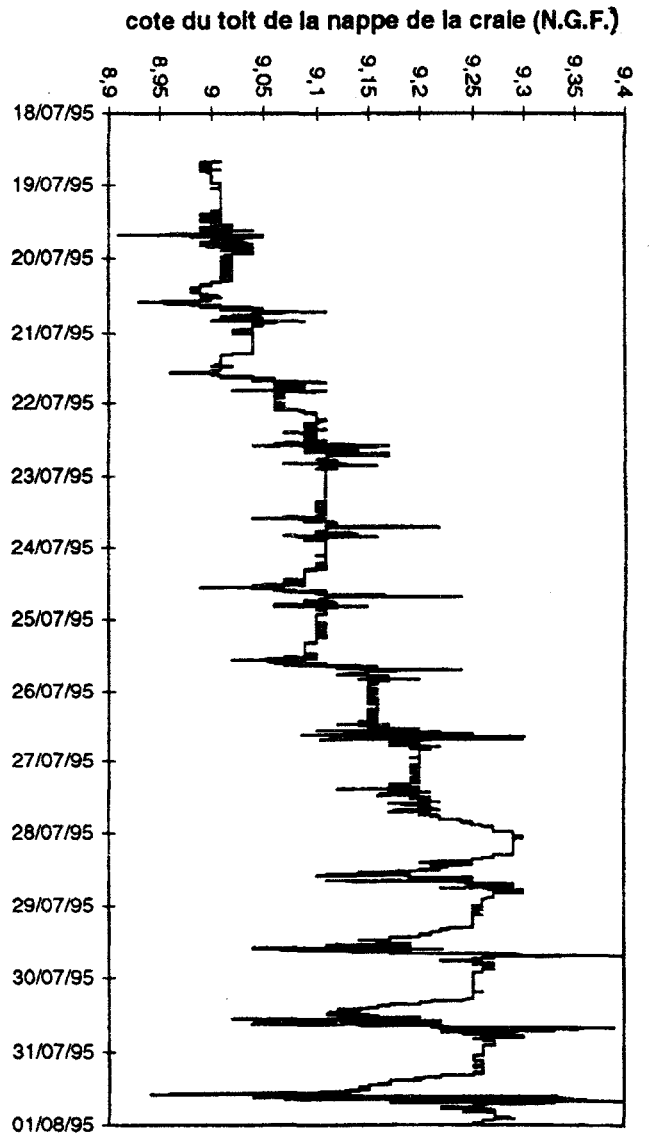


Fig. 58. Evolution piézométrique enregistrée au forage 16-7X-80.

Afin de confirmer si les écoulements dans l'aquifère crayeux au niveau des Bas-Champs sont de type karstique ou non, il serait nécessaire d'effectuer un traçage dans cette zone. Celui-ci serait facilité par l'existence de plusieurs forages artésiens.

De plus, au niveau du forage 16-7X-75, on peut distinguer également une réaction à la marée, comme par exemple les 16 et 18 mars, alors que celui-ci est situé bien à l'intérieur des terres.

Parallèlement, l'existence d'un forage atteignant la craie dans le massif dunaire, au sein de chacune des trois réserves a également permis un suivi en continu, mais cette fois ci sur une plus longue période :

- le forage F₃ situé dans la réserve naturelle de la baie de la Canche, creusé dans la craie cénomaniennne ;
- les forages F₅ et F₄ situés respectivement dans la « dune de l'Authie » (golf de Quend-Fort Mahon) et dans la Réserve biologique de Merlimont (éolienne), pénétrant dans la craie sénonienne.

Les mesures sont obtenues grâce à l'installation d'un limnigraphe vertical de type Ott R16 en ce qui concerne les forages F₅ et F₃ et grâce à un « aqualog » pour celui de l'éolienne (F₄).

Au niveau du forage situé dans l'enceinte du golf de Fort-Mahon (F₅), le limnigramme (fig. 59) permet de remarquer que, malgré la proximité de la mer, la nappe de la craie ne montre aucune réaction aux marées alors que ce phénomène vient d'être décrit précédemment beaucoup plus à l'intérieur des terres. Néanmoins, compte tenu du matériel utilisé, il n'est pas à exclure l'existence d'une réaction à la marée de l'ordre du centimètre qui n'est alors pas perceptible sur le limnigramme. Une étude antérieure (Louche, 1994) a permis de mettre en évidence une réaction différente de la nappe de la craie aux précipitations selon la période hydrologique. En effet, durant l'été, des variations piézométriques ne sont perceptibles que lors des fortes pluies. La réponse de la nappe est alors très rapide, de l'ordre de la journée. Par contre en hiver, l'alimentation de la nappe par les précipitations s'effectue en deux temps : le premier correspondant à une alimentation très rapide et le second à un transfert beaucoup plus lent. Sachant que la craie peut être considérée comme un milieu à double porosité avec d'une part la matrice et d'autre part les fractures, la réaction rapide de la nappe aux précipitations a alors pu être reliée à une alimentation très rapide par l'intermédiaire des fractures et la réaction ultérieure par la matrice ou les microfissures. Néanmoins, l'aquifère crayeux étant, à cet endroit surmonté par l'aquifère dunaire, cette réaction rapide de la nappe de la craie peut être également due à un transfert de pression. En effet, les fortes pluies d'octobre 1994 (et l'absence de pluies efficaces) engendrent une remontée rapide du niveau piézométrique de la nappe de la craie. La comparaison de la piézométrie avec les précipitations efficaces pour les années 1994 et 1995 (fig. 60) permet de remarquer une augmentation piézométrique très importante durant l'exceptionnel hiver 1995 (de l'ordre de 1 m alors qu'elle est de 50 cm en 1994) avec une réaction de la nappe d'environ un mois.

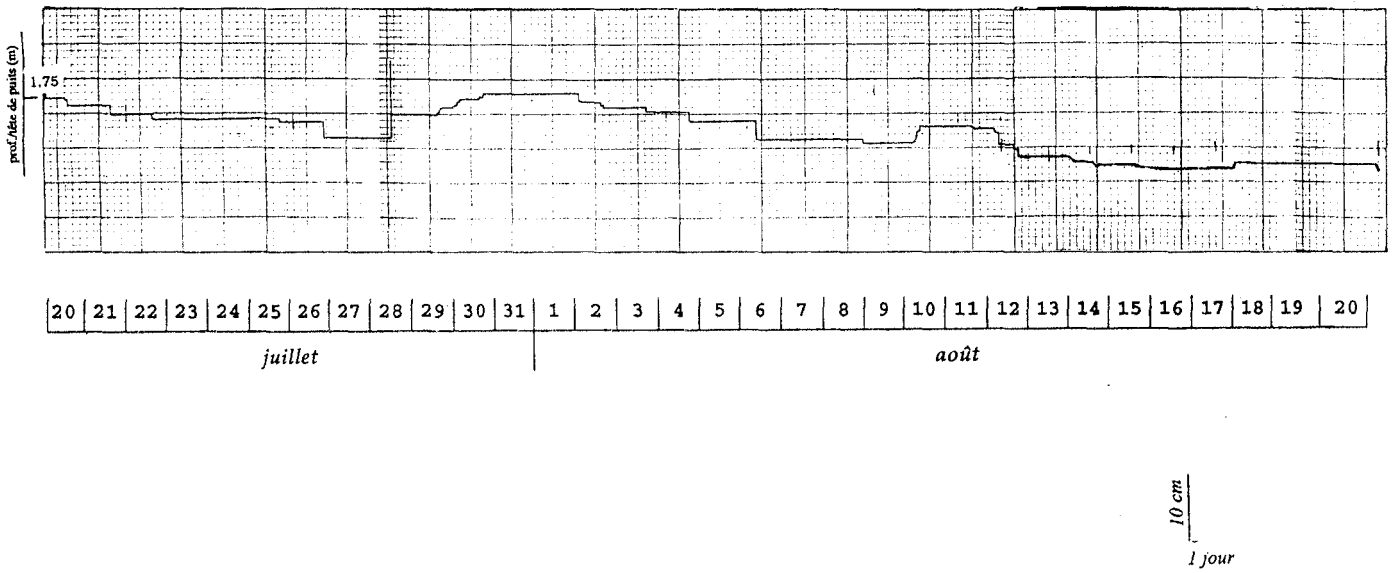


Fig. 59. Limnigramme du forage F5 du 20 juillet au 20 août 1994.

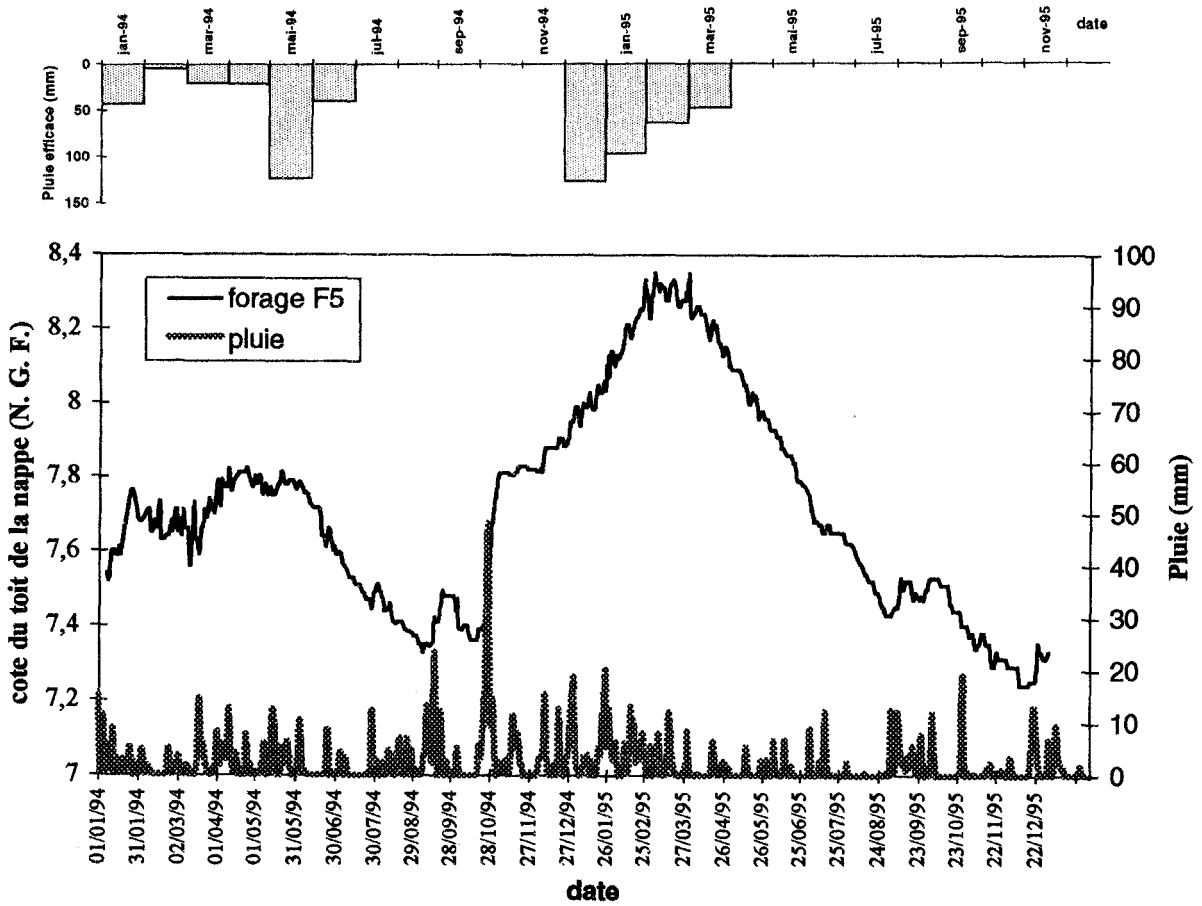


Fig. 60. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces au forage F₅ du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 1995.

En ce qui concerne le forage de l'éolienne (F₄), l'enregistrement de l'évolution du niveau hydrostatique (fig. 61) montre la présence de deux pics quotidiens espacés d'une durée de presque 12 heures, les amplitudes maximales observées (24 et 25 juillet) correspondent aux coefficients de marées les plus élevés. On constate un déphasage d'environ 2 heures entre la marée haute et la remontée de la nappe de la craie.

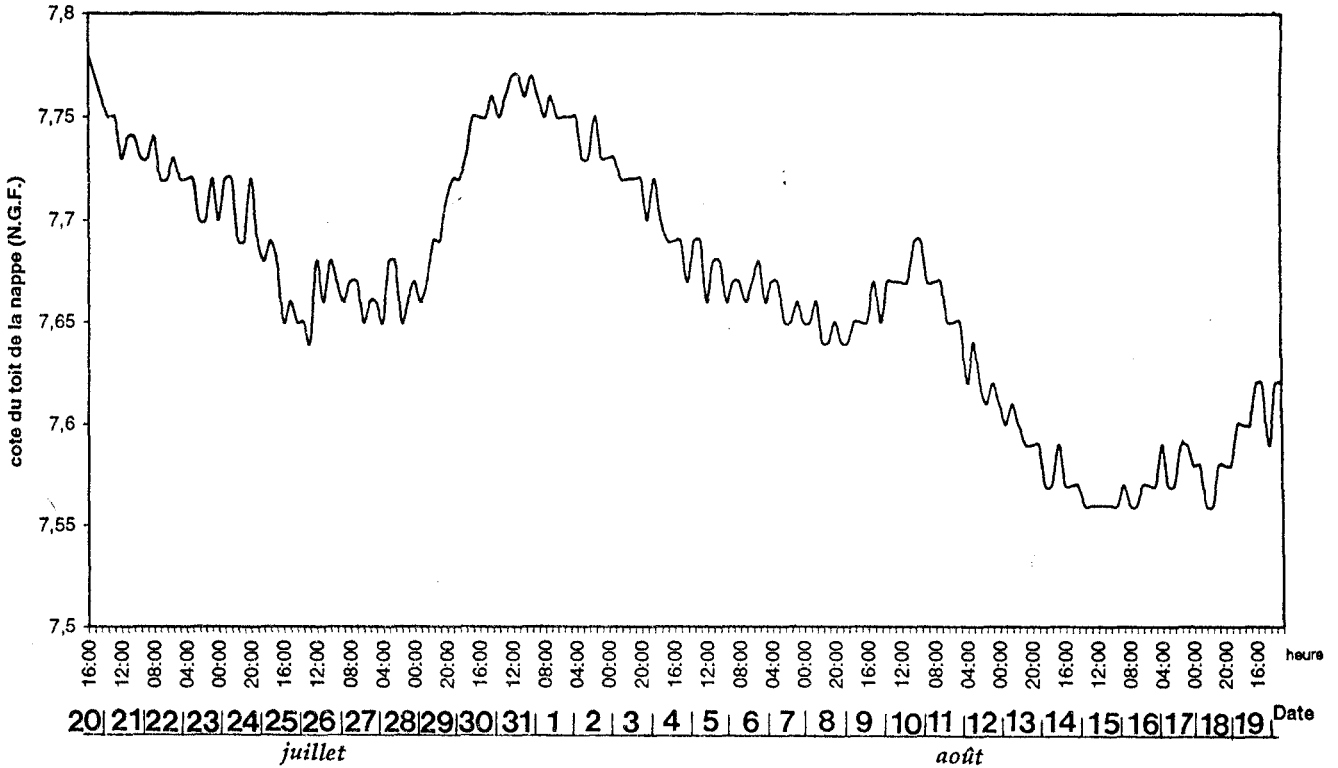


Fig. 61. Evolution piézométrique au forage F₄ du 20 juillet au 20 août 1994.

De manière à pouvoir comparer l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au niveau de ce forage avec les précipitations et les pluies efficaces, l'influence de la marée a été extraite (fig. 62). La lecture de ce graphe montre qu'il existe une parfaite correspondance entre l'évolution piézométrique et pluviométrique. Il semble que la nappe de la craie réagisse de manière quasi instantanée aux apports des précipitations, avec une réponse de l'aquifère durant les trois à quatre jours qui suivent. Si l'on compare plus précisément l'évolution pluviométrique et piézométrique, on remarque que la réponse de l'aquifère est différente selon la période. En effet en période de basses-eaux, l'augmentation du niveau piézométrique ne sera consécutive qu'aux fortes pluies alors que la réponse de la nappe sera plus prononcée en période de hautes-eaux. Néanmoins, l'enregistrement ayant été effectué en nappe captive, sous environ 35 m de recouvrement quaternaire, l'eau de pluie ne peut pas alimenter aussi vite la nappe. La remontée rapide de la nappe de la craie avec les précipitations peut donc être expliquée de même manière que précédemment soit grâce à un transfert de pression entre le plateau et le forage F₄ par l'intermédiaire de failles et de fracture, soit par une alimentation par la nappe des dunes ou soit par « piston flow ».

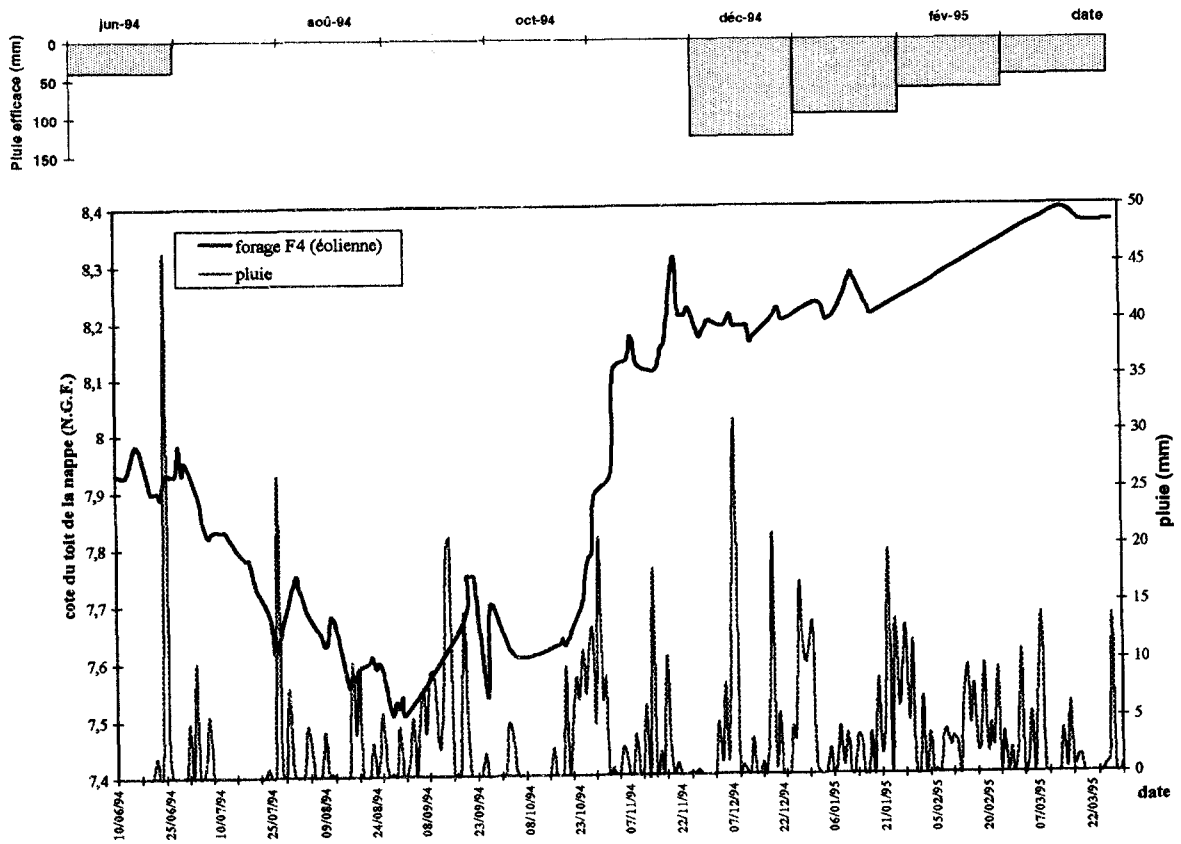


Fig. 62. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie et la pluviométrie au forage de l'éolienne (F₄) du 10 juin 1994 au 31 mars 1995.

Afin de pouvoir comparer le comportement de la nappe au niveau du forage F₃ avec ceux enregistrés aux forages F₄ et F₅, la période allant du 20 juillet au 20 août 1994 a été conservée. La lecture du limnigramme (fig. 63) permet d'observer des fluctuations du niveau hydrostatique en fonction des marées comme pour le forage F₄.

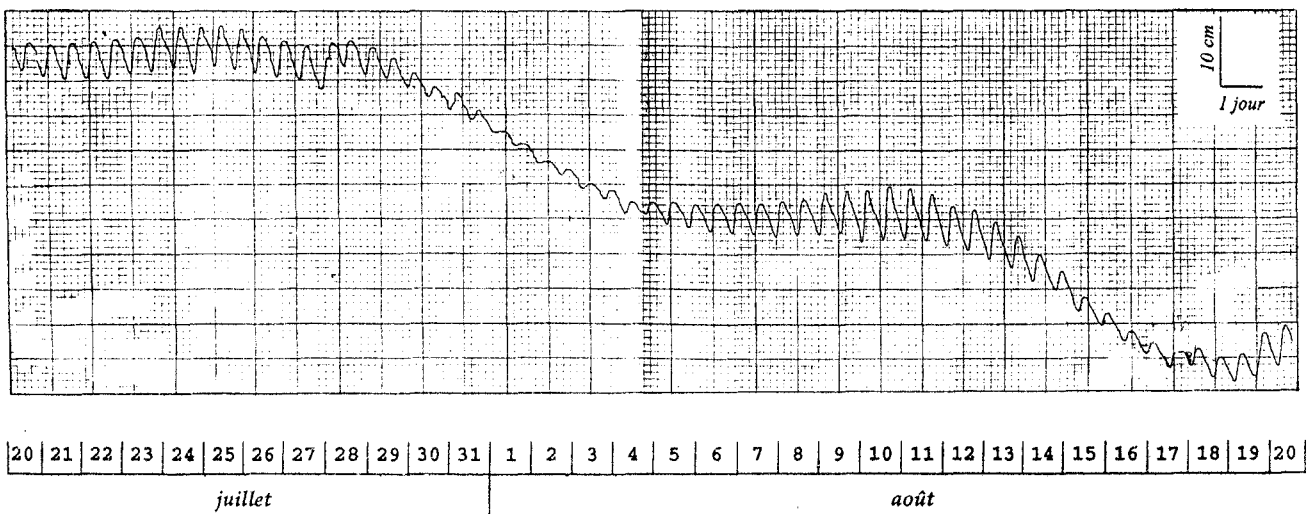


Fig. 63. Limnigramme du forage F₃ du 20 juillet au 20 août 1994.

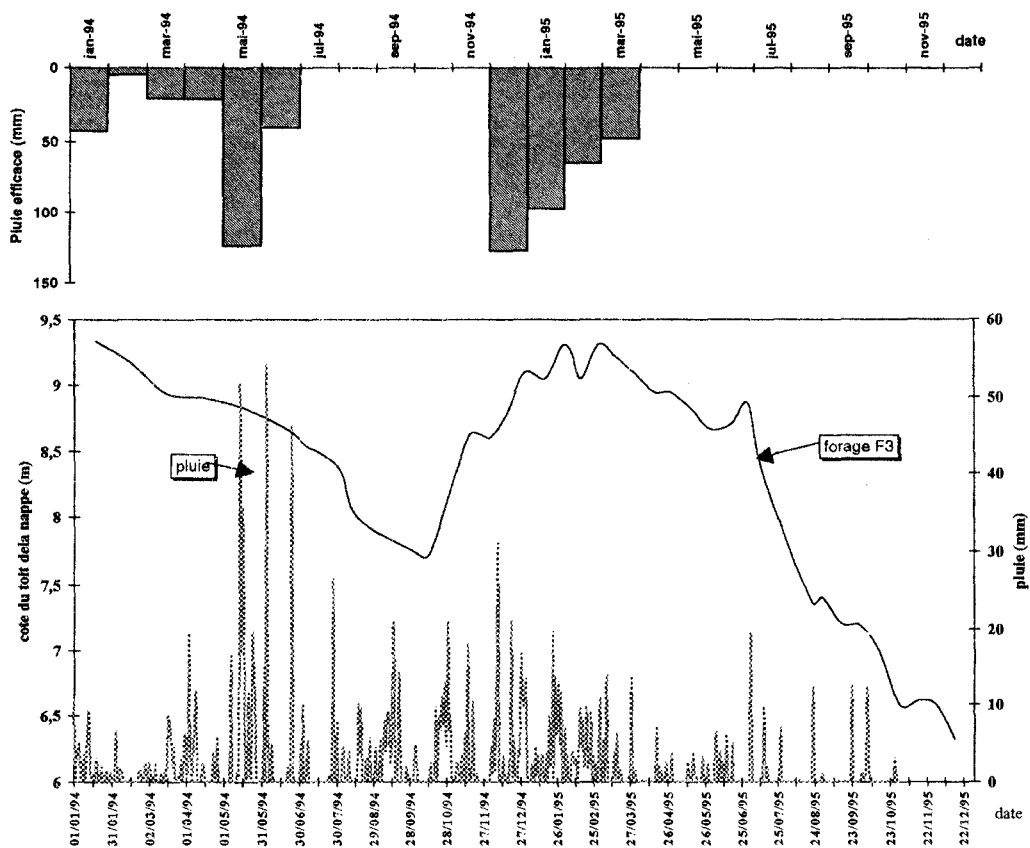


Fig. 64. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces au forage F₃ du 1^{er} janvier 1994 au 31 décembre 1995.

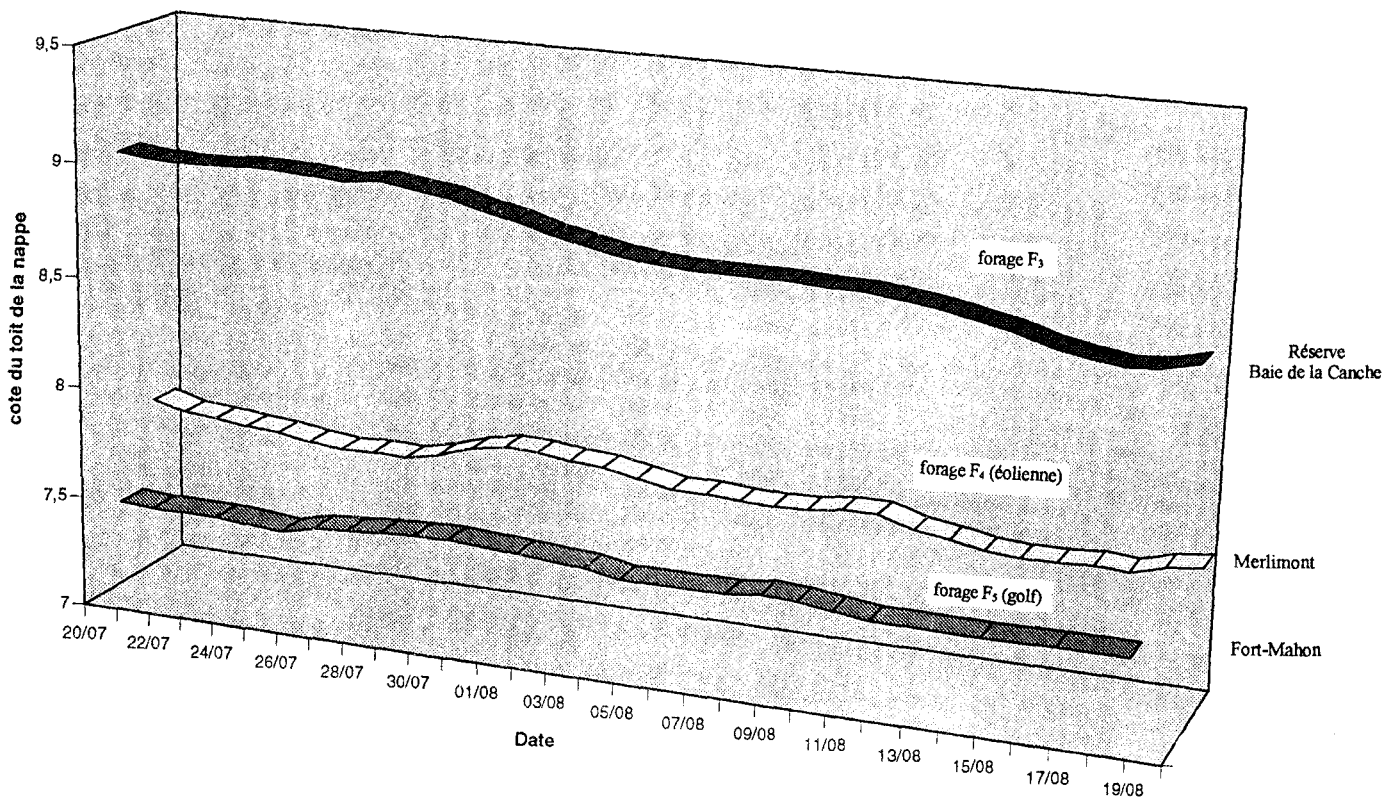


Fig. 65. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au niveau des trois forages (F₃, F₄ et F₅) du 20 juillet au 20 août 1994.

Par contre l'effet de la marée est d'une part plus rapide et d'autre part beaucoup plus important au niveau du forage F₃ (compris entre 1 et 6 cm pour la période choisie) qu'au niveau du F₄ (de 1 à 3 cm pour la même période). Cette différence peut être due :

- soit à la position des deux forages par rapport à la mer : en effet le forage F₃ étant localisé beaucoup plus près du trait de côte, il est donc logique que la réaction soit plus importante ;
- soit par la nature différente de l'aquifère.

Si l'on compare la position des forages F₄ et F₁ par rapport au rivage et que l'on retienne l'hypothèse précédente, une réaction du niveau hydrostatique de la craie serait alors également perceptible au niveau du forage F₅ puisque celui-ci est plus proche de la mer, or si celle-ci existe elle est très faible. Cette différence pourrait s'expliquer par le compartimentage de l'aquifère crayeux profond.

Si l'on s'intéresse maintenant à la comparaison entre l'évolution piézométrique et les précipitations efficaces à cet endroit (fig. 64), on remarque que contrairement à ce qui a été décrit au niveau du forage F₅, l'amplitude des variations piézométriques en 1994 et 1995 ne présente pas la même allure. En effet, au niveau du forage F₅, une forte remontée du niveau piézométrique en période de hautes-eaux 1995 a pu être décrite alors que cet effet n'est pas marqué dans le cas présent. Par contre comme dans le cas précédent, la baisse importante du toit de la nappe lors de l'étiage prolongé de la fin 95 est très prononcée.

De manière à pouvoir comparer plus précisément l'évolution piézométrique observée au niveau de ces trois points pour la période allant du 20 juillet au 20 août 1994, l'influence de la marée a été lissée pour les forages F₄ et F₃. Les évolutions résultantes sont reportées sur la figure 65. La première lecture permet de constater une évolution piézométrique différente au niveau du F₃ par rapport aux deux autres forages. En effet, il y a une augmentation du niveau piézométrique pour une période allant du 27 juillet au 3 août au niveau des forages F₅ et F₄ alors que dans le même temps, on observe une diminution au niveau du forage F₃. Néanmoins, les précipitations du 27 juillet ont influencé le niveau hydrostatique de la nappe le jour même puisqu'il y a présence d'un petit pic. En ce qui concerne les forages F₅ et F₄, la réaction aux précipitations sera plus rapide au niveau du F₅ puisqu'elle est quasi simultanée alors qu'au forage F₄ il faut attendre 2 à 3 jours. Ces considérations permettent de supposer une réaction de la nappe de la craie double au niveau du massif dunaire. Tout d'abord une réaction rapide par effet de piston au niveau du forage F₅, par le même phénomène ou par drainance normale au niveau du forage F₄ mais également la recharge classique de la nappe. Par contre pour le forage F₃, cette réaction rapide n'a pu être décrite. Cette différence peut être expliquée par l'existence d'un imperméable entre la craie et les dépôts quaternaires, décrit dans le chapitre I et empêchant la communication entre ces deux ensembles.

L'ensemble de ces données piézométriques permet d'une part de démontrer l'hétérogénéité de l'aquifère crayeux dans tout le secteur méridional et d'autre part de supposer l'influence des

accidents tectoniques sur le comportement de la nappe, voire même la présence en certains endroits de phénomènes karstiques. De plus, d'après l'inadéquation entre distance à la mer et réaction de la nappe à la marée, il semble que certains secteurs aient des caractéristiques hydrodynamiques meilleures que d'autres.

3. Caractéristiques hydrodynamiques

a) Généralités

Comme on l'a vu lors de la synthèse structurale (Chapitre I), les caractéristiques hydrodynamiques sont régies par la fracturation. La craie ne deviendra donc aquifère que si elle est affectée par un réseau suffisamment dense de fissures interconnectées, permettant une perméabilité de fissure relativement importante. Les valeurs de transmissivité sont non seulement liées à la structure mais également aux facteurs hydrographiques et géomorphologiques (Beckelynck, 1981). La craie va donc présenter des caractéristiques hydrogéologiques assez différentes selon la région considérée, mais aussi selon la situation topographique : plateaux, thalwegs actuels ou fossiles, vallées sèches ou humides, la profondeur et la disposition géologique : craie affleurante ou sous recouvrement tertiaire, zone tectonisée ou plus calme (Crampon *et al.*, 1993). On peut ainsi définir six grands groupes de transmissivité, fonction des conditions d'affleurement de la craie :

- 10^{-5} à 10^{-3} $m^2.s^{-1}$ en plateaux et coteaux de l'Artois (Crampon *et al.*, 1993). Les parties sud et centrale (Wailly-Beaucamp, Campigneulles-les-Grandes) sont constituées d'un plateau de faible transmissivité : 10^{-5} $m^2.s^{-1}$ (Mania & Philippart, 1976) ;
- 10^{-3} à 10^{-2} $m^2.s^{-1}$ en vallée sèche. A la station de la Culbute (Airon-Saint-Vaast), qui est dans cette position, la transmissivité est de $1,4 \cdot 10^{-2}$ $m^2.s^{-1}$;
- 10^{-2} à 10^{-1} $m^2.s^{-1}$ en pied de versant ;
- 10^{-3} à 10^{-1} $m^2.s^{-1}$ en vallée humide (Roux, 1978) ;
- sous recouvrement tertiaire 10^{-3} à 10^{-2} $m^2.s^{-1}$ à moins de 5 km de la limite d'affleurement, 10^{-3} à 10^{-5} $m^2.s^{-1}$ à plus de 5 km de la limite d'affleurement ;
- sous les dépôts côtiers, entre Conchil-le-Temple et Etaples, $1,8 \cdot 10^{-2}$ (Cucq) à $4 \cdot 10^{-3}$ $m^2.s^{-1}$ (Rang-du-Fliers).

De plus, il est à noter que la transmissivité varie également avec la profondeur. Des mesures effectuées par Bertrand *et al.* (1989) ont montré que la conductivité hydraulique de la craie devient très faible à des profondeurs de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

Le coefficient d'emmagasinement, en nappe libre, atteint 2 à 3% sous les plateaux et 6 à 9% dans la vallée de la Canche.

Le gradient hydraulique élevé (1/250) sur le plateau passe dans le secteur d'Airon St Vaast à une valeur de 1/1500 : il y a donc amélioration des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère crayeux de l'Est vers l'Ouest.

On peut avoir de forts gradients (peut-être jusqu'à 10%) à proximité de certaines failles ou à la faveur des falaises littorales fossiles. De plus, dans l'axe des vallées humides drainantes, les gradients restent généralement très faibles (moins de 1/1000 à quelques pour mille), en tête de vallée où ils peuvent atteindre 1 à 2%. En vallée sèche, les valeurs axiales sont du même ordre : 0,2 à 2%. L'écoulement de l'eau dépend donc essentiellement de l'importance et de la profondeur de l'altération de la craie, ainsi que de la morphostructure. L'écoulement se fait préférentiellement selon les axes des thalwegs, où la transmissivité est importante et dépend de la fracturation qui affecte la craie.

L'aquifère crayeux est un aquifère à double porosité, matricielle et fissurale, et à perméabilités multiples, dans lequel se juxtaposent ou se superposent un écoulement lent, mais généralisé et des écoulements rapides, très localisés (Crampon *et al.*, 1993 b).

L'ensemble de ces considérations fait qu'il est possible de définir des zones à conductivité hydraulique différente selon la localisation géographique.

b) Constitution et caractéristiques hydrodynamiques des différents aquifères.

Les maxima de données disponibles concernent la partie septentrionale de la zone d'étude. Bertrand *et al.* (1989) ont mis en évidence la décroissance presque linéaire du logarithme de la perméabilité avec la profondeur, avec une rupture assez nette au niveau du toit de la "craie bleue" (Cénomaniens inférieur). Cette rupture s'explique à la fois par le caractère plus argileux de cette couche, et par le fait que l'altération superficielle de la craie n'a pas pénétré plus bas que la Craie Grise (Cénomaniens moyen). Les perméabilités moyennes mesurées lors des études préliminaires à la réalisation du Tunnel sous la Manche ont donné des valeurs de $2 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ dans la craie bleue et de $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ dans la Craie Grise altérée. Néanmoins, les zones les plus fracturées, généralement sub-verticales échappent aux sondages également verticaux ce qui minimise ces valeurs.

De plus, l'examen de nombreux résultats de mesures au micromoulinet a montré que la forme du profil vertical des conductivités hydrauliques est très variable. Dans les milieux intensément fissurés, il apparaît cependant que la conductivité reste fréquemment quasi constante sur une profondeur de quelques dizaines de mètres puis décroît rapidement alors que par exemple dans d'autres forages on observe des formes très complexes montrant une augmentation de la conductivité en relation avec la traversées de fractures.

La conductivité hydraulique dépendra surtout de l'ouverture des fractures. Par la suite, pour une même épaisseur de couverture, la perméabilité sera d'autant plus faible que le terrain sera en moyenne plus argileux (Margat, 1978). C'est justement le cas de la série des craies cénomaniennes

(la teneur en argile passe au moins de 20% dans la Craie Grise à plus de 40% en bas de la "craie bleue").

La Craie Grise est affectée par des phénomènes d'altération datant de l'époque glaciaire où le détroit était exondé ; cette altération s'atténue progressivement vers le bas pour disparaître à une profondeur variant entre 10 et 40 m sous le fond de la mer ; elle se traduit par une augmentation importante de la perméabilité liée à l'augmentation de l'ouverture des fissures :

- craie superficielle très altérée : $K > 5 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$
- craie blanche et grise altérées : $K = 2 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$
- craie grise saine : $K = 1 \text{ à } 8 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$
- Le "Tourtia" a donné des perméabilités de 10^{-6} à 10^{-5} m.s^{-1}

Les meilleures transmissivités ($10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ou plus) semblent se rencontrer de Sangatte à Guines, au pied des coteaux crayeux, à la limite du recouvrement, sur une largeur de l'ordre du kilomètre, c'est-à-dire dans la zone où la craie fissurée est la plus saturée par suite de la faible profondeur de la nappe qui va se déverser au niveau de la plaine alluviale (sources de la Rivierette par exemple, en bordure du Terminal du Tunnel sous la Manche).

Néanmoins, des pompages d'essai réalisés sur les ouvrages de reconnaissance en nappe libre (campagne 1987), ont permis de montrer que l'évolution du rabattement en fonction du temps de pompage ne présentait pas une allure classique. L'hypothèse la plus vraisemblable leur paraît être celle d'un aquifère fissuré de type multicouche : une partie de l'aquifère peut réagir en nappe libre, tandis que des fissures plus profondes ou sub-horizontales libèrent une eau confinée (réaction de nappe captive). Les essais au micro-moulinet confirment la très grande hétérogénéité de la répartition verticale des zones perméables : le milieu apparaît de fait, comme discontinu et traversé par des fractures très conductrices bien localisées. Au nouveau captage de Sangatte, le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-3}$ et la plus forte perméabilité ($1,8 \cdot 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$) a été rencontrée à 38 m de profondeur, sur 1 m de hauteur (Crampon *et al.*, 1990, 1993 a).

En ce qui concerne la partie méridionale, la compilation des données provenant des différents rapports de l'Inventaire des Ressources Hydrauliques a montré qu'il existe peu de valeurs de caractéristiques hydrodynamiques. Aussi, avons nous complété ces informations (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) avec les valeurs de débit spécifique (débit par mètre de rabattement ; Q/s), plus nombreuses. Cependant elles doivent être utilisées avec circonspection, notamment dans le domaine libre de la nappe, où la hauteur productrice varie avec le rabattement dû au pompage (Beckelynck *et al.*, 1986). Dans le secteur de Camiers, c'est la craie du Cénomanién supérieur, au pied du coteau crayeux et en bordure des dépôts côtiers et dunaires, qui donne les meilleurs rendements (Mania & Philippart, 1976) avec des débits spécifiques (Q/s) de $30 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$ (soit près de $10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). Dans l'interfluve Canche-Authie, le plateau crayeux présente une faible transmissivité ($10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) à l'exception du secteur d'Airon St Waast où la transmissivité est de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-2}$

$m^2.s^{-1}$. La partie occidentale entre Conchil-le Temple et Etaples correspond à un aquifère crayeux, captif sous les dépôts côtiers, de bonne transmissivité allant de $1,8 \cdot 10^{-2}$ (Cucq) à $4 \cdot 10^{-3} m^2.s^{-1}$ (Rang du Fliers).

En Picardie, sur plus de 300 forages, ces débits dépassaient $10 m^3.h^{-1}.m^{-1}$ ($3 \cdot 10^{-3} m^2.s^{-1}$) dans 56% des cas et $50 m^3.h^{-1}.m^{-1}$ ($1,4 \cdot 10^{-2} m^2.s^{-1}$) dans 15% des cas (Margat, 1986).

c) *Pompages d'essai*

Cinq pompages d'essai ont été réalisés dans le secteur situé au Sud de la Canche. Le but était d'une part d'obtenir des valeurs de transmissivité supplémentaires et d'autre part d'acquérir des informations complémentaires concernant le comportement de l'aquifère crayeux. En effet, il a été démontré par l'analyse des courbes piézométriques que l'aquifère peut être divisé en compartiments hydrogéologiques présentant des caractéristiques différentes. Néanmoins, seuls trois pompages (16-6X-4, forage 5 et 16-7X-112) pourront être interprétés. En ce qui concerne le forage 9, le pas de temps étant de 30 minutes, les caractéristiques hydrodynamiques ne peuvent pas être déterminées, et pour le forage 10, le nombre de relevés est insuffisant.

Le temps de pompage étant grand sur l'ensemble des essais, l'interprétation a été faite grâce à la méthode de Jacob : $s = \frac{Q}{4\pi T} \log \frac{2,25Tt}{Sr^2}$ pour les forages n°5 et 16-7X-112 mais avec la formule de Dupuit : $h(r) - H = \frac{Q}{2\pi T} \log \frac{r}{R}$ pour le forage 16-6X-4 ou la nappe est captive.

De plus, ne disposant pas de piézomètre, la remontée a également été étudiée lorsque ce fut possible, c'est-à-dire pour les forages 16-6X-4 et 16-7X-112. En effet, le niveau du forage est perturbé par les pertes de charge. De la sorte, en pompage, le niveau dynamique dans le puits représente mal la charge dans la nappe au voisinage du puits. Tandis que dans la remontée, tous ces phénomènes sont annulés, et l'on observe véritablement le niveau de la nappe dans le puits, ce qui permet une bonne interprétation (Marsily de, 1981). La remontée a été interprétée par la méthode en $\log(1+tp/t)$ avec tp , la durée du pompage et t , le temps compté après l'arrêt du pompage.

Les résultats sont résumés dans le tableau XII qui suit :

n° du forage	Q(m ³ .h ⁻¹)	temps de pompage	T (m ² .s ⁻¹) remontée	T (m ² .s ⁻¹) descente
16-7X-112	100	10 h	$6,99 \cdot 10^{-4}$	$7,63 \cdot 10^{-4}$
16-6X-04	45	10h30	$4,76 \cdot 10^{-4}$	$8,65 \cdot 10^{-3}$
5	60		$3 \cdot 10^{-3}$	

Tab. XII. Caractéristiques hydrodynamiques obtenues par pompage.

Au niveau des forages 5 et 16-7X-112, la nappe de la craie est libre, alors que l'on est sous recouvrement quaternaire au forage 16-6X-04. On remarque que les valeurs de transmissivité sont les meilleures au forage 5, mais bonnes également dans les deux autres forages. De plus, l'analyse de l'allure des courbes $s=f(\log t)$ permet d'apporter des informations complémentaires concernant la structure de l'aquifère aux abords des forages. Il existe une transmissivité très rapide de l'aquifère crayeux au niveau du forage 16-6X-04 (fig. 66). La courbe exprimant la réalisation d'une série de pompages successifs (fig. 67) a une allure tout à fait similaire aux réponses décrites en milieu karstique. Seule la réalisation d'une série d'analyses chimiques au cours d'un pompage d'essai permettrait de confirmer cette hypothèse.

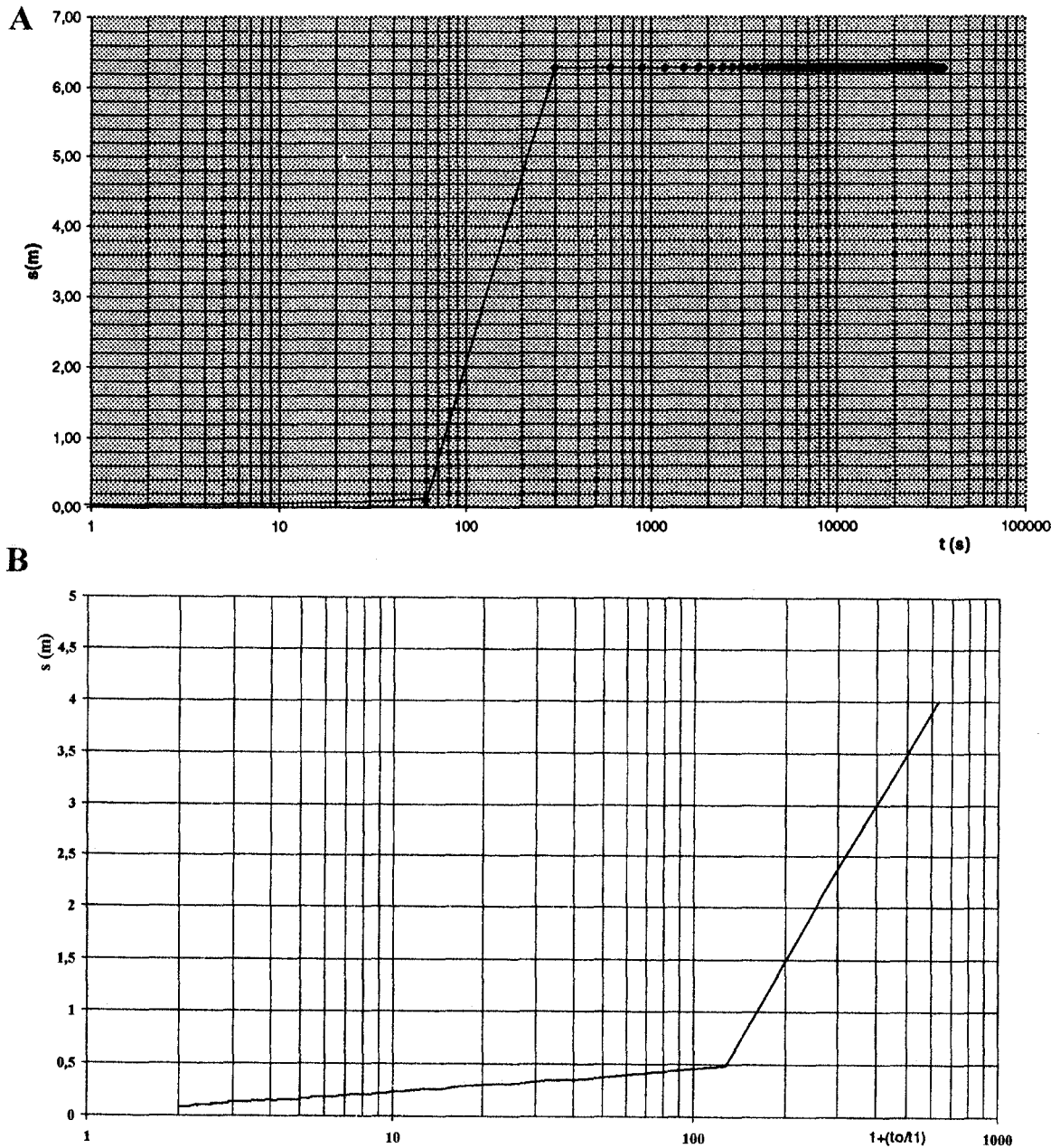


Fig. 66. Forage 16-6X-4 : évolution du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmiques. A : courbe de descente. B : courbe de remontée.

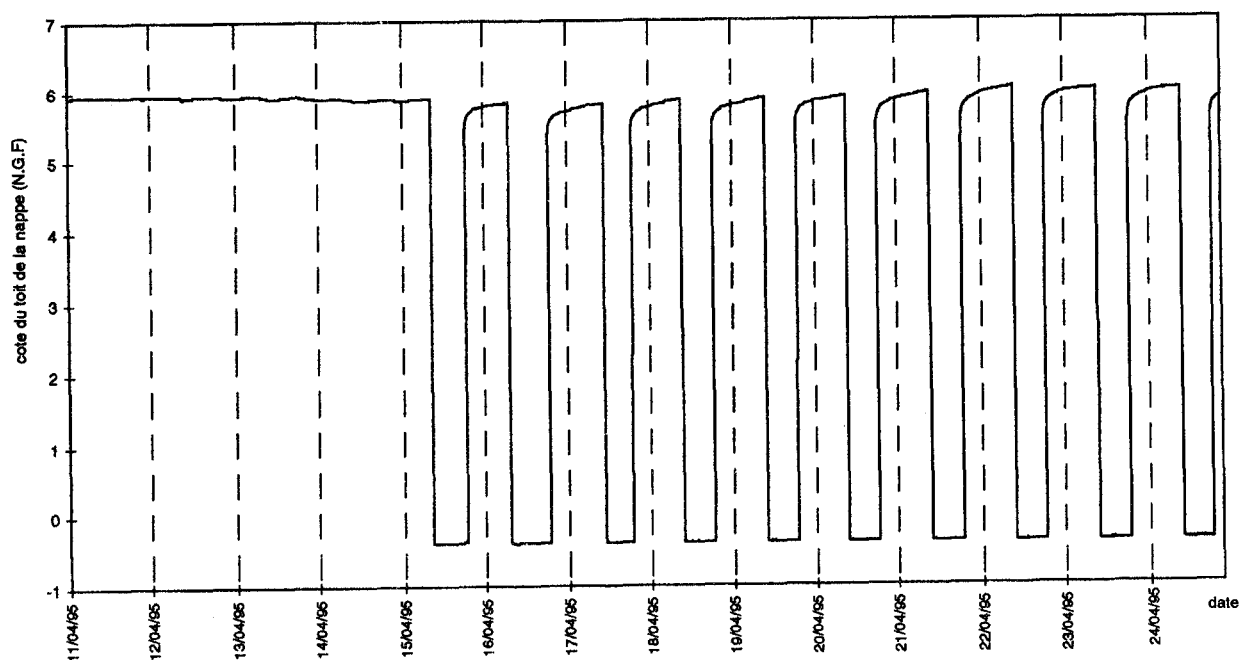


Fig. 67. Forage 16-6X-4 : évolution piézométrique sous l'effet du pompage.

En ce qui concerne le forage 5 (fig. 68), la réponse au pompage met en évidence l'existence d'une fracture verticale unique (Thiéry *et al.*, 1983). Ceci n'est pas étonnant puisqu'il existe une série de rideaux dans cette zone, ceux-ci pouvant être assimilés à une zone de faille. Un suivi de l'évolution piézométrique a également été réalisé dans un piézomètre appartenant à la Société des Eaux du Touquet situé à 500 m. La comparaison de l'évolution piézométrique en ces deux points (fig. 69) du 3 au 22 août 1995 montre une succession de pics semblant en relation avec le pompage. Malheureusement ces variations sont très faibles (de l'ordre de 1 cm) et n'ont pas été vérifiées lors de l'interprétation du pompage. Il semble donc que le piézomètre se trouve en limite du rayon d'action du forage.

Un suivi de l'évolution du toit de la nappe de la craie dans un piézomètre proche (situé à 500 m à l'Ouest) a également été entrepris durant le pompage dans le forage 16-7X-112 (fig. 70). Aucune variation n'a pu être constatée. Pourtant ces deux points sont beaucoup plus rapprochés que ne le sont les deux précédents et le débit de pompage étant plus important. L'aquifère moins transmissif et capacitif dans ce secteur qu'à Airon-Notre-Dame, peut expliquer le comportement différent de la nappe. Cette différence peut également être expliquée par l'existence d'une faille à proximité du forage 5.

Parallèlement, comme cela a été dit précédemment, pour le forage 9 (fig. 71), les caractéristiques hydrodynamiques ne peuvent pas être déterminées. Le pompage ayant été effectué à débit constant, l'évolution du rabattement en "dents de scie" laisse supposer des interruptions brèves de pompage. Le 21 mai 95, le débit de prélèvement était de $60 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ pour un rabattement de 40 cm

en 10 heures de pompage continu indiquant une bonne transmissivité. Enfin, plusieurs tentatives de suivi ont été faites dans le forage 10. Malheureusement aucun n'a été utilisable. En effet les pompages agricoles sont d'une part tributaires du temps donc imprévisibles et d'autre part tous réalisés entre juin et septembre, limitant le nombre de points suivis.

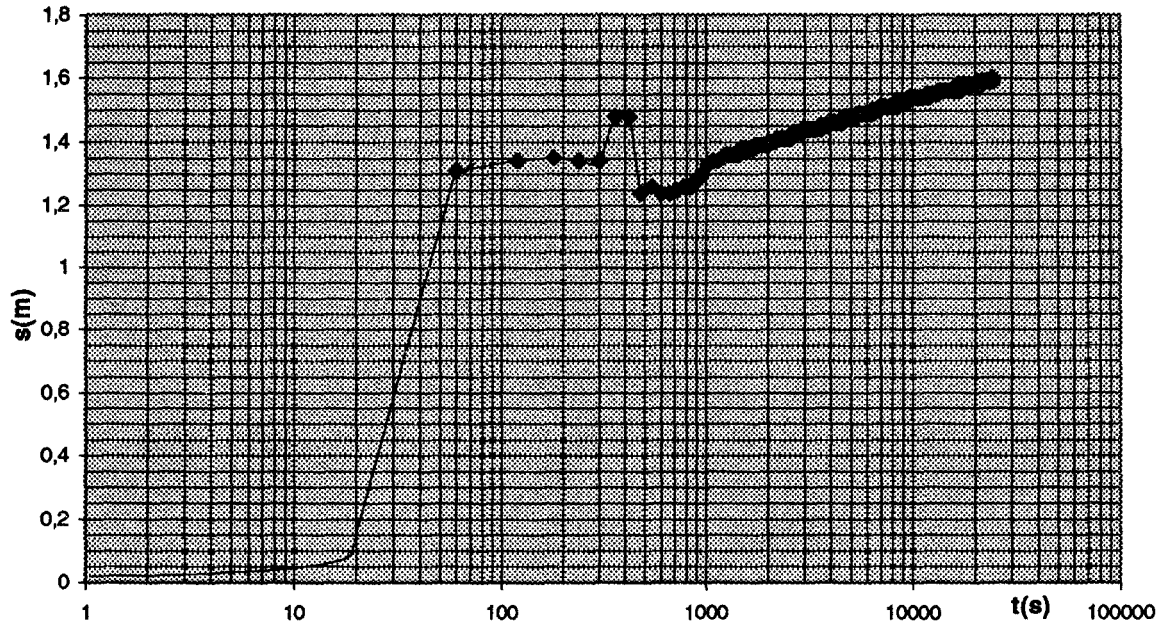


Fig. 68. Forage 5 : évolution du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmiques.

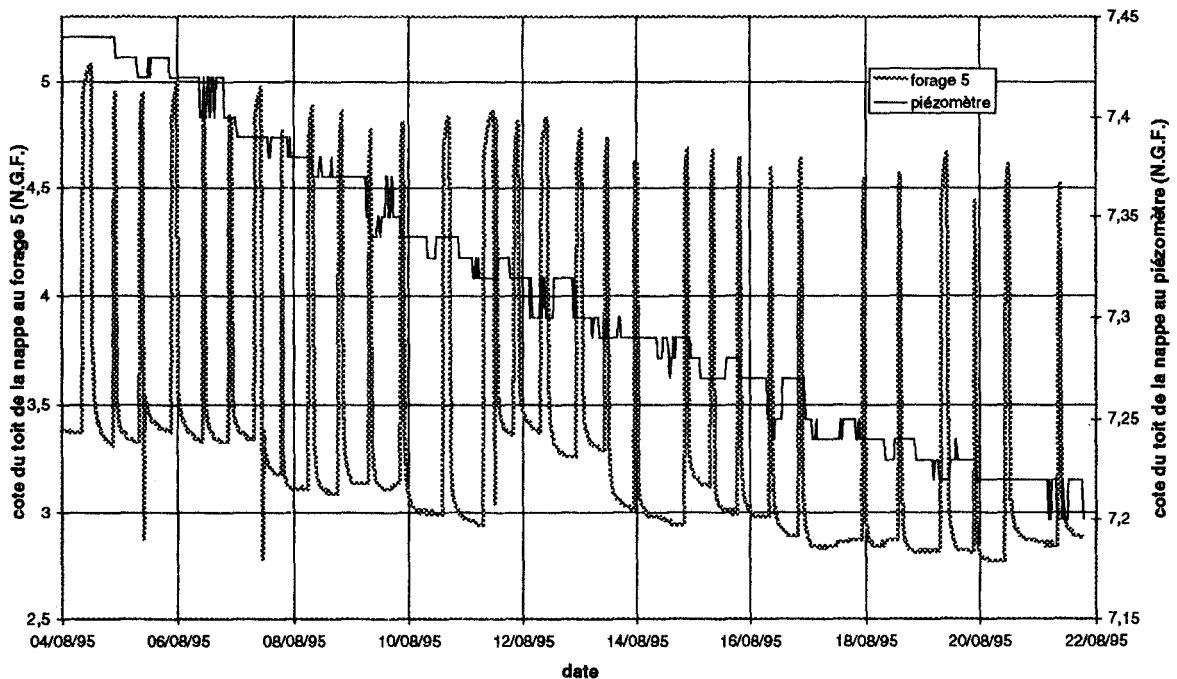


Fig. 69. Comparaison de l'évolution piézométrique au niveau du forage 5 et du piézomètre.

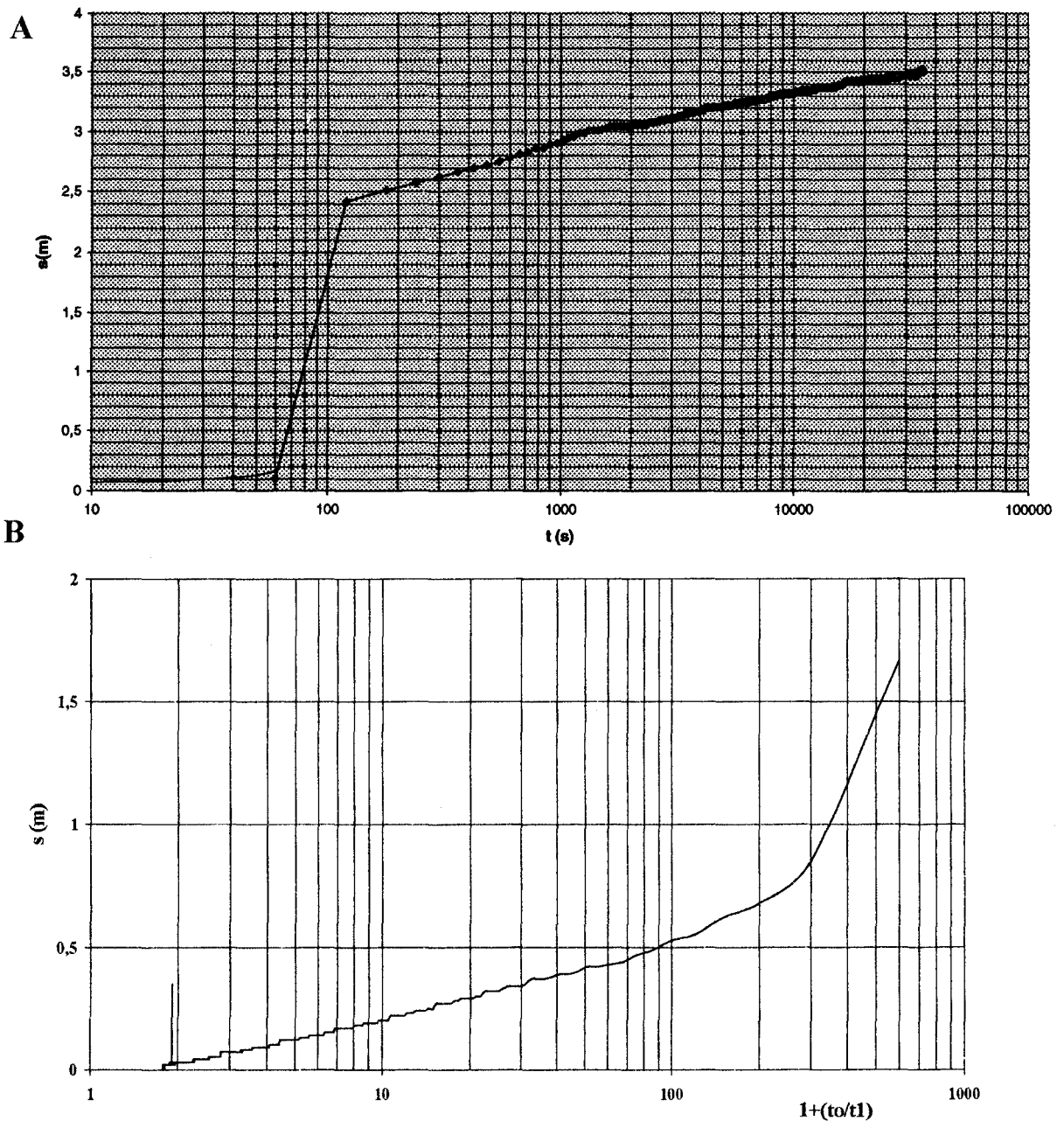


Fig. 70. Forage 16-7X-112 : évolution du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmiques. A : courbe de descente. B : courbe de remontée.

4. Limites et exutoires de l'aquifère crayeux

Les limites géologiques conditionnant, de façon évidente, la géométrie des aquifères sont, pour la partie septentrionale, la faille de Landrethun-Caffiers, le littoral et la limite d'extension des alluvions. La faille de Landrethun-Caffiers, marquant la limite d'extension de la craie vers le Sud, est considérée comme une limite à flux nul par Levassor (1989). De même, vers le Nord, la craie étant captive sous une forte épaisseur d'alluvions et les sondages décrits à cet endroit n'ayant pas mentionné la présence d'eau au sein des fissures affectant la craie, il est également fondé d'introduire

une condition de flux nul. Par contre au pied des coteaux, sous recouvrement alluvionnaire, la craie reste très conductrice. L'exutoire naturel essentiel serait donc les alluvions de la plaine maritime ainsi réalimentées, *per ascensum*, par les eaux de la craie (Levassor & Gonin, 1989). En définitive, les watergangs drainant les alluvions, sont aussi l'exutoire de la nappe de la craie, exutoire auquel il faut évidemment ajouter les prélèvements par pompage.

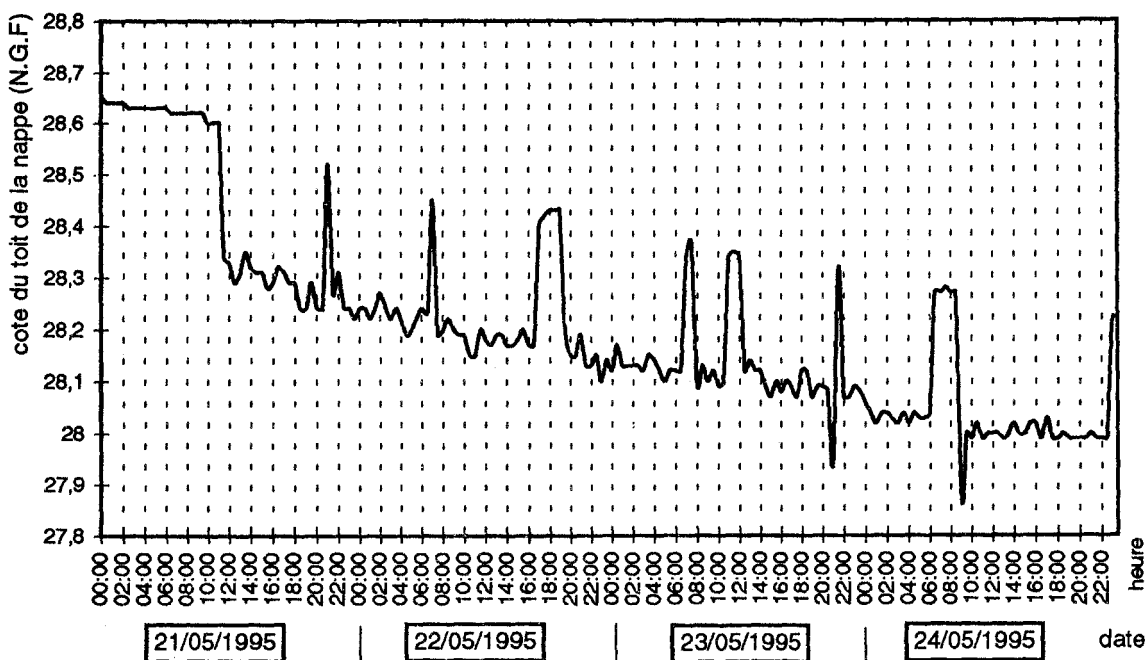


Fig. 71. Forage 9 : évolution piézométrique sous l'effet du pompage.

Une ligne de sources, visible sur la falaise au Cran d'Escalles, témoigne du déversement de cette nappe dans la mer.

Pour la partie méridionale, il existe deux bassins versants superficiels entaillés de nombreuses petites vallées sèches où ont pu être localisés des exutoires de la nappe de la craie. Les vallées sèches jouent le rôle de drains naturels qui conduisent les eaux de ruissellement d'une part vers le ruisseau d'Airon et d'autre part vers l'étang du Vivier pour chacun des deux bassins versants. L'Etang du Vivier est situé à Dannes au pied du coteau crayeux. Il est alimenté en profondeur par des sources issues de la nappe de la craie. Ces sources se trouvent dans l'axe d'un accident N040°. La description plus précise de ces deux exutoires sera effectuée ultérieurement, ceux-ci ayant été équipés en station de jaugeage depuis le début de l'année 1995. Par contre contrairement à la partie septentrionale, la détermination des limites hydrogéologiques est beaucoup moins évidente. En effet, compte tenu des résultats issus de la bibliographie pour les caractéristiques hydrodynamiques de la craie, ceux déduits du pompage d'essai au forage 16-6X-4 ainsi que le suivi de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie de part et d'autre de cette limite de captivité, on ne peut pas considérer la falaise fossile comme une limite à flux nul.

5. Synthèse

L'étude des variations piézométriques à l'échelle régionale a permis de supposer que la mer peut être considérée dans le secteur méridional comme une limite à flux nul, et d'autre part qu'il existe des zones à plus faible transmissivité, comme par exemple au Sud de Frencq et l'existence d'une faille à faible perméabilité plus au Nord. Néanmoins compte tenu de la mise en évidence d'une réaction aux marées, lors du suivi piézométrique en continu, de certains forages à la craie situés à l'Ouest du secteur, l'assimilation de la mer à une limite à flux nul ne peut plus être retenue.

En ce qui concerne l'hétérogénéité de l'aquifère crayeux, elle a pu être confirmée par le recueil bibliographique des caractéristiques hydrodynamiques et complétée par la réalisation de quelques pompages d'essai. A l'échelle locale, l'étude en continu ou non, sur des temps plus ou moins longs, des variations piézométriques au niveau de plusieurs ouvrages a souligné l'existence de certaines hétérogénéités dans l'aquifère crayeux. Si dans la partie septentrionale, ces hétérogénéités peuvent être, au moins en partie, régies par la lithologie différente de l'aquifère, il n'en est pas de même dans la partie méridionale où la majorité des points sont situés dans le Sénonien. Il ne semble donc plus possible d'assimiler l'aquifère crayeux à un aquifère unique mais à une succession de compartiments aquifères. L'individualisation en différents casiers est due à des phénomènes tectoniques, permettant la surrection de certains blocs. Les failles limitant les différents casiers peuvent se comporter selon les cas comme des limites peu perméables ou comme des drains. A l'intérieur de ces différents casiers, la répartition de la fracturation permettra également de considérer d'autres zones plus ou moins aquifères et à comportement différent. De plus, que ce soit dans la zone des Bas-Champs, à Dannes ou à Ecuire, l'évolution piézométrique enregistrée en différents points permet de supposer l'existence de phénomènes karstiques. Ceci serait à rapprocher, pour les zones littorales, des travaux réalisés par Salomon (1995). La réalisation d'un traçage permettrait de confirmer ces hypothèses.

Parallèlement, l'interprétation de l'évolution piézométrique enregistrée dans les forages à la craie situés au sein du massif dunaire a permis pour trois d'entre-eux (F₄, F₅ et 16-6X-4) de supposer l'existence soit d'une communication totale ou partielle, selon les cas, de l'aquifère crayeux avec l'aquifère dunaire sus-jacent soit l'existence de transferts de pression rapides au sein de l'aquifère crayeux par l'intermédiaire de failles et fractures. Ce problème sera élucidé dans le chapitre suivant.

L'étude approfondie des principaux exutoires de la nappe de la craie devrait permettre l'obtention d'un complément d'information concernant le comportement de l'aquifère crayeux en limite de captivité.

C) ANALYSE HYDROLOGIQUE DE QUELQUES EXUTOIRES LITTORAUX DE LA CRAIE

Sur la base d'observations (Mangin, 1975, 1978 ; Atkinson, 1977 ; Bakalowicz & Mangin, 1978), il apparaît une hiérarchisation des écoulements suivant un drainage progressif des eaux qui sont ainsi conduites vers un nombre réduit d'exutoires, voire à un seul. Suivant le développement du drainage, on passe alors d'un aquifère parfaitement drainé et sans réserve à, au contraire, un aquifère mal drainé, à écoulement lent et avec des réserves importantes. Ces auteurs mettent également en évidence, pour un même aquifère, un comportement parfois différent, en étiage, en crue ou encore suivant le type de crue. Sur le littoral Nord Pas-de-Calais, il existe quelques sources uniques (fig. 72), présentant des débits relativement importants, dont l'origine et le mode de fonctionnement étaient jusqu'alors inconnus.

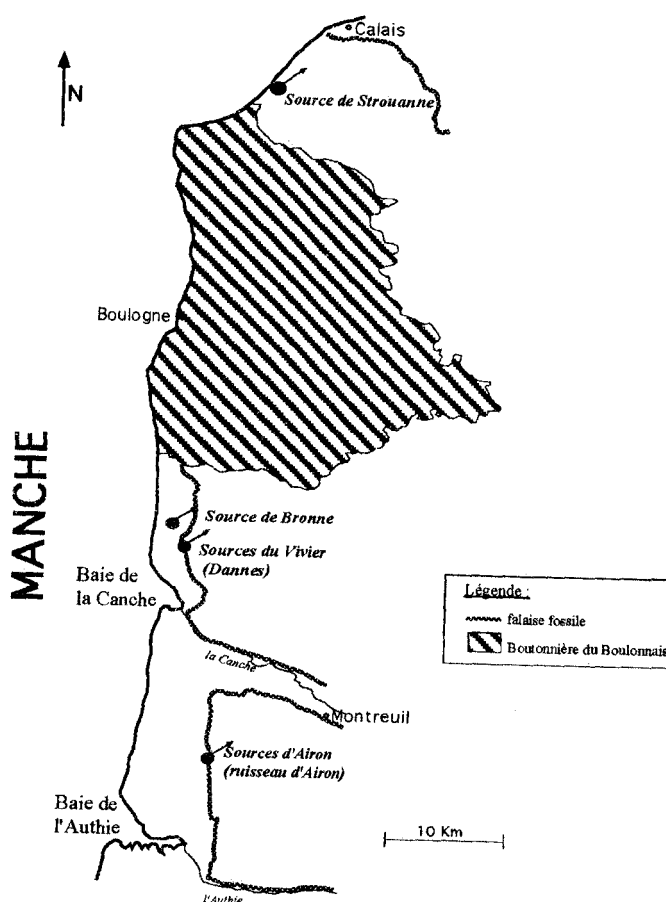


Fig. 72. Localisation géographique des sources suivies.

Les méthodes proposées par Mangin s'avérant appropriées à l'étude de ces quatre sources sont les suivantes :

- l'étude des débits classés qui permet de mettre en évidence des structures particulières telles que la présence de pertes ou de trop-plein ;
- l'étude des courbes de récession qui permet d'estimer l'importance des réserves du milieu (karstique ou non) noyé et le fonctionnement de la zone d'infiltration, se décompose respectivement le tarissement et la décrue ;
- les analyses corrélatoire et spectrale qui, à partir des fonctions d'entrée (totaux journaliers de pluie) et de sortie (débits moyens journaliers), permettent de caractériser le degré de karstification, le fonctionnement et l'importance de la zone noyée de chacun des systèmes (karstiques, s'il y a lieu).

1. Description des méthodes utilisées ultérieurement

a) Etude des débits classés

La méthode utilisée est basée sur l'étude des lois de répartition des débits cumulés. Elle consiste à ranger en classes les débits moyens journaliers obtenus durant un cycle et de déterminer pour chaque classe le nombre de jours pendant lequel ce débit est observé.

En mettant en abscisse, selon une échelle arithmétique ou logarithmique, les classes des débits et en ordonnée les fréquences cumulées des débits (échelle de probabilités en %), on obtient la courbe des débits classés. Celle-ci met en évidence soit une homogénéité dans les débits, caractérisée par une seule droite, soit une hétérogénéité caractérisée par une ou plusieurs ruptures de pente.

La méthode choisie est celle de Mangin (1971), qui dérive de la loi de Laplace. Elle est de la forme suivante :

$$F(x) = \text{Pr ob}(Xx) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

- si en échelle arithmétique, les points sont alignés, la droite est :

$X = a(Q - Q_0)$ avec $a > 0$. On obtient les paramètres suivants :

$$\text{le débit moyen : } \bar{Q} = \frac{0,79788}{a} + Q_0$$

$$\text{l'écart type : } \sigma_Q = \frac{0,6028}{a} = 0,756(\bar{Q} - Q_0)$$

où a est la pente de la droite,

et Q_0 est l'abscisse de la probabilité nulle.

- si les points sont alignés selon une échelle logarithmique, la droite est :

$$X = a(\log Q - \log Q_0) \text{ avec } a > 0.$$

On obtient les paramètres suivants :

$$A = \frac{2,3}{a}, \text{ le débit moyen : } \bar{Q} = Q_0 e^{\frac{A^2}{2}}$$

$$\text{l'écart type : } \sigma_Q = Q_0 \sqrt{e^{2A^2} - e^{A^2}}$$

Q_0 est l'abscisse de probabilité nulle.

b) *Analyse des courbes de récession*

Un système karstique est considéré comme composé de deux sous-systèmes correspondant à la zone d'infiltration et à la zone noyée. A partir d'un hydrogramme, Mangin (1975) a pu caractériser ces deux zones à l'aide de quelques paramètres.

La courbe de récession est la partie décroissante de l'hydrogramme ; elle est décomposée en courbe de décrue et en courbe de tarissement.

La courbe de décrue traduit l'effet de la zone d'infiltration au niveau de l'exutoire passant par la zone noyée. Elle est exprimée par une fonction homographique décroissante proposée par Mangin, de la forme :

$$\Psi(t) = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t}$$

La courbe de tarissement traduit la vidange de la zone noyée. Elle est mieux exprimée par la formule de Maillet :

$$\varphi(t) = Q_{RO} e^{-\alpha t}$$

où Q_{RO} représente la valeur extrapolée de l'écoulement de base à la pointe de crue.

Le coefficient de tarissement α (de dimension T^{-1}) traduit les pertes de charge qui affectent l'écoulement du karst noyé. Plus α est faible et plus les pertes de charges sont importantes ; ce qui entraîne le ralentissement de la vidange de la zone noyée.

L'expression du débit Q à l'exutoire à un instant t est :

$$Q(t) = \psi(t) + \varphi(t) = Q_{RO} e^{-\alpha t} + q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t}$$

Les paramètres α , η et ε permettent de caractériser la zone d'infiltration et le karst noyé.

Détermination des paramètres

- le coefficient de tarissement

Lors du tarissement, le débit d'infiltration devient nul ($q=0$). On obtient :

$$Q(t) = \psi(t) = Q_{RO} e^{-\alpha t}$$

où Q_{RO} est la valeur extrapolée de l'écoulement de base à la pointe de crue.

On trace l'hydrogramme de crue à étudier sur papier semi-logarithmique. On reporte les débits Q en ordonnées logarithmiques et t en abscisses arithmétiques. Dès que les points s'alignent, on considère que le tarissement est atteint. Ensuite on détermine la pente de cette droite qui est le coefficient de tarissement α par la formule :

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0,4343(t_2 - t_1)}$$

où Q_1 et Q_2 sont des valeurs de débits prises sur la droite et t_1 et t_2 sont les temps correspondant à Q_1 et Q_2 .

- les coefficients η et ε

η est obtenu de la façon suivante : $\eta = 1/t_i$ où t_i est le temps au bout duquel l'infiltration est nulle ($q^*=0$).

Après avoir construit la courbe $Q(t)$, on calcule point par point la valeur de $q(t)$ par différence entre $Q(t)$ et $QR(t)$. Ce qui permet de construire la courbe $q(t)$. Pour vérifier si cette courbe homographique $q(t)$ est bien ajustée, on doit réaliser un changement de variable pour linéariser la fonction

$$-Y = \frac{t_i - t}{q^*}$$

Enfin, à partir de la relation $q^* = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t}$ on détermine le coefficient ε :

$$\varepsilon = \frac{q_0 - q^*}{q^* t} - \frac{\eta q_0}{q^*}$$

A partir de la droite $-Y = \frac{t_i - t}{q^*}$, on choisira pour le calcul de ε des points présentant un bon alignement.

Le coefficient η caractérise la durée ou la vitesse de l'infiltration et le coefficient ε caractérise la concavité de la courbe de décrue et traduit l'hétérogénéité de l'infiltration.

- le volume dynamique

Il correspond au volume du karst noyé dont l'écoulement détermine les variations du débit Q à l'exutoire (Mangin, 1975). Il s'exprime de la manière suivante :

$$Vd = \int_0^{\infty} Q dt = \int_0^{\infty} Q_0' e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0' C}{\alpha}$$

où Q_0' est le débit au début du tarissement en m^3/s .

- les coefficients k et i :

Le coefficient k caractérise, par sa valeur, le rapport entre le volume dynamique Vd et le volume global de transit Vt au cours du cycle :

$$k = \frac{Vd}{Vt}$$

Le coefficient k traduit l'importance du volume du karst noyé; il est compris entre 0 (capacité de stockage nulle au niveau de la zone noyée) et 1 (régulation maximale).

La construction graphique de la fonction $Y = \frac{1-\eta' t}{1+\varepsilon t}$ permet de s'affranchir de q_0 dont la valeur n'est pas connue avec certitude. Lorsque cette fonction est tracée, le paramètre i est la valeur pour $t=2$ jours.

$$i = \frac{1-2\eta'}{1+2\varepsilon}$$

i varie de 0 à 1. Il fournit des informations sur la zone d'infiltration.

Ces deux paramètres k et i permettent de classer les systèmes karstiques ; cette classification définit le fonctionnement de l'aquifère karstique à partir de l'importance du karst noyé et de la forme de l'hydrogramme de décrue (Mangin, 1975).

c) *Etude par analyses corrélatoire et spectrale*

Cette troisième méthode vient compléter les précédentes. Elle a été mise au point par Mangin (1981 a et b) ; elle permet d'étudier toute la chronique des débits moyens journaliers et celle des pluies (totaux journaliers) durant un ou plusieurs cycles. Cette chronique est analysée :

- soit par rapport au temps, c'est le domaine temporel ;
- soit par rapport à la fréquence, c'est le domaine fréquentiel.

L'intérêt des analyses corrélatoires et spectrales, simples et croisées (Mangin, 1981 a et b, 1984), des pluies et des débits enregistrés sur de tels aquifères réside dans le fait qu'elles permettent justement d'évaluer l'importance des réserves et de définir la relation pluie-débit.

Les débits moyens journaliers (fonction de sortie) et les pluies (fonction d'entrée) vont être analysés soit séparément : c'est l'analyse simple, soit l'une par rapport à l'autre : c'est l'analyse croisée. Cette méthode d'étude est l'analyse corrélatoire et spectrale simple ou croisée.

Ces analyses mettent en évidence un certain nombre de caractéristiques :

- le *corrélogramme simple* traduit la dépendance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands. Lorsque le corrélogramme tend rapidement vers zéro, il caractérise une succession d'événements indépendants les uns des autres, le phénomène analysé pouvant être considéré alors comme un processus quasi aléatoire. A l'inverse, le corrélogramme qui

décroit lentement indique un phénomène très structuré et donc une mémoire des événements. La notion de mémoire en terme d'information est équivalente à celle de réserve en terme d'hydraulique ;

– le *spectre* correspond à une décomposition de la variance pour différentes fréquences; il permet de détecter les diverses tendances : séculaire, saisonnière et aléatoire. Il fournit donc des informations supplémentaires. La présence de tendances ou de cycles est due essentiellement à la fonction d'entrée, c'est-à-dire à la pluie ; on peut apprécier alors la façon dont l'information est modifiée ou altérée, voire éliminée. L'amplification des cycles est toujours le fait de la régularisation des systèmes ; elle est, par conséquent, liée à l'importance des réserves. L'analyse spectrale renseigne ainsi sur les mécanismes de transfert ;

– le *temps de régulation* est une grandeur obtenue par l'analyse spectrale. Il correspond à la durée d'influence d'une impulsion pluie unitaire sur le système. Plus ce temps est court, plus l'inertie du système est réduite. C'est donc une grandeur inversement proportionnelle à l'importance des réserves.

– le *corrélogramme croisé* possède des propriétés intéressantes. Si la fonction d'entrée peut être considérée comme une fonction aléatoire pure, il correspond à la réponse impulsionnelle. Or, la pluie, est un processus quasi aléatoire. Le corrélogramme croisé offre donc une représentation de l'hydrogramme unitaire. Un système mal drainé va posséder un hydrogramme unitaire très étalé, alors qu'un système bien drainé fournira une réponse peu étendue et pointue.

Au total, ces méthodes permettent d'aborder les points suivants : le corrélogramme simple conduit à identifier, par la mise en évidence d'un "effet mémoire", le degré d'organisation du drainage ; le spectre affine cette connaissance en montrant le filtrage de l'information donc le degré de karstification ; le temps de régulation et le corrélogramme croisé quantifient et fournissent une représentation de la relation pluie-débit.

A partir des critères définis ci-dessus il est possible de dégager les grands traits des aquifères karstiques, c'est-à-dire leur diversité et leur originalité.

Une classification peut être proposée à partir de quatre types principaux :

– 1 - Aquifères avec un "effet de mémoire" faible (corrélogramme égal à 0,1-0,2 à partir de 5 jours), une bande spectrale large (filtrage de l'information pluie sensible pour des fréquences supérieures à 0,3), un temps de régulation court (10 à 15 jours), un hydrogramme unitaire pointu et peu étalé. Il correspond aux aquifères parfaitement drainés, sans réserve, avec un karst noyé réduit aux drains ;

– 2 - Aquifères avec un "effet de mémoire" réduit (corrélogramme égal à 0,1-0,2 à partir de 10-15 jours), une bande spectrale moins large (filtrage de l'information pluie sensible pour des fréquences supérieures à 0,2), un temps de régulation plus grand (20 à 30 jours), un hydrogramme

unitaire moins pointu et plus étalé. Il correspond aux aquifères pour lesquels les réserves ont une certaine extension, mais sont réparties de façon très discontinue, en raison d'un drainage organisé ;

– 3 - Aquifères avec un "effet de mémoire" important (corrélogramme égal à 0,1-0,2 à partir de 50-60 jours), une bande spectrale relativement étroite (filtrage de l'information pluie marqué à partir de la fréquence 0,1), un temps de régulation grand (30 jours), un hydrogramme unitaire peu pointu et étalé. Il correspond aux aquifères à réserves importantes, avec un karst noyé très développé où l'organisation du drainage ne crée pas de réelles discontinuités ;

– 4 - Aquifères avec un "effet de mémoire" considérable (corrélogramme égal à 0,2 à partir de 70 jours), une bande spectrale très étroite (filtrage complet de l'information pluie dès la fréquence 0,05), un temps de régulation très long (70 jours), un hydrogramme unitaire arrondi et très étalé. Il correspond aux aquifères qui renferment une nappe d'imbibition générale, avec une organisation du drainage rudimentaire.

Cette étude a montré (Mangin, 1982) que l'on pouvait distinguer deux types de comportement :

- * 1 - *Un comportement de « filtre passe-bas »* : les variations de haute fréquence sont éliminées. Les fortes pluies n'engendrent pas de fortes crues, mais déterminent une augmentation des réserves. C'est le fait de systèmes inertiels, c'est-à-dire capacitifs et peu transmissifs. Cela correspond à des aquifères à réserves importantes.
- * 2 - *Un comportement de « filtre passe-haut »* : les variations de haute fréquence passent, les variations à basses fréquences sont atténuées et les variations annuelles inexistantes. Les fortes pluies provoquent de violentes crues sans accroissement notable des réserves. Il s'agit de systèmes peu inertiels, c'est-à-dire très transmissifs et peu capacitifs. Cela correspond à des aquifères bien drainés.

La présence de drains, en facilitant le transit rapide des eaux de pluie, ne permet pas l'élaboration facile des réserves ; pour que ces dernières puissent avoir une certaine valeur, il est nécessaire que les pluies aient une fréquence élevée et une répartition homogène au cours du cycle hydrologique.

Ainsi, si le fonctionnement hydrodynamique (drainage progressif des écoulements) détermine une structure originale (organisation et hiérarchisation des vides), celle-ci influence le mode d'écoulement dans le temps, par la formation ou non de réserves.

2. Acquisition et caractéristiques des données hydrométriques

Quatre sources sont suivies depuis un temps plus ou moins long selon les possibilités d'installation de matériel. La localisation de ces différents exutoires est reportée sur la figure 72.

Les débits d'un cours d'eau ne peuvent être mesurés directement en continu. La courbe de variation des débits en fonction du temps ($Q = f(t)$) ou hydrogramme est déterminée à partir de deux autres courbes :

– la courbe des variations du niveau d'un plan d'eau en fonction du temps : $H = g(t)$. Les enregistrements limnimétriques sont obtenus de manière différente selon la source étudiée. En ce qui concerne les sources de Bronne et d'Airon, le suivi a été effectué grâce à l'implantation d'échelles limnimétriques qui ont été relevées quotidiennement. Pour les sources de Strouanne et du Vivier, le relevé a été effectué à l'aide d'un « aqualog » (appareil à enregistrement automatique). Le suivi a débuté le 1^{er} mars 1995 pour le ruisseau d'Airon, le 9 mars pour la source du Vivier, le 4 juillet pour celle de Bronne et le 1^{er} septembre pour celle de Strouanne ;

– la courbe qui relie les fluctuations du débit à celles du niveau du plan d'eau. Cette courbe appelée courbe de tarage est établie expérimentalement à partir de mesures ponctuelles de débit pour différentes cotes du plan d'eau $Q = k(H)$. La transformation d'une hauteur d'eau en débit se fait par l'intermédiaire d'un jaugeage au moulinet. L'écoulement étant laminaire, l'établissement de cette courbe de tarage a été réalisée grâce à des jaugeages au micro-moulinet effectués au droit d'une section du cours d'eau. Pour cela, les vitesses de l'eau le long de la section du cours d'eau sont mesurées sur un maximum de verticales et pour des profondeurs aussi rapprochées que possible. Ces mesures doivent être faites sur un intervalle de temps le plus court possible afin de ne pas prendre en compte des augmentations brutales de débit (Orange, 1985). Les jaugeages sont en général réalisés tous les quinze jours sur chacune des sources.

Pour que la courbe de tarage soit utilisable, il faut que la relation soit bijective, c'est-à-dire qu'à une valeur de débit ne corresponde qu'une seule cote du plan d'eau et inversement.

Les calculs de débits à partir de mesures ponctuelles au micromoulinet sont faits à partir d'un programme réalisé par la DIREN Rhône-Alpes.

a) La source d'Airon

Depuis le début de l'étude, 18 jaugeages figurant dans le tableau XIII ont permis d'établir la courbe de tarage du ruisseau d'Airon (fig. 73). La répartition des points sur ce graphe montre tout d'abord que l'ajustement de ceux-ci avec une équation unique est impossible. Par contre, une corrélation en période de hautes-eaux et une autre en basses-eaux a pu être effectuée. Les équations retenues, c'est-à-dire celles donnant le meilleur coefficient de corrélation, sont $Q = 0,0374e^{0,0491h}$ pour les données recueillies durant la période de hautes-eaux et $Q = 0,0344e^{0,0329h}$ en basses-eaux. Cette distinction laisse d'ores et déjà supposer soit l'existence d'un comportement différent de la source selon la période hydrologique soit tout simplement un problème de seuil.

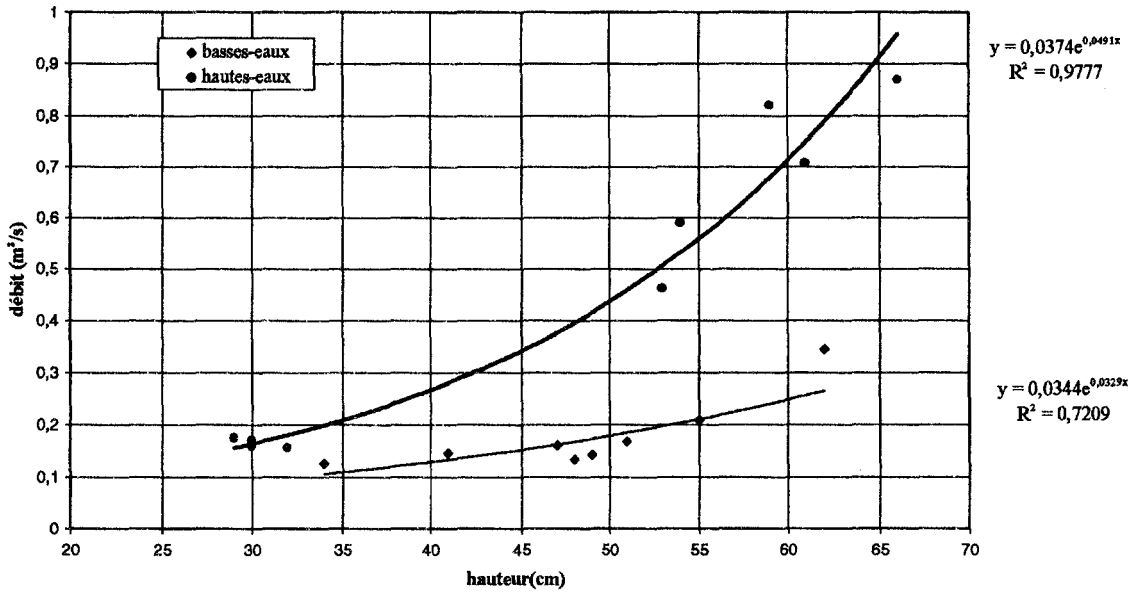


Fig. 73. Courbe de tarage de la source d'Airon au ruisseau d'Airon.

Parallèlement à la réalisation des jaugeages, la hauteur d'eau du ruisseau a été relevée tous les jours par Mr Duporge, sur l'échelle limnimétrique préalablement installée. Grâce à la réalisation des courbes de tarage, et à l'acquisition journalière du niveau d'eau dans le ruisseau, il est maintenant possible de tracer l'hydrogramme (fig. 74).

<i>date</i>	<i>hauteur (cm)</i>	<i>débit (m³.s⁻¹)</i>
23/02/95	59	0,820
17/03/95	66	0,870
31/03/95	61	0,706
14/04/95	66	0,632
27/04/95	54	0,588
18/05/95	53	0,461
23/06/95	62	0,345
01/08/95	55	0,209
31/08/95	48	0,133
13/09/95	49	0,142
28/09/95	51	0,168
16/10/95	47	0,161
10/11/95	41	0,146
08/12/95	34	0,126
20/12/95	32	0,155
12/01/96	30	0,169
15/02/96	30	0,158
01/03/96	29	0,174

Tab. XIII. Débits et hauteurs d'eaux ayant permis la réalisation de la courbe de tarage du ruisseau d'Airon

L'hydrogramme de cette source montre, pour la période étudiée, une succession de 4 crues du 1^{er} mars 1995 au 20 avril 1995. La dernière crue est la plus importante avec un pic de crue le 17 avril 1995 et un débit maximum atteint de $1,107 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ensuite, on assiste au tarissement qui se fait en deux temps avec la présence d'un palier du 29 avril au 20 mai 1995. A partir du début juin et sur l'ensemble du graphe les débits sont de l'ordre de $0,175 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. On assiste du 5 au 28 juin 1995 à une autre crue due aux fortes pluies de fin mai et juin. Néanmoins, celle-ci présente une allure beaucoup plus étalée que les précédentes qui sont plutôt sous forme de pic. Les crues et décrues sont rapides et bien marquées jusqu'à la fin avril 1995 et beaucoup plus étalées par la suite alors que la répartition des précipitations est semblable mais les débits beaucoup plus forts dans le premier cas.

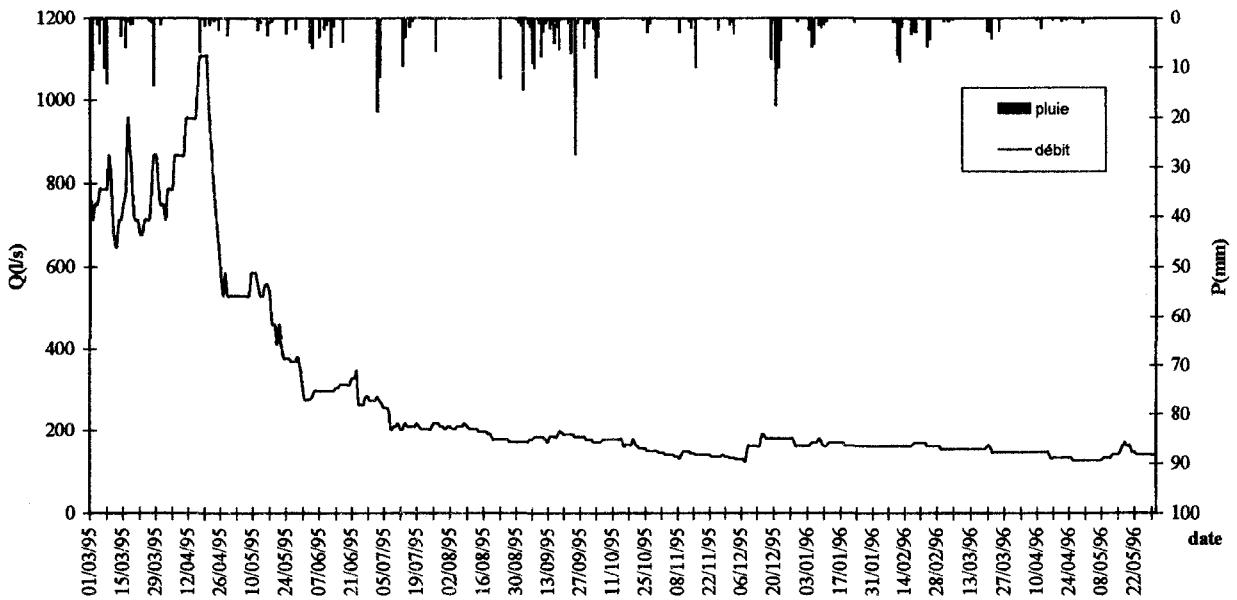


Fig. 74. Hydrogramme de la source d'Airon du 1/03/95 au 30/05/95

b) *La source du Vivier à Dannes*

En ce qui concerne la source du Vivier, deux jaugeages du ruisseau ont été effectués par le S.R.A.E Nord Pas-de-Calais le 19 mai et le 23 juillet 1992 (Quenton, 1992), les débits respectifs mesurés étaient alors de $0,212 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et de $0,172 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

En ce qui concerne l'année 1995-1996, une série de jaugeage (Tab. XIV) a également été effectuée. De même manière que pour la source d'Airon, compte tenu de la distribution hétérogène des points, deux courbes de tarage ont été tracées (fig. 75).

L'ajustement s'est fait cette fois-ci avec un modèle linéaire : $Q = 0,0095h - 0,1054$ pour les jaugeages de hautes-eaux mais avec un modèle logarithmique : $Q = 0,1821\text{Ln}(h) - 0,4211$ pour la période de basses-eaux. Néanmoins, la lecture de ces graphes montre très nettement une baisse de la corrélation avec les différents points par rapport aux résultats obtenus à la source d'Airon,

notamment pour la période de basses-eaux où la dispersion des points est très grande. De plus, il est à noter que, de manière générale, une même hauteur d'eau est caractérisée par un débit plus important en période de basses-eaux qu'en hautes-eaux. Cette observation peut être expliquée par le changement de lieu de jaugeage depuis septembre 1995, le micro-moulinet n'étant plus adapté à la section, par manque de courant.

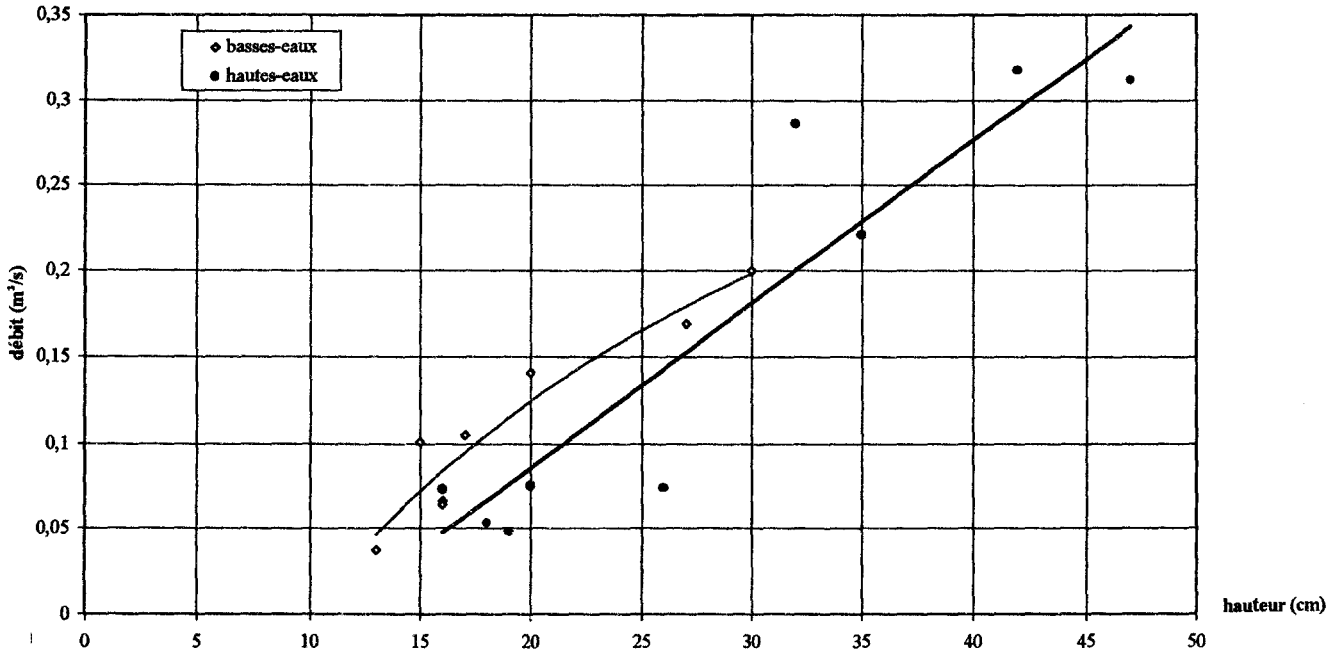


Fig. 75. Courbe de tarage de la source du Vivier à Dannes.

date	hauteur (cm)	débit (m³.s⁻¹)
17/03/95	42	0,318
14/04/95	47	0,312
27/04/95	32	0,286
18/05/95	35	0,221
09/06/95	30	0,2
06/07/95	27	0,169
31/08/95	20	0,141
13/09/95	17	0,105
28/09/95	15	0,101
16/10/95	16	0,064
10/11/95	13	0,037
23/11/95	16	0,066
08/12/95	18	0,053
12/01/96	19	0,048
15/02/96	16	0,073
01/03/96	16	0,073
09/05/96	20	0,075
31/05/96	26	0,074

Tab. XIV. Débits et hauteurs d'eaux ayant permis la réalisation de la courbe de tarage de la source du Vivier.

De même que précédemment, la connaissance des débits en fonction du temps, grâce aux enregistrements en continu et aux courbes de tarage, permet de représenter graphiquement l'hydrogramme de la source du Vivier (fig. 76).

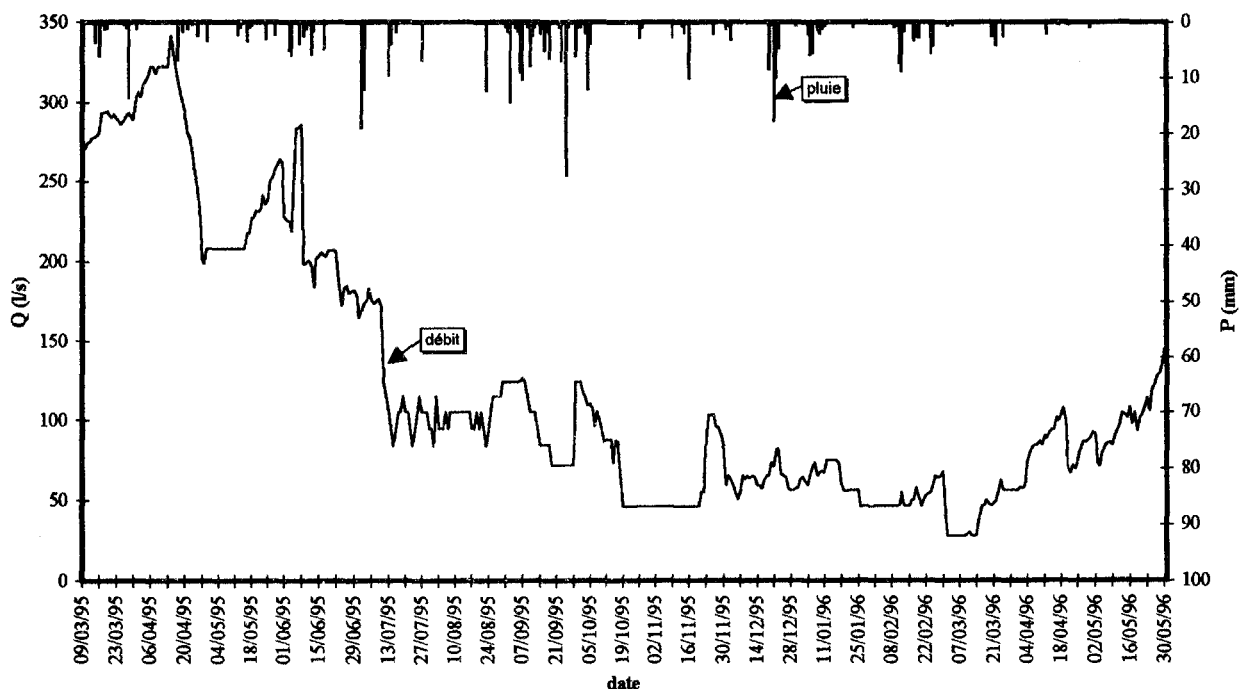


Fig. 76. Hydrogramme de la source du Vivier à Dannes du 9/03/95 au 30/05/95

L'observation de cette courbe permet tout d'abord de remarquer que la période de crue est de moins grande amplitude qu'à la source d'Airon, le débit maximum étant de $0,341 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ mais également de plus courte durée puisque une première phase de décrue est entamée dès la mi-avril. On observe une bonne réaction de l'exutoire aux précipitations avec un retard de l'ordre de 5 jours. Néanmoins, si l'on ajuste ce graphe à l'échelle des débits adoptée pour la source d'Airon, les variations en période d'étiage sont globalement semblables, la distinction n'est à faire que pour l'hiver 95 qui fut caractérisé par des précipitations abondantes.

c) La source de Bronne

Au niveau de cette source, le nombre de jaugeages (Tab. XV) est plus faible, les variations du niveau d'eau lues sur l'échelle limnimétrique étant peu importantes. L'ajustement des différents points (fig. 77) a pu être accompli de manière très satisfaisante par l'équation : $Q = 2.10^{-6} e^{0,3492h}$.

L'hydrogramme de la source de Bronne (fig. 78) présente des variations très peu marquées. En effet, contrairement aux deux autres sources, on n'observe pratiquement aucune réaction du débit de cet exutoire aux précipitations. Excepté pour quatre dates, où l'on a pu enregistrer un changement de débit, celui-ci stagne. L'allure de cet hydrogramme implique un filtrage important des précipitations par l'aquifère.

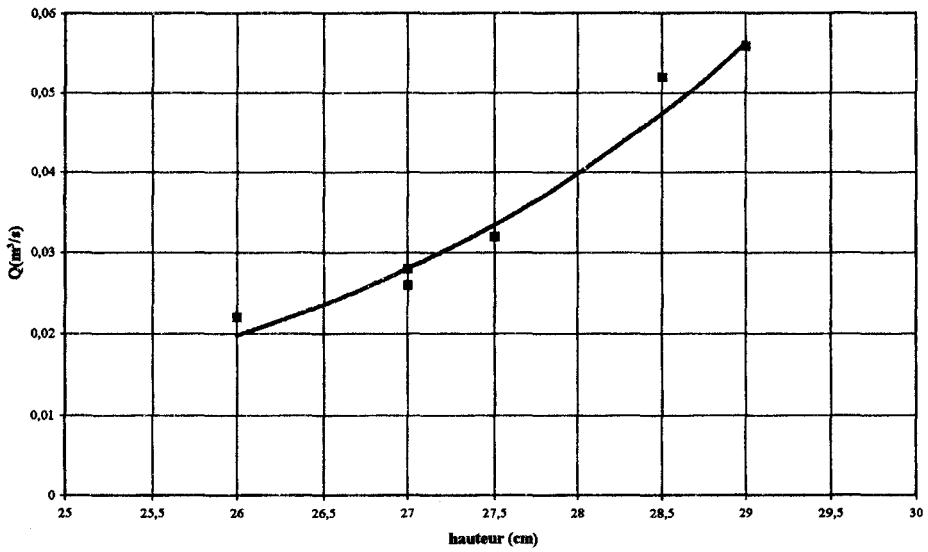


Fig. 77. Courbe de tarage de la source de Bronne.

date	hauteur (cm)	debit (m ³ .s ⁻¹)
03/07/95	29	0.056
01/08/95	28,5	0.052
31/08/95	27,5	0.032
13/09/95	27	0.026
28/09/95	27	0.028
16/10/95	27	0.026
20/12/95	26	0.022

Tab. XV. Débits et hauteurs d'eaux ayant permis la réalisation de la courbe de tarage de la source de Bronne.

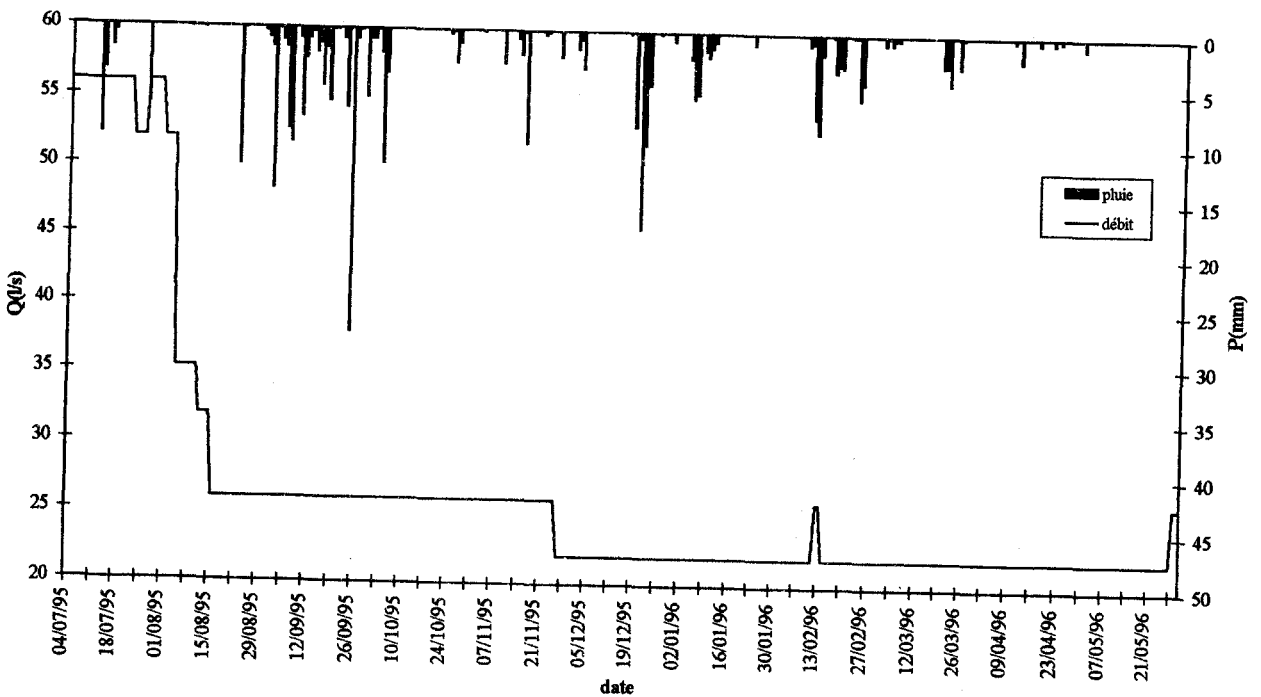


Fig. 78. Hydrogramme de la source de Bronne du 4/07/95 au 30/05/95

La simple observation des hydrogrammes montre que les trois émergences étudiées ont des débits tout à fait différents. En ce qui concerne les sources d'Airon et du Vivier, leur régime d'écoulement est largement tributaire des précipitations tombées sur leur bassin versant alors qu'il n'en est rien pour la source de Bronne.

3. La source d'Airon

a) Etude des débits classés

Pour éviter toute interprétation erronée en liaison avec les réactions du système à des conditions particulières, on devrait travailler sur un cycle hydrologique complet. Dans le cas présent ne possédant pas le début de la recharge, il a cependant été tenté une analyse afin d'essayer de dépister toute hétérogénéité dans la droite des débits classés. De plus, compte tenu des caractéristiques climatiques particulières ayant marqué l'année 1995-1996, toute interprétation sera une première hypothèse qu'il faudra vérifier avec un cycle complet.

L'analyse des débits classés a été conduite en utilisant une relation logarithmique (fig. 79). On constate deux ruptures de pente correspondant respectivement à un débit de 210 et 690 l.s⁻¹. Le palier peut s'expliquer par un effet de stockage.

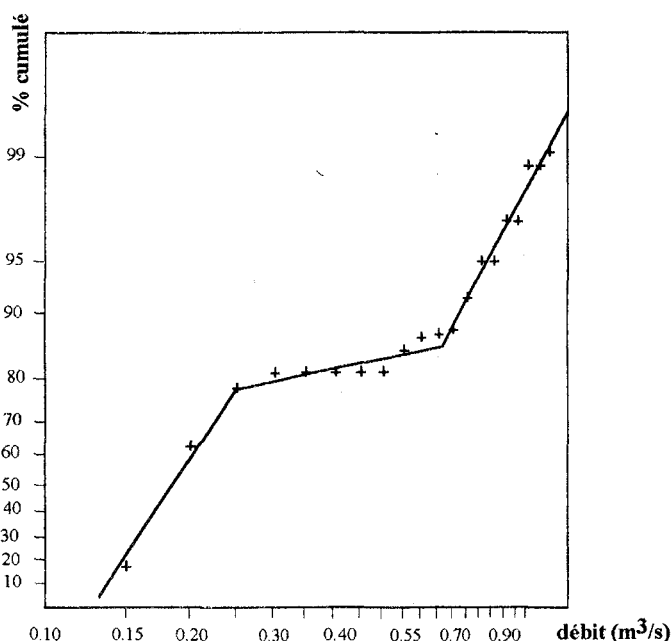


Fig. 79. Débits classés de la source d'Airon

b) Etude de la courbe de décrue et de tarissement

L'étude des courbes de récession n'est intéressante qu'en phase de tarissement. Cette phase

est atteinte lorsque les points représentatifs du débit (en ordonnées logarithmiques) en fonction du temps (en abscisse arithmétique) s'alignent (Mangin, 1975). Cette condition n'a permis d'appliquer cette méthode qu'à la source d'Airon et pour le fonctionnement général du système uniquement.

La dernière crue du cycle étudié, atteint un débit maximum le 17 avril 1995 avec 1107 l.s^{-1} . La décrue qui suit est longue puisque le temps d'infiltration après le passage de la pointe de crue est de 110 jours. Néanmoins, une crue de plus faible amplitude a pu être remarquée entre la pointe de crue et le tarissement. La durée totale est de 182 jours et le coefficient de tarissement α égal à $2,13.10^{-3}$.

Le volume de transit a été calculé de la manière suivante :

$$Vt = Q_{\text{moyen}} \times 86400 \times 365 \text{ avec } Q_{\text{moyen}} \text{ exprimé en } \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}.$$

L'ensemble des graphes ayant permis la détermination des paramètres de la récession est reporté sur la figure 80 et les résultats dans le tableau XVI.

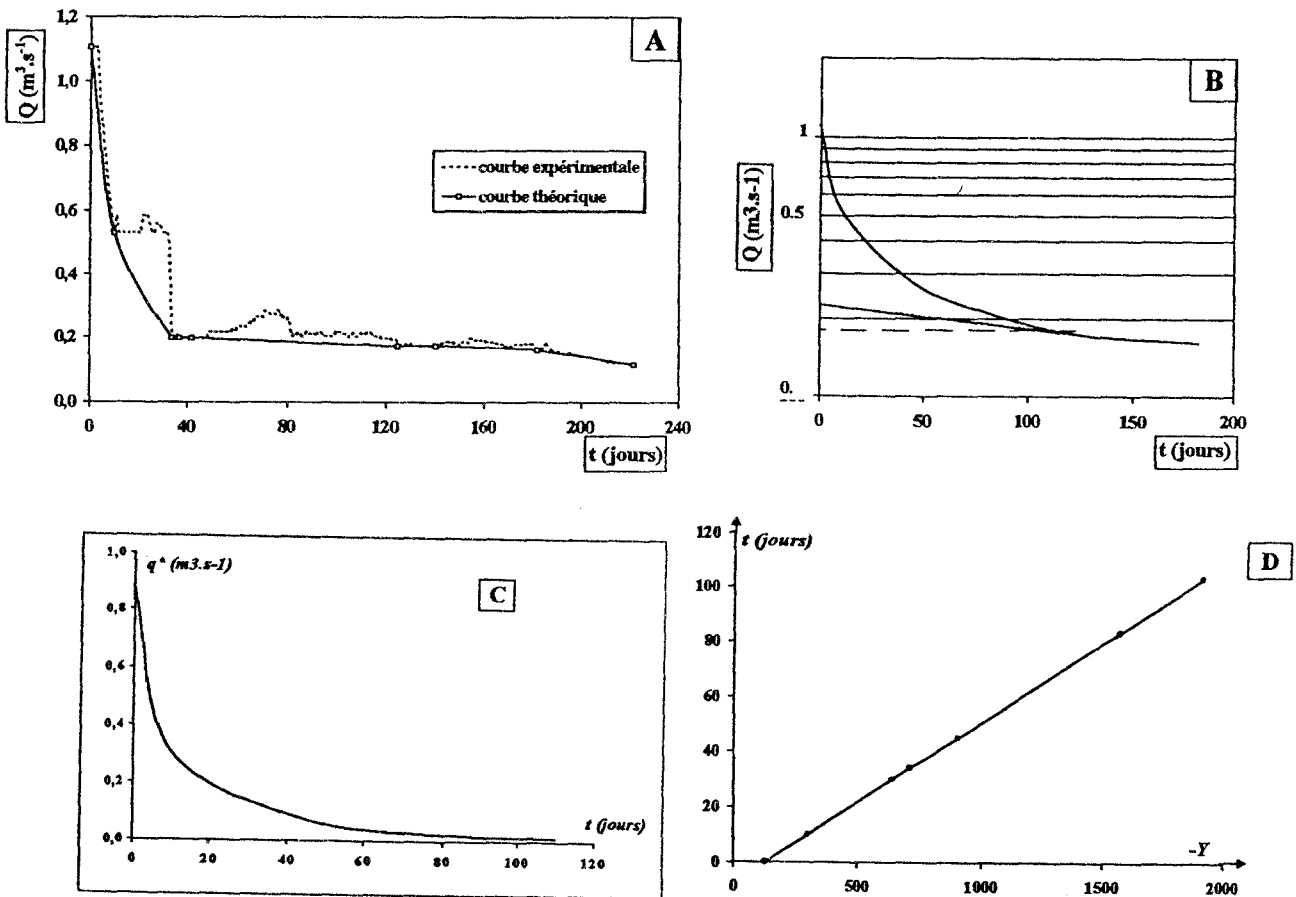


Fig. 80. Analyse de la décrue et du tarissement général à Airon pour le cycle 1994-1995 - A : hydrogramme de la période étudiée (décrue débutant le 17 avril 1995). B : le même hydrogramme en coordonnées semi-logarithmiques.

C : fonction $\psi(t)$ correspondant à l'hydrogramme étudié. D : linéarisation de la fonction $\psi(t)$.

Q_o $m^3.s^{-1}$	Q_{ro} $m^3.s^{-1}$	q_o $m^3.s^{-1}$	Q'_o $m^3.s^{-1}$	t_i jours	α f^{-1}	η f^{-1}	ϵ	V_d m^3	V_t m^3	k	i
1,107	0,226	0,881	0,179	110	$2,13.10^{-3}$	0,009	0,1394	$7,254.10^6$	$9,902.10^6$	0,732	0,767

Tab. XVI. Paramètres obtenus à partir de l'étude de la courbe de récession de la crue générale du cycle 1994-1995 au ruisseau d'Airon.

Le coefficient d'hétérogénéité ϵ étant inférieur à 1 indique la prédominance d'une infiltration lente, confirmée par le paramètre i supérieur à 0,5. Ce phénomène ne pouvant être expliqué par l'épaisseur des formations superficielles, il peut l'être par la faible vitesse d'infiltration en milieu non saturé.

Par contre, la forte valeur du pouvoir régulateur k , caractérisant l'importance du karst noyé, indique que les réserves sont relativement importantes avec un pouvoir régulateur important.

Si l'on positionne la source d'Airon dans la classification de Mangin (fig. 81), elle se situe dans le domaine V, correspondant à un milieu poreux ou fissuré.

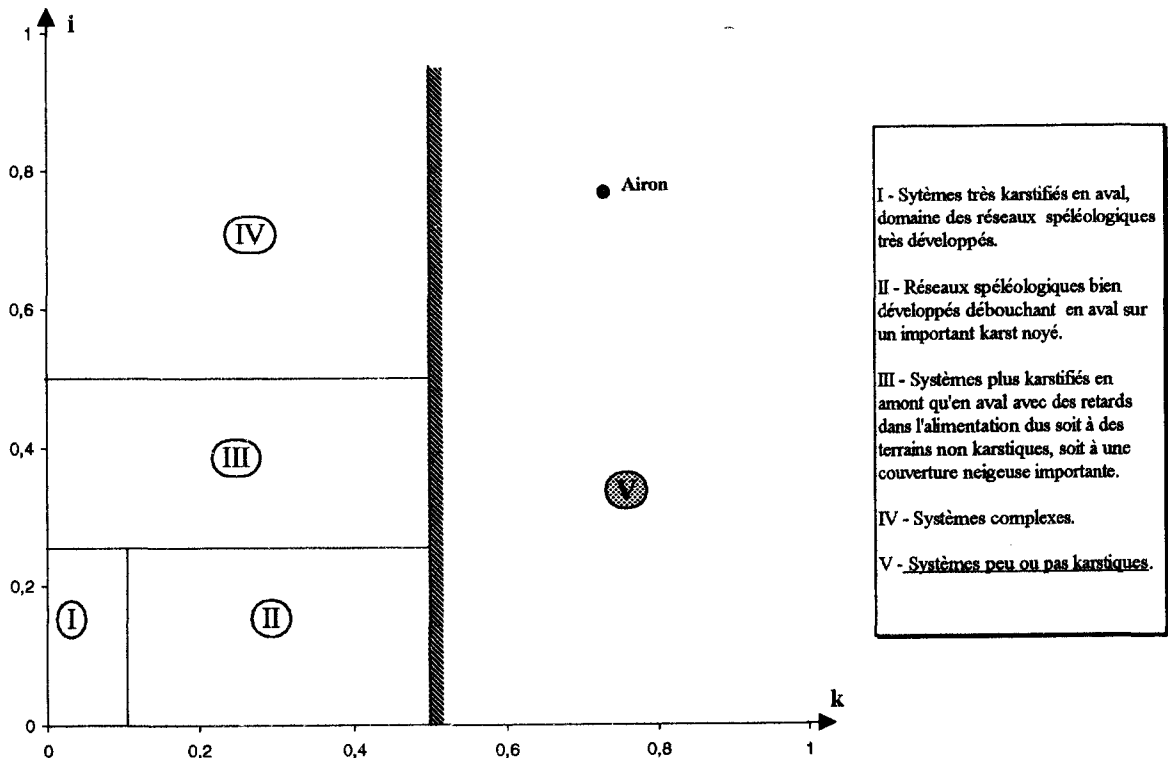


Fig. 81. Classification de la source d'Airon dans la classification proposée par Mangin (1975).

c) *Analyses corrélatrices et spectrales*

L'analyse corrélatrice et spectrale (ou A.C.S.) présente l'intérêt de travailler sur la totalité de la chronique disponible et non pas sur une portion de celle-ci, comme c'est le cas lorsque l'on analyse des courbes de récession (Mondain, 1991).

Pour l'étude des analyses corrélatrices et spectrales, les données pluviométriques utilisées proviennent de la station météorologique du Touquet aussi bien pour la source d'Airon que pour celle du Vivier.

Seule une analyse à court terme (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours) a pu être réalisée compte tenu du nombre de données recueillies. De plus, ne disposant pas d'un cycle hydrologique proprement dit, le début des chroniques coïncide avec le début des relevés, ce qui pose quelques problèmes.

1. Analyse du signal d'entrée

Le corrélogramme des précipitations (fig. 82) décroît très rapidement et présente des valeurs inférieures à 0,1 au bout de 2 jours et oscille de part et d'autre de la valeur nulle dès le 13^{ème} jour sans qu'aucune périodicité ne puisse être décelée. L'absence de pic de grande amplitude sur le spectre (fig. 83), excepté dans les basses fréquences, confirme l'absence de périodicités notables dans la succession des pluies mensuelles. Cette augmentation du spectre sur les basses fréquences traduit légèrement les variations saisonnières.

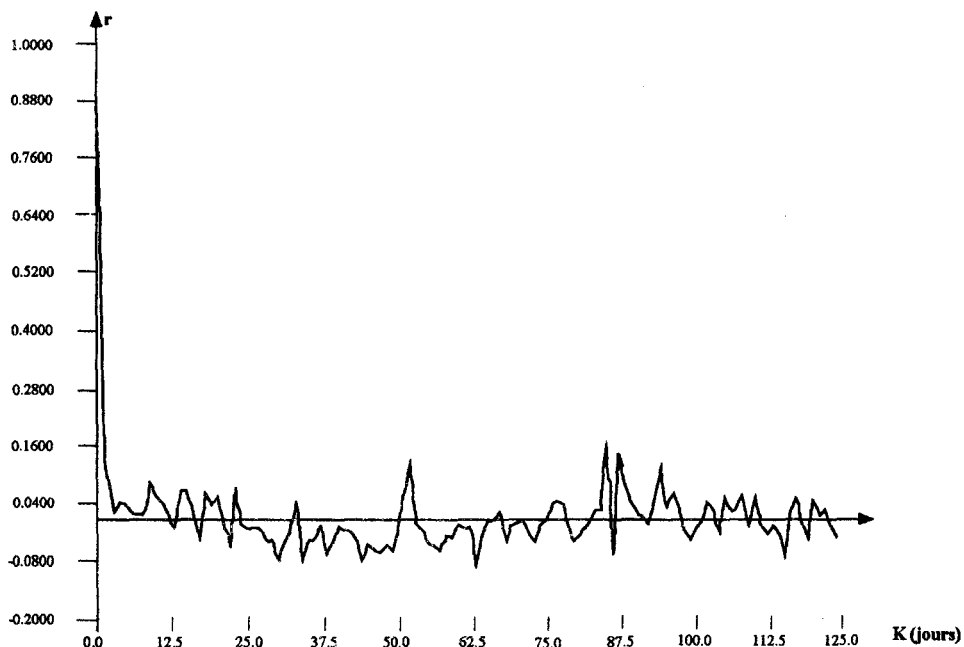


Fig. 82. Corrélogramme simple de la pluie au Touquet du 1^{er} mars 1995 au 30 avril 1996.

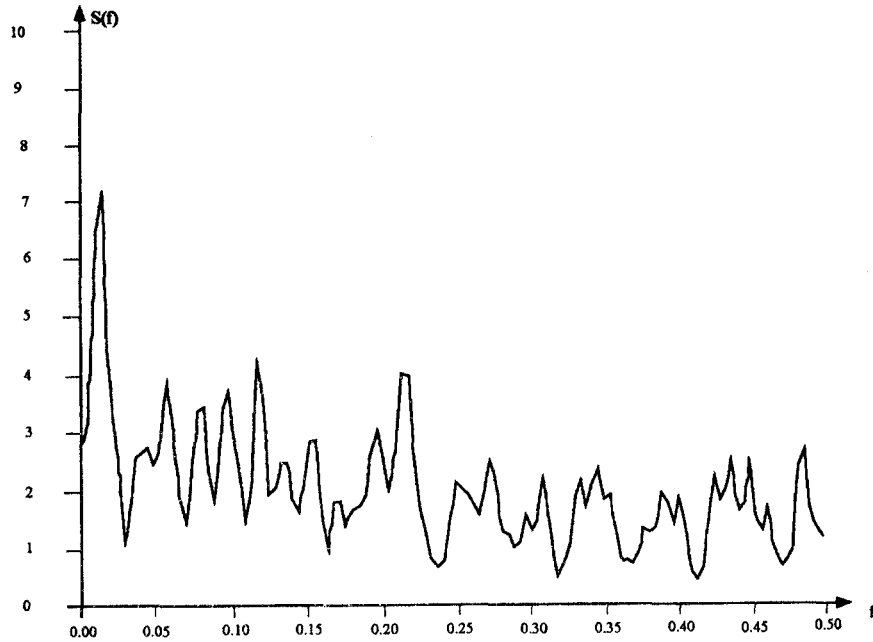


Fig. 83. Spectre de densité de variance de la pluie au Touquet du 1^{er} mars 1995 au 30 avril 1996.

2. Analyse du signal de sortie

Le corrélogramme (fig. 84) met en évidence un phénomène structuré correspondant à une variation régulière des événements. Le corrélogramme atteint la valeur 0,2 au bout de 71 jours et la valeur 0,1 au bout de 85 jours, traduisant donc un effet de mémoire très important.

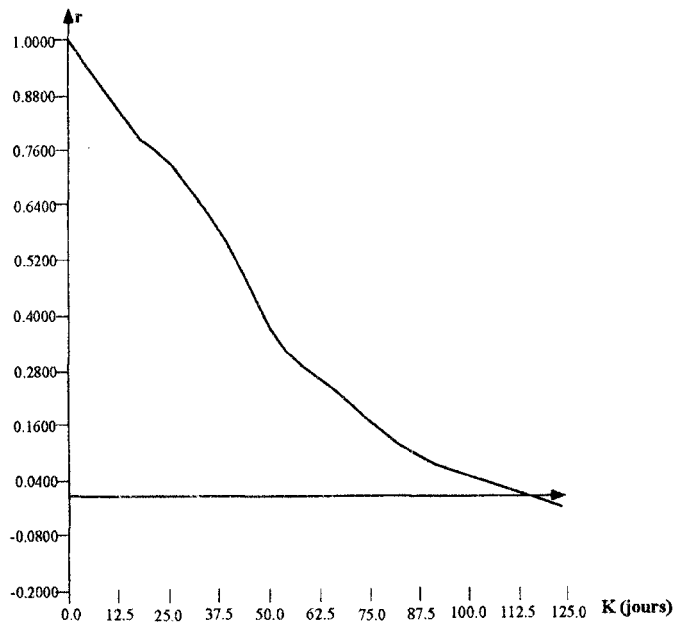


Fig. 84. Corrélogramme des débits à la source d'Airon du 1^{er} mars 1995 au 30 avril 1996.

L'analyse spectrale exprime la même chose dans le domaine des fréquences. Le spectre des débits (fig. 85) montre qu'au delà de la fréquence 0,15 toute information est filtrée. Ce spectre permet de calculer le temps de régulation dépendant directement de l'importance des réserves puisqu'il correspond à la durée d'influence du signal d'entrée. Ce temps est de 72 jours, impliquant des réserves importantes et une réponse impulsionnelle longue.

On a un filtrage des hautes fréquences au profit des basses traduisant un effet régulateur certain exercé par les réserves des systèmes. La bande spectrale passante est très étroite puisqu'elle est comprise entre 0 et 0,08 compatible avec la présence de réserves notables.

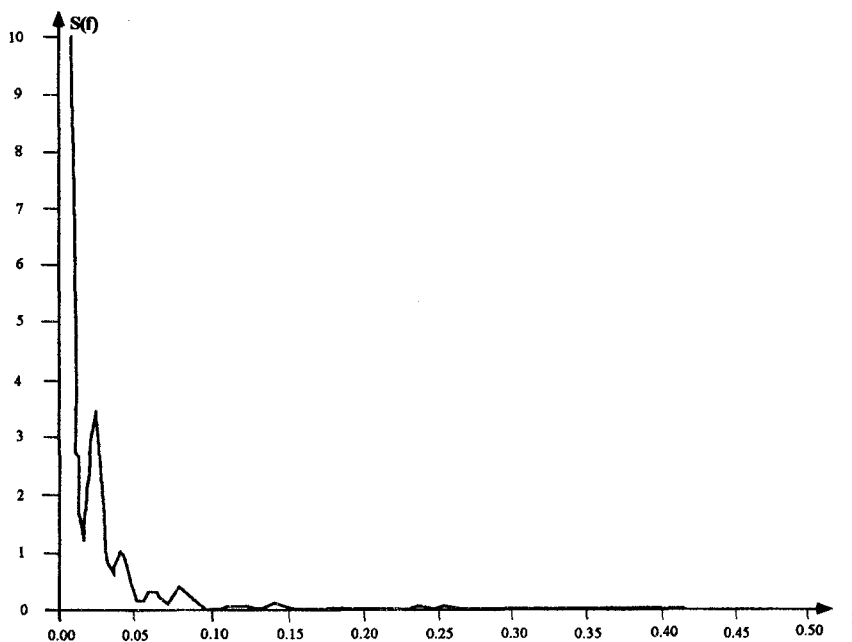


Fig. 85. Spectre simple des débits à la source d'Airon du 1^{er} mars 1995 au 30 avril 1996.

3. Analyse de la relation pluie-débit

Lors de l'analyse du signal pluie, il a été démontré que celui-ci peut être considéré comme quasi aléatoire. Cette situation permet ainsi d'approcher la réponse impulsionnelle du système à l'aide du corrélogramme croisé (fig. 86). Celui-ci, par sa forme étalée et peu pointue, traduit une réponse impulsionnelle étalée dans le temps et son allure au voisinage de zéro dès 50 jours, implique dès lors l'absence de relation entre les fonctions d'entrée et de sortie. Ceci confirme bien la position dans la classification de Mangin obtenue précédemment ($k > 0,5$).

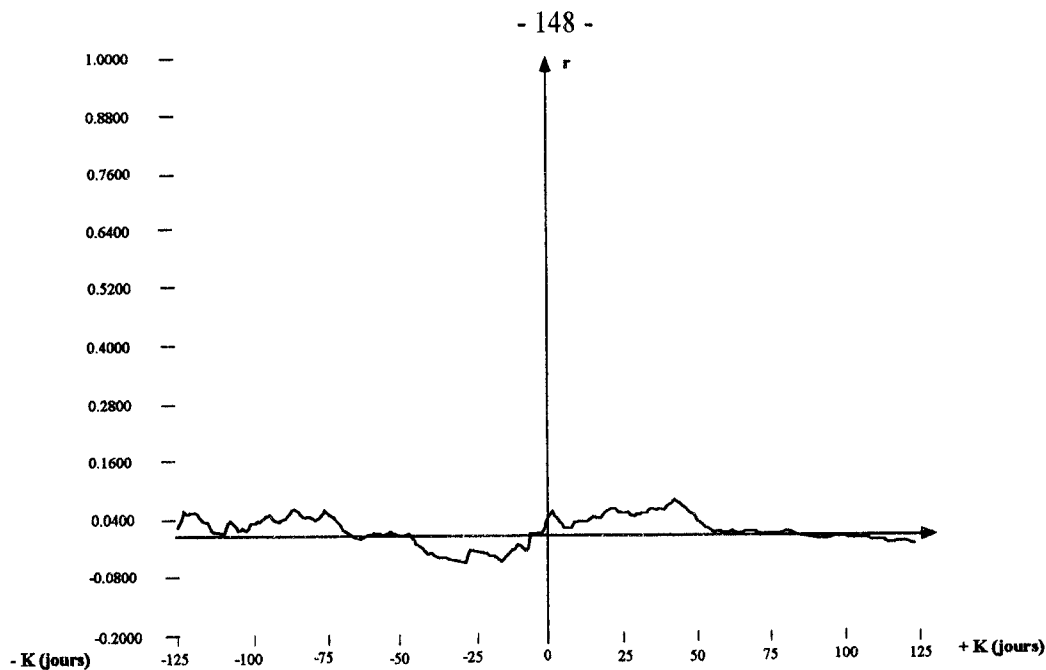


Fig. 86. Corrélogramme croisé pluie-débit à la source d'Airon du 1^{er} mars 1995 au 30 avril 1996.

4. La source du Vivier à Dannes

La méthode d'analyse des données est la même que celle utilisée pour la compréhension du fonctionnement de la source d'Airon.

a) Etude des débits classés

L'intervalle de classe qui a été retenu pour le calcul des pourcentages cumulés des débits est de $0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. De même que précédemment, l'observation de plusieurs segments de droites lors de la représentation des débits classés (fig. 87) traduit le fait que l'émergence étudiée suit plusieurs lois d'écoulement, à chaque segment de droite correspondant une loi d'écoulement. La présence de deux segments avec une rupture de pente à $0,18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ peut être dû à l'apparition de trop pleins ou bien à un stockage.

b) Analyses corrélatoires et spectrales

1. Analyse simple

La période d'étude étant sensiblement la même qu'à la source d'Airon, l'analyse corrélatoire et spectrale des pluies ne sera pas reprise ici, la station météorologique de référence pour les données climatiques étant également celle du Touquet.

Le corrélogramme simple des débits (fig. 88) commence par une décroissance durant 41 jours, puis présente une légère augmentation jusqu'au 68^{ème} jour, pour se stabiliser pendant 7 jours et décroître ensuite. La valeur de 0,2 est atteinte au bout de 93 jours et 0,1 au bout de 100 jours,

indiquant un effet de mémoire encore plus important qu'à la source d'Airon. Un tel corrélogramme traduit un comportement complexe de l'aquifère, avec des réserves importantes.

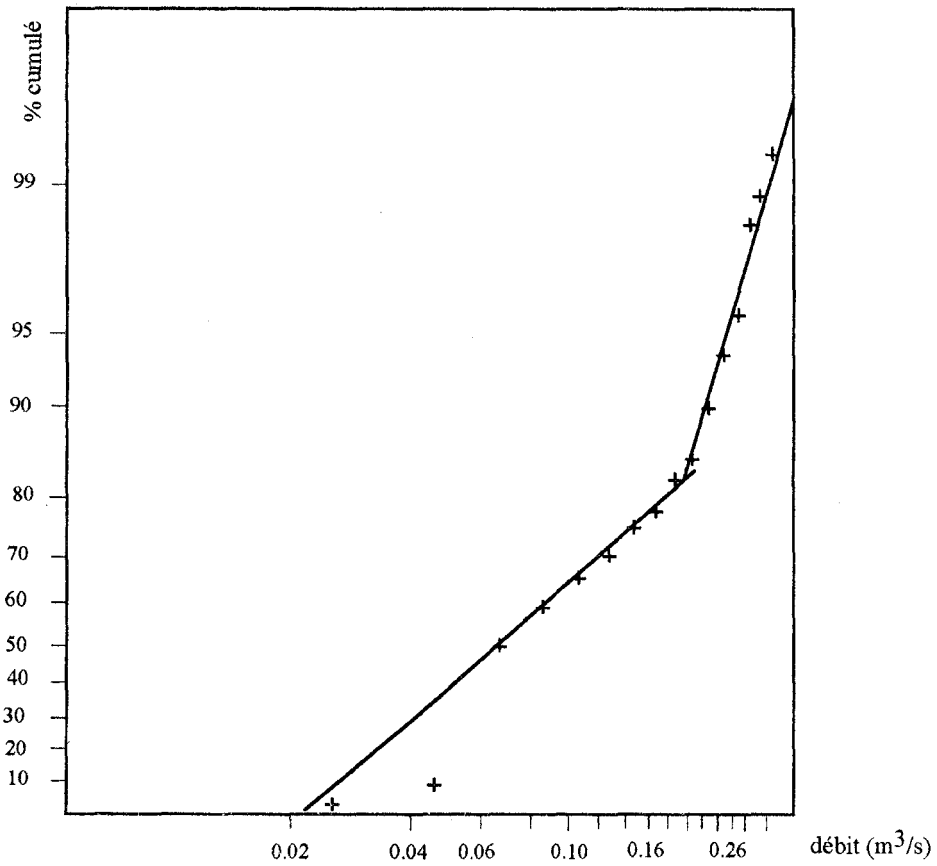


Fig. 87. Débits classés de la source du Vivier

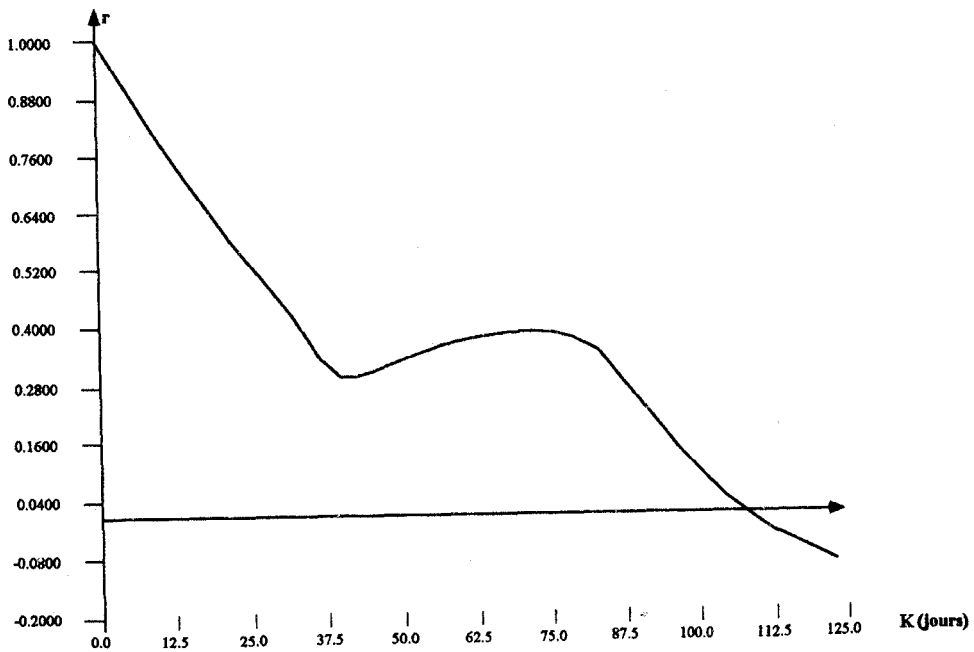


Fig. 88. Correlogramme des débits à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996.

Le spectre de densité de variance des débits (fig. 89) donne un temps de régulation de 65 jours donc légèrement inférieur à celui obtenu lors de l'étude de la source d'Airon. Comme pour la source d'Airon, le spectre croît fortement pour les fréquences proches de zéro et se stabilise autour de zéro dans les hautes fréquences. De plus, il présente deux petits pics à 17 et 28 jours. La bande spectrale passante est légèrement plus étroite que dans l'exemple précédent puisqu'elle est comprise entre 0 et 0,06, indiquant la présence de réserves légèrement plus faibles.

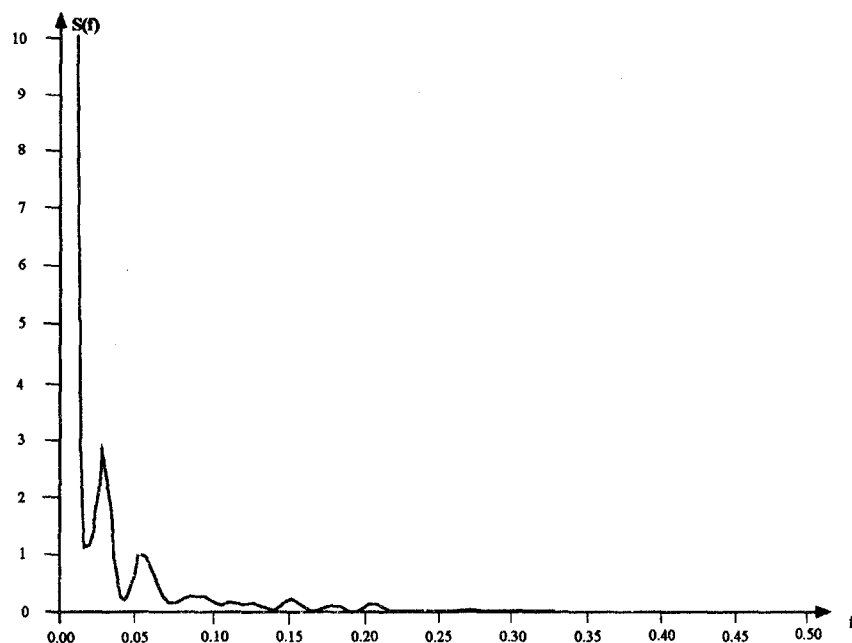


Fig. 89. Spectre de densité de variance des débits à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996.

2. Analyse croisée

L'allure du corrélogramme croisé (fig. 90), laisse supposer la présence d'une nappe captive. L'étude des débits cumulés a permis de mettre en évidence deux types de comportement selon la période de basses ou de hautes-eaux. L'analyse corrélatrice simple des débits permet ensuite de décrire la complexité du système. L'ajout des informations provenant de l'analyse corrélatrice croisée démontre la présence d'une nappe captive. Il existerait deux types d'écoulement, l'un lent, en période de moyennes et basses eaux (vidange des réserves), l'autre rapide, en hautes eaux (lors des crues). Cela dénote un aquifère complexe, avec une structure mal organisée pour le premier comportement et une structure bien organisée pour le second. Ces hypothèses peuvent être appuyées par le spectre croisé (fig. 91). En effet, celui-ci présente une série de petits pics bien corrélés avec ceux observés sur le spectre simple de la pluie. La forte valeur de la fonction pour les basses fréquences est le signe d'une bonne régulation.

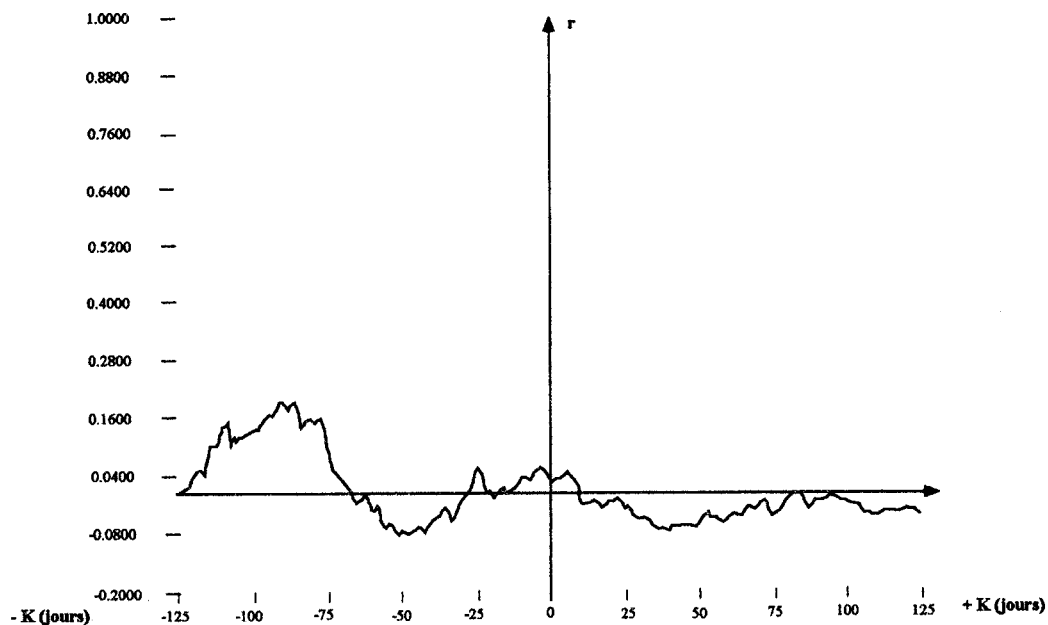


Fig. 90. Corrélogramme croisé pluie-débit à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996.

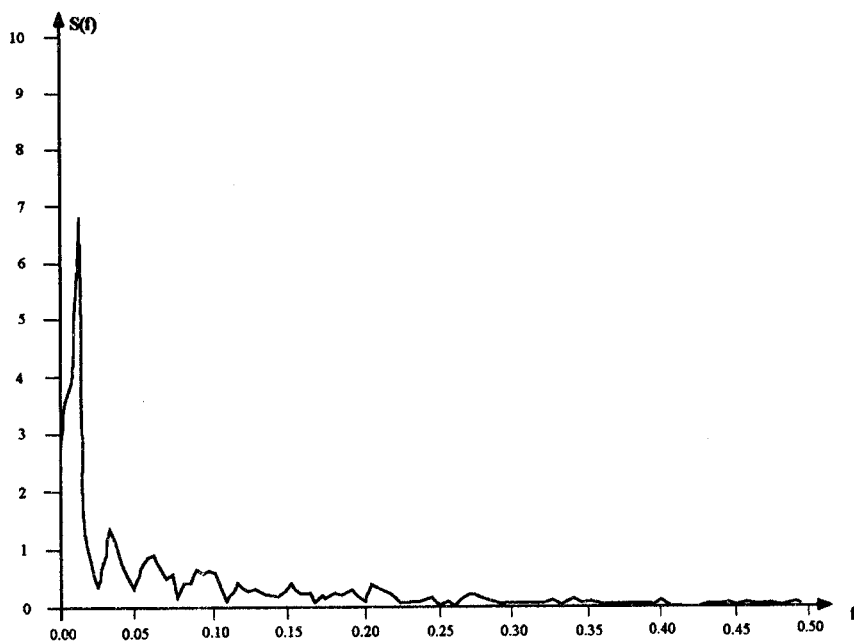


Fig. 91. Spectre croisé - Fonction d'amplitude à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996.

5. Synthèse

L'ensemble des méthodes appliquées, que ce soit les débits cumulés pour les sources d'Airon et du Vivier, l'analyse de la courbe de récession de la première et les analyses corrélatrices et

spectrales pour Airon et le Vivier n'a pu être appliqué sur un cycle hydrologique complet, le début du recueil des données ne correspondant pas avec le début d'un cycle. L'ensemble des résultats est donc à prendre avec beaucoup de précautions et ces premières interprétations seront à vérifier au moins sur un cycle hydrologique complet et plus si les disponibilités le permettent. Néanmoins, ces différentes méthodes utilisées pour appréhender le fonctionnement hydrologique, notamment pour la source d'Airon, conduisent à des résultats assez cohérents et complémentaires.

A l'échelle du suivi, les systèmes étudiés possèdent un pouvoir régulateur important, puisqu'ils sont de 72 et 65 jours respectivement aux sources d'Airon et du Vivier. La source d'Airon présente des réserves plus importantes que la source du Vivier avec un système de fonctionnement plus simple. En effet, l'A. C. S. a permis de mettre en évidence des réserves importantes et un fonctionnement de nappe tout à fait classique, ce qu'avait annoncé la courbe de récession.

Compte tenu du faible nombre de données disponibles, il serait donc nécessaire de poursuivre cette étude pour appliquer ces différentes méthodes correctement. Ceci permettrait d'obtenir alors des informations sur le fonctionnement de ces sources.

D) CONCLUSION

Au cours de ce chapitre, l'étude de l'aquifère crayeux s'est faite à différentes échelles et grâce à l'application de diverses méthodes. A l'échelle régionale, la réalisation d'une carte piézométrique en période de hautes-eaux (avril 1995) et de basses-eaux (octobre 1995) a permis de supposer l'hétérogénéité de l'aquifère crayeux. Celle-ci a été complétée par la réalisation de pompages d'essai ainsi que le suivi piézométrique à plus ou moins long terme et de manière continue ou non. La synthèse des résultats issus de ces diverses approches permet de définir l'aquifère crayeux comme hétérogène avec le découpage de celui-ci en casiers par l'intermédiaires de failles dont la détermination a été réalisée lors du chapitre I.

Au passage de la craie d'un état libre à captif, lorsque les formations crayeuses sont recouvertes par les sédiments marins quaternaires, il existe quelques sources caractérisées par des débits importants puisqu'ils sont en général supérieur à 100 l.s^{-1} . Seules deux sources ont pu être étudiées grâce à différentes méthodes : l'étude des débits cumulés, les analyses corrélatoires et spectrales de la relation pluie-débit et l'étude de la courbe de récession générale mais uniquement pour la source d'Airon. Il a pu alors être démontré que les réserves sont plus importantes à Airon qu'à Dannes et que la source d'Airon correspond à un milieu poreux ou fissuré et que celle du Vivier correspond à un aquifère captif. Néanmoins, le traitement n'ayant pu être réalisé sur le cycle hydrologique proprement dit, il serait nécessaire de poursuivre cette démarche à plus long terme.

Ces résultats ont permis d'accéder à une première approche du comportement hydrodynamique de l'aquifère dans ce secteur. Il en ressort un comportement différent des écoulements selon le lieu, régi par la structure hétérogène de l'aquifère affecté par des failles.

CHAPITRE III

III-. RELATION AQUIFERE CRAYEUX / DUNAIRE - MODELISATION

A) INTRODUCTION

Comme cela a été décrit lors du contexte géomorphologique et stratigraphique, la craie n'est pas la seule formation aquifère présente sur le secteur d'étude. De plus, l'étude piézométrique de l'aquifère crayeux a permis de supposer l'existence en certains endroits de relations hydrauliques avec l'aquifère dunaire.

La nature lithologique des différents horizons permet de distinguer, en sus de l'aquifère crayeux, trois systèmes aquifères :

– l'aquifère des sables tertiaires qui se superpose à l'aquifère crayeux dans le secteur de Saint-Josse. L'aquifère des "sables d'Ostricourt" est isolé, à sa base, de l'aquifère crayeux par les horizons argileux du Landénien inférieur. La nappe correspondante est en continuité hydraulique avec la nappe sus-jacente des sables pissarts (Beckelynck *et al.*, 1986). Les transferts d'eau entre les deux aquifères sont mal connus et vraisemblablement peu importants. Par contre, en ce qui concerne la partie septentrionale du secteur, il semblerait que la nappe des sables d'Ostricourt soit en relation directe avec la nappe alluviale (Levassor & Gonin, 1989) ;

– l'aquifère alluvial qui recouvre directement l'aquifère crayeux au Sud de la Canche (aquifère des Bas-Champs) ainsi qu'en certains secteurs de la bordure méridionale de la plaine maritime flamande (vallon de la Basse-Normandie, notamment). Aux horizons sableux des assises du Flandrien moyen correspond la nappe dite des "sables pissarts", de productivité généralement médiocre mais pouvant être localement accrue par des niveaux de galets datant du Pléistocène directement au contact de la craie sous-jacente. La nappe des sables pissarts est drainée par le réseau hydrographique ainsi que par un réseau complexe et dense de canaux et rigoles ;

– l'aquifère côtier dunaire qui est directement au contact de l'aquifère crayeux entre la Canche et la limite Sud de la Boutonnière du Boulonnais. Par contre, dans la zone située au Sud de la Canche, l'aquifère crayeux est séparé de l'aquifère dunaire par celui des sables pissarts.

Parmi les trois aquifères décrits précédemment, les plus importants sont les aquifères quaternaires.

Comme annoncé dans l'introduction générale, la connaissance du comportement hydrogéologique de l'aquifère dunaire est nécessaire pour la préservation des milieux humides et de leur biodiversité. En ce qui concerne l'aquifère des sables pissarts, trois points ont été suivis pour permettre de confirmer le fonctionnement hydrodynamique de cet ensemble.

Quant à l'aquifère tertiaire, son importance étant tellement mineure qu'aucun suivi n'a été effectué.

Le système aquifère est donc constitué de deux unités : l'aquifère de la craie et l'aquifère quaternaire. Ces deux unités peuvent être en contact direct ou séparées par une ou plusieurs formations de faible perméabilité (aquitards).

Dans un premier temps, l'intérêt va être porté aux aquifères quaternaires. Après avoir décrit succinctement ces différentes nappes en présence, nous tenterons de démontrer l'indépendance de ces différentes unités avec l'aquifère crayeux ou d'en montrer leurs relations. Les résultats obtenus lors de l'analyse de la nappe de la craie complétés par les données relatives aux aquifères quaternaires ainsi qu'aux relations existantes entre ces deux ensembles permettront de modéliser les écoulements de la nappe de la craie grâce au code numérique MODFLOW.

B) AQUIFERES QUATERNAIRES

Outre l'approche des échanges éventuels avec la nappe de la Craie, la connaissance du comportement de la nappe quaternaire est importante en elle-même puisqu'elle conditionne la préservation des milieux humides, et l'existence des espèces biologiques qui en dépendent.

La description lithologique des différentes formations quaternaires, conduit à la conception de deux aquifères quaternaires et non d'un : l'aquifère dunaire et l'« aquifère » des Bas-Champs. Parallèlement plusieurs coupes géologiques décrites à partir de sondages réalisés dans les deux unités ont permis de mettre en évidence la présence de niveaux tourbeux dans l'un comme dans l'autre. On peut ainsi supposer l'existence locale d'une superposition d'aquifères. Le Quaternaire comporte-t-il une ou deux nappes? Si la deuxième hypothèse s'avère exacte, y-a-t-il des interrelations? Existe-t-il un (ou deux) aquifère(s) ou alors plusieurs systèmes indépendants, ou en relation plus ou moins totale selon les endroits?

Afin de répondre à ces différentes questions, un suivi piézométrique a été entrepris en différents points du massif dunaire et des Bas-Champs.

1. Aquifère dunaire

a) Généralités

Les dunes littorales constituent un aquifère libre, perché dont l'importance économique est faible. La nappe affleure à la faveur des pannes. D'après la description des forages réalisés dans la zone dunaire, le massif peut être directement au contact de la craie comme par exemple à Fort-Mahon ou alors séparé de l'aquifère crayeux par un niveau imperméable (Camiers). Dans le secteur situé entre la Boutonnière du Boulonnais et la rive droite de la Canche, les dépôts récents dunaires, d'altitude moyenne +20 m NGF, forment une bande de 1 à 2,5 Km de large et 5 Km de long. Ces dépôts sont bordés à l'Est par l'ancienne falaise morte constituée de terrains crayeux.

Par contre, de la rive gauche de la Canche au Nord-Marquenterre, le massif dunaire est séparé des coteaux crayeux par les Bas-champs. L'importance du complexe dunaire entre Berck et le Touquet est à l'origine d'une nappe dans les dunes formant un dôme piézométrique, c'est-à-dire une barrière hydraulique pour les écoulements superficiels de ruissellement et le drainage des Bas-Champs. Nous avons donc ainsi entre la ligne des dunes et les terrains crayeux une dépression marécageuse (vallée des Tringues) à écoulement N-S, soit vers la Canche, soit vers l'Authie (Mania & Phillipart, 1976).

b) Description des points suivis

Afin d'obtenir des informations concernant le comportement de cet aquifère, certaines pannes humides réparties dans trois réserves ont été équipées d'échelles limnimétriques ou de piézomètres (fig. 92) :

– dans la Réserve Naturelle de la Baie de la Canche, neuf piézomètres (P1 à P9) ainsi qu'une échelle limnimétrique (M1) ont été placés dans les dépressions dunaires. Les piézomètres sont en PVC d'un diamètre de 10 cm, de longueur maximale 1,5 m, crépinés, doublés d'un fibrotexile sur toute leur hauteur et fermés d'un couvercle. L'étude a débuté le 1^{re} Janvier 1992 avec un relevé bimensuel (Quenton, 1992) ;

– au sein de la Réserve Biologique de Merlimont (gérée par l'Office National des Forêts) ; dans laquelle l'évolution piézométrique de 7 pannes humides est suivie quasi journalièrement depuis le 30 mars 1994 grâce à l'installation d'échelles limnimétriques (E1 à E7) ;

– puis la « la Dune de l'Authie » dans le Nord-Marquenterre où le suivi est journalier depuis le 25 janvier 1994 au niveau de deux échelles (E8 et E9). Le suivi est hebdomadaire et mensuel dans le golf de Fort-Mahon respectivement pour une échelle (E10) et un piézomètre (P10).

Un nivellement de ces différents points a également été réalisé, permettant d'obtenir une visualisation globale de l'évolution piézométrique sur la partie méridionale.

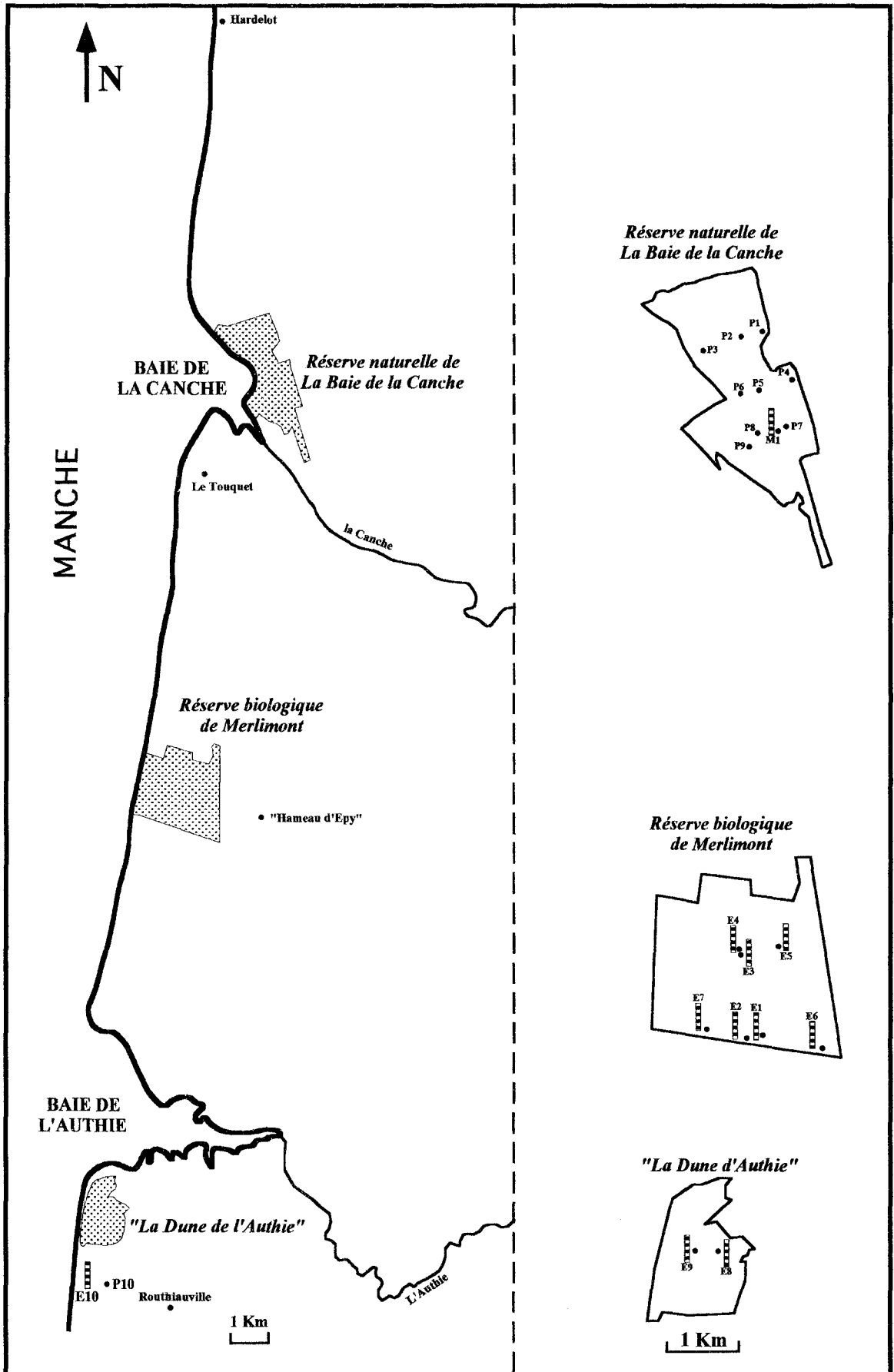


Fig. 92. Localisation et description des différents sites d'études.

c) *Suivi piézométrique*

Après une discussion des résultats obtenus pour chacune des réserves et un commentaire des différences existantes pour chacune d'elles, une comparaison d'ensemble sera effectuée afin de synthétiser et de comprendre au mieux le comportement hydrogéologique de l'aquifère dunaire.

1. Nord-Marquenterre

Si on compare tout d'abord l'allure globale des variations piézométriques observées au niveau des différents points suivis dans la "Dune de l'Authie" (fig. 93), on remarque que les courbes piézométriques ne semblent pas influencées par les marées.

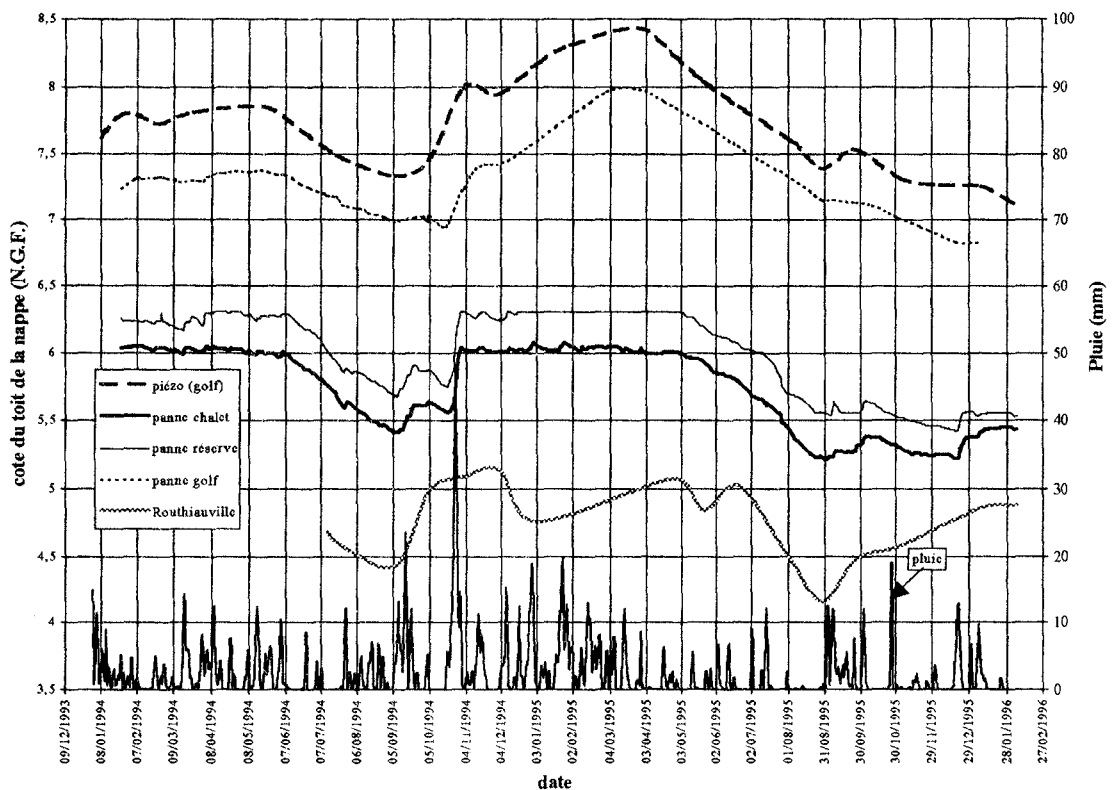


Fig. 93. Comparaison entre les variations piézométriques de la nappe quaternaire dans le Nord-Marquenterre avec les précipitations.

Une première comparaison entre l'évolution piézométrique et les précipitations efficaces de 1994, calculées avec la formule de Devred (Louche, 1994) souligne d'ores et déjà que :

- l'évolution piézométrique de la nappe des dunes est nettement influencée par les pluies efficaces aux différents points de suivi et ceci de manière comparable ;

- la hauteur de la nappe est maximale fin avril début mai 1994 (période de hautes-eaux) et le battement est de 50 cm.

Néanmoins quelques différences entre ces quatre graphes (fig. 94) ont pu être décrites (Louche, 1994) :

– une recharge importante de la nappe entre le 1^{er} et le 11 avril 1994, plus marquée dans la "Dune de l'Authie" (10 cm) que dans la panne du golf, E10 (6 cm), a été expliquée par leur situation topographique. En effet, étant située à une altitude moindre, la panne de la réserve (E9) récolte les eaux de ruissellement. Cette hypothèse est vérifiée si l'on calcule la pluie cumulée, puisque celle-ci est égale à 6,5 cm pour cette période. Ceci correspond exactement à la variation de la hauteur trouvée dans la panne E10. Aucune comparaison ne peut être effectuée avec l'évolution piézométrique au niveau du piézomètre par manque de données ;

– entre le 27 avril et le 18 mai 1994, le niveau piézométrique a baissé de trois centimètres dans la panne E9 alors que celui-ci augmente d'un centimètre dans la panne E10. Le drainage est donc plus important au niveau de la "Dune de l'Authie" que dans la partie Sud de Fort-Mahon.

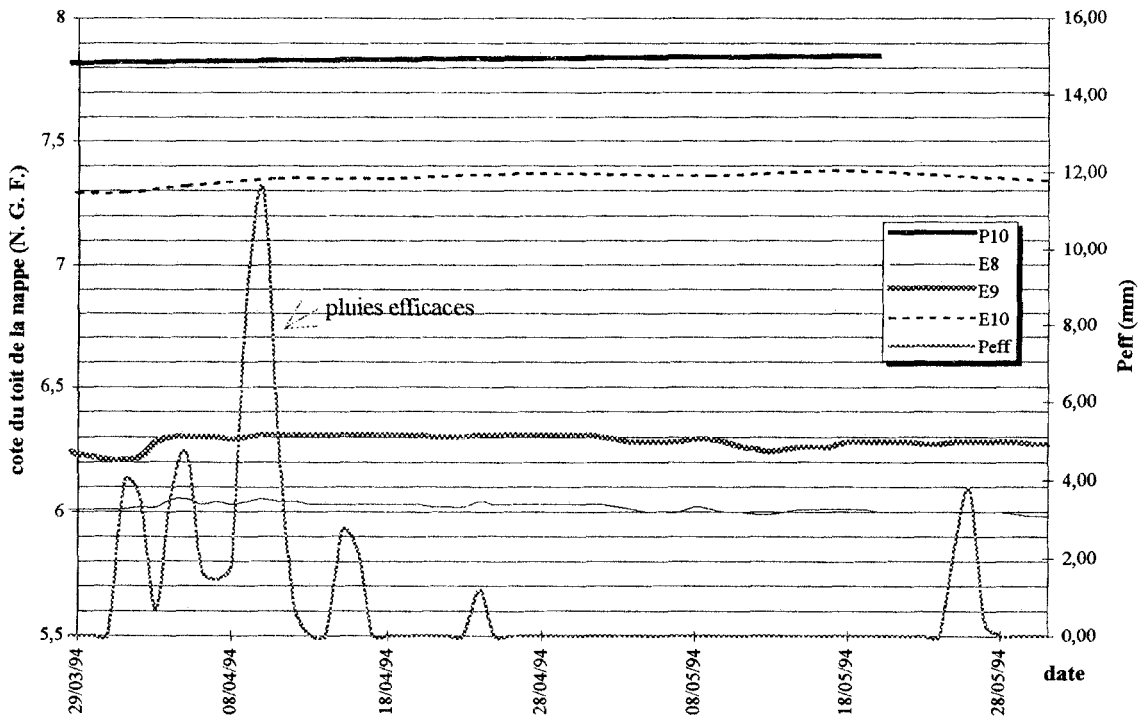


Fig. 94. Comparaison des variations piézométriques de la nappe dunaire avec les précipitations efficaces à Fort-Mahon (du 29 mars au 7 juin 1994).

Au niveau de chacun des points suivis, il existe une journée de décalage entre la pluie et l'évolution piézométrique. De plus, jusqu'au mois de juin, les précipitations permettent l'alimentation de la nappe alors qu'ensuite aucune augmentation du niveau piézométrique n'est visible excepté lors des très fortes pluies et plus précisément dans la partie située entre la ville de Fort-Mahon et la Pointe de Routhiauville.

Lors de l'automne et l'hiver 94-95, l'amplitude des variations piézométriques a pu atteindre 1 m environ au niveau des points situés dans le golf. Pour les échelles implantées dans la « Dune de l'Authie », le graphe n'est pas représentatif pour cette période car il existe un exutoire au niveau de la panne du chalet (E8) permettant la vidange de celle-ci et le niveau piézométrique n'a pas été relevé pendant cette période dans la panne de la réserve.

2. Réserve Biologique de Merlimont

Les relevés piézométriques étant effectués aux mêmes fréquences, on remarque une allure globalement semblable (fig. 95) avec une réaction très nette aux précipitations après un laps de temps de l'ordre d'un ou deux jours. De plus, les niveaux piézométriques sont élevés de la fin mars 1994 jusqu'à la fin mai, avec une baisse ensuite jusqu'en octobre correspondant à la période de basses-eaux, puis début de la période de hautes-eaux avec remontée de la nappe à partir du mois d'octobre. Par ailleurs jusqu'au mois de juin, les précipitations permettent l'alimentation de la nappe alors qu'ensuite aucune augmentation du niveau piézométrique n'est visible excepté pour les fortes pluies. Ceci est tout à fait logique, puisque comme on l'a vu lors du bilan hydrique, les pluies efficaces sont nulles à partir de cette période. Par contre, les fortes pluies de l'hiver 94-95 ne semblent pas influencer la nappe contrairement à ce qui a été décrit à Fort-Mahon.

Néanmoins, si l'on analyse plus précisément l'évolution des différentes pannes, des différences sont à noter. Tout d'abord, la panne E2 réagit avec des amplitudes plus importantes que celles observées au niveau des autres pannes mais ceci jusqu'à la fin mai, c'est-à-dire jusqu'au moment où les pluies efficaces deviennent nulles. Les pannes E3 et E4 montrent exactement la même évolution piézométrique, ainsi que les pannes E6 et E7. En ce qui concerne les deux premières ceci est tout à fait normal puisqu'elles sont situées l'une à côté de l'autre par contre pour les secondes, elles sont beaucoup plus éloignées. Néanmoins, il existe un point commun à ces deux pannes : la proximité du ruisseau. Ces diverses constatations suggèrent une alimentation ou un drainage de cet aquifère dunaire par le ruisseau selon les circonstances climatiques.

L'analyse plus précise des courbes (Louche, 1995) a permis de mettre en évidence trois ensembles :

- les pannes E1, E7 et E6 montrent des variations piézométriques semblables, de faible amplitude, avec une remontée de la nappe à partir de la fin octobre de l'ordre de 40 cm. Ces trois pannes étant relativement éloignées, mais néanmoins situées à proximité du ruisseau, on peut supposer que celui-ci constitue une limite à potentiel imposé ;

- les pannes E3, E4 et E5 où l'amplitude des variations piézométriques est plus marquée ainsi que l'augmentation piézométrique à la fin octobre puisqu'elle est de l'ordre de 70 cm ;

- la panne E2, au niveau de laquelle les variations piézométriques sont encore plus marquées.

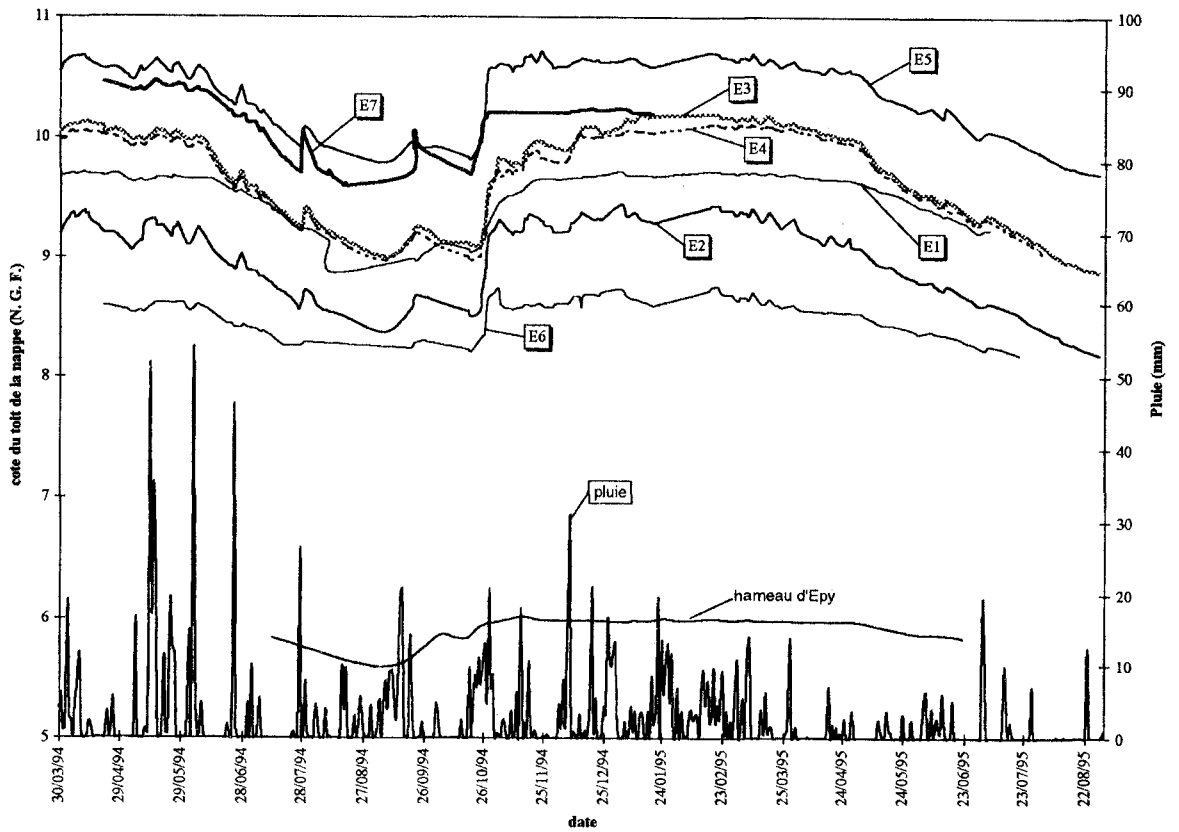


Fig. 95. Comparaison des variations piézométriques de la nappe quaternaire des dunes et de la pluviométrie au niveau de la Réserve Biologique de Merlimont.

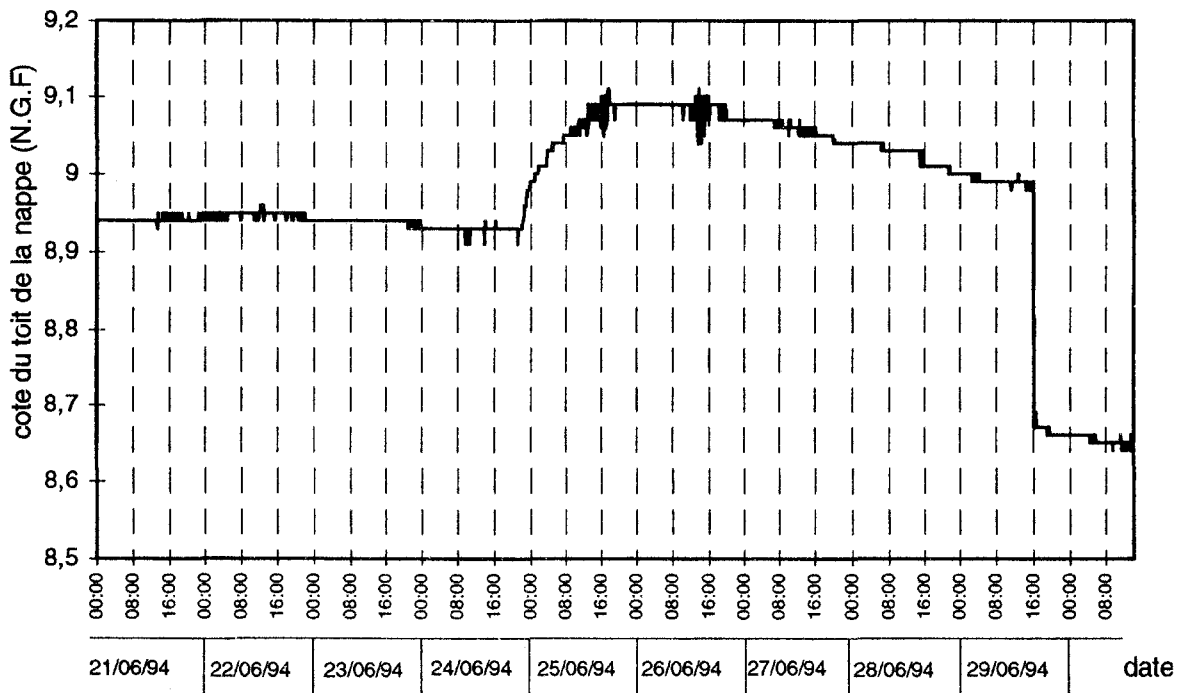


Fig. 96. Evolution piézométrique de la nappe des dunes à la panne 2 du 21 au 30 juin 1994.

En ce qui concerne la relation avec les marées, une comparaison avec le calendrier des marées a été effectuée. Il ne semble pas que celles-ci aient une influence. Afin de confirmer cette indépendance, l'appareil à enregistrement automatique a été placé du 21 au 30 juin 1994 dans la panne E2 (fig. 96). La lecture du graphe permet de vérifier l'indépendance entre la réaction de la nappe des dunes et les marées.

Cette constatation fait penser à un système fermé. L'apport d'eau par les précipitations efficaces stagnerait en l'absence de tout écoulement au niveau de la panne E2. De plus, la définition de plusieurs groupes de pannes subissant les mêmes variations piézométriques permet de confirmer l'hétérogénéité de l'aquifère dunaire et sa division en petits aquifères plus ou moins en relation les uns avec les autres.

3. Réserve Naturelle de la Baie de la Canche

L'évolution piézométrique a été suivie à raison d'un relevé bi-mensuel du 1er janvier 1994 au 31 décembre 1995 (fig. 97).

Une étude antérieure a été réalisée en 1992 par Quenton mettant en évidence un comportement différent de l'évolution piézométrique selon l'emplacement des différents piézomètres. Les conclusions émises à l'époque peuvent être résumées de la manière suivante :

– les piézomètres n° P2, P6, P1 et P5 semblent peu influencés par les pluies et montrent une augmentation quasi constante jusqu'à la mi-juin (groupe A). Néanmoins, les piézomètres P1 et P5 montrent une remontée du niveau hydrostatique plus importante que les deux autres ;

– les piézomètres n° P7, P9 et P10 montrent une augmentation globale du niveau de la nappe comme pour les précédents mais avec la présence de quelques pics liés aux précipitations (groupe B) ;

– le piézomètre n° P4 montre peu d'augmentation. Ceci a pu être expliqué par la proximité du ruisseau qui constitue comme pour les pannes dans lesquelles se trouvent les échelles n° E6 et E7 une limite à potentiel imposé.

En ce qui concerne les années 1994 et 1995, les données bimensuelles relevées ne permettent plus de constater l'influence des précipitations sur le comportement de la nappe. Pour les piézomètres P7, P9 et P10 (fig. 99 et fig. 100) ainsi que les numéros P5, P6 et P1 (fig. 99 et fig. 98), le comportement de la nappe des dunes est conforme à ce qui avait été décrit, par contre le P2 (fig. 98) serait à rattacher au groupe B, les points P3 et P8 non étudiés précédemment, au groupe A.

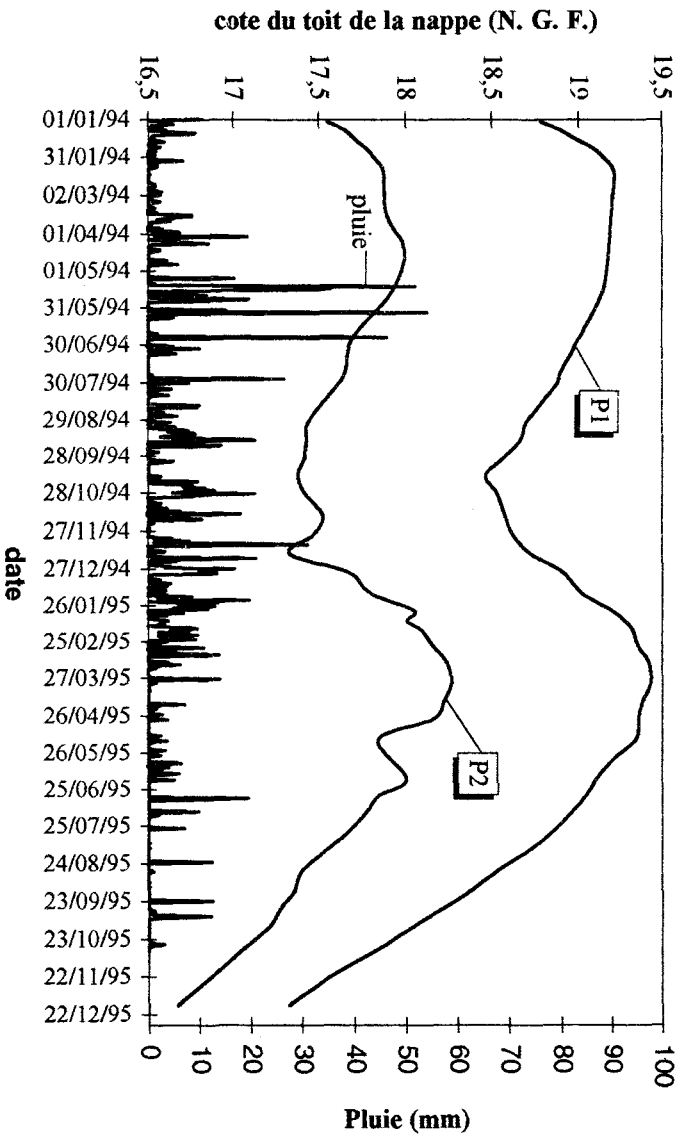


Fig. 98. Evolution piézométrique aux piézomètres P1 et P2 dans la réserve naturelle de la baie de la Canche.

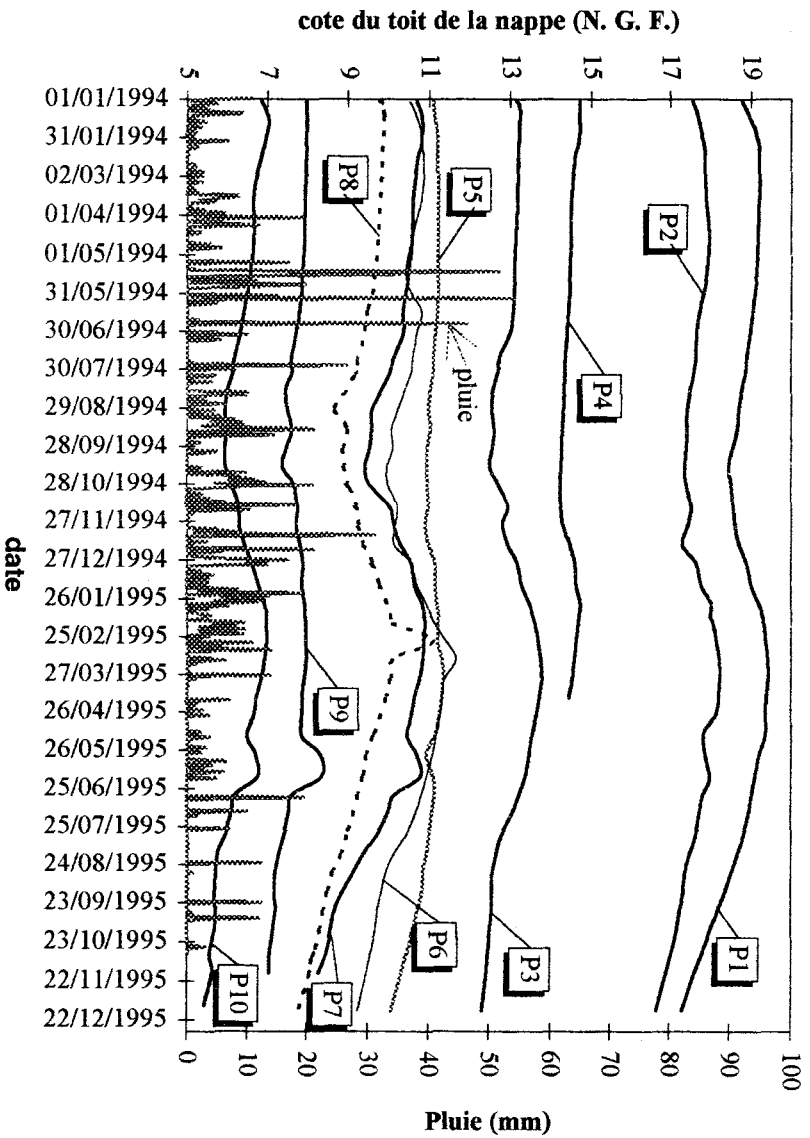


Fig. 97. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe des dunes et des précipitations dans la réserve naturelle de la baie de la Canche.

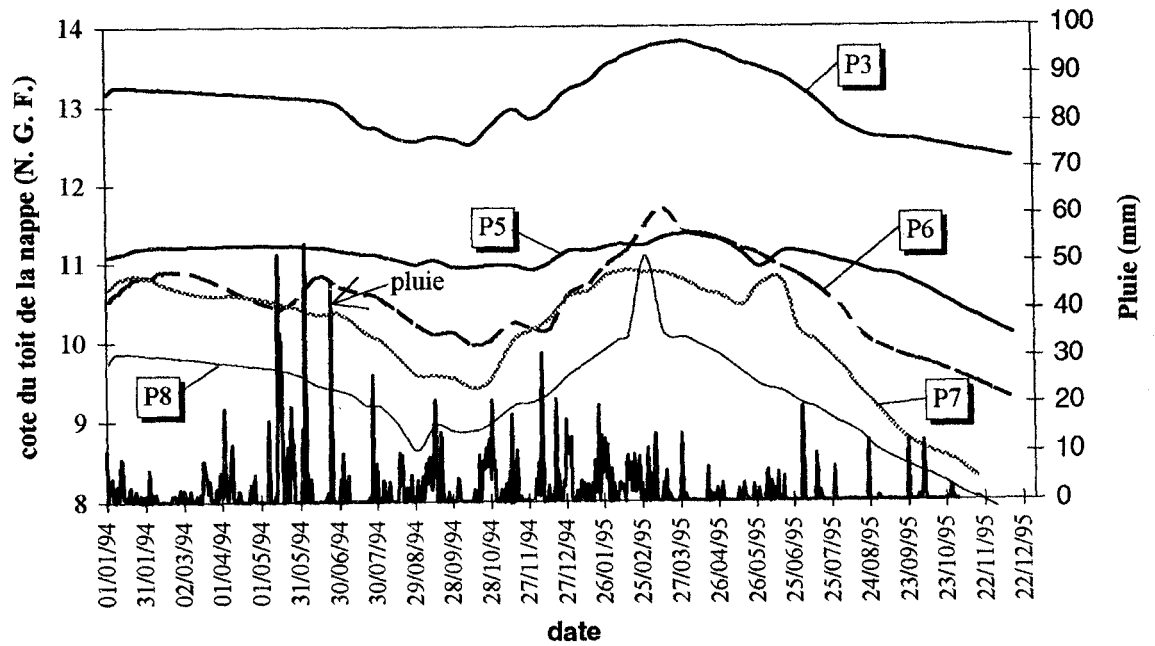


Fig. 99. Evolution piézométrique aux piézomètres P3 et P8 dans la réserve naturelle de la baie de la Canche.

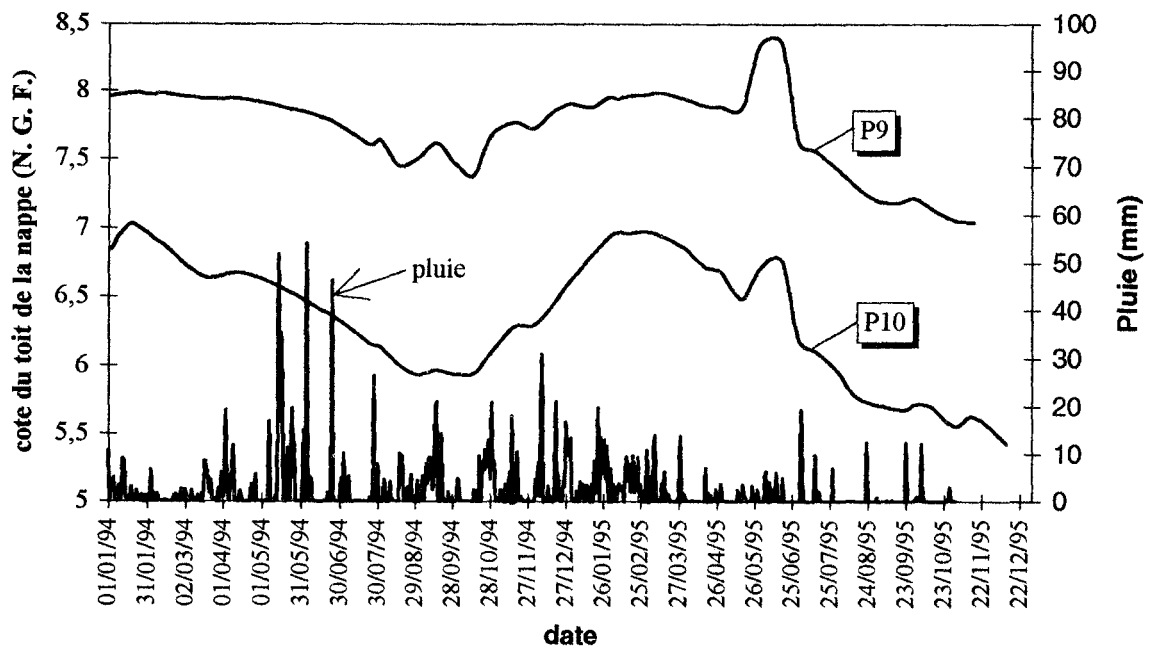


Fig. 100. Evolution piézométrique aux piézomètres P9 et P10 dans la réserve naturelle de la Baie de la Canche.

La baisse du niveau de la nappe des dunes est généralement plus importante au niveau de la Réserve Biologique de Merlimont (50 cm) que dans celle de la Baie de l'Authie (25 cm) entre le 30 mars et le 1^{er} octobre 1994. Cette différence peut être expliquée par la localisation de ces réserves par rapport aux estuaires. En effet, cette diminution de l'amplitude piézométrique à Fort-Mahon par rapport à Merlimont peut être due à l'influence marquée des marées dans l'estuaire créant alors une barrière hydraulique. Néanmoins, si l'on s'intéresse maintenant à la Réserve Naturelle de la Baie de

Canche, on retrouve globalement les mêmes amplitudes qu'à Merlimont alors que la position géographique est semblable à celle de Fort-Mahon. On peut dans ce cas expliquer cette amplitude par l'altitude plus élevée du toit de la nappe des dunes au Nord de la Canche impliquant un gradient hydraulique plus important permettant de compenser en terme de pression l'action des marées.

d) Carte piézométrique de l'aquifère dunaire le 16 mai 1994.

Le nombre de points dans la Réserve Naturelle de la Baie de Canche et de la Réserve Biologique de Merlimont étant relativement important, il est possible de proposer une carte piézométrique relativement précise sur chacun des deux sites. Par contre, dans le Nord-Marquenterre, le nombre restreint de points d'observation ne permet que la détermination des directions d'écoulement.

Dans la Réserve Naturelle de la Baie de Canche, la cote du toit de la nappe relevée dans les différents ouvrages permet de confirmer un écoulement général vers la Baie de la Canche, donc vers le Sud-Ouest comme l'avait décrit Quenton (1992).

En ce qui concerne la Réserve Biologique de Merlimont, si l'on ne tient compte que des points suivis, l'écoulement général de la nappe des dunes serait dirigé, comme pour la Réserve Naturelle de la Baie de Canche, vers le Sud-Ouest. Néanmoins, un profil géomorphologique (fig. 101) réalisé (Battiau *et al.*, 1995) au Nord de la Réserve dans le cordon de dunes récentes a permis de mettre en évidence l'affleurement de la nappe dans deux pannes, à environ 7 m (NGF), le 19 octobre 1993.

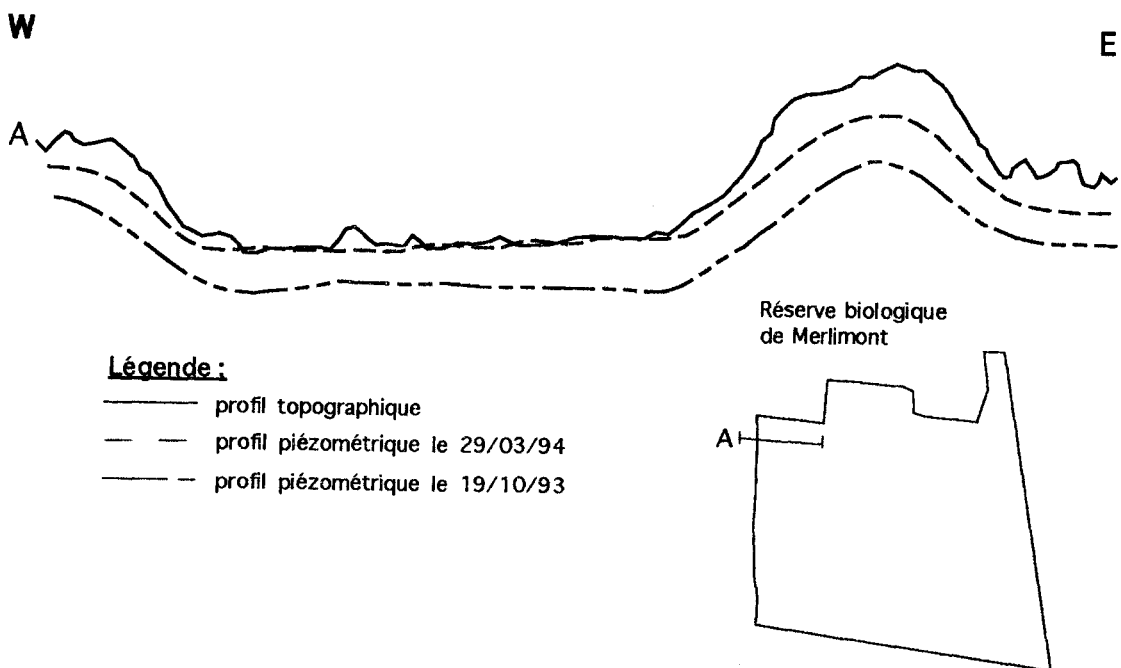


Fig. 101. Schéma hypothétique sur les sens d'écoulement de la nappe des dunes d'après la morphologie des dunes.

On peut donc, d'après les données concernant le niveau et l'emplacement des diverses panes, proposer une coupe piézométrique présentant deux dômes au niveau des dunes les plus hautes. Il y aurait donc un écoulement du bourrelet externe vers la plaine sableuse expliquant le caractère très marécageux bien visible sur le terrain. Cette hypothèse peut être reconduite pour le bourrelet interne puisque la configuration est la même. La majeure partie des eaux viendrait donc s'accumuler au niveau de la plaine sableuse.

Les points situés dans la plaine sableuse montrant un écoulement dirigé vers le Sud et peu de sources étant visibles sur l'estran, on peut supposer que l'écoulement vers la mer est négligeable. Il en est de même pour la partie Est, c'est-à-dire vers les Bas-Champs. Si on ajoute à ces observations le fait que le réseau hydrographique drainant la réserve, s'écoule vers le Sud, cela explique le manque d'exutoires visibles sur l'estran.

L'ensemble de ces considérations permet de proposer une carte piézométrique (fig. 102) mettant en évidence l'écoulement principal vers la plaine sableuse, où la majeure partie des eaux est reprise par le réseau hydrographique de la réserve qui draine la nappe dunaire vers l'exutoire situé plus au Sud. Le rôle de ce réseau de drainage est donc primordial.

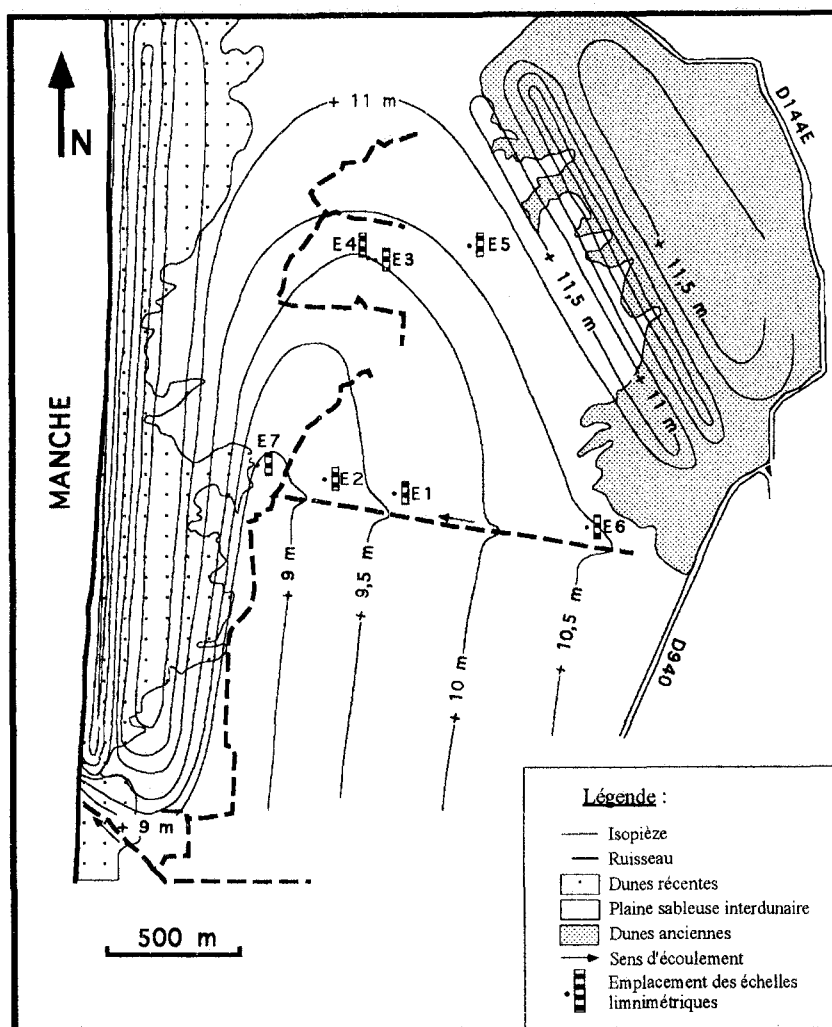


Fig. 102. Carte piézométrique de la nappe des dunes au niveau de la réserve biologique de Merlimont le 16 mai 1994.

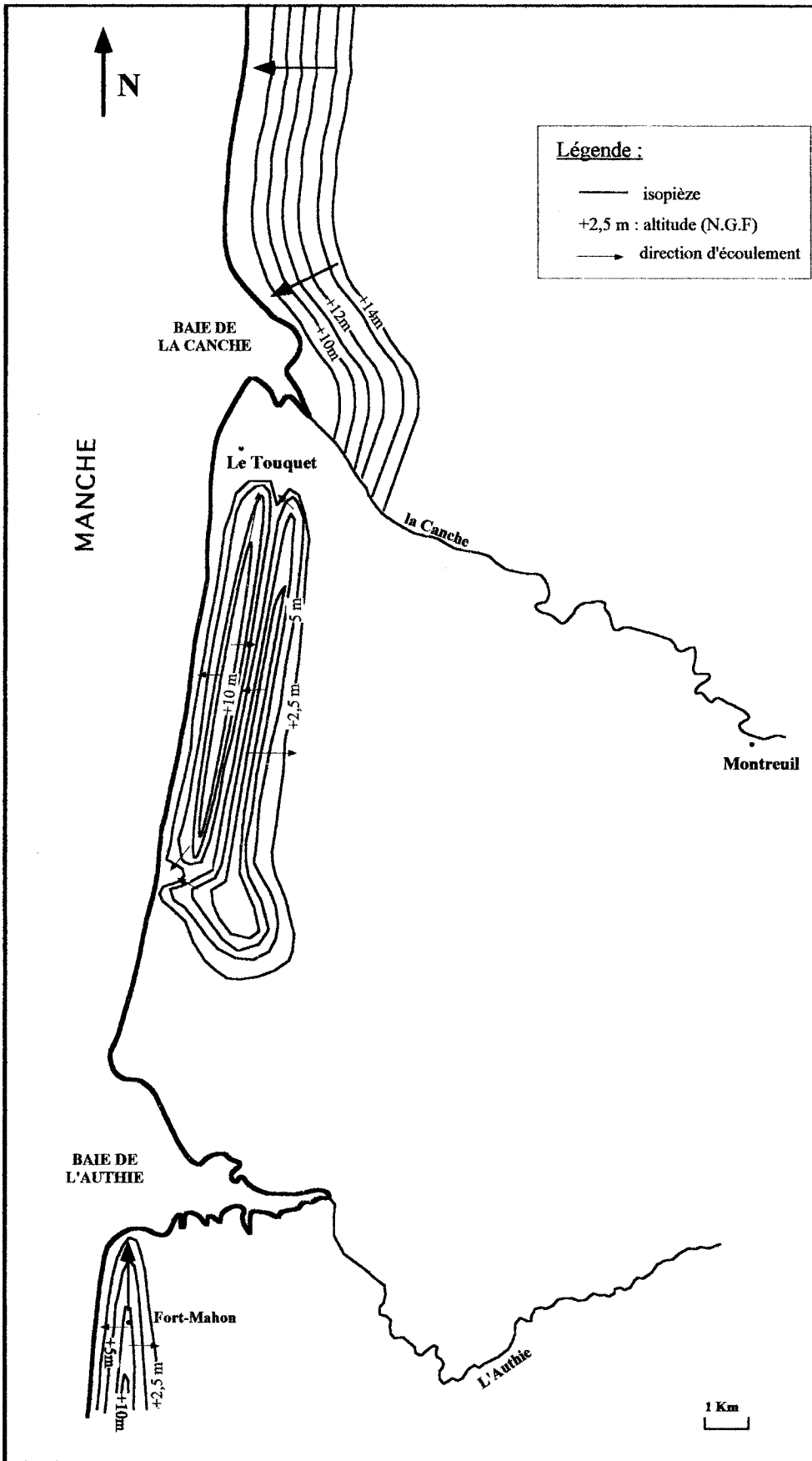


Fig. 103. Carte piézométrique hypothétique de la nappe des dunes dans le secteur méridional.

Néanmoins, ceci n'est qu'un schéma global, puisqu'il a été démontré précédemment que le massif dunaire ne peut pas être considéré comme un aquifère unique mais composé de plusieurs sous-ensembles aquifères.

La morphologie des dunes étant semblable dans la partie Nord-Marquenterre et le niveau piézométrique se révélant plus élevé dans le golf que dans la réserve de la dune de l'Authie, avec un niveau plus haut dans le piézomètre P10 que dans la panne E10, on peut alors esquisser une carte piézométrique.

L'écoulement majeur serait dirigé vers la Baie de l'Authie, de la même manière que ce qui a été constaté au niveau de la Réserve Naturelle de la baie de Canche et quelques écoulements secondaires se feraient d'une part vers la mer et d'autre part vers le Marquenterre.

La répartition de ces trois réserves permet de proposer une esquisse piézométrique hypothétique relative à la nappe des massifs dunaires de la partie méridionale (Fig. 103). Pour la zone située au Nord de la Canche, l'écoulement serait dirigé vers l'Ouest pour la partie Nord du massif dunaire et vers le Sud-Ouest à proximité de l'estuaire. En ce qui concerne la partie Nord-Marquenterre, l'écoulement principal s'effectuerait vers l'estuaire mais, contrairement à la remarque précédente, il existerait un écoulement cette fois-ci mineur dirigé vers la mer ainsi que vers les Bas-Champs. Cette troisième direction n'existait pas précédemment à cause de la morphologie différente de ces deux zones. Par contre, dans l'interfluve Canche - Authie, les données disponibles sont réparties dans un secteur relativement restreint par rapport à l'étendue du massif dunaire. C'est donc une compilation des directions décrites dans les parties précédentes qui a permis d'établir cette carte hypothétique. Il existe deux écoulements majeurs vers la Canche d'une part et vers l'exutoire situé au Nord de la ville de Berck-plage d'autre part. De plus, comme pour la partie Nord-Marquenterre, un écoulement mineur existe vers la mer ainsi que vers les Bas-Champs. D'autre part, cet ensemble dunaire est entrecoupé d'une série de villes, il est alors préférable de proposer une carte piézométrique à l'échelle locale permettant de supposer l'existence de trois sous-ensembles séparés par deux limites étanches.

2. Aquifère des Bas-Champs.

a) Généralités.

La nappe affleure dans les mares, les abreuvoirs creusés dans les pâtures ainsi que dans le réseau de drainage.

Son réservoir est constitué par les formations post-glaciaires d'âge Flandrien représentées par des sables argileux bleu-gris à lentilles silteuses, ou de sables coquilliers, dont l'épaisseur peut atteindre 25 à 30 m.

Le drainage est médiocre en raison de la mauvaise perméabilité des terrains (10^{-5} à 10^{-7} m/s) et de la faible altitude. L'écoulement de la nappe se fait vers les canaux et rigoles qui la drainent vers la Baie de l'Authie pour la zone Nord-Marquenterre. Dans le secteur situé entre la Canche et l'Authie, elle est drainée à la fois vers le Nord et le Sud par la Grande et la Petite Tringue, vers la Canche pour la partie Nord et vers l'Authie pour la partie Sud. En ce qui concerne la partie septentrionale, l'eau est drainée par des watergangs et des canaux pendant la période pluvieuse (Mania & Meens, 1984). Localement, un niveau d'argile tourbeuse (1 m) sépare les aquifères crayeux et alluvionnaires.

De plus, la nappe alluvionnaire du Touquet subit l'influence des marées (Cremille, 1973) jusqu'à 500 m de l'estuaire de la Canche. L'écoulement de la nappe alluviale de Montreuil à l'embouchure de la Canche est contrarié par le phénomène de battement des marées (Ricour, 1974). Il s'ensuit un très mauvais drainage de l'aquifère qui se traduit par l'existence de zones marécageuses d'Étaples à Montreuil et d'Étaples à Rang-du-Fliers. Mais ces zones marécageuses sont également dues à des sources alimentées par la nappe de la craie. Ces zones marécageuses sont visibles à l'Ouest du plateau crayeux de la Canche à l'Authie et dans le Marquenterre.

Un problème existe quant à l'interprétation de la nappe baignant ces formations. Selon de Lammerville (1969) et Mania & Philippart (1976), l'étude de l'évolution de cette nappe par l'implantation d'une série de piézomètres a permis de montrer que :

- les dunes constituent une sorte de réservoir en surplomb ;
- il existe une forte réactivité du toit de la nappe suite aux précipitations ;
- contrairement à la nappe de la craie, l'action des marées n'a pu être démontrée.

Par contre, Caous & Legrand (1974) ne considèrent plus une nappe quaternaire présentant un dome piézométrique au niveau du complexe dunaire, mais une nappe perchée dans les dunes indépendante de celle des Bas-Champs. L'alimentation de cette nappe est assurée uniquement par les précipitations selon de Lammerville (1969), mais également par les apports latéraux des rivières du plateau ainsi que par des apports très faibles de la nappe de la craie pour Caous & Legrand (1974). Dans ce deuxième cas, il n'y aurait donc pas indépendance totale des deux nappes.

b) Suivi piézométrique

Afin d'essayer d'obtenir un complément d'information concernant la nappe des Bas-Champs, deux piquets-repères ont été nivelés : un au "Hameau d'Epy" et l'autre à "Routhiauville" (fig. 92). D'après les niveaux piézométriques relevés, on observe entre le 13 et le 20 juillet une baisse du niveau piézométrique beaucoup plus importante (7 cm), à "Routhiauville" que dans les points caractérisant la nappe des dunes (2 cm) dans le Nord-Marquenterre (fig. 93). Ces résultats étant obtenus en été, période durant laquelle l'évapotranspiration est maximale, il semblerait donc que l'on ait un système fermé, de petite extension. La consultation des données climatiques, pour cette

période, ne donne aucune trace de pluie et le calcul de l'évapotranspiration journalière grâce à la formule de Devred (1989) donne une ETP journalière de l'ordre de quelques mm/jour. Le cumul de l'évapotranspiration pendant ces 8 jours ne peut donc expliquer la hauteur d'eau perdue à Routhiauville (Louche, 94).

D'après les niveaux piézométriques relevés au « Hameau d'Epy » (fig. 95), on observe entre le 6 septembre et le 4 octobre 1994 une augmentation du niveau piézométrique plus importante dans les Bas-Champs que dans les points concernant l'aquifère dunaire, alors que l'on observe une relation inverse entre le 26 octobre et le début novembre. Ces quelques considérations viennent peut-être contredire l'hypothèse d'une réalimentation de la nappe du Quaternaire par la nappe des dunes. En effet, la nappe des dunes étant topographiquement plus élevée et la diminution du niveau d'eau étant expliquée uniquement grâce à l'évapotranspiration, elle ne peut donc pas alimenter la nappe des Bas-Champs. On a donc deux unités hydrogéologiques bien distinctes à cet endroit.

En ce qui concerne la stagnation du niveau piézométrique de la fin novembre à la fin mars, elle est due à la présence d'un exutoire situé à l'Est de l'étang.

L'ensemble de ces observations suggère un ensemble de terrains peu perméable et drainés superficiellement de manière inégale.

La comparaison de l'évolution piézométrique à "Routhiauville" et au "Hameau d'Epy" montre des fluctuations de même amplitude dans les deux mares. On aurait donc deux aquifères à configuration semblable. Ces observations pourront être confirmées par un suivi à plus long terme.

Parallèlement, il a pu être constaté lors des sorties de terrain une différence topographique entre le réseau de drainage sillonnant les Bas-Champs et les diverses mares. En effet, ces dernières présentent un niveau piézométrique plus élevé que la cote de l'eau dans les divers ruisseaux et fossés. Ceci viendrait donc confirmer l'hypothèse d'un drainage inégalement développé dans un aquiclude comprenant une série de terrains tourbeux. Au niveau du hameau d'Epy un autre phénomène a également été remarqué : deux étangs situés à proximité présentent des niveaux piézométriques différents, l'étang situé le plus haut d'un point de vue topographique présente le niveau piézométrique le plus bas.

3. Conclusion

L'étude piézométrique de la nappe des dunes en différents points a permis de démontrer l'hétérogénéité du système aussi bien au niveau du massif qu'à l'échelle régionale. De manière générale la nappe réagit le lendemain aux précipitations avec une élévation du niveau piézométrique jusqu'en mai-juin à l'exception de quelques pannes situées dans la Réserve Naturelle de la Baie de Canche où la baisse du niveau hydrostatique débute dès le mois de février.

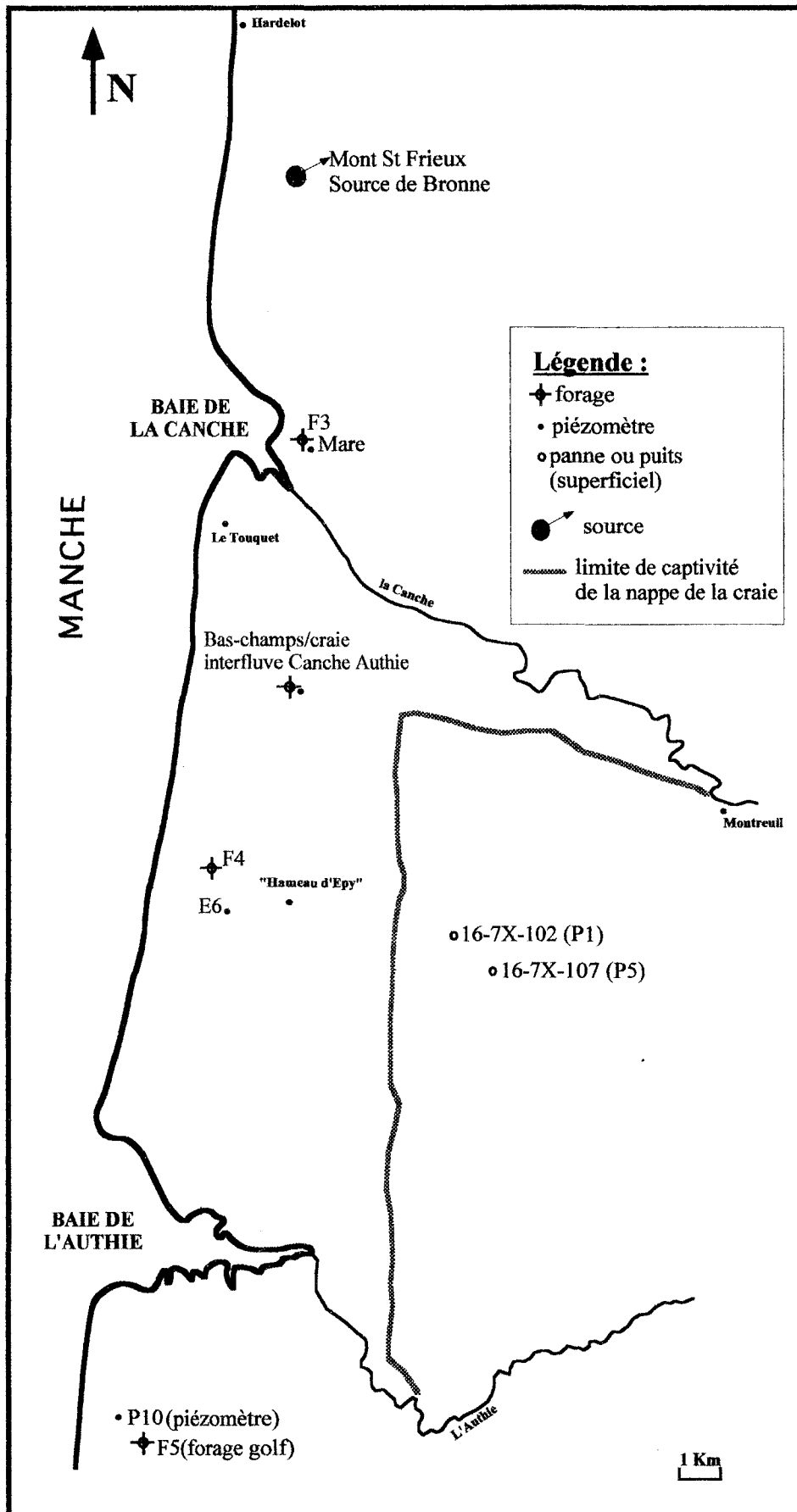


Fig. 104. Localisation des ouvrages permettant l'étude des relations existant entre les différents aquifères.

Les quelques relevés de niveau d'eau dans les Bas-Champs corrélés aux observations de terrain conduisent à considérer cet ensemble comme un aquiclude hétérogène dont le drainage est inégalement développé.

De plus, la comparaison du niveau piézométrique mesuré dans diverses pannes et dans les étangs des Bas-Champs permet de supposer l'indépendance de ces deux unités. Cependant, d'après les directions d'écoulement de la nappe des dunes, il peut exister une légère alimentation des aquifères des Bas-Champs par les aquifères dunaires.

Néanmoins, si l'on regarde les coupes géologiques réalisées (Chapitre I, fig. 23), on remarque que la formation des sables pissarts est présente sous les dunes en certains endroits. On peut donc supposer dans certains secteurs une alimentation de l'aquifère des Bas-Champs par l'aquifère dunaire à l'aplomb même des dunes par drainance normale mais ceci n'a pu être vérifié par manque de piézomètres implantés dans les dunes avec une profondeur suffisante.

C) RELATIONS ENTRE NAPPES

Les différentes observations réalisées grâce au suivi piézométrique aussi bien de la nappe de la craie que de celle résidant dans les formations quaternaires ont permis de commencer à dégager quelques connaissances concernant ces deux ensembles aquifères. Tout d'abord, aussi bien pour la nappe de la craie que pour la nappe quaternaire, il s'est avéré que la notion d'aquifère homogène ne paraît plus adaptée. En effet, l'existence de plusieurs sous-ensembles aquifères a pu être démontrée. Ensuite la réaction de la nappe de la craie à la marée a été précisée en divers points alors que la nappe des dunes ne subit pas cette influence. Cette distinction laisse supposer l'indépendance de ces deux nappes au moins en certains endroits. Afin de préciser s'il existe des relations entre ces sous-ensembles aquifères selon les lieux, une comparaison entre la cote du niveau hydrostatique de la nappe de la craie et celle de la nappe des dunes a été réalisée au sein des trois réserves puisqu'il existe un forage atteignant la craie dans chacune d'entre elles. Parallèlement, la disposition au même endroit d'un piézomètre à la craie et d'un puits implanté dans les sédiments quaternaires des Bas-Champs, a permis également d'obtenir un complément d'information pour ces deux ensembles aquifères. Les points décrits ultérieurement sont localisés sur la figure 104.

1. Partie Nord de la Canche

En ce qui concerne la Réserve Naturelle de la Baie de Canche, le forage F₃ n'ayant pas été nivelé, seule une comparaison des évolutions respectives des niveaux relatifs de la nappe des dunes visible à l'échelle limnimétrique M1 et de la nappe de la Craie dans le forage F₃ a été réalisée. Les résultats acquis du 1^{er} janvier 1993 au 31 décembre 1995 sont reportés sur la figure 105.

On remarque qu'en général l'évolution des niveaux hydrostatiques est très semblable en ces deux points. Cependant, le niveau est en général plus élevé dans la mare que dans le forage à

l'exception des mois d'hiver. Toutefois, il a été vu précédemment que le forage F₃ subit l'influence des marées alors que celle-ci n'a jamais été remarquée sur le comportement piézométrique de la mare. Cette constatation est en faveur de l'indépendance de ces deux nappes. Cette hypothèse peut être confortée par la présence d'un niveau imperméable, décrit par de nombreux sondages, recouvrant le toit de la craie cénomanienne à cet endroit, et constituant donc une limite étanche entre ces deux aquifères. Néanmoins, la position supérieure de la nappe des dunes durant l'hiver peut être expliquée grâce à une alimentation par la nappe de la craie. En effet celle-ci comporte un exutoire au niveau de la source du Vivier où les débits observés, sont comme on l'a dit au cours du chapitre précédent, relativement importants notamment en période de hautes-eaux. Par ailleurs une série de jaugeages ont été réalisés entre la Source du Vivier et le centre de la Réserve Naturelle de la Baie de la Canche (Quenton, 1992). En mai 1992, le débit du ruisseau était de 212 l.s⁻¹ à la source et de 41 l.s⁻¹ dans la Réserve. De même, en juillet de la même année, ce débit passait de 172 à 20 l.s⁻¹ pour les mêmes points. L'eau de la nappe de la craie va donc alimenter le massif dunaire via le ruisseau de Camiers. Il aurait été intéressant d'observer le comportement de ces deux nappes en période d'étiage prononcé, ce qui fut le cas depuis le mois d'août 1995. Ceci ne fut pas possible car la mare comprenant l'échelle limnimétrique M1 était asséchée.

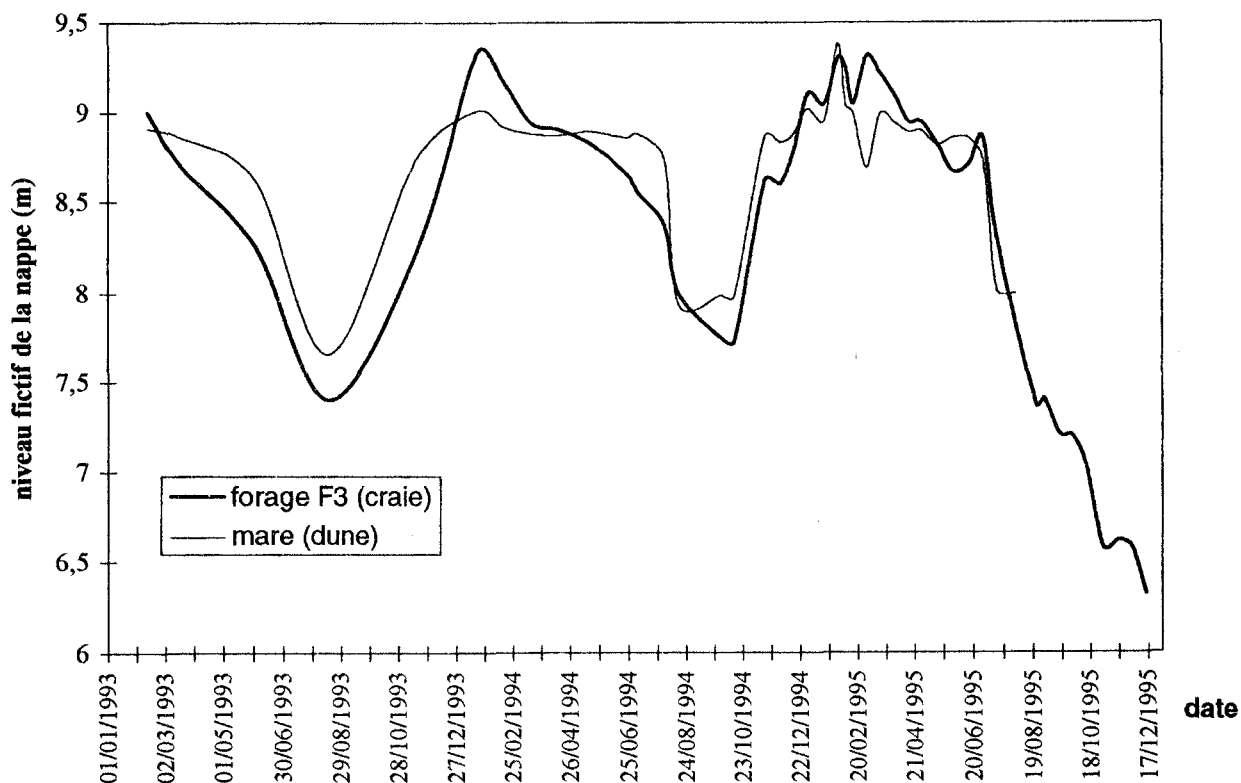


Fig. 105. Evolution comparée des niveaux piézométriques relatifs dans la nappe des dunes et dans celle de la craie dans la Réserve Naturelle de la Baie de Canche.

Par contre, plus au Nord, sur le site du Mont St Frieux, une étude géohydrologique (Genderen van *et al.*, 1989 ; Bakker, 1990) a permis de mettre en évidence l'alimentation de la nappe

des dunes par l'aquifère crayeux (Exemple : Source de Bronne). En effet, par l'intermédiaire d'un modèle mathématique ces auteurs ont démontré que la recharge de la nappe des dunes par les eaux de la craie est plus importante que l'apport par les précipitations efficaces. Une coupe géologique dans ce secteur permet de décrire les directions d'écoulements ainsi que les relations entre ces deux unités aquifères (fig. 106).

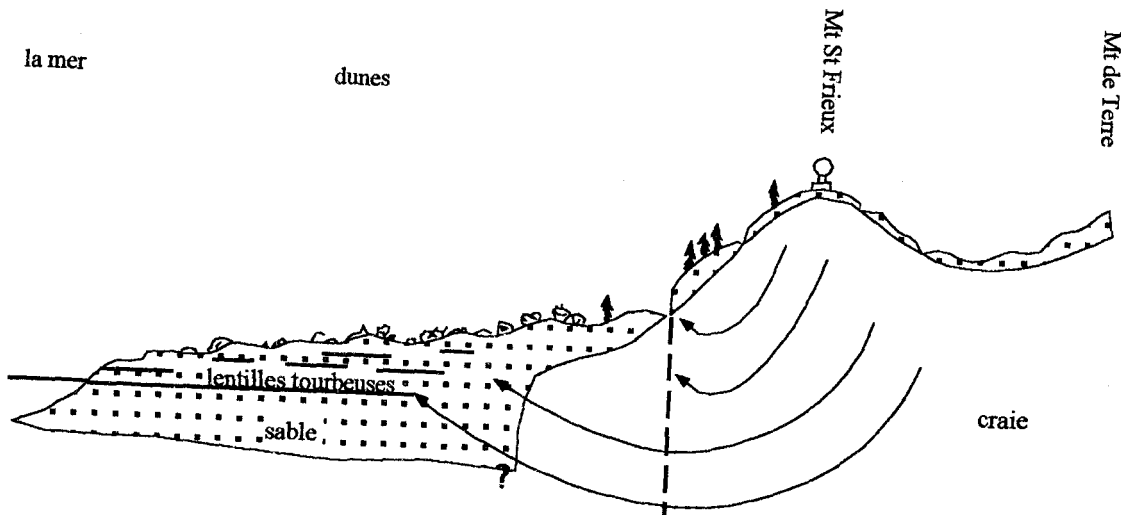


Fig. 106. Coupe géologique simplifiée complétée d'une schématisation des directions d'écoulements (Bakker, 1990).

2. Interfluve Canche - Authie

a) Relation aquifère dunaire - aquifère crayeux

Au niveau de la Réserve Biologique de Merlimont, une comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe des dunes par l'intermédiaire de l'échelle n°5 et celle la nappe de la craie au forage de l'éolienne F₄ (fig. 107) permet de prouver que le niveau hydrostatique de la craie est toujours inférieur. Le niveau de la nappe de la Craie est lui même supérieur à celui mesuré dans l'aquifère des Bas-Champs.

De manière résumée, pour la période allant du 30 mars 1994 au 30 août 1995, le toit de la nappe dunaire dans la Réserve est compris approximativement entre 8,5 et 11 m (N.G.F.) dans la plaine sableuse et à une altitude supérieure dans les cordons dunaires interne et externe. En ce qui concerne l'aquifère crayeux, son niveau hydrostatique se situe, à cet endroit, en moyenne à 8m (N.G.F). Il est donc inférieur à celui de la nappe des dunes mais subit les mêmes variations lorsque l'effet de marée est déduit.

Si l'on s'intéresse maintenant à l'évolution piézométrique sur le plateau, celle-ci présente l'allure classique observée généralement (fig. 107), c'est-à-dire, recharge de la nappe durant la

période de hautes-eaux, donc jusqu'en mai pour l'année 1994 et mars en 1995, puis diminution du niveau piézométrique. La baisse du niveau piézométrique à partir du mois de février pour l'année 1995 est due à une diminution des pluies efficaces. De plus, la très forte remontée de la nappe de la craie en position libre lors de l'hiver 1995 est le résultat des fortes précipitations: L'amplitude des variations piézométriques est plus importante dans le piézomètre n° 16-7X-0107 que dans le 16-7X-0102, ceci à cause de leurs positions topographiques respectives. Une comparaison de l'évolution piézométrique sur les sites du forage de l'éolienne (F₄) et des piézomètres 16-7X-102 et 16-7X-107 permet de démontrer une variation de faible amplitude du niveau de la nappe lorsqu'elle est semi-captive par rapport à sa position libre.

Les cartes piézométriques de la nappe de la Craie (fig. 42 et fig. 43, Chapitre II), mettent en évidence deux systèmes de drainage différents. L'écoulement se fait pour ces deux systèmes vers les Bas-Champs, puis vers la Canche.

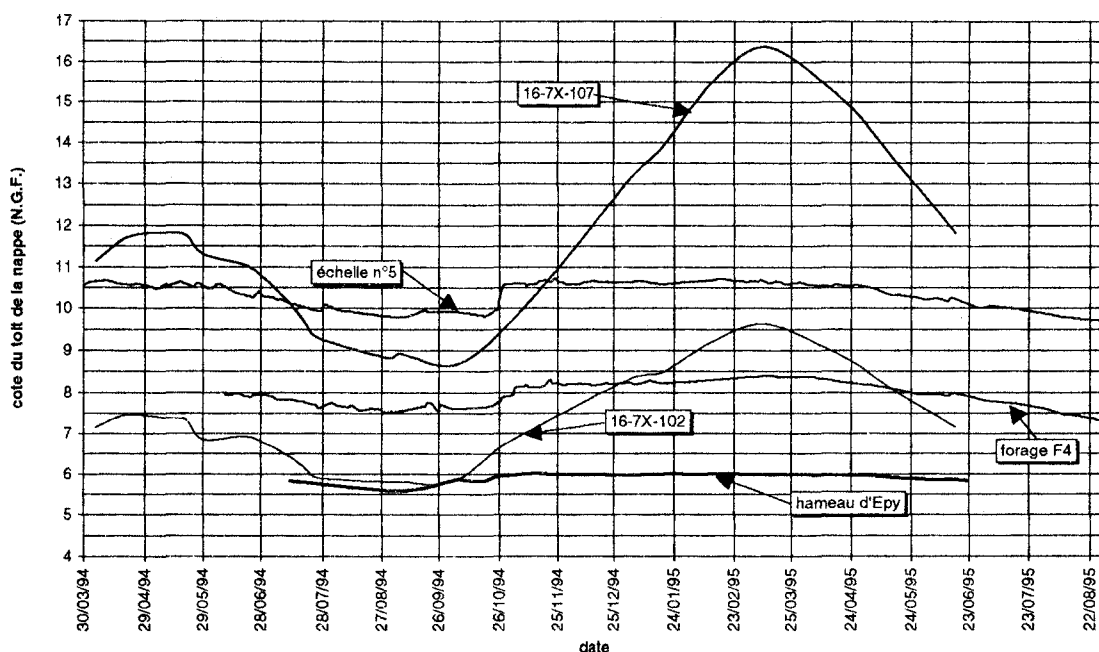


Fig. 107. Comparaison de la hauteur du toit de la nappe dunaire, des Bas-Champs et du niveau hydrostatatique de la nappe de la craie dans la Réserve Biologique de Merlimont en 1994.

Les observations précédentes soulignent que la nappe de la Craie, semi-captive sous la masse dunaire est réalimentée par l'aquifère dunaire par drainance normale (Louche *et al.*, 1995).

En ce qui concerne les Bas-Champs, la comparaison du niveau piézométrique mesuré aussi bien dans divers points de l'aquifère crayeux, de l'aquifère dunaire et dans un étang des Bas-Champs, au hameau d'Epy (fig. 108), permet de supposer l'indépendance avec les deux autres unités.

La répartition des différentes cotes piézométriques concernant les trois groupes d'aquifères permet de supposer une réalimentation possible de l'aquifère crayeux par l'aquifère dunaire et de considérer l'aquifère des Bas-champs comme une unité différente des deux précédents, sauf à leur proximité. Ces considérations permettraient de justifier la cote piézométrique plus élevée de la nappe de la craie sous le massif dunaire que sous les bas-champs.

b) Relation entre l'aquifère des Bas-Champs et l'aquifère crayeux

Au pied du coteau crayeux, des observations de terrain ont pu mettre en évidence la position topographiquement plus élevée des mares par rapport à celle des différents ruisseaux et canaux permettant l'évacuation des eaux provenant de l'aquifère crayeux. Ces considérations ont pu être confirmées par des mesures de conductivité et de température effectuées dans les mares et dans les ruisseaux situés à proximité. En effet, par l'intermédiaire de ces mesures, il a pu être constaté que les caractéristiques chimiques de ces deux types d'eaux étaient bien différentes, laissant supposer une indépendance de ces deux ensembles. Il reste toutefois probable que la nappe de la craie alimente l'aquifère des Bas-Champs en profondeur, bien que cela ne puisse être démontré avec les données disponibles.

La disposition au même endroit, d'un puits implanté dans l'aquifère quaternaire des Bas-Champs et d'un forage atteignant la craie permet de compléter les résultats obtenus précédemment pour les relations entre ces deux aquifères (fig. 108).

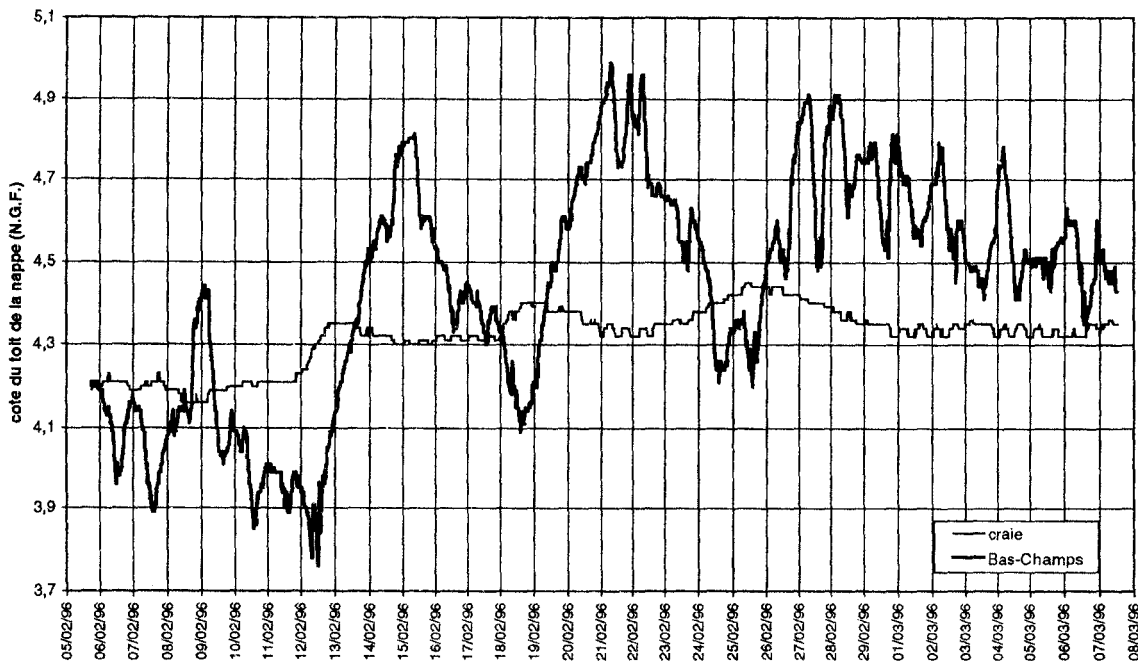


Fig. 108. Comparaison des variations piézométrique de la nappe de la craie et de celle des Bas-Champs dans l'interfluve Canche-Authie.

Il est tout d'abord à noter que la réaction aux marées présente des fluctuations du niveau

hydrostatique de plus grande amplitude que celle observée au niveau du forage F₄ alors que cet ouvrage est plus éloigné de la mer, laissant alors supposer un meilleur transfert, c'est-à-dire une meilleure perméabilité de l'aquifère crayeux à cet endroit. En ce qui concerne l'amplitude des variations piézométriques, elle peut atteindre 1 m au niveau de la nappe superficielle alors qu'elle n'est que de 20 cm pour la nappe de la craie.

3. Nord Marquenterre

Le piézomètre P10 situé dans l'enceinte du golf permet de mesurer les variations piézométriques de l'aquifère dunaire et c'est le point situé le plus près du forage à la craie dont on dispose dans ce secteur. Une comparaison entre l'évolution des niveaux des nappes de la craie et des dunes a donc été réalisée grâce à ces deux points (fig. 109).

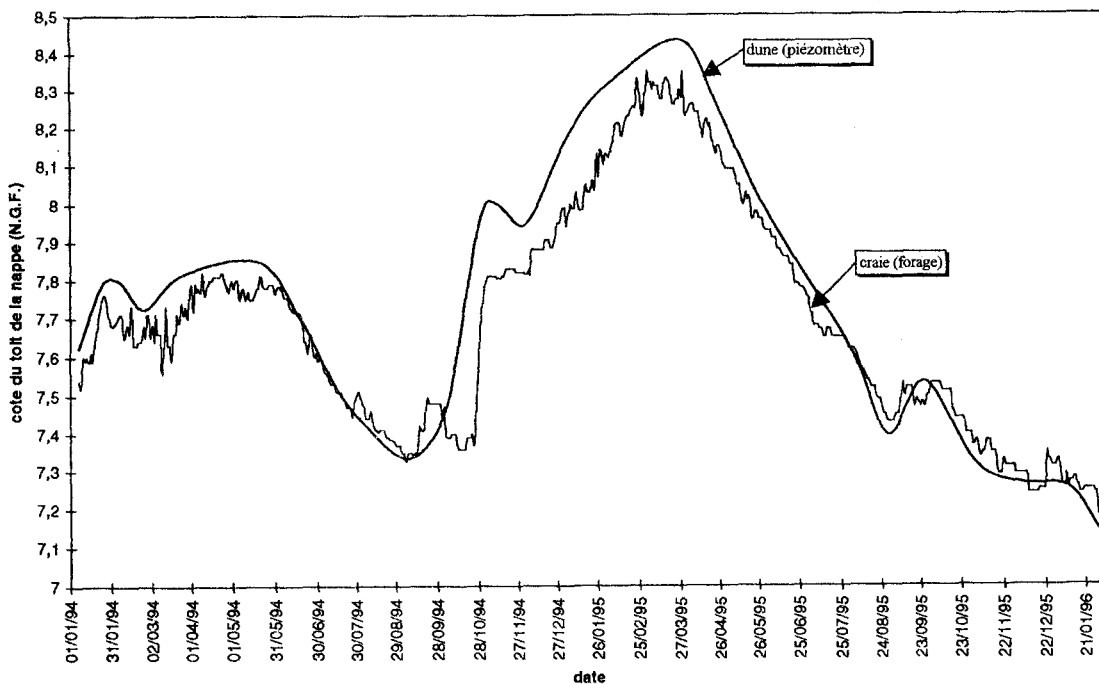


Fig. 109. Comparaison de la hauteur du toit de la nappe dunaire et du niveau hydrostatique de la nappe de la craie au niveau du golf de Fort-Mahon pour les années 1994 et 1995.

On remarque que le niveau piézométrique est plus élevé dans le piézomètre que dans le forage, donc dans la nappe des dunes que dans celle de la craie jusqu'en mai et est sensiblement le même par la suite. Cela semble signifier que la nappe de la craie ne peut pas réalimenter les dunes, tout au moins à cet endroit. Par contre l'inverse peut être possible entraînant donc un soutirage de l'aquifère dunaire. Il y aurait une alimentation par drainance de l'aquifère crayeux par la nappe des dunes au niveau du golf de Fort-Mahon. Néanmoins, contrairement à ce qui a pu être observé dans la Réserve Biologique de Merlimont, le niveau hydrostatique de la craie est supérieur au niveau

piézométrique de la nappe des dunes dans les autres points de suivi. Il existe donc trois hypothèses plausibles :

- l'aquifère crayeux et l'aquifère dunaire ne forment en fait qu'un seul aquifère. Ceci permettrait de confirmer les hypothèses émises par Mania & Phillipart (1976) ;
- il existe, comme dans la Réserve Biologique de Merlimont, une réalimentation de l'aquifère crayeux par l'aquifère dunaire par drainance normale ;
- il existe des transferts rapides de pression au sein de l'aquifère crayeux par l'intermédiaire de failles ou d'une série de fractures à bonne connectivité.

Afin d'opter pour l'une de ces solutions, le suivi piézométrique en continu au niveau du forage du golf (F₅) pour la nappe de la craie a été comparé à celui obtenu dans le piézomètre P10 situé dans l'enceinte du golf, implanté lui dans l'aquifère dunaire.

La lecture des variations piézométriques (fig. 110) permet d'affirmer immédiatement l'indépendance, au moins en partie, de ces deux unités. En effet, la nappe de la craie est caractérisée par des variations de faible amplitude (inférieure à 10 cm) et ne réagit qu'aux précipitations. La non correspondance de la figure 110 avec la précédente est due au pas d'acquisition des données.

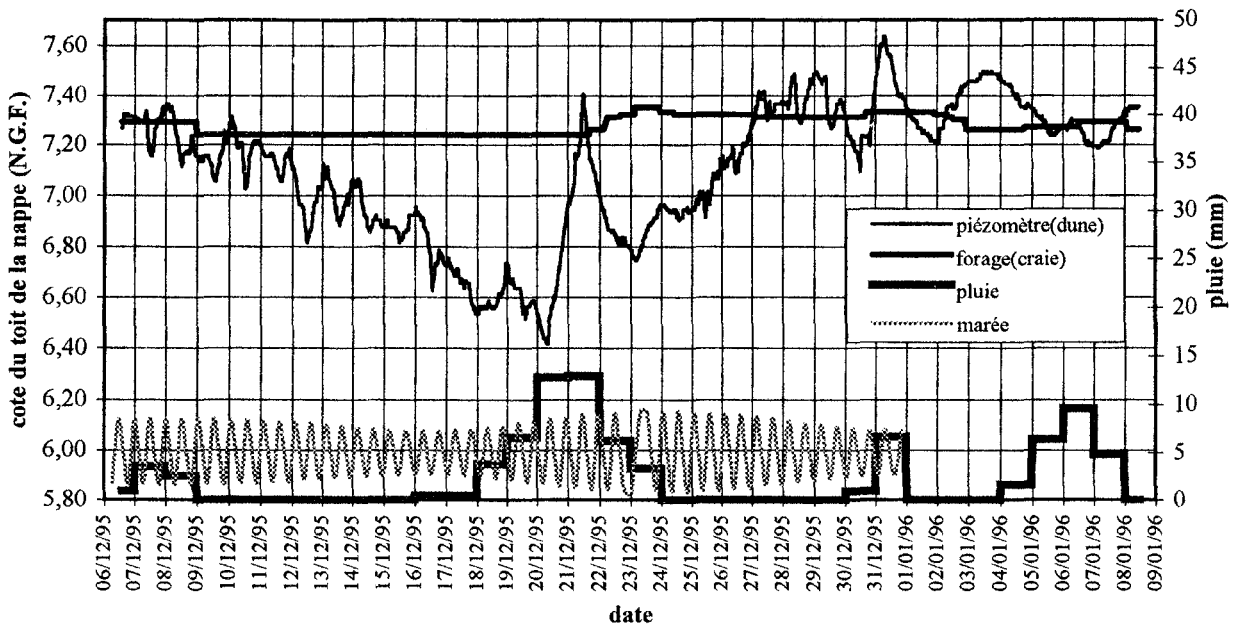


Fig. 110. Comparaison des variations piézométriques de la nappe des dunes et de celle de la craie aux précipitations et à la marée au golf de Fort-Mahon du 6 décembre 1995 au 9 janvier 1996.

Par contre, pour l'aquifère dunaire, les variations peuvent atteindre 1 m et sont beaucoup plus fréquentes. La réaction aux précipitations est journalière alors qu'elle est en retard de quelques jours pour la nappe de la craie. De plus, il semble exister une faible réaction de l'aquifère dunaire aux marées lorsque les coefficients sont importants. Compte tenu de ces considérations, de l'absence

d'un imperméable entre les dunes et la craie d'après la coupe de sondage et des résultats obtenus dans la Réserve Biologique de Merlimont, on peut conclure à une réalimentation de l'aquifère crayeux par l'aquifère dunaire par drainance normale.

4. Conclusion

De l'ensemble de ces informations, il ressort que selon les endroits, la nappe des dunes et celle de la craie sont deux entités différentes, pouvant être parfois en relation par l'intermédiaire de certaines fractures, de certains pouliers (formations pléistocènes), ou tout simplement par l'absence d'horizons imperméables.

Ces résultats n'étant, par manque de points dans la partie septentrionale, relatifs qu'à la partie méridionale, on a pu distinguer au moins trois types de relations entre les aquifères dunaire et crayeux :

– dans le secteur situé au Nord de la Canche, une alimentation de l'aquifère dunaire par l'aquifère crayeux par drainance inverse au niveau du Mont St Frioux, situation normale en l'absence de Bas-Champs ;

– alimentation au niveau de la Réserve Naturelle de la Baie de la Canche, de la nappe des dunes par celle de la nappe de la craie par l'intermédiaire du réseau hydrographique prenant naissance à la source du Vivier ;

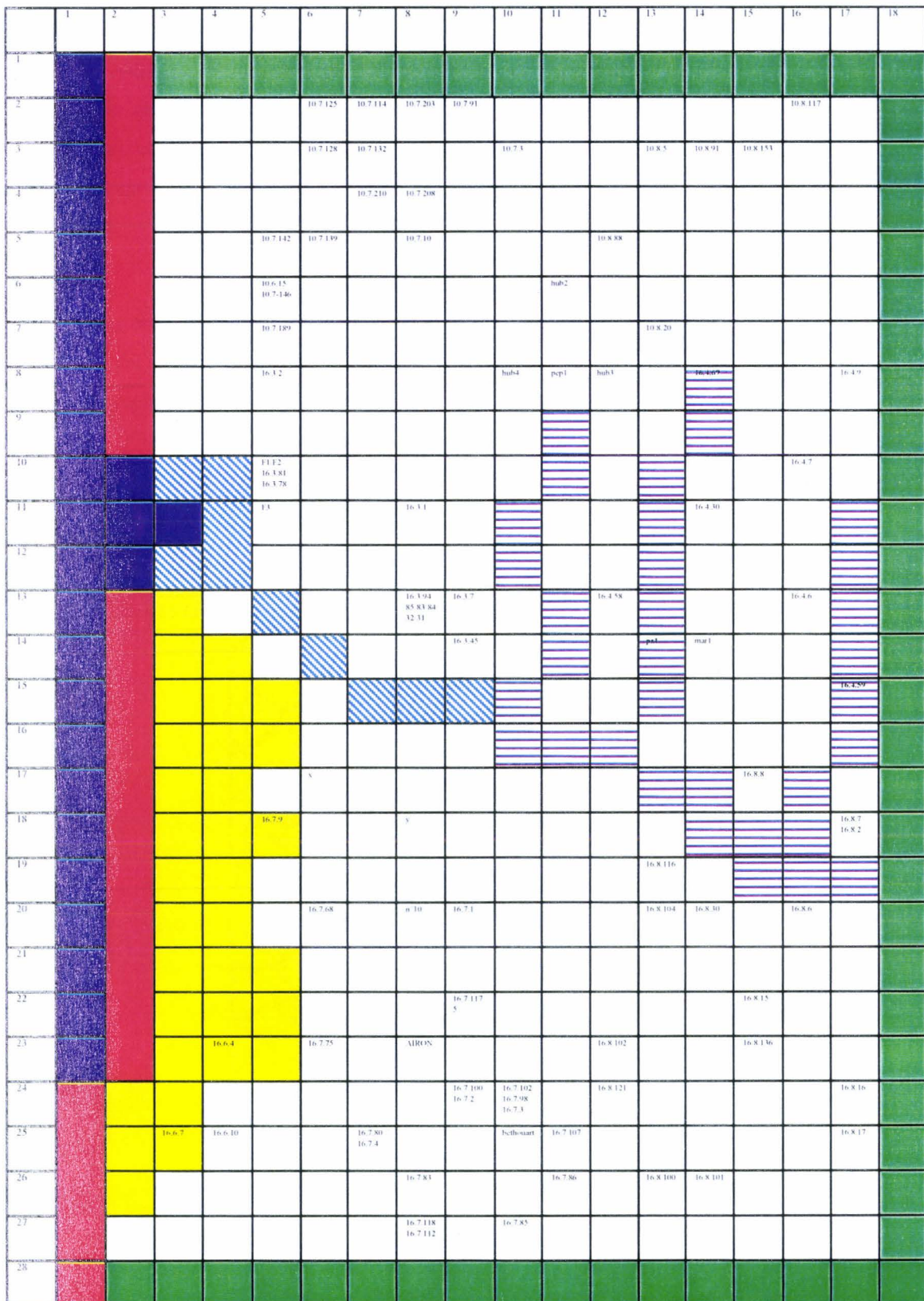
– alimentation de l'aquifère crayeux par l'aquifère dunaire par drainance normale pour toute la partie littorale située au sud de la Canche.

En ce qui concerne l'aquifère des « Bas-Champs », même si l'étude est beaucoup moins précise que pour les deux autres, il semble que celui-ci soit plutôt alimenté par l'intermédiaire des lentilles tourbeuses. Néanmoins, il se peut qu'il existe une alimentation de celui-ci par la nappe des dunes dans la zone située à proximité du massif dunaire et par la nappe de la craie à certains endroits.

D) MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE.

1. Introduction

La carte piézométrique réalisée en hautes-eaux (chapitre II, fig. 42) souligne que la ligne actuelle de rivage peut être considérée soit comme limite à flux nul, soit comme une limite à potentiel imposé, laissant dans les deux cas la Canche comme exutoire principal de la nappe de la Craie. De plus, l'analyse des relations entre les différents aquifères, a montré que celles-ci diffèrent selon les lieux.



Légende

- limite à flux nul
- potentiel calculé (surface libre de la nappe)
- flux d'entrée ou de sortie
- alimentation par l'aquifère dunaire
- potentiel imposé fixé
- maille inactive

Fig. 112. Maillage du secteur d'étude : localisation et description des différents paramètres.

Compte tenu de l'ensemble de ces données, la modélisation a été tentée selon le programme MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988). Le calage de la piézométrie calculée sur la piézométrie mesurée doit permettre de confirmer les hypothèses émises au cours des chapitres précédents et d'obtenir des renseignements sur la répartition des perméabilités. Une meilleure connaissance de l'aquifère crayeux est un outil potentiel à l'implantation ultérieure de captages.

2. Description des données d'entrée au modèle de simulation.

Le domaine retenu (fig. 111) est repéré dans le système Lambert I par son coin inférieur gauche (544.250, 1298.500) et supérieur droit (562.250, 1326.500). Compte tenu de la répartition des données piézométriques, le pas de la maille retenu est de 1 km, divisant donc le domaine en 18 mailles sur 28.

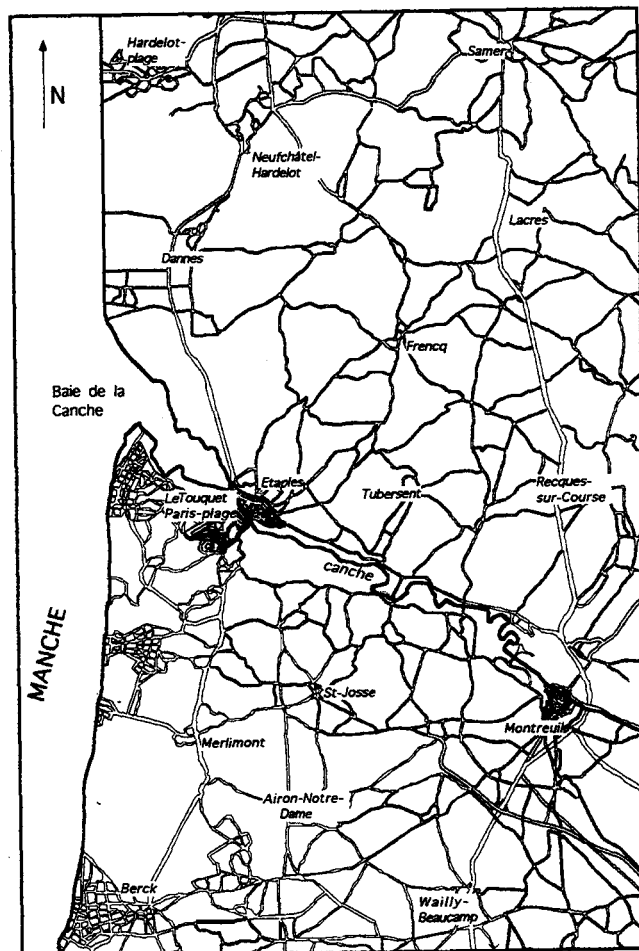


Fig. 111. Définition géographique du domaine modélisé.

Le modèle utilisé est appliqué à la nappe de la craie. Il nécessite, dans un premier temps, l'introduction des données relatives au domaine d'étude, pour permettre ensuite la résolution du système d'équations linéaires et donc le calage du modèle. Les données d'entrée sont reportées sur la figure 112.

a) Les paramètres de simulation

La première entrée dans le système est la surface de recharge de l'aquifère. La pluie efficace a été calculée avec les précipitations journalières par la formule de Thornthwaite. La valeur obtenue est de $12,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour chaque maille, en l'absence de recouvrement quaternaire.

Compte tenu des données issues de l'étude stratigraphique, l'aquifère est considéré comme étant monocouche.

Les valeurs piézométriques obtenues lors de la campagne de terrain ainsi que les valeurs de transmissivité introduites sont reportées dans le tableau XVII.

n° de la maille	cote piéz. (N.G.F)	T 10^{-4}	volume prélevé m^3	débit prélevé m^3/s
	m	(m^2/s)		
6-2	48.420			
7-2		10	158369	$5,02 \cdot 10^{-3}$
8-2			221236	$7,02 \cdot 10^{-3}$
9-2	57.4			
16-2	76.55			
6-3	51.95			
7-3	52.09			
10-3	77.5			
13-3		100	1890006	$5,99 \cdot 10^{-2}$
14-3	69.15			
15-3		2		
7-4		40		
8-4		170		
5-5	30.72			
6-5	45.78			
12-5	49			
5-6	26.55		21635	$6,86 \cdot 10^{-4}$
11-6		120		
5-7	26.2			
13-7	63.66			
5-8		33	48695	$1,54 \cdot 10^{-3}$
10-8		40		
11-8		70		
12-8		33.7		
14-8		10	48895	$1,55 \cdot 10^{-3}$
17-8	83.92			
5-10	14.989	136	234093	$7,42 \cdot 10^{-3}$
16-10	45.63			
5-11	9.04			
8-11		8	134851	$4,28 \cdot 10^{-3}$
14-11	30.25			
8-13		1000	2648554	$8,40 \cdot 10^{-2}$
9-13	6.65			
12-13		150	217005	$6,88 \cdot 10^{-3}$
16-13	42.33			
9-14	6.42		12986	$4,12 \cdot 10^{-4}$
13-14		250		

n° de la maille	cote piéz. (N.G.F)	T 10^{-4}	volume prélevé m^3	débit prélevé m^3/s
	m	(m^2/s)		
14-14		440		
17-15		300	142098	$4,51 \cdot 10^{-3}$
6-17	2.75			
15-17		70		
5-18		185		
8-18	4.98			
17-18		50	200711	$6,36 \cdot 10^{-3}$
13-19			265840	$8,43 \cdot 10^{-3}$
6-20	3.85			
8-20	18.41			
9-20		80	150278	$4,77 \cdot 10^{-3}$
13-20	10.25			
14-20	5.99			
16-20		670	506570	$1,61 \cdot 10^{-2}$
9-22	6.18		15913	$5,05 \cdot 10^{-4}$
15-22	10.68			
4-23	5.95			
6-23	5.6			
8-23	4.66			
12-23	18.85			
15-23	12.1			
9-24		21	900700	$2,86 \cdot 10^{-2}$
10-24	8.83	42	1040300	$3,30 \cdot 10^{-2}$
12-24	21.33			
17-24	25.45			
3-25	4.65			
4-25	5.96			
7-25	5.28	40		
10-25	19.16			
11-25	15.02			
17-25	24.3			
8-26			153087	$4,85 \cdot 10^{-3}$
11-26	20.12			
13-26	28.02			
14-26	26.61			
8-27	8.05	800	7920	$2,51 \cdot 10^{-4}$
10-27	15.25			

Tab. XVII. Tableau récapitulatif des paramètres d'entrée.

Pour la modélisation, il est nécessaire d'introduire des valeurs de perméabilité et non pas de transmissivité. De plus, ne disposant pas de données d'anisotropie, le milieu a dû être considéré comme isotrope, ce qui ne reflète sûrement pas la réalité. Parallèlement les débits prélevés dans les forages, qu'ils soient A.E.P, industriel ou agricole ont été récoltés à l'Agence de l'Eau Artois-Picardie sous la forme de volume annuel. Ils ont ensuite été transformés en débit ($m^3.s^{-1}$) pour être conformes avec les paramètres du modèle.

Parallèlement aux puits en prélèvement, des zones filtrantes ont été fixés. En effet, il a été démontré lors de l'étude des relations entre les différents aquifères que selon les endroits, les phénomènes ne sont pas les mêmes avec une absence de communication au niveau de l'ensemble dunaire au Nord de la Canche mais par contre l'existence de drainance normale au Sud. Dans les mailles relatives à ce deuxième groupe, des débits d'injection ont donc été introduits. Ceux-ci ont d'abord été calculés de manière approximative puis ont été affinés par la suite.

Le nombre maximal d'itérations a été dès le départ limité arbitrairement à 1000 et la précision du niveau piézométrique à 0,01 m.

b) Conditions aux limites.

Ces conditions ont pour rôle d'imposer à l'aquifère les échanges qui conditionnent son écoulement. Hormis le trait de côte correspondant à une limite naturelle, les autres limites du domaine sont artificielles et ne répondent qu'à un simple découpage géométrique de la zone. De fait, les conditions aux limites pour le modèle numérique héritent des hypothèses que l'on peut formuler à partir de l'observation de la piézométrie, mais aussi des considérations plus générales provenant d'observations de terrain. Les limites ont donc été définies grâce à la carte piézométrique krigée. Les limites Nord, Sud et Est, au contact de la boutonnière du Boulonnais et du reste de l'aquifère crayeux sont considérées comme des limites à flux d'entrée ou de sortie, alors que la limite Ouest, du fait de l'allure des isopièzes à proximité de la côte, a pu être définie comme à flux nul. Néanmoins, l'étude approfondie de l'aquifère crayeux ayant démontré que celle-ci correspondrait plutôt à une limite à potentiel imposé, lorsque le modèle a été calé, cette limite a été changée. Ne disposant pas de données de perméabilités sur cette frange littorale, la limite à flux nul fut conservée. Par contre la limite de captivité n'a pas été définie, seuls le mur et le toit de l'aquifère ont été distingués.

L'eau entrant au Nord et à l'Est a été estimée grâce à la loi de Darcy : $Q = SK \frac{\Delta h}{\Delta x}$

avec S : la section de l'aquifère ; K : le coefficient de perméabilité ; Δh : la perte de charge et Δx : le pas de la maille carrée.

Ce débit est compris selon la maille entre 0,2 et $8 \cdot 10^{-5} m^3.s^{-1}$.

Dans un premier temps, les cours d'eau ont été considérés comme la juxtaposition de segments à potentiel constant variable sur chaque segment (fig. 112). Ces mailles ont un potentiel calculé par la résolution numérique qu'effectue le modèle. Ceci revient en fait à considérer le cours d'eau comme équivalent à la surface libre de la nappe. On a vérifié le bien fondé d'une telle hypothèse en s'assurant, *a posteriori*, que la charge calculée par le modèle correspond à la cote de l'eau dans la rivière. Cependant, le long de la Canche aval, le calage du modèle était peu satisfaisant. Cette zone a été transformée en potentiels imposés, non calculés mais fixés par l'utilisateur entre 0 et 5 m, ce qui correspond au niveau du cours d'eau dans ce secteur (fig. 112).

En théorie, le calcul en régime permanent devrait être immédiat puisqu'il n'y a pas les itérations sur le temps d'un calcul sur une équation d'évolution. En pratique, le système linéaire éminemment "creux" (dans chaque équation seules quelques inconnues ne sont pas affectées d'un coefficient nul) est résolu de manière itérative à partir d'une solution initiale que l'on fait converger. Le critère de convergence est classique et minimise la somme du carré des résidus entre deux solutions successives.

3. Calage du modèle : analyses et résultats.

Le calage consiste à modifier les paramètres hydrodynamiques du modèle afin d'obtenir une carte piézométrique calculée la plus semblable possible avec la carte initiale. Néanmoins les valeurs ajustées doivent rester conformes aux connaissances de terrain et bibliographiques.

Pour ce premier essai, sur un domaine qui jusqu'à présent était mal connu, le nombre de mailles n'excédant pas 600, nous avons choisi d'ajuster le modèle par un simple procédé manuel d'essai - erreur. Une méthode numérique d'optimisation de la résolution du problème inverse ne se justifie pas tant que le champ de perméabilité n'est pas partiellement identifié.

a) Vérification de la validité du calage

Le modèle calcule, pour chaque maille, le potentiel hydraulique à partir des données hydrodynamiques caractéristiques du domaine. La détermination du niveau piézométrique se fait, pour chaque maille, selon la loi de conservation de la masse en eau ou du volume s'il n'y a pas de variation de masse volumique de l'eau :

$$\text{Volume entrant} - \text{volume sortant} = \text{volume stocké}$$

En régime permanent, en admettant une stabilité du niveau piézométrique et des débits échangés avec l'extérieur, la variation du volume d'eau stocké dans le milieu poreux est nul.

Lorsque la piézométrie calculée semble correcte, il est nécessaire de vérifier cette loi de conservation de masse. Le code numérique permet d'accéder au bilan en eau de chacun des termes d'écoulement et au bilan total (Tab. XVIII). La lecture de celui-ci permet l'acceptation du calage

puisque le volume stocké est bien nul. On a vérifié point par point que la piézométrie calculée était peu différente de celle mesurée ponctuellement. Le report (fig. 113) des écarts relatifs valeur mesurée - valeur calculée montre que ces derniers sont faibles, les écarts absolus étant le plus souvent de l'ordre du mètre pour un domaine où la piézométrie varie de 80 m dans l'absolu. Au Sud-Ouest, ces écarts sont plus forts, mais nous sommes dans une zone topographiquement plate où le transfert de pressions lié au marées peut perturber les mesures de charge. Notons que sur l'ensemble des points mesurés, les différences valeurs mesurées - valeurs calculées sont de moyenne nulle (plus précisément $5 \cdot 10^{-2}$ m) indiquant le caractère non biaisé du calcul. L'écart type des erreurs est de 2.5 m ce qui représente à peine la moitié de la précision fournie par le B.R.G.M. sur le nivellement topographique des puits. Par conséquent, le champ de perméabilités déduit du calage peut être considéré comme une bonne solution, au moins numériquement, du problème inverse posé.

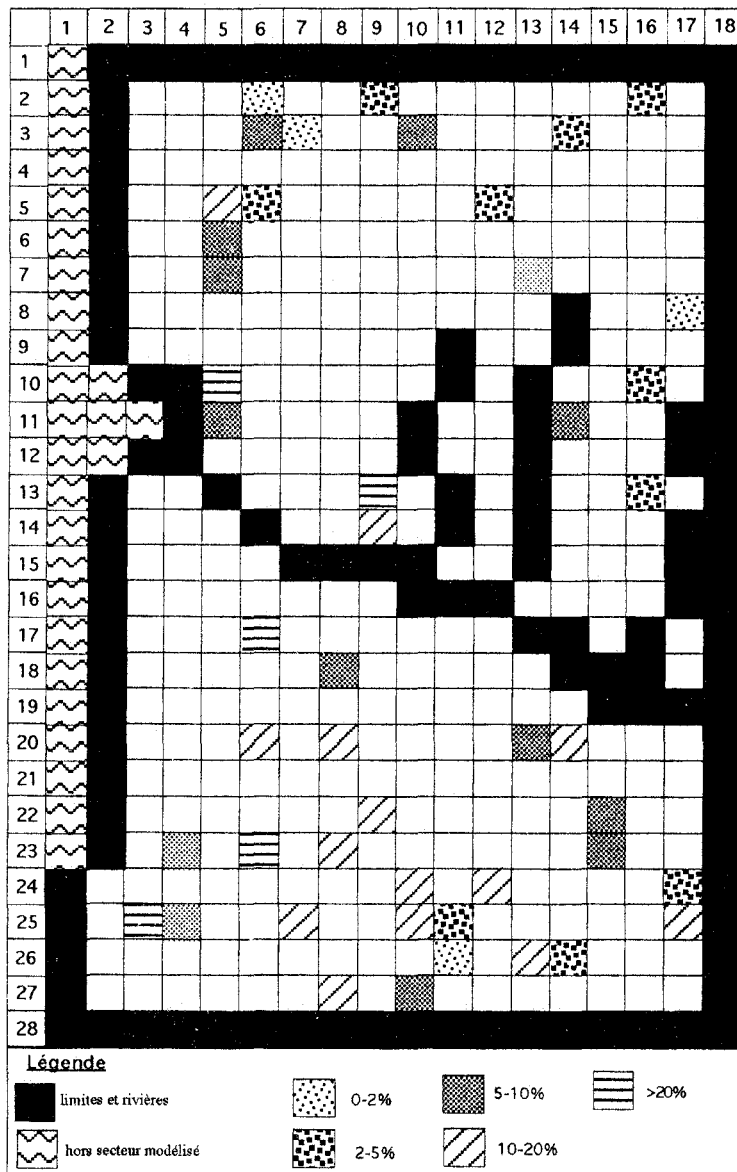


Fig. 113. Ecart relatifs entre piézométrie mesurée et piézométrie calculée.

b) Comparaison de la carte piézométrique krigée et calculée.

Dans l'ensemble, la piézométrie obtenue après calage (fig. 114.) est tout a fait conforme à la piézométrie initiale (Chapitre II, fig. 42).

Termes d'écoulement	ENTREES	SORTIES	ENTREE-SORTIE
Emmagasinement	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
Charge constante	7.004E-01	1.009E+00	-3.086E-01
Puits	1.175E+00	3.626E-01	8.121E-01
Drains	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
Recharge	4.567E-06	0.000E+00	4.567E-06
ET	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
Fleuve (drainance)	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
Charge aux limites	6.1530E-01	1.119E+00	-5.036E-01
Rivière (drainance)	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00
Somme	2.491E+00	2.491E+00	-1.008E-04

Différence [%] 0.00

Tab. XVIII. Bilan hydrique ($m^3.s^{-1}$) de l'ensemble du domaine modélisé.

En effet, si l'on se réfère à des zones très caractéristiques comme par exemple Frencq qui correspond aux mailles (10, 9) et (11, 9), on retrouve bien sur la carte piézométrique calculée les forts gradients hydrauliques visibles sur la carte initiale. Il existe la même similitude que ce soit au Nord de Montreuil, dans toute la partie au Nord-Ouest de la Canche ou alors au Sud-Est de cette dernière.

Néanmoins quelques différences persistent. Tout d'abord dans la zone délimitée dans le système Lambert I par (553.250, 1320.500) et (559.250, 1324.500) pour ses coins inférieur gauche et supérieur droit, la juxtaposition d'un dôme et d'une dépression piézométrique n'est pas représentée sur la carte calculée. Ceci est dû au trop faible nombre de mailles dans ce secteur. Une définition plus fine aurait permis une meilleure similitude avec la piézométrie de référence. Il en est de même pour la zone limitée par (558.250, 1312.500)/(1314.500, 562.250), où le fort gradient hydraulique n'a pu être retracé. Il est à noter que ces deux zones ne comprennent que très peu de points de mesure laissant aussi bien l'une ou l'autre des hypothèses acceptable.

Au niveau de l'estuaire de la Canche, l'isopièze 5 m est de plus faible extension calée que sur la carte krigée. Compte tenu des données de terrain, la meilleure représentation est celle obtenue par la carte piézométrique krigée. Pourtant, l'erreur sur la carte calculée étant de l'ordre de 1 m, elle peut être considérée comme acceptable. Par contre, dans l'ensemble, la carte piézométrique calculée semble beaucoup plus réaliste que la carte krigée.

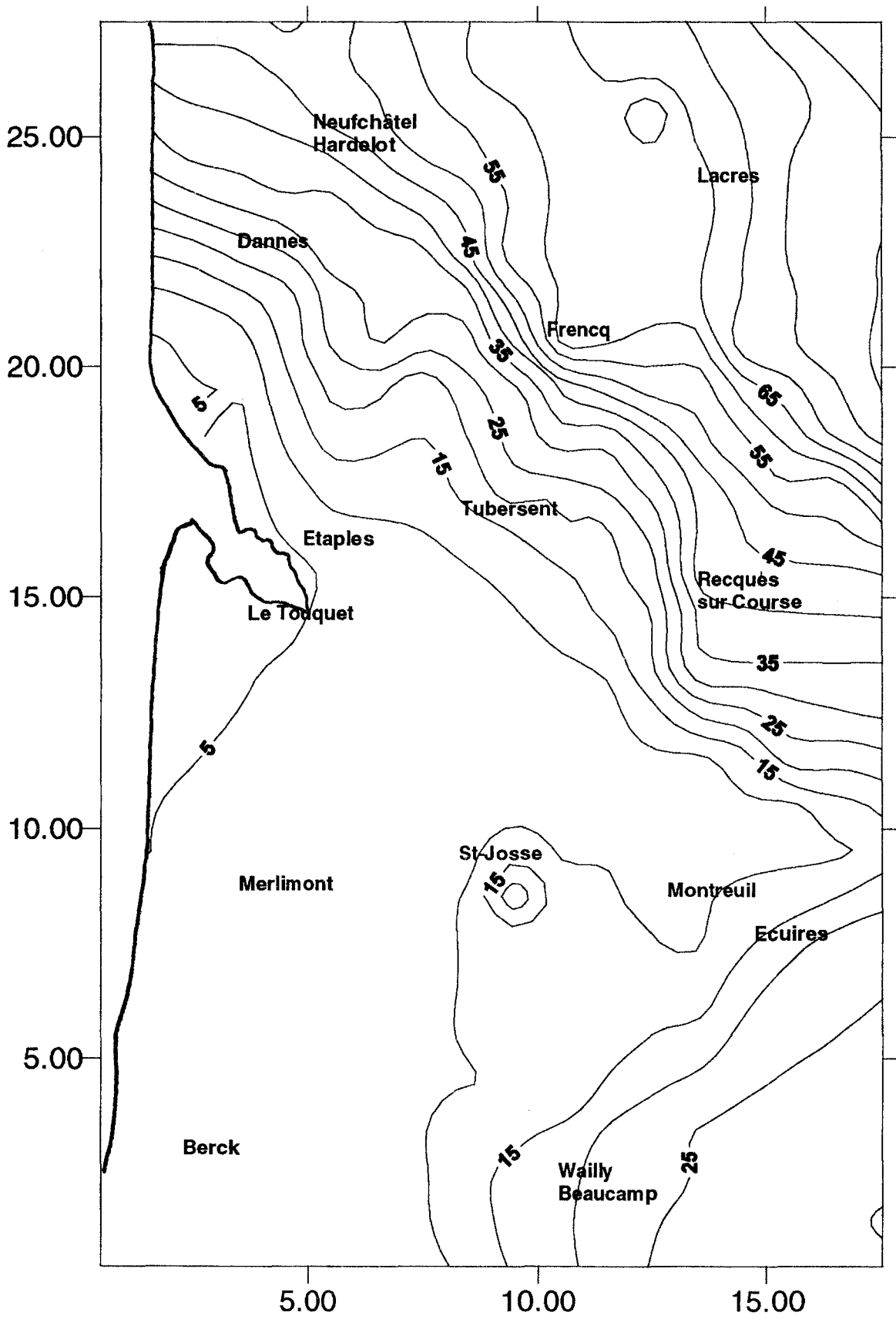


Fig. 114. Carte piézométrique de la nappe de la craie obtenue après calage.

c) Répartition des perméabilités.

Au départ, un essai de krigeage des transmissivités acquises par pompage d'essai a été effectué. Cependant, compte tenu de l'hétérogénéité des données, l'ajustement du variogramme expérimental aux modèles théoriques n'a pu être effectué. Aussi, afin d'avoir une valeur de perméabilité dans chacune des mailles, les valeurs initiales ont été pondérées. Néanmoins, pour obtenir une répartition des potentiels hydrauliques qui soit comparable à l'état initial, les transmissivités initiales ont dû être modifiées. Même si pour certaines valeurs la différence entre la donnée expérimentale et la valeur obtenue par maille après le calage est parfois très importante, cette divergence est expliquée par la différence d'échelle d'investigation.

Le calage effectué, permet d'établir une carte de répartition des perméabilités (fig. 115). Celles-ci varient de 10^3 à 10^{-9} $m.s^{-1}$, soit pour une épaisseur saturée moyenne de 30 m, une gamme des transmissivités théoriques de 3.10^{-2} à 3.10^{-8} $m^2.s^{-1}$. On a donc juxtaposition de zones à très forte transmissivité et de zones très peu transmissives dans un secteur relativement petit puisque sa superficie est d'environ 500 km^2 . Il existe quatre secteurs caractérisés par une très bonne perméabilité (7.10^{-3} à 10^{-4} $m.s^{-1}$) :

- le Sud de l'estuaire de la Canche,
- dans le secteur de Recques-sur-Course dans lequel l'étude de la carrière du "Bois des Anes" a mis en évidence une fracturation bien développée,
- à Ecuire, où lors du chapitre I, il a pu être supposé la possibilité de l'existence de phénomènes karstiques,
- dans la partie Sud-Est de la carte.

Au moins pour deux de ces zones, ces fortes valeurs de perméabilité correspondent d'après les différentes observations de terrain, à des zones à fracturation développée, voire à des secteurs où des indices de dissolution de la craie ont été constatés.

A contrario, deux zones à très faible perméabilité ont pu être décrites. La première est située aux alentours de Frencq, ce qui est tout à fait conforme aux gradients hydrauliques très forts ainsi qu'aux données de terrain. La seconde s'étend sur 4 km selon une orientation Est-Ouest, à côté de la zone à forte perméabilité de Recques-sur-Course. On peut interpréter cette deuxième zone comme une faille constituant une limite semi-étanche.

Par contre, en général, on considère que les valeurs de perméabilité sont fonction des conditions d'affleurement de la craie : elles sont très bonnes dans les vallées, faibles sous le recouvrement et variables au niveau des plateaux. Dans le cas présent, il s'avère que cette "loi" ne puisse être acceptée. En effet, on trouve des perméabilités entre 10^{-5} et 10^{-3} $m.s^{-1}$ lorsque la craie est sous recouvrement quaternaire, au Sud-Ouest du domaine modélisé alors que certaines vallées présentent des valeurs plus faibles. Néanmoins, aussi bien par la description structurale de la craie que par l'étude de l'aquifère crayeux, la configuration de celui-ci en compartiments

hydrogéologiques a été exprimée. Afin d'expliquer la répartition de la perméabilité, une comparaison entre la carte des perméabilités obtenue par le calage et la carte structurale déduite des données de sondages va être effectuée.

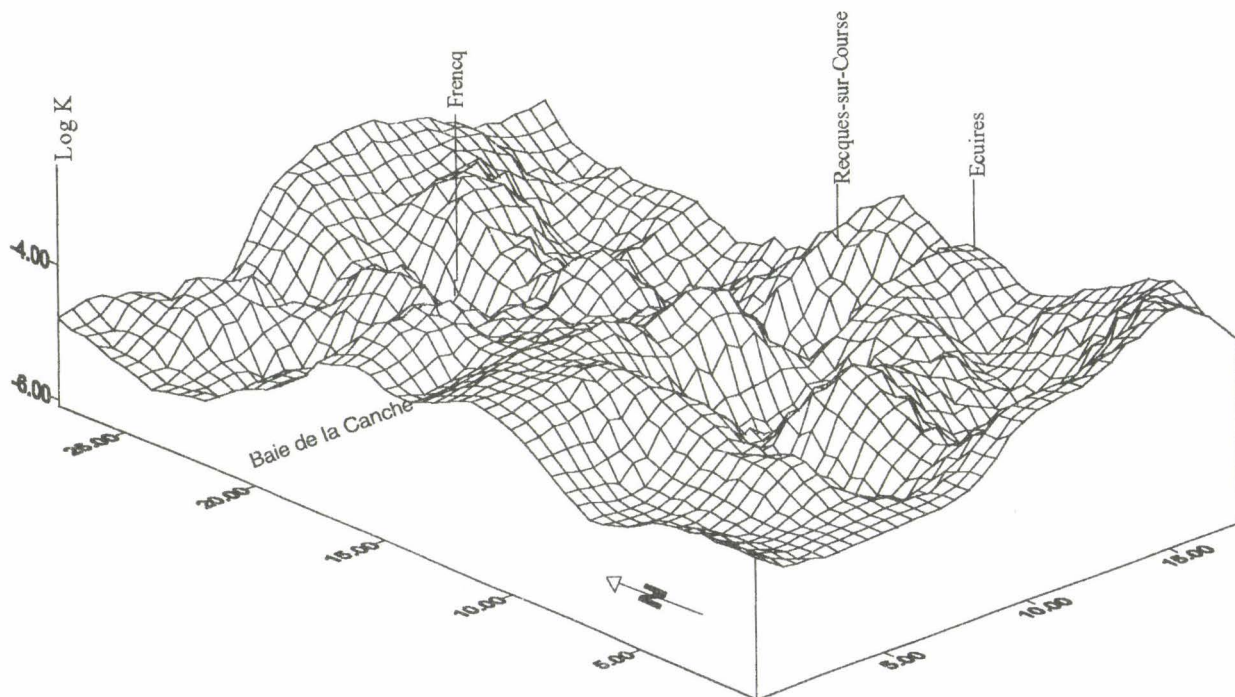


Fig. 115. Bloc diagramme des perméabilités obtenues par calage.

4. Synthèse : Comparaison de la carte des perméabilités avec la carte structurale

Lors du chapitre I, il a été démontré que la série crayeuse est découpée par une série d'accidents tectoniques de direction N030° et N110°, avec une famille supplémentaire N160-170° au Sud de la Canche. Ces failles découpent le secteur d'étude en plusieurs compartiments, avec un décalage vertical important entre la partie au Nord de la Canche, surélevée par rapport à la partie Sud d'environ 20 m. Tout ceci peut conférer au matériau des propriétés hydrauliques très variables dans l'espace. Ces remarques d'ordre général laissent à penser que la distribution spatiale des perméabilités, ainsi que ses contrastes, sont en grande partie contrôlés par la structuration tectonique du matériau crayeux. La section précédente faisait état d'une forte variabilité des perméabilités potentielles (au sens « possibles », car elles ne sont que la solution numérique d'un problème inverse). Il semble donc intéressant de comparer les éléments tectoniques majeurs (les failles dans le cas de cette structure tabulaire) du secteur d'étude à la distribution spatiale des perméabilités (fig. 116).

Comme nous le disions précédemment, en raison d'un maillage « relativement lâche » et faute d'une importante quantité d'informations mesurées et nécessaires au contrôle des calculs, l'étude hydrodynamique ne prétend tirer que les grandes lignes de la distribution des perméabilités. Par conséquent, vouloir obtenir une corrélation stricte entre perméabilité et réseau de failles est impossible. Comme il est impossible de voir localement sur une bande de terrain large de 100 m et longeant une faille, si cette dernière est plutôt une zone d'intense circulation à forte perméabilité ou une barrière semi-étanche à faible perméabilité. De même, l'influence d'une faille sur la piézométrie locale n'est vraiment quantifiable qu'à la faveur d'une forte variation du niveau de l'eau entre deux forages peu éloignés et situés de part et d'autre de l'accident. Ce genre d'observation est rare en raison de la disposition des points de mesures par rapport aux accidents décrits précédemment.

En revanche, si l'on superpose le tracé des structures sur la carte des perméabilités déduites du calage de la piézométrie, on s'aperçoit que la distribution spatiale des deux objets l'un par rapport à l'autre, n'est pas aléatoire. Par exemple, les blocs A, B, C et D de la figure 116, délimités par des failles, découpent des zones à perméabilité moyenne sur le bloc, différentes d'un bloc à l'autre (bloc A : 10^{-5} m.s^{-1} ; bloc B : $2 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$; bloc C : 10^{-3} m.s^{-1} ; bloc D : $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$), mais le passage entre deux blocs contigus est à peu près continu. En l'état actuel des connaissances, cette continuité pourrait avoir pour origine :

- un artifice numérique provoqué par le modèle hydrodynamique qui, manipulant une équation continue, conduit indubitablement à une « solution continue » du problème inverse ;
- un manque de pouvoir de résolution du modèle qui compte moins de 600 mailles, sachant qu'en ajouter ne servirait à rien en raison du manque d'information permettant de contraindre le calcul ;
- la vraie distribution spatiale des perméabilités ;

Bien évidemment, il est impossible de trancher entre ces trois hypothèses, sauf à transformer le secteur en un site atelier abondamment échantillonné. Néanmoins, cette réflexion démontre que l'aquifère crayeux ne peut plus être considéré comme homogène, les variations de perméabilité sur un domaine relativement restreint le prouvent. Cette hétérogénéité n'est pas due à la nature du matériau, puisque celui-ci, grâce aux informations stratigraphiques, peut être considéré comme relativement homogène. Cette hétérogénéité est le résultat de l'histoire tectonique de la région. Selon leur localisation, aussi bien topographique que géographique, les différents compartiments auront une réponse différente, certains seront plus fracturés que d'autres ou auront une connectivité de fracture plus importante induisant des caractéristiques hydrogéologiques plus ou moins bonnes. D'après la répartition des perméabilités par rapport à la position des compartiments, il ne semble pas que l'on puisse attribuer le faible développement de la fracturation à la surrection de ces blocs conformément à ce qui a été décrit par Bracq (1992). Cependant, la détermination de zones à forte perméabilité dans la partie littorale au Sud de l'estuaire de la Canche ainsi que dans le bloc D peut être rattachée à des dissolutions préférentielles. En effet, Plummer (1975), Sanford & Konikow

(1989) ont montré que la dissolution du carbonate de calcium dans la zone de mélange eau douce - eau salée entraîne la formation de conduits karstiques et donc de très bonnes perméabilités globales. Notons que ces phénomènes karstiques sont fréquents sur le littoral de la Manche.

La variabilité spatiale des perméabilités peut se mesurer par leur variogramme. Ce dernier est un modèle à structures emboîtées (fig. 117) qui s'ajuste analytiquement par deux expressions de modèles sphériques auxquels succède un « effet de trou ». Entre $h = 0$ Km et $h = 6$ Km, on ajuste

$$G(h) = 0,75 + 0,59 \left[\frac{3}{2} * \frac{h}{4,3} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{4,3} \right)^3 \right].$$

Au delà de $h = 6$ Km et en deça de $h = 14$ Km, un autre modèle sphérique prend le relai : $G(h) = 1,91 \left[\frac{3}{2} * \frac{h}{13,7} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{13,7} \right)^3 \right]$. Au delà de $h = 14$ Km,

« l'effet de trou » diminue la valeur du variogramme alors qu'en théorie, il devrait être croissant en fonction de la distance h . Ce variogramme est un cas d'école typique emboîtant quatre structures spatiales :

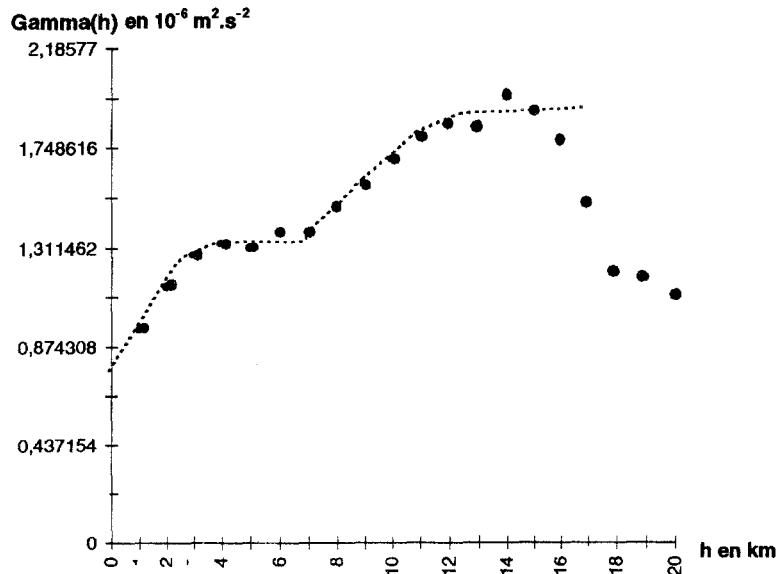


Fig. 117. Variogramme des perméabilités ($K * 10^3$, K : perméabilité en $m.s^{-1}$).

- 1 : la pépite $C = 0,75$ du premier modèle correspond à une variabilité locale pour ne pas dire « ponctuelle » qui traduit les variations des valeurs de perméabilité entre deux points très faiblement distants (moins de 100 m). C'est un phénomène courant sur ce type de données dans la craie (Porel, 1988 ; Bracq & Delay, 1996). Pour simplifier, la validité d'une information ponctuelle se dégrade dès qu'on s'éloigne du point d'observation ;

- 2 : la croissance de $G(h)$ en fonction de h , entre $h = 0$ et $h = 6$ Km traduit une corrélation de plus en plus faible entre deux valeurs ponctuelles localisées en X et $X+h$, ce qui accroît la variance de la différence des mesures entre X et $X+h$. Cette variance tend vers une valeur constante

pour une distance au delà de laquelle les données en X et $X+h$ ne sont plus corrélées, dans le cas présent 4,3 Km. On constate (fig. 116) qu'il s'agit de la taille moyenne des blocs élémentaires découpés par le réseau de failles du secteur d'étude. Ce premier modèle de variogramme traduit la structure spatiale des perméabilités au sein de chacun de ces blocs ;

- 3 : le premier modèle est brutalement relayé par une autre structure qui continue à faire croître $G(h)$ au lieu de le laisser constant comme aurait pu le faire la première expression. On intercepte une structure spatiale de plus grande ampleur qui représente à nouveau la perte de corrélation entre deux mesures, cette fois situées à grande distance ($h : 6 \rightarrow 14$ Km). Si l'on veut bien y regarder de près, la distance $h = 14$ Km correspond à la taille moyenne des grands blocs de la carte structurale du type « bloc Nord de la Canche » - « bloc Sud de la Canche ». Ce second modèle de variogramme traduit en fait la structure spatiale entre les blocs élémentaires définis en (2) ;

- 4 : enfin, au-delà de $h = 15$ Km, « l'effet de trou » diminue la valeur du variogramme. En gardant une interprétation digne du bon sens commun, cela signifierait que la corrélation entre deux points très éloignés réaugmente paradoxalement. Dans un cas comme le notre où, a priori, aucune anisotropie directionnelle n'est particulièrement visible sur le champ de perméabilités et sachant, qu'au-delà de $h = 15$ Km, la descente de $G(h)$ n'est pas assujettie à des oscillations attribuables à un effet de régularisation (Chauvet, 1993 ; Delay & Marsily, 1994), cette observation supporte l'explication suivante. Supposons qu'au-delà de $h = 15$ Km, on atteigne la valeur d'une période spatiale qui serait celle avec laquelle il suffit de dupliquer un élément de même taille pour décrire complètement un domaine infini de perméabilités. En termes d'analyse fractale, on pourrait appeler cela une échelle de self similarité. Lorsqu'on analyse, par le biais du variogramme, la structure spatiale « très grande distance » entre deux points, en fait tout ce passe comme si on analysait la variabilité de deux réalisations d'une même fonction aléatoire dont l'extension géographique ne dépasserait pas 15 Km. Bien que la théorie des fonctions aléatoires suppose l'indépendance de chaque réalisation, il n'en reste pas moins vrai qu'entre deux points « équivalents » dans l'espace, mais appartenant à deux réalisations différentes, la corrélation peut être forte. C'est cette forte corrélation entre points « équivalents » qui fait globalement diminuer les valeurs du variogramme.

Le fait que le variogramme des perméabilités enregistre, à sa manière, les caractéristiques structurales de l'aquifère nous semble un argument supplémentaire pour affirmer que la solution proposée au problème inverse, si elle ne peut prétendre être unique, reste néanmoins plausible et cohérente. Ceci ne fait que renforcer sa validité et par conséquent le bien-fondé de la modélisation réalisée. Pour l'heure, on sait aussi que la structure faillée de l'aquifère n'est pas sans influence sur ses caractéristiques hydrauliques. Mieux même, en l'absence d'arguments directs comme les sondages, on peut penser que le contraste de perméabilité entre deux zones puisse s'interpréter comme le lieu d'une faille potentielle et ainsi offrir un complément d'information sur la tectonique du secteur.

5. Conclusion.

L'application d'un modèle numérique pour la résolution du problème inverse permet, faute de données suffisantes, de calibrer le modèle, qu'il serait nécessaire de valider. D'autre part, la solution du problème, exprimée par une évaluation spatiale des valeurs de perméabilité, témoigne de l'hétérogénéité (valeurs des perméabilités entre 10^9 et 10^3 m.s⁻¹) et d'une distribution spatiale complexe des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

Une comparaison entre la répartition des perméabilités calculées et la carte structurale conduit à ne plus considérer l'aquifère comme un système unique, mais comme un pavage de compartiments séparés par de grands accidents tectoniques d'échelle régionale, compartiments eux-mêmes subdivisés en sous-compartiments au sein desquels la perméabilité est relativement homogène. Inversement, la corrélation entre perméabilité et structure pourrait permettre la localisation de failles potentielles lorsque l'information hydrogéologique est suffisante alors que les données de sondages ne le sont pas.

Néanmoins et compte tenu de l'information disponible pour maîtriser correctement la modélisation, le rôle précis des accidents tectoniques définissant les différents compartiments hydrogéologiques, soit comme axe de drainage, soit comme limite à perméabilité réduite, n'a pu être approfondi partout. Mais grâce à la connaissance acquise, on peut maintenant envisager, pour un secteur plus restreint et judicieusement choisi, de travailler sur le rôle hydraulique de ces failles puis chercher des critères de classification. Pour ce faire, une mesure précise des éventuelles variations de hauteur piézométrique de part et d'autre des accidents est nécessaire. En ce qui concerne le modèle numérique, une réduction du pas de maille aux abords des failles est nécessaire pour plus de précision. Il est vraisemblable qu'alors, étant donné le nombre de paramètres du modèle (au moins une perméabilité par maille), une méthode d'optimisation soit utile à la résolution du problème inverse. Nous pensons entre autres à une méthode où la paramétrisation serait comparable à celle des points pilotes, mais adaptée au problème des failles en utilisant non pas des points de contrôle, mais des zones allongées suivant le tracé des accidents.

E) CONCLUSION

L'étude des aquifères quaternaires dans la partie méridionale, d'une part dans trois réserves naturelles pour l'aquifère dunaire et au niveau de trois points pour celui des Bas-Champs a permis de démontrer tout d'abord qu'il existe bien deux ensembles aquifères quaternaires et non un. De plus, pour celui des dunes, il peut être lui-même divisé en sous-ensembles par la présence de lentilles tourbeuses. Les relations entre ces divers sous-ensembles n'ont pu être élucidées à cause du manque de points disponibles. En ce qui concerne l'aquifère des Bas-Champs, l'hétérogénéité des dépôts quaternaires et la présence de lentilles de tourbe, permet de le considérer plutôt comme un aquiclude, avec un drainage inégalement réparti.

Les hétérogénéités établies au sein de l'aquifère crayeux ainsi que dans l'aquifère quaternaire ont été ensuite complétées par la diversité régnant lorsque l'on étudie les relations entre ces deux groupes aquifères. En effet, au niveau du Mont-St-Frieux, il existe une alimentation de l'aquifère dunaire par l'aquifère crayeux par drainance inverse, alors que dans toute la zone située au Sud de la Canche c'est une drainance normale qui a été mise en évidence. Seule, la Réserve Naturelle de la Baie de la Canche ne présente aucune communication directe entre les aquifères dunaire et crayeux. Néanmoins, un apport superficiel par l'intermédiaire du réseau hydrographique prenant naissance à la source du Vivier, a été prouvé.

Une meilleure connaissance de l'aquifère crayeux (chapitre II) complétée par la détermination des relations existant entre celui-ci et les aquifères quaternaires a permis l'application du modèle numérique Modflow. Le calage de la piézométrie calculée sur la piézométrie mesurée a permis de confirmer l'hétérogénéité de l'aquifère crayeux par une distribution spatiale complexe des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. Parallèlement, les perméabilités issues de l'étude de l'aquifère crayeux (chapitre II, B) ont pu être confirmées par celles déduites du modèle numérique, comme par exemple les bonnes perméabilités entre Cucq et Rang-du-Fliers et les très faibles valeurs aux environs de Frencq. De plus, une comparaison entre la répartition des perméabilités calculées et la carte structurale (chapitre I, fig. 22) confirme la division de l'aquifère crayeux en une succession de compartiments hydrogéologiques eux-même subdivisés en sous-compartiments à perméabilité relativement homogène. Ces différents compartiments sont séparés par des grands accidents tectoniques d'échelle régionale, compartiments eux-même subdivisés en sous-compartiments au sein desquels la perméabilité est relativement homogène.



CHAPITRE IV

IV-. CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA NAPPE DE LA CRAIE

A) INTRODUCTION

Les chapitres précédents ont permis de mettre en évidence les caractéristiques hydrogéologiques et hydrodynamiques de l'aquifère crayeux ainsi que ses relations avec les aquifères quaternaires sus-jacents. Néanmoins quelques problèmes subsistent. En effet, étant située sur le littoral, la nappe de la craie passe d'un état libre à captif sous les sédiments quaternaires avant de rencontrer l'eau de mer. De même, comme cela a déjà été décrit lors du chapitre II, en limite d'affleurement de la craie, il existe quatre grosses sources.

Afin d'essayer de compléter la connaissance de l'aquifère crayeux sur la limite littorale Nord Pas-de-Calais, une étude hydrochimique des quatre sources étudiées d'un point de vue hydrologique (chapitre II) a été réalisée. Ensuite, l'intérêt sera porté à la zone de Bas-Champs comprise entre Cucq et Berck. Une campagne de prélèvements d'eau dans les forages disponibles a permis d'obtenir une meilleure compréhension des écoulements ainsi que la définition de différents types d'eau présents dans cette zone. Enfin, le dernier thème de cette recherche sera abordé, à savoir, les relations entre l'eau douce et l'eau salée.

Toutes ces questions ne pouvant être résolues que par l'hydrochimie, ont été regroupées dans ce dernier chapitre.

B) ETUDE DES PRINCIPALES SOURCES LITTORALES

1. Introduction

Il a été montré à quel point la structure et le fonctionnement de l'aquifère crayeux étaient complexes. Afin de préciser ces résultats, l'hydrochimie va être maintenant utilisée. En effet, le contenu chimique des eaux à l'émergence est sous la dépendance étroite des conditions hydrodynamiques (Benkadja, 1987). La structure de l'aquifère déterminant les conditions de

circulation des eaux, l'évolution du chimisme des eaux au cours des crues et des cycles hydrologiques fournit des informations sur cette structure, tout en restant liée à des conditions externes au système. Les notions de transfert et de transit étant nettement dissociées en ce qui concerne les aquifères karstiques, l'hydrochimie apparaît comme un moyen complémentaire d'étude de la structure et du fonctionnement de ces aquifères (Bakalowicz, 1979 ; Lepiller, 1980 ; Mudry, 1987).

C'est pourquoi, parallèlement à l'étude hydrodynamique, une série d'échantillonnage a été réalisée sur les quatre sources décrites précédemment et localisées sur la figure 72 (Chapitre II). Celles-ci ont fait l'objet de mesures de terrain (T° , pH, Conductivité) et d'analyses en ions majeurs. L'étude des variations des différents paramètres mesurés normalement à l'échelle du cycle, grâce à un traitement statistique, en l'occurrence l'analyse en composantes principales (ACP), va permettre de préciser les informations fournies par l'hydrodynamique, de nous renseigner ou de compléter les informations déjà obtenues, sur la nature des terrains traversés, sur le fonctionnement et la structure des aquifères et de distinguer les phénomènes liés au comportement de la zone non saturée de ceux hérités de la zone noyée.

De plus, au niveau de la source du Vivier, la conductivité et la température de la source ont été suivies en continu. Ces deux paramètres permettront peut-être l'apport d'un complément d'informations.

2. Méthodes de mesure des paramètres physico-chimiques

Plusieurs séries de prélèvements, ont été effectuées durant l'année 1995, à raison d'un prélèvement bi-mensuel pour chacune des quatre sources. Les eaux sont recueillies dans des bouteilles en polyéthylène. Chaque bouteille est soigneusement rincée 3 fois de suite avec l'eau échantillonnée, avant le prélèvement définitif, la bouteille étant totalement immergée et fermée sous l'eau, sans bulle d'air. Pour chaque prélèvement, les mesures systématiques de pH, de température, de conductivité ont été réalisées sur le terrain. Transportés au frais, à l'abri de la lumière, les échantillons destinés au dosage des cations sont acidifiés sur le terrain avec HNO_3 afin d'obtenir un pH inférieur à 2. Les éléments dosés sont les suivants: Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe total, Mn^{2+} et PO_4^{3-} .

a) Mesures faites sur le terrain

1. La température

La température des eaux de source dépend des conditions d'écoulement et de la structure des aquifères. Les anomalies de température des eaux sont contrôlées par les structures géologiques qui conditionnent la géométrie des aquifères et le type de la circulation souterraine des eaux (Faillat &

Puradimaja, 1995). Des variations de température correspondent à une circulation de l'eau relativement rapide par des réseaux karstiques (Faillat, 1984).

Sur la source du Vivier, la température a donc été suivie en continu depuis le 8 juin 1995, par l'intermédiaire d'une sonde de température reliée à un enregistreur numérique. La température sur les autres sources est mesurée avec un thermomètre gradué à $0,1^{\circ}\text{C}$. Les relevés ont été réalisés tous les quinze jours lors des prélèvements d'échantillons.

2. La conductivité

Les mesures ont été faites à l'aide d'un conductimètre portatif de terrain avec compensation automatique en température (lecture ramenée à 25°C), la conductivité étant fonction de la température.

De même que pour la température, seule la source du Vivier a été suivie en continu depuis le 16 mai 1995 avec un enregistreur numérique (Eurolog). Malheureusement quelques incidents ont entraîné des lacunes dans l'enregistrement.

3. Le pH

C'est le seul paramètre qui n'ait pas été suivi en continu sur les sources. Il permet d'obtenir des informations sur le caractère acide, basique ou neutre de l'eau.

Suivant les valeurs du pH, trois cas peuvent se présenter (Bakalowicz & Mangin, 1980) :

1) $\Delta\text{pH} > 0$: l'eau est sursaturée vis-à-vis de la calcite et tend à précipiter une partie des carbonates dissous.

2) $\Delta\text{pH} = 0$: l'eau est à l'équilibre et saturée vis-à-vis de la calcite.

3) $\Delta\text{pH} < 0$: l'eau est sous-saturée et peut encore dissoudre des carbonates.

Les mesures ont été faites avec un stylo pH-mètre. La précision des mesures peut être estimée à $\pm 0,1$ pH.

b) Mesures faites au laboratoire

La composition chimique des eaux de prélèvement a été déterminée par une série d'analyses réalisées d'une part au laboratoire de l'INRA à Arras en ce qui concerne les cations majeurs (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+}) et d'autre part au laboratoire de « Nausicaa » (Boulogne/mer) pour les autres éléments à doser. Il est à noter que le dosage des nitrates et des nitrites devant être normalement entrepris dans les 48 heures après le prélèvement, l'ensemble des éléments à doser à Nausicaa a été

effectué le lendemain. Les eaux ont été conservées dans les bidons de prélèvement au réfrigérateur. Les teneurs en anions et en cations ont été exprimées en mg/l.

1. Méthodes colorimétriques par spectrophotométrie

Le spectrophotomètre utilisé est un DR/2000 Hach. La majorité des éléments à doser est déjà pré-étalonnée. La lecture de la concentration se fait donc directement. Pour le fer total et le manganèse, disposant de réactifs non conformes à ceux utilisés par l'appareil pour le dosage, un étalonnage a dû être réalisé. La précision des mesures diffère selon les éléments et dans l'ensemble elle est loin d'être satisfaisante.

* les Nitrates (NO_3^-)

La méthode utilisée est une application de la technique d'analyse de terrain développée par Huck-Company. Les réactifs sont regroupés dans une capsule appelée Nitraver 5. Les nitrates sont réduits par le cadmium et dosés colorimétriquement. La longueur d'onde du spectrophotomètre est $\lambda=500$ nm.

* les Nitrites (NO_2^-)

La longueur d'onde du spectrophotomètre est de 490 nm et le réactif utilisé, une capsule Nitrover 3.

* le Phosphate (PO_4^{3-})

Les capsules utilisées sont dénommées Phosphover 3 et la longueur d'onde est de 890 nm

Ces trois ions ont une origine anthropique ou agricole.

* les Sulfates (SO_4^{2-})

Les sulfates sont dosés par turbidimétrie avec des ampoules Accuvac à 420 nm.

Les sulfates représentent bien souvent l'anion le plus abondant après les bicarbonates dans les eaux karstiques. Leur origine est multiple :

- dans les eaux de pluie : ils peuvent être présents en quantité non négligeable dans les eaux de pluie. Ils proviennent principalement de la dissolution des sulfosels d'origine marine.
- origine biologique : au niveau de l'horizon pédologique, la dégradation de la matière organique produit des sulfates mais l'activité bactérienne tend à immobiliser ces sulfates ;
- origine agricole.

* le Fer total

Il a été dosé par colorimétrie en milieu réducteur. La gamme d'étalonnage est comprise entre 0 et 2 mg/l de fer. La lecture est effectuée sur le spectrophotomètre à la longueur d'onde $\lambda=510$ nm.

* le Manganèse (Mn^{2+})

La gamme d'étalonnage est comprise entre 0 et 5 mg/l. La longueur d'onde est de 525 nm.

2. Méthodes volumétriques

* Dosage des bicarbonates (HCO_3^-)

L'anion HCO_3^- constitue la plus grande partie de la charge dissoute des eaux ayant circulé ou séjourné dans des formations carbonatées. Cet ion provient de la dissolution des minéraux constituant l'aquifère crayeux (Bakalowicz & Mangin, 1980).

Sa détermination est basée sur la neutralisation d'un certain volume d'eau par une solution titrée d'acide sulfurique en présence d'un indicateur coloré, l'hélianthine.

Pour des pH compris entre 6,5 et 8,3, l'ion HCO_3^- constitue l'espèce prédominante en solution du système calco-carbonique. Il est dosé par acidimétrie avec HCl 0,02 N en présence d'un indicateur mixte (Rodier, 1984).

* Dosage des chlorures (Cl^-)

Ils ont été dosés par la méthode de MOHR par précipitation du chlore à l'aide d'une solution titrée de nitrate d'argent en présence de chromate de potassium comme réactif.

Les chlorures sont très peu abondants dans les eaux de la nappe de la craie excepté lors d'intrusion d'eau marine.

3. Méthode par émission de flamme ou spectrométrie de flamme

Cette méthode a été utilisée pour le dosage des cations majeurs.

Lorsque les atomes d'un élément sont excités par une flamme, ils émettent des radiations de longueur d'onde déterminée dont l'intensité est mesurée par spectrométrie. On a donc utilisé un spectromètre de flamme alimenté en air-acétylène et équipé d'un photomultiplicateur sensible aux rayonnements compris entre 625 et 1000 nm. La bande passante du monochromateur doit être assez étroite pour éviter les interférences dues aux autres ions alcalins et alcalino-terreux, aussi l'utilisation d'un spectromètre de flamme à réseau est recommandée (West *et al.*, 1950). La concentration initiale du cation à doser est déduite de la valeur absolue de l'intensité de l'émission spectrale mesurée. Il est indispensable d'effectuer 2 ou 3 lectures et de prendre la moyenne. Le dosage du magnésium nécessitant l'ajout de lanthane utilisé comme tampon spectral pour éliminer l'interférence d'autres éléments, ce réactif a été ajouté dans l'ensemble des échantillons avant l'analyse.

Les concentrations en sodium étant très variables selon le point de prélèvement plusieurs séries d'étalons ont dû être réalisées afin d'obtenir une bonne précision.

L'eau de pluie contenant très peu de magnésium, la mise en solution des ions correspondants nécessite un temps de séjour nettement plus important que pour la calcite. Aussi, les ions Mg^{2+} , caractérisent généralement des eaux ayant séjourné longtemps dans l'aquifère. En ce qui concerne le sodium, il est en très faible quantité dans les eaux issues de la nappe de la craie sauf en cas d'intrusion d'eau marine comme pour les chlorures.

Le contrôle des analyses a été réalisé par la méthode de la balance ionique. Toutes ces analyses, bien qu'exécutées avec beaucoup de rigueur et de minutie afin de minimiser les causes d'erreur, ne pourront effacer le doute qui plane sur la validité des résultats. La balance ionique étant le seul test probant de validité, le contrôle des analyses a été effectué par ce calcul de balance ionique. Les analyses présentant une balance supérieure à 5% ont été éliminées (hors zone d'acceptation).

Les calculs sont effectués à partir des programmes utilisés par Bakalowicz au laboratoire souterrain du C.N.R.S. de Moulis. Les paramètres pris en compte sont la température, le pH et les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^-).

3. Suivi de la conductivité et de la température à la source du Vivier

a) Evolution de la conductivité à la source du Vivier

Le suivi de ce paramètre a débuté le 16 mai 1995 avec prise d'une mesure toutes les demi-heures. Les résultats obtenus sont reportés sur la figure 118.

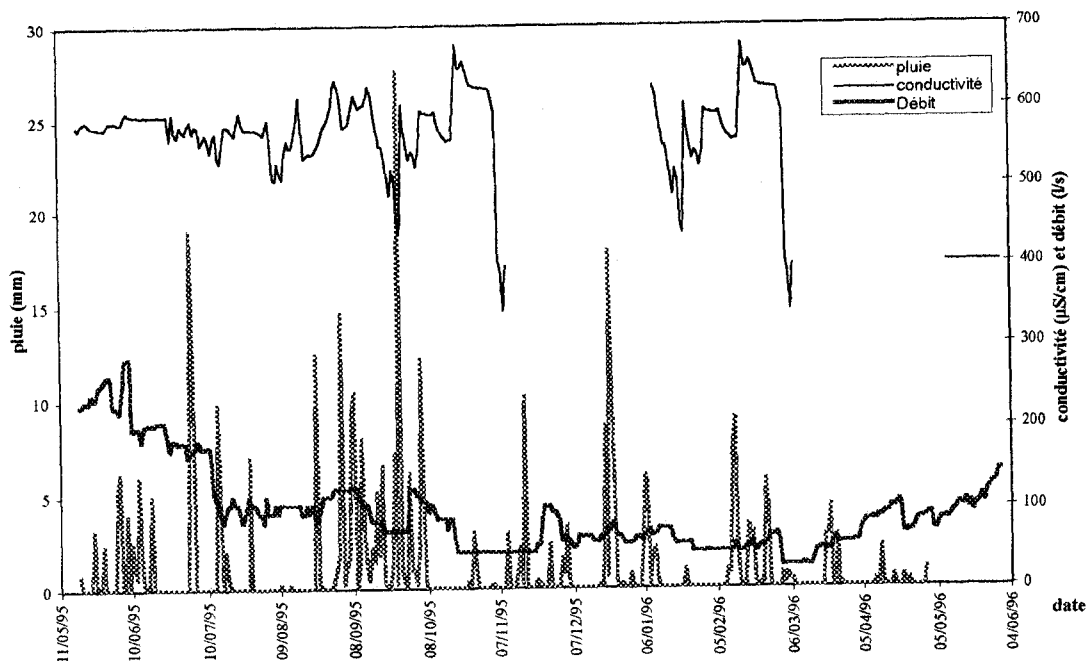


Fig. 118. Comparaison entre l'évolution de la conductivité, le débit et la pluviométrie journalière à la source du Vivier.

Une comparaison entre l'évolution de la conductivité (à 25°C) et des précipitations journalières montre des augmentations importantes (pics) et diminutions en relation avec les périodes de précipitations majeures. Ceci se traduit au niveau de l'eau de la source par une augmentation de la conductivité. Cette réponse fait penser à un écoulement par piston (Lopez Chicano *et al.*, 1993), un indice possible de karstification. Néanmoins la période d'observation est trop courte pour confirmer le bien-fondé de cette hypothèse et explique également l'absence de corrélation possible avec le débit de la source. Si l'appareil enregistreur n'était pas tombé en panne si souvent, l'acquisition d'une année d'enregistrement aurait permis le calcul de la réponse de l'aquifère aux précipitations et de regarder si la distribution des valeurs de conductivité est uni ou plurimodale par la méthode des courbes de distribution de fréquence (Backalowicz, 1976, 1977 et 1979). Cette méthode apporte des informations sur le degré de régulation de l'aquifère.

b) Evolution de la température à la source du Vivier

La température est suivie depuis le 8 juin 1995 à raison d'un relevé toutes les 30 minutes. La courbe obtenue est représentée sur la figure 119.

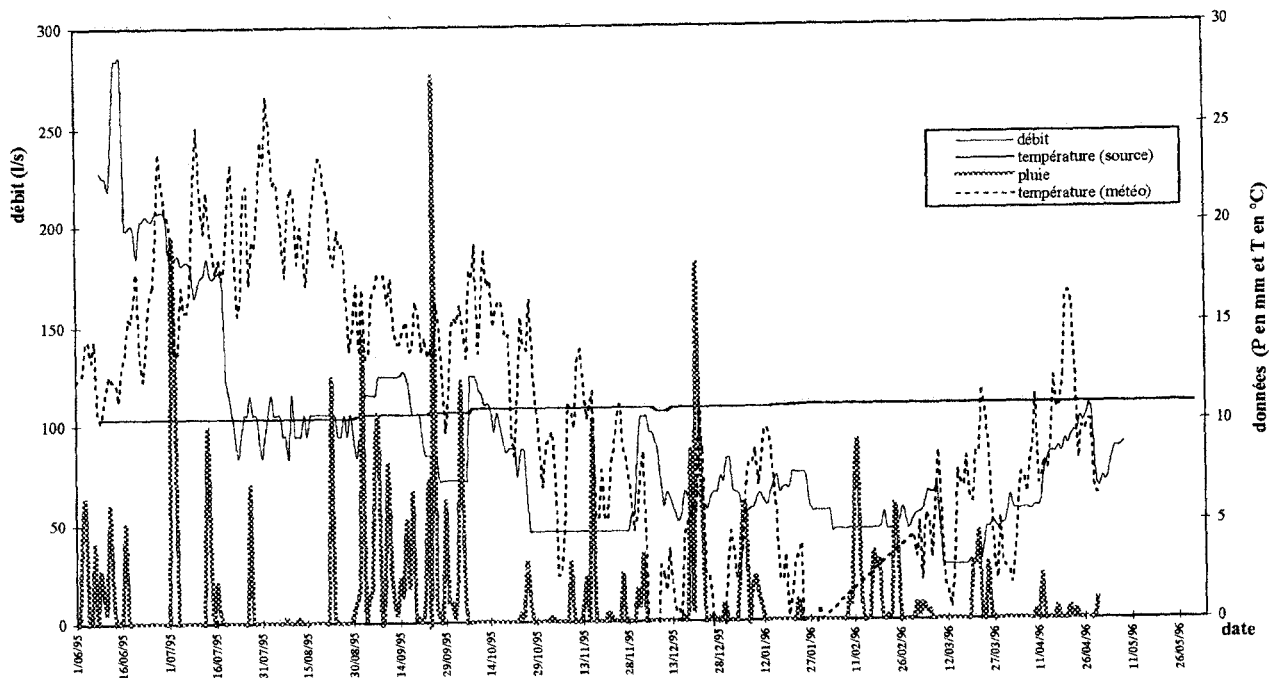


Fig. 119. Comparaison entre la température de la source du vivier avec la pluie et la température moyenne journalière de la station météorologique du Touquet et son débit.

On peut noter tout d'abord une température tout à fait constante de 10,3°C jusqu'au 26 août suivie ensuite d'une succession de quatre paliers à 10,5°C, 10,6°C, 10,8°C et 10,9°C. Cette variable

a été confrontée d'une part à la température moyenne journalière de l'air obtenue au poste météorologique du Touquet et d'autre part à la pluviosité journalière pour la même station. La comparaison de l'évolution des températures de la source et de l'air extérieur ne montre aucune corrélation possible. Par contre la comparaison avec la pluie semble légèrement plus marquée. En effet, les fortes pluies du mois de septembre semblent avoir contribué à une augmentation de la température de la source. Néanmoins, ces quelques données seraient à vérifier l'été prochain. De plus aucune relation avec les débits ne peut être montrée.

4. Analyse en composantes principales (ACP) : description de la méthode.

Si nous disposons d'une population de n échantillons ou n unités statistiques (u.s.) sur laquelle k paramètres ou k variables ont été mesurés, lors de la représentation graphique, deux possibilités s'offrent : soit faire une analyse du nuage des n unités statistiques dans l'espace des variables à k dimensions soit faire une analyse du nuage des k variables dans l'espace des unités statistiques à n dimensions. Au-delà d'une dimension d'ordre 3, la représentation graphique devient impossible. L'analyse en composantes principales est une méthode descriptive qui permet de réduire le nombre des variables afin de projeter le nuage de points dans un sous-espace bidimensionnel engendré par des couples d'axes factoriels ou facteurs. Lors de cette projection, les distances des u.s. sont raccourcies et il faut donc prendre en compte ces distorsions afin de les minimiser. On choisit pour cela deux critères, le premier étant de conserver au maximum la forme du nuage, ce sera l'inertie de projection du nuage par rapport à son centre de gravité ; le second étant de minimiser au mieux les erreurs de projection, ce sera l'inertie du nuage par rapport à l'hyperplan de projection, ce qui revient à centrer les variables par rapport à leur moyenne. La première étape consiste à calculer les coefficients de corrélation entre les variables.

Ensuite les axes de projection ou facteur sont assimilés aux vecteurs propres de la matrice de corrélation dont les valeurs sont calculées à l'aide de l'algorithme d'itération-déflation. Le premier axe passe par le centre de gravité du nuage de points et représente le Maximum de la variance du nuage, c'est-à-dire qu'il passe par la direction Maximale d'élongation du nuage.

Le deuxième axe est perpendiculaire au premier et correspond au maximum de variance résiduelle, le troisième est orthogonal aux deux premiers et représente le maximum de variance restante, et ainsi de suite. Le pourcentage de variance exprimé pour chaque facteur permet de connaître la part prise par chacun d'entre eux dans la variance totale, et en général lorsqu'un certain nombre de facteurs dépasse 90 % de cette variance totale, les axes suivants sont négligés.

On travaille d'abord dans l'espace des variables, obtenant ainsi le tableau des saturations par projection des variables sur chaque facteur, et le tableau des carrés des corrélations multiples

variables - variétés factorielles. Les variables étant centrées, on les réduit en les divisant par leurs écarts-types et leur variance par simplification se retrouve égale à 1. Leur projection sur un plan se fait à l'intérieur d'un cercle de rayon 1, ayant pour centre le centre de gravité. Le tableau des saturations met en évidence les liaisons entre variables, mais également celles entre variables et facteurs. Le tableau des carrés des corrélations multiples variables - variétés factorielles permet, quant à lui, de voir la représentation qu'une variable a vis-à-vis d'un des facteurs.

Pour la suite des résultats, on travaille dans l'espace des unités statistiques (u.s.). Les composantes principales traduisent les projections des coordonnées des u.s. sur les facteurs. La contribution de chaque u.s. à l'inertie du nuage permet de dépister et d'éliminer les u.s. aberrantes.

L'intérêt d'une telle méthode réside dans la prise en compte simultanée de toutes les variables, de leur évolution et de leurs relations respectives.

Les variables retenues en général sont : la température, la conductivité, le débit, les bicarbonates, le magnésium, le sodium, le potassium et les chlorures. Les analyses chimiques réalisées pour chacune de ces sources sont reportées en annexe II.

5. La source d'Airon

L'analyse en composantes principales a été réalisée avec 11 observations et 12 variables. Les analyses chimiques ont débuté en juillet 1995, mais quelques problèmes rencontrés lors du dosage des cations n'ont pas permis de conserver ces résultats (la balance ionique était supérieure à 5%). De ce fait, les premières données datent du 10 novembre 1995, ce qui exclut les informations relatives à la période de crue.

Les variables utilisées sont le sodium (Na), le calcium (Ca), le potassium (K), le magnésium (Mg), les nitrates (NO_3), le titre alcalimétrique complet (TAC), les chlorures (Cl), les sulfates (SO_4), la température (t), la conductivité (cond), la pression partielle de CO_2 (pCO_2) et le delta pH (dpH). Au départ, le débit (Q) avait été retenu comme variable supplémentaire aux précédentes. N'étant corrélé avec aucune autre variable, le débit a été abandonné.

La matrice de corrélation (Tab. XIX) montre qu'il existe une forte liaison entre la pCO_2 et le dpH, une bonne corrélation de ces deux variables avec le magnésium, la température et la conductivité, entre le magnésium et les nitrates, et enfin entre la conductivité et le titre alcalimétrique complet. Néanmoins, compte tenu de l'incertitude des mesures, il semble que l'on ne peut accorder une grande confiance à dpH et pCO_2 .

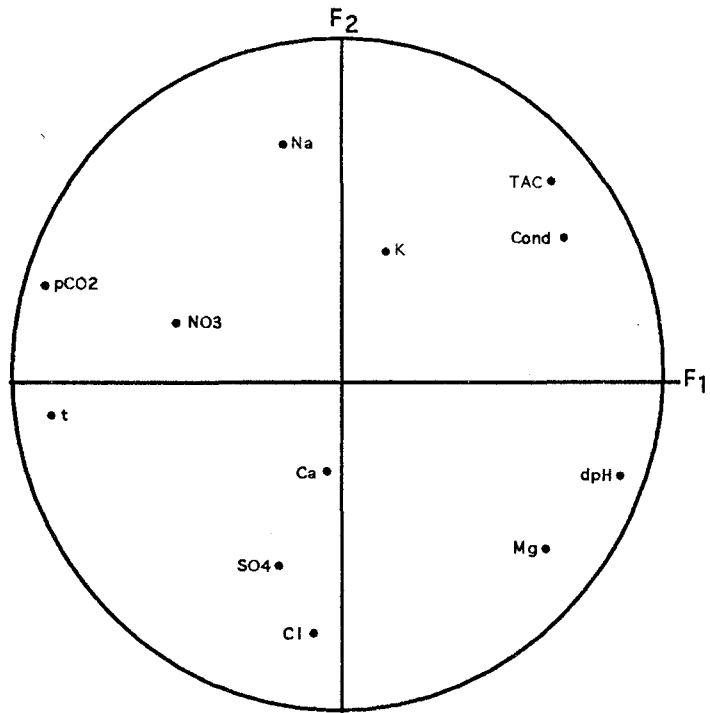


Fig. 120. Représentation de l'ACP de la source d'Airon. Espace des variables, plan F₁, F₂.

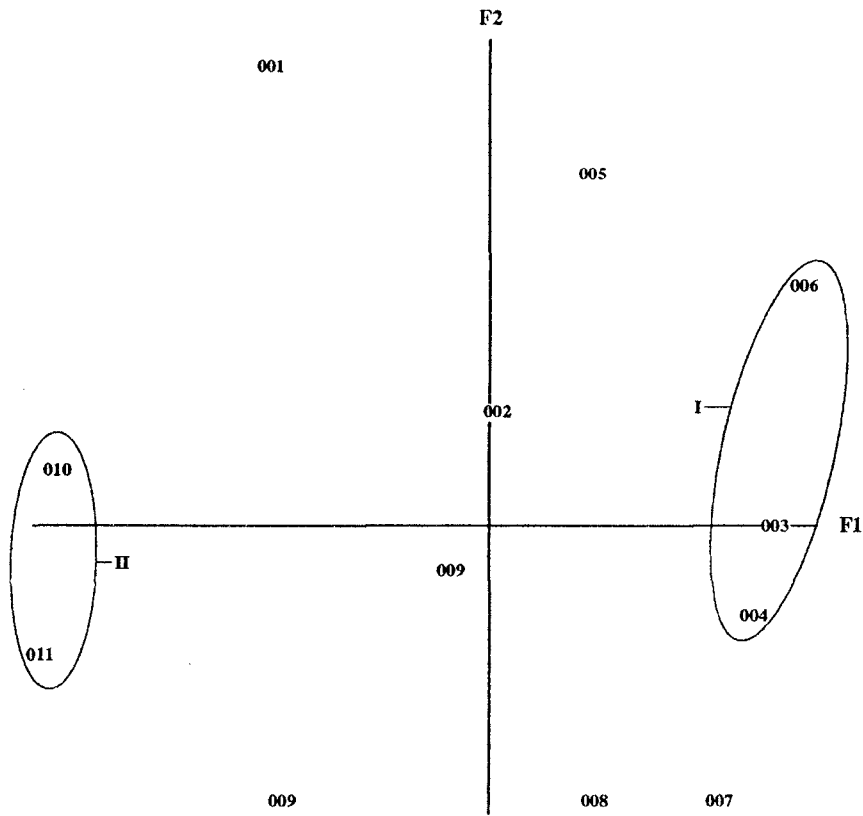


Fig. 121. Représentation de l'ACP de la source d'Airon. Espace des échantillons, plan F₁, F₂.

	<i>Na</i>	<i>Ca</i>	<i>K</i>	<i>Mg</i>	<i>NO3</i>	<i>TAC</i>	<i>Cl</i>	<i>SO4</i>	<i>t</i>	<i>cond</i>	<i>pCO2</i>	<i>dpH</i>
<i>Na</i>	1.000											
<i>Ca</i>	-0.292	1.000										
<i>K</i>	0.513	0.141	1.000									
<i>Mg</i>	-0.348	-0.073	0.197	1.000								
<i>NO3</i>	0.403	-0.121	-0.211	-0.681	1.000							
<i>TAC</i>	0.315	-0.172	0.502	0.192	-0.300	1.000						
<i>Cl</i>	-0.403	-0.105	-0.293	0.418	0.152	-0.505	1.000					
<i>SO4</i>	0.033	0.093	0.133	0.325	0.163	-0.542	0.526	1.000				
<i>t</i>	0.290	-0.073	0.140	-0.292	0.324	-0.544	0.269	0.383	1.000			
<i>cond</i>	0.452	-0.456	0.254	0.199	0.119	0.726	-0.176	-0.140	-0.557	1.000		
<i>pCO2</i>	0.295	-0.070	0.046	-0.678	0.274	-0.316	-0.288	-0.138	0.766	-0.561	1.000	
<i>dpH</i>	-0.252	0.216	0.032	0.574	-0.247	0.422	0.193	0.035	-0.753	0.568	-0.945	1.000

Tab. XIX. Matrice des corrélations entre les variables à la source d'Airon.

Le pourcentage total de la variance exprimé par les quatre facteurs F_1 , F_2 , F_3 et F_4 est de 85%. La structure n'est donc pas très forte et il sera difficile d'expliciter le tableau de données du fait du grand nombre de facteurs. Le facteur F_1 exprimant 33,4% de la variance est lié positivement avec le magnésium, le titre alcalimétrique complet, la conductivité et le delta pH et négativement avec la température et la pression partielle de CO_2 . Pour le facteur F_2 qui exprime 23,8% de la variance, il est corrélé positivement au sodium et négativement au chlorure. Le facteur F_3 n'exprime que 14,9% de la variance et n'est corrélé qu'au sulfate. Enfin le facteur F_4 , exprimant 12,9% de la variance, est corrélé avec le potassium et négativement le nitrate (Tab. XX). Seuls les facteurs I et II seront retenus pour l'interprétation.

Le facteur F_2 , en opposant le sodium au chlorure est difficilement interprétable, ceci est dû à la méthode inadaptée du dosage de Cl (fig. 120). Il en est de même pour le facteur F_1 . Dans l'espace des unités statistiques F_1 - F_2 (fig. 121), il serait possible, si les dosages étaient fiables de distinguer une évolution des eaux au cours du temps avec la caractérisation du groupe I (échantillons 3, 4 et 6) où les eaux ont séjourné longtemps dans l'aquifère, le groupe II (échantillons 10 et 11) caractérisant un transfert rapide. Aucune information complémentaire ne peut être donnée.

6. La source du Vivier à Dannes

Pour cette ACP, les variables utilisées sont les mêmes que précédemment avec l'ajout du débit. Comme précédemment, quatre facteurs sont nécessaires pour décrire l'essentiel de la variance,

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
Na	-0.1797	0.7635	0.5196	0.1061	0.1327
Ca	-0.0109	-0.2826	-0.4424	0.3914	-0.7453
K	0.1695	0.4485	0.3023	0.7694	-0.1401
Mg	0.6618	-0.4774	0.2346	0.3819	0.3402
NO3	-0.4842	0.1903	0.4152	-0.5707	-0.4397
TAC	0.6758	0.6656	-0.0607	0.1236	0.0961
Cl	-0.0401	-0.7730	0.4637	-0.1625	0.1185
SO4	-0.1671	-0.5271	0.6664	0.2724	-0.2214
t	-0.8508	-0.0645	0.3287	0.2974	0.1310
cond	0.6807	0.5000	0.4458	-0.2880	0.0117
pCO2	-0.8932	0.3289	-0.1702	0.1526	0.1662
dpH	0.8954	-0.2280	0.0873	-0.1064	-0.3077

Tab. XX. Corrélations entre les variables et les axes principaux (Source d'Airon).

exprimant 83,6% de la variance totale. Le premier facteur représente 34,1% de la variance totale, le second 25,7% et le troisième 12,7%.

La matrice de corrélation (Tab. XXI) montre la présence de liaison entre les différentes variables. En effet, le calcium est corrélé positivement au titre alcalimétrique complet et au débit mais négativement au potassium et magnésium. Pour le potassium, il est lié au magnésium et à la température et négativement au titre alcalimétrique complet. Le magnésium est corrélé négativement au chlorure et au titre alcalimétrique complet. Ce dernier est en plus lié au chlorure, à la conductivité et à la température mais négativement. Le chlorure est inversement corrélé avec la température et la pression partielle de CO₂ au débit et au delta de pH. Contrairement aux résultats obtenus à la source d'Airon, il n'existe aucune corrélation avec les nitrates.

	Na	Ca	K	Mg	NO3	TAC	Cl	SO4	t	cond	pCO2	Q	dpH
Na	1.000												
Ca	0.336	1.000											
K	-0.412	-0.620	1.000										
Mg	-0.462	-0.926	0.607	1.000									
NO3	0.303	0.044	0.058	-0.000	1.000								
TAC	0.141	0.567	-0.595	-0.643	-0.032	1.000							
Cl	0.291	0.501	-0.552	-0.590	0.209	0.629	1.000						
SO4	-0.283	0.125	0.335	-0.073	0.263	-0.049	-0.149	1.000					
t	0.075	-0.384	0.613	0.395	-0.298	-0.667	-0.709	-0.038	1.000				
cond	-0.006	-0.124	-0.271	0.082	0.096	0.638	0.252	-0.320	-0.436	1.000			
pCO2	-0.073	0.135	-0.227	-0.247	-0.338	0.134	0.095	0.487	-0.135	-0.317	1.000		
Q	0.172	0.623	-0.423	-0.549	-0.400	0.088	-0.062	0.235	0.135	-0.520	0.604	1.000	
dpH	0.170	0.176	-0.096	-0.094	0.330	0.306	0.243	-0.498	-0.187	0.550	-0.896	-0.508	1.000

Tab. XXI. Matrice des corrélations entre les variables à la source du Vivier.

Le facteur I est bien représenté par le calcium, le potassium, le magnésium, le titre alcalimétrique complet, les chlorures et la température. Le facteur II est déterminé par la conductivité, la pression partielle de CO₂, le débit et le delta du pH. Le facteur III ne porte que le sodium et le IV corrèle le nitrate et le sulfate (Tab. XXII). Ces deux derniers facteurs ne mettant aucune variable en opposition, ils ne pourront être retenus dans la suite de l'interprétation.

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
Na	0.4262	0.0367	0.6413	-0.2432	-0.4792
Ca	0.8161	-0.3085	0.2408	-0.1865	0.3689
K	-0.8384	0.0855	-0.0962	-0.2687	0.2511
Mg	-0.8553	0.3171	-0.2162	0.1408	-0.1944
NO3	0.1122	0.3940	-0.0715	-0.8526	-0.2007
TAC	0.8381	0.1450	-0.2999	0.1966	0.1752
Cl	0.7904	0.1578	-0.1741	-0.1045	-0.2098
SO4	-0.1275	-0.5181	-0.4955	-0.5818	0.2384
t	-0.7131	-0.2013	0.5611	0.0720	0.0970
cond	0.3196	0.6986	-0.3440	0.3245	-0.0238
pCO2	0.1449	-0.8361	-0.3961	0.1255	-0.2986
Q	0.3026	-0.8518	0.2900	0.1211	0.1457
dpH	0.2767	0.8477	0.2820	-0.0613	0.3449

Tab. XXII. Corrélations entre les variables et les axes principaux à la source du Vivier.

La représentation des variables dans le plan F₁-F₂ (Fig. 122), permet alors de distinguer l'individualisation selon l'axe F₂, des eaux caractérisées par un long temps de séjour dans l'aquifère (présence de l'ion Mg) et des eaux à transfert rapide (dpH < 0 et forte pCO₂). Dans l'espace des unités statistiques (Fig. 123), on peut alors distinguer trois groupes : Le groupe I (échantillon 6,7 et 8) caractérisant une eau ayant séjourné longtemps dans l'aquifère, mais les faibles variations de concentration en magnésium ne permettent pas d'affirmer ces dires. Le facteur F₁, met en évidence les échantillons 4, 10 et 11 (groupe II) caractérisés par un débit et une pression partielle de CO₂ élevés, avec un dpH < 0. Ce groupe est donc représenté par un transit rapide dans l'aquifère à la suite de précipitations. Il est en opposition avec le groupe III (échantillons 2, 3 et 5) caractérisés par un fort dpH. Néanmoins, les remarques émises lors de l'étude de la source d'Airon concernant la fiabilité des mesures, sont toujours valables pour la source du Vivier.

7. La source de Bronne

Le nombre d'échantillon ou u.s. est de 10 et les variables étudiées sont les mêmes que précédemment. L'analyse de la matrice de corrélations (Tab. XXIII) montre que les liaisons entre les diverses variables sont différentes des autres sources. Dans le cas présent, le sodium est corrélé positivement au titre alcalimétrique complet et négativement au chlorure. Le potassium n'est corrélé qu'au magnésium, qui est lui même corrélé aux mêmes variables que précédemment avec en plus la

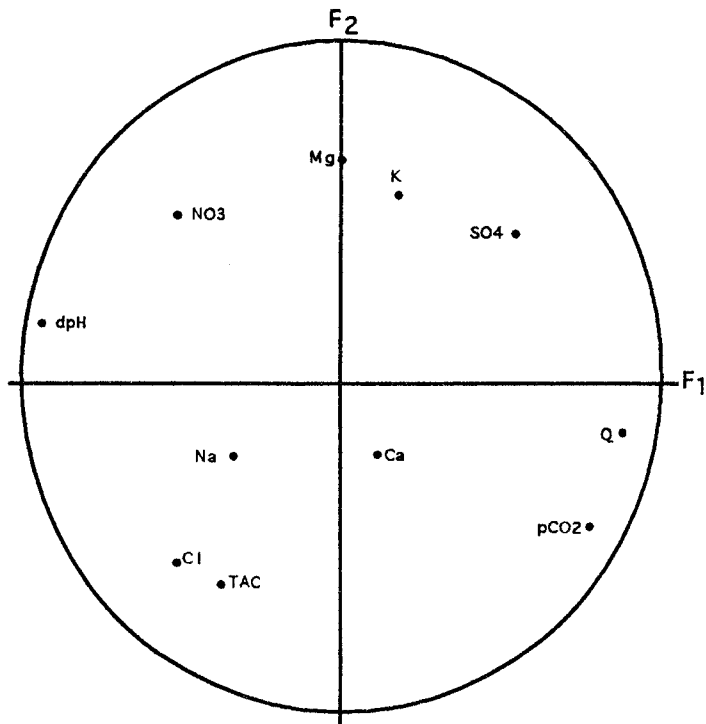


Fig. 122. Représentation de l'ACP de la source du Vivier. Espace des variables, plan F₁, F₂.

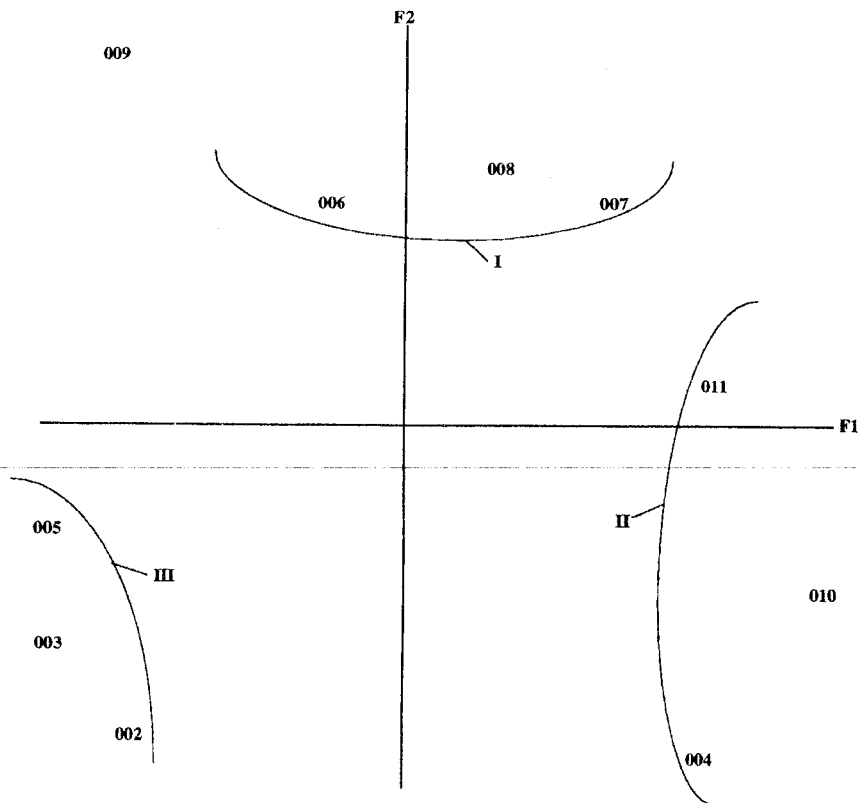


Fig. 123. Représentation de l'ACP de la source du Vivier. Espace des échantillons, plan F₁, F₂.

conductivité et le débit mais négativement. La température est cette fois-ci en liaison avec le nitrate, la pression partielle de CO₂, le débit et le delta de pH.

	Na	Ca	K	Mg	NO3	TAC	Cl	SO4	t	cond	pCO2	Q	dpH
Na	1.000												
Ca	0.119	1.000											
K	0.113	-0.450	1.000										
Mg	0.480	0.575	-0.575	1.000									
NO3	-0.179	-0.293	0.224	-0.371	1.000								
TAC	0.617	0.675	-0.429	0.773	-0.250	1.000							
Cl	-0.613	-0.608	0.325	-0.864	0.533	-0.790	1.000						
SO4	-0.098	0.038	0.352	-0.231	0.338	-0.184	0.110	1.000					
t	0.065	-0.146	0.315	-0.347	0.600	-0.275	0.488	-0.082	1.000				
cond	-0.190	-0.642	0.455	-0.598	0.035	-0.344	0.391	0.189	-0.367	1.000			
pCO2	0.032	0.430	0.039	-0.039	0.117	0.033	0.067	-0.224	0.736	-0.660	1.000		
Q	-0.100	-0.594	0.332	-0.586	0.391	-0.557	0.717	-0.228	0.638	0.125	0.149	1.000	
dpH	0.221	-0.141	-0.039	0.313	-0.243	0.239	-0.439	0.353	-0.818	0.467	-0.893	-0.494	1.000

Tab. XXIII. Matrice des corrélations entre les variables à la source de Bronne.

Le premier facteur représente 39% de la variance totale, le deuxième 25,7% et le troisième 11%. Le facteur F₁ oppose le calcium, le magnésium et le titre alcalimétrique complet aux nitrate, chlorure et débit. Ceci permet d'assimiler cet axe à la dynamique du système ou aux vitesses de transit. En ce qui concerne le facteur F₂, l'opposition a lieu entre la température et la pression partielle de CO₂ avec la conductivité et le delta pH. Enfin, le facteur F₃ lie le sodium et le potassium (Tab. XXIV). Il ne peut pas être expliqué en raison de l'absence d'opposition et seuls les facteurs I et II pourront être pris en considération (fig. 124).

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4	Axe 5
Na	0.4606	-0.1123	0.7065	-0.4835	0.0089
Ca	0.6916	-0.4621	-0.0536	0.4338	-0.1849
K	-0.5562	0.2008	0.5963	-0.0574	-0.4720
Mg	0.9051	-0.1759	0.0404	-0.0886	0.2403
NO3	-0.5636	-0.1592	0.3521	0.3293	0.5972
TAC	0.8428	-0.1807	0.2459	-0.0865	0.1475
Cl	-0.9446	0.0127	-0.2106	0.0892	0.1083
SO4	-0.1323	0.3681	0.4623	0.7460	-0.0270
t	-0.5845	-0.7315	0.3166	-0.0486	0.1078
cond	-0.3990	0.8136	0.0206	-0.1535	-0.1317
pCO2	-0.1214	-0.9285	0.0559	0.1180	-0.2963
Q	-0.7778	-0.2178	0.0186	-0.4274	0.1786
dpH	0.4420	0.8608	0.1692	0.0104	0.1541

Tab. XXIV. Corrélations entre les variables et les axes principaux pour la source de Bronne.

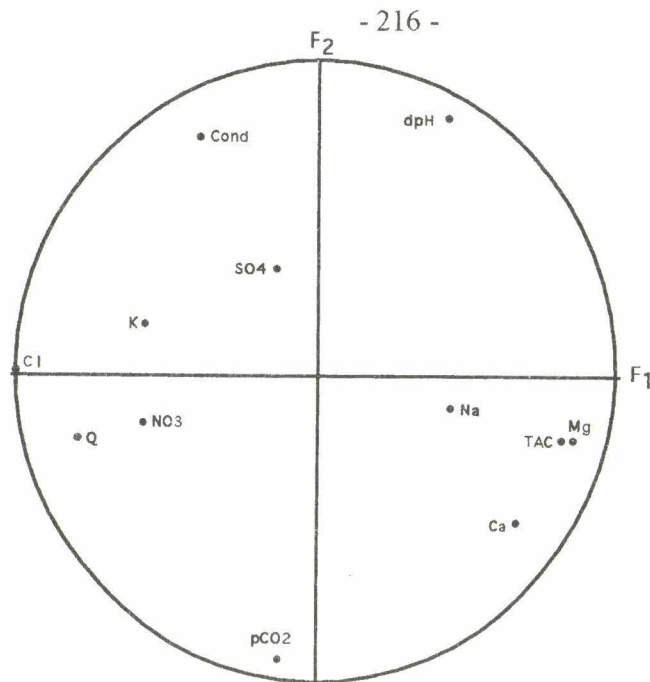


Fig. 124. Représentation de l'ACP de la source de Bronne. Espace des variables, plan F₁, F₂.

La représentation de la structure dans le plan 1-2 des u.s. (fig. 125) permet d'individualiser deux groupes. L'évolution se fait tout d'abord selon l'axe 1, en partant de l'échantillon 1 où l'eau provient de la zone superficielle à l'u.s. 7, caractérisée par la présence du magnésium, du TAC, correspondant donc à une eau ayant séjourné plus longtemps dans l'aquifère. L'évolution se fait ensuite selon l'axe 2 pour atteindre le groupe 2 (US 9 et 10) caractérisé par une augmentation de la température et la sous-saturation de l'aquifère.

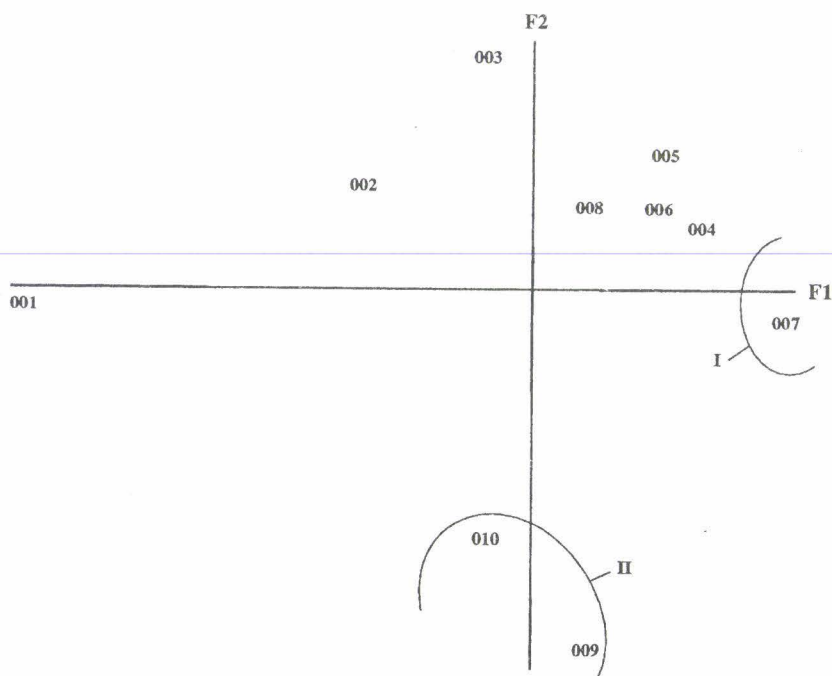


Fig. 125. Représentation de l'ACP de la source de Bronne. Espace des échantillons, plan F₁, F₂.

8. La source de Strouanne

Le nombre d'observations est le plus faible puisqu'il n'est que de 9. Les coefficients de corrélation de la matrice (Tab. XXV) sont encore moins importants et significatifs que dans les cas précédents. En effet, il existe une corrélation positive entre le sodium et le potassium, entre la température et le débit, le calcium et le titre alcalimétrique complet, mais négative de ce dernier avec la température, de celle-ci et du débit avec le calcium et du delta de pH avec la pression partielle de CO₂. Compte tenu de ces éléments, aucune discussion ne peut être basée sur ces résultats.

	Na	Ca	K	Mg	NO3	TAC	Cl	SO4	t	cond	pCO2	Q	dpH
Na	1.000												
Ca	0.532	1.000											
K	0.708	0.223	1.000										
Mg	0.461	-0.136	0.503	1.000									
NO3	-0.058	0.210	-0.190	-0.338	1.000								
TAC	0.446	0.657	0.117	-0.220	-0.365	1.000							
Cl	0.324	0.339	-0.017	-0.061	0.427	0.104	1.000						
SO4	-0.118	-0.082	-0.158	0.393	0.092	-0.553	-0.205	1.000					
t	-0.160	-0.584	-0.113	-0.162	0.454	-0.667	0.078	0.137	1.000				
cond	-0.419	0.184	-0.523	-0.422	0.220	0.230	0.133	-0.370	-0.312	1.000			
pCO2	-0.278	-0.380	0.025	0.046	0.346	-0.421	0.029	-0.320	0.277	0.501	1.000		
Q	-0.390	-0.721	-0.562	0.007	0.225	-0.558	0.161	0.109	0.674	0.115	0.390	1.000	
dpH	0.349	0.477	-0.080	-0.126	-0.338	0.600	-0.010	0.177	-0.325	-0.335	-0.959	-0.379	1.000

Tab. XXV. Matrice des corrélations entre les variables à la source de Strouanne.

9. Synthèse

L'étude hydrochimique des quatre principales sources littorales a été relativement décevante compte tenu du peu de résultats obtenus. Il est à noter que ceci peut être en partie attribué à la période d'échantillonnage inférieure au cycle hydrologique et toujours effectuée en période d'étiage compte tenu de l'absence de recharge de l'aquifère durant l'automne et l'hiver 1995-1996. Ces lacunes sont dues essentiellement à des problèmes techniques rencontrés lors du dosage des cations. De plus, l'imprécision des dosages ne fait qu'accentuer ces problèmes d'interprétation.

Le suivi en continu de la température et de la conductivité à la source du Vivier à Dannes, n'a permis aucune corrélation probante avec les différents paramètres météorologiques (précipitations et température moyenne) et le débit. Il semblerait donc que le suivi de ces deux paramètres ne soit pas nécessaire. Néanmoins, il serait intéressant de continuer cette étude encore une année afin de confirmer ces dires.

La synthèse des résultats obtenus par l'analyse en composantes principales sur les quatre sources principales littorales a permis de démontrer une similitude des réponses des sources du Vivier, d'Airon et de Bronne à partir du mois de mai 1996. Par contre, pour les autres dates, les

résultats sont beaucoup moins comparables. Les eaux sont très minéralisées et caractérisées par un temps de séjour important dans l'aquifère durant l'hiver. Ceci est dû soit à l'absence de renouvellement soit à la présence d'une forte réserve d'eau de l'aquifère par absence de précipitations, mais ceci à des dates différentes. En ce qui concerne la source de Strouanne la disparité obtenue dans la répartition des échantillons ne permet aucune interprétation. L'hydrochimie n'a donc pas apporté d'informations complémentaires à l'étude hydrodynamique de ces mêmes sources.

C) CARACTERISATION DE LA NAPPE DE LA CRAIE AU NIVEAU DES BAS-CHAMPS

1. Introduction

Au niveau des Bas-champs, la nappe de la craie passe d'une position libre à confinée sous les dépôts quaternaires de la plaine côtière. De nombreuses études concernant différents types d'aquifères confinés (Edmunds, 1976 ; Edmunds & Walton, 1983 ; Edmunds *et al.*, 1984 ; Foster *et al.*, 1985 ; Lawrence & Foster, 1986 ; Lowrance & Pionke, 1989) ont permis de mettre en évidence l'existence de trois zones principales. Celles-ci sont caractérisées successivement, selon l'écoulement de la nappe, par les espèces chimiques : O_2 - NO_3^- / Fe-Mn / sulfures. Dans la zone O_2 - NO_3^- , le milieu est oxydant et la teneur en nitrates élevée, les éléments qui forment des oxydes métalliques à valence élevée (Fe, Mn) sont immobiles. Ensuite, la concentration en nitrate décroît pour atteindre une très faible valeur ($<1 \text{ mg.l}^{-1} \text{ NO}_3^-$) dès que la teneur en oxygène dissous passe sous la limite de détection ($0,2 \text{ mg.l}^{-1}$). Dans la zone Fe-Mn, le fer et le manganèse sont solubles dans cet environnement réducteur. Dans la zone S^{2-} le milieu est toujours réducteur, toutefois la présence de S^{2-} permet à des éléments comme le fer total et le manganèse de redevenir immobiles en formant des sulfures insolubles dans leur état réduit (Champ *et al.*, 1979). De même, Vogel *et al.* (1981) notent, parallèlement au vieillissement de ces eaux souterraines, la consommation de l'oxygène dissous, puis la diminution des teneurs en nitrate.

Ne disposant jusqu'alors d'aucune information concernant les écoulements dans l'aquifère crayeux sous les dépôts quaternaires, une campagne hydrochimique a été réalisée dans le secteur compris entre Merlimont et Berck. Celui-ci est le seul endroit où le nombre de points de prélèvement est suffisant pour obtenir des informations, de la falaise fossile à la mer. Le but de cette campagne est de savoir si, comme dans le modèle proposé ci-dessus, il existe une diminution des nitrates, et si oui est-ce ou non par dénitrification, mais également de confirmer l'existence de drainance évoquée lors de l'étude des relations entre les différents aquifères (Louche *et al.*, 1995).

2. Répartition des éléments chimiques

Une campagne de prélèvement a été réalisée le 8 février 1996 sur quinze points localisés sur la figure 126. Les résultats physico-chimiques sont répertoriés dans le Tab. XXVI. L'échantillonnage a été effectué après un temps de pompage suffisamment long pour obtenir l'eau de l'aquifère lorsque cela fut possible (*, Tab. XXVI). En ce qui concerne la réalisation des dosages, la méthodologie appliquée est la même que celle décrite dans le chapitre précédent pour les éléments majeurs. Pour le fer, le manganèse et les sulfures, les échantillons ont été dosés par l'Institut Pasteur de Lille, les sulfures ayant nécessité un blocage sur le terrain à l'acétate de zinc.

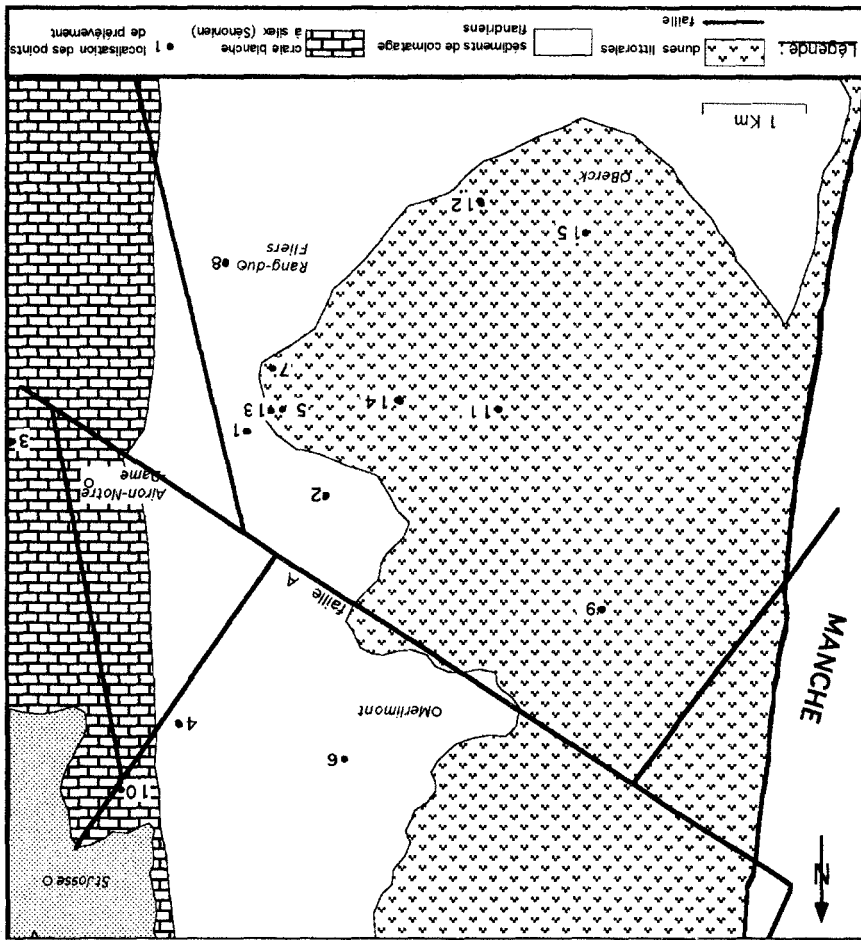


Fig. 126. Carte géologique simplifiée du secteur d'étude avec la localisation des différents points de prélèvement.

Si on compare tout d'abord l'évolution des nitrates avec celle de l'oxygène dissous et des nitrates, il existe une diminution corrélative de la concentration en nitrates et en oxygène dissous dans les eaux de la craie. De plus, celle-ci est continue des cotaux crayeux à la mer excepté pour les points 9 et 15 situés dans la partie la plus occidentale. En effet la concentration en nitrates mesurée au niveau de ces deux derniers points est trop élevée et ne correspond donc pas à la logique de

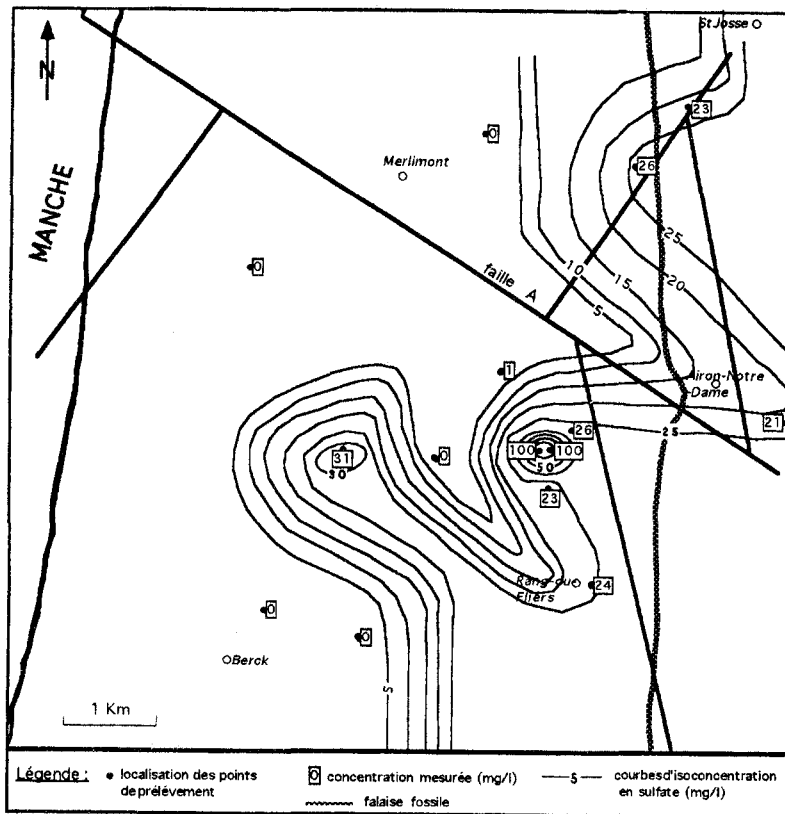


Fig. 127. Carte des concentrations en sulfates le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).

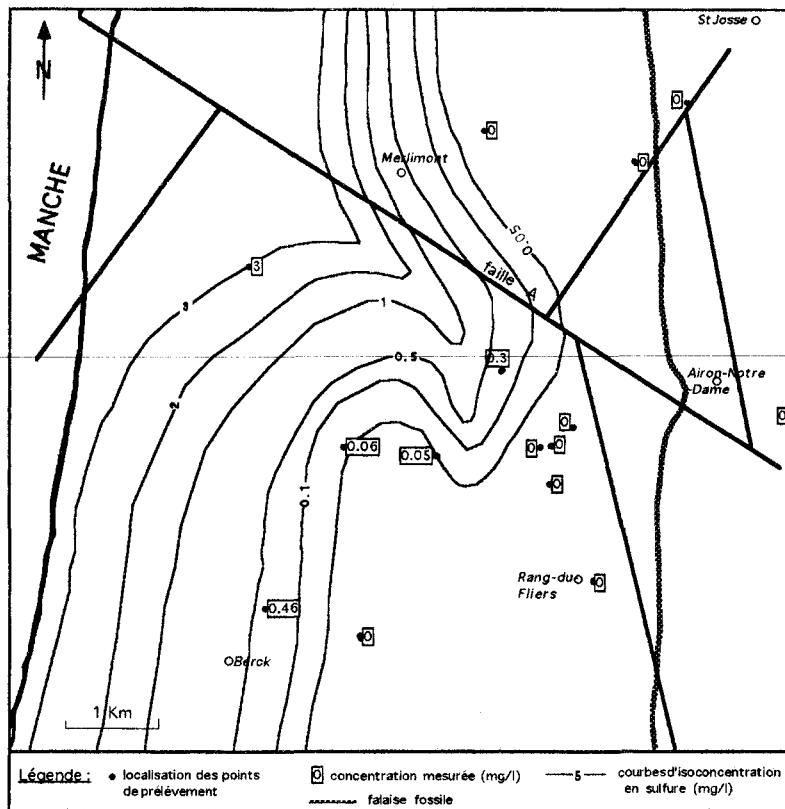


Fig. 128. Carte des concentrations en sulfures le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).

diminution du gradient de concentration. Néanmoins, l'alimentation de l'aquifère crayeux par l'aquifère dunaire par drainance normale, démontrée dans cette zone, (Louche *et al.*, 1995) permet d'expliquer cette anomalie. Les résultats physico-chimiques obtenus ne peuvent donc pas être interprétés pour l'instant comme le résultat de la dénitrification, dont la réaction est la suivante :



N° Pt	CATIONS (mg/l)						ANIONS (mg/l)						O ₂ Dissous mg/l
	Na ⁺	Ca ⁺⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Fe total	Mn ⁺⁺	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₂ ⁻	S ⁻	
1(*)	73,30	114,30	1,78	9,01	0,1	<0,01	28,82	224,00	160,00	26,00	0,0297	<0,05	6,3
2(*)	147,80	49,00	26,34	42,00	0,15	0,016	1,76	272,00	280,00	1,00	0,0264	0,3	<0,2
3	14,85	121,00	3,36	3,88	<0,02	<0,01	51,48	284,00	35,00	21,00	0,0396	<0,05	8,6
4(*)	15,85	128,20	2,10	3,97	0,08	<0,01	50,38	284,00	40,00	26,00	0,0330	<0,05	9
5(*)	354,00	25,20	11,34	41,10	0,54	<0,01	15,40	254,00	720,00	100,00	0,0198	<0,05	2,5
6(*)	230,20	43,50	23,84	35,00	1,5	1,9	7,04	302,00	380,00	1,00	0,0165	<0,05	2,6
7(*)	119,70	103,80	2,52	7,59	0,84	0,3	5,72	220,00	280,00	23,00	0,0495	<0,05	4,3
8(*)	19,95	87,00	2,84	4,23	0,2	0,03	5,06	242,00	35,00	24,00	0,0297	<0,05	5
9	18,15	33,00	7,48	4,37	1	0,104	2,64	106,00	35,00	1,00	0,0198	3	<0,2
10	16,50	101,90	3,02	4,50	1,4	0,28	0,88	254,00	45,00	23,00	0,0198	<0,05	3,6
11(*)	328,00	101,60	27,57	49,60	6,5	0,17	0,66	320,00	690,00	31,00	0,0000	0,06	<0,2
12(*)	88,20	43,40	20,54	35,20	2,8	0,2	0,22	326,00	130,00	1,00	0,0198	0,05	<0,2
13(*)	410,00	132,00	11,48	46,40	2,5	0,035	2,42	242,00	760,00	100,00	0,0264	<0,05	3,2
14(*)	65,80	145,80	18,81	23,16	6,2	0,13	1,10	322,00	220,00	4,00	0,0000	0,46	<0,2
15(*)	260,00	121,90	16,10	29,51	1,7	0,09	2,20	266,00	580,00	1,00	0,0198	<0,05	<0,2

Tab. XXVI. Analyse chimique de 15 prélèvements d'eau souterraine de la nappe de la craie (février 1996).

Si on s'intéresse maintenant à la répartition des concentrations en sulfates (fig. 127) on constate qu'il existe une zone à concentration très élevée (100 mg/l) au niveau des points 13 et 5 contiguë à une zone sans sulfate pour retrouver une anomalie positive en sulfate mais de moindre importance lorsque l'on se déplace vers l'Ouest. Les points comprenant de fortes concentrations en sulfates montrent également des concentrations en chlorures élevées Ceci est donc dû à l'eau de mer. La carte des isoconcentrations en sulfures (fig. 128) met en évidence l'apparition de sulfures à l'Ouest.

En ce qui concerne la répartition du fer et du manganèse (fig. 129 et fig. 130), on peut noter des différences dans leur répartition. Pour le fer, on discerne un maximum au niveau des points 11 et 14 avec une augmentation progressive depuis les coteaux crayeux. Par contre, la distribution du manganèse est relativement comparable à celle des sulfates, à savoir deux zones distinctes séparées par la faille A, avec un maximum dans le compartiment Sud au niveau des points 13 et 5 pour les sulfates, 6 et 10 pour le manganèse. Cette configuration peut être expliquée par la présence de dépôts tertiaires situés uniquement dans le compartiment Nord.

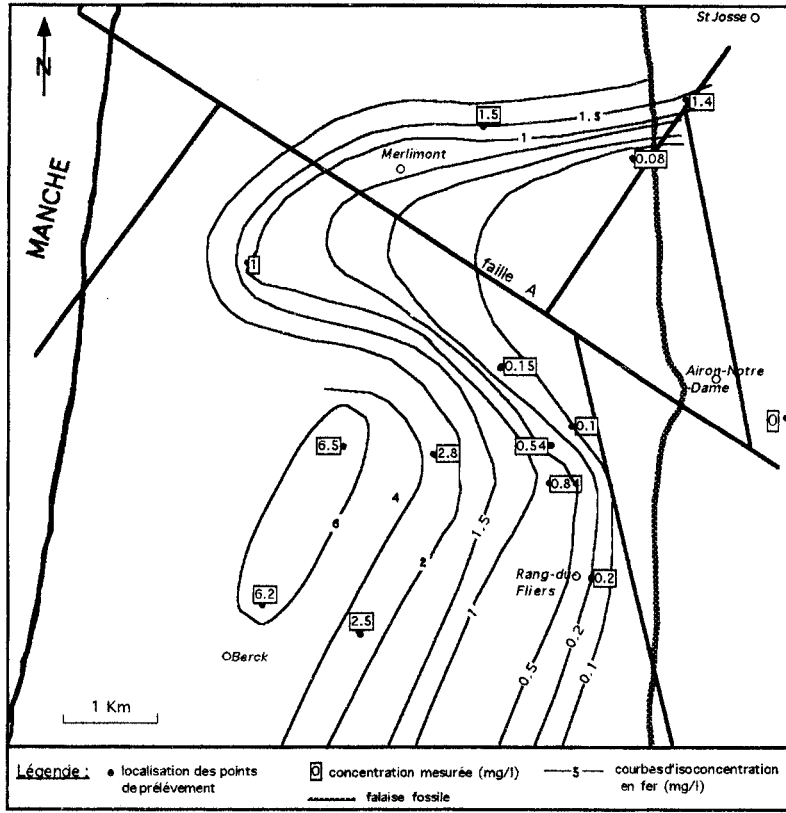


Fig. 129. Carte des concentrations en fer le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).

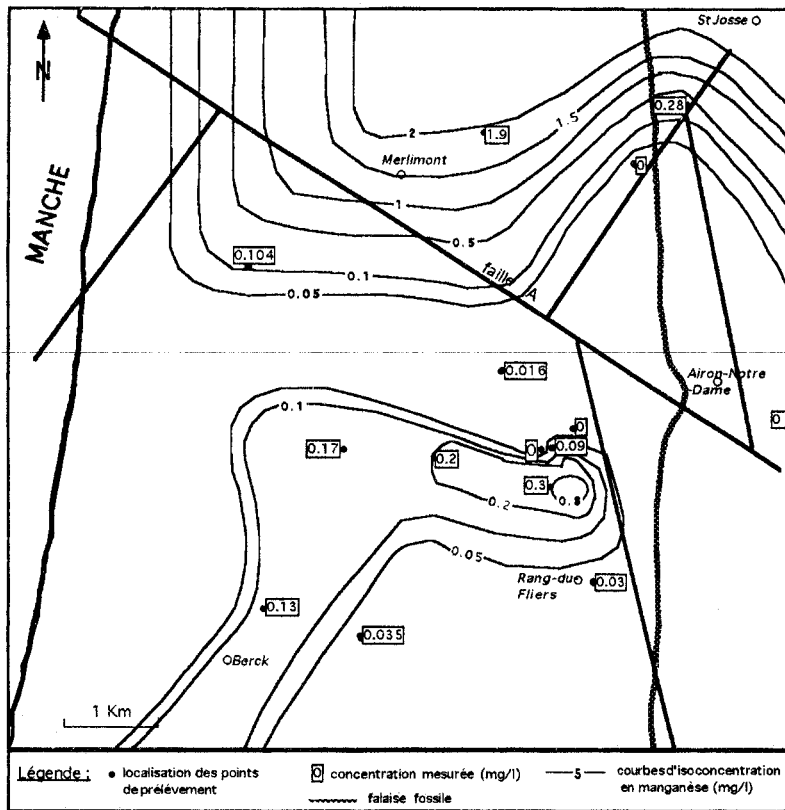


Fig. 130. Carte des concentrations en manganèse le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).

La confrontation de ces différents paramètres aux données bibliographiques, permet de retrouver le schéma classique de répartition des différents éléments en nappe captive (fig. 131), c'est-à-dire selon le sens d'écoulement de la nappe, une première zone caractérisée par le couple O_2 - NO_3^- , suivie de la zone Fe-Mn et enfin la zone S^{2-} . Cette succession latérale peut donc s'expliquer par le processus de dénitrification.

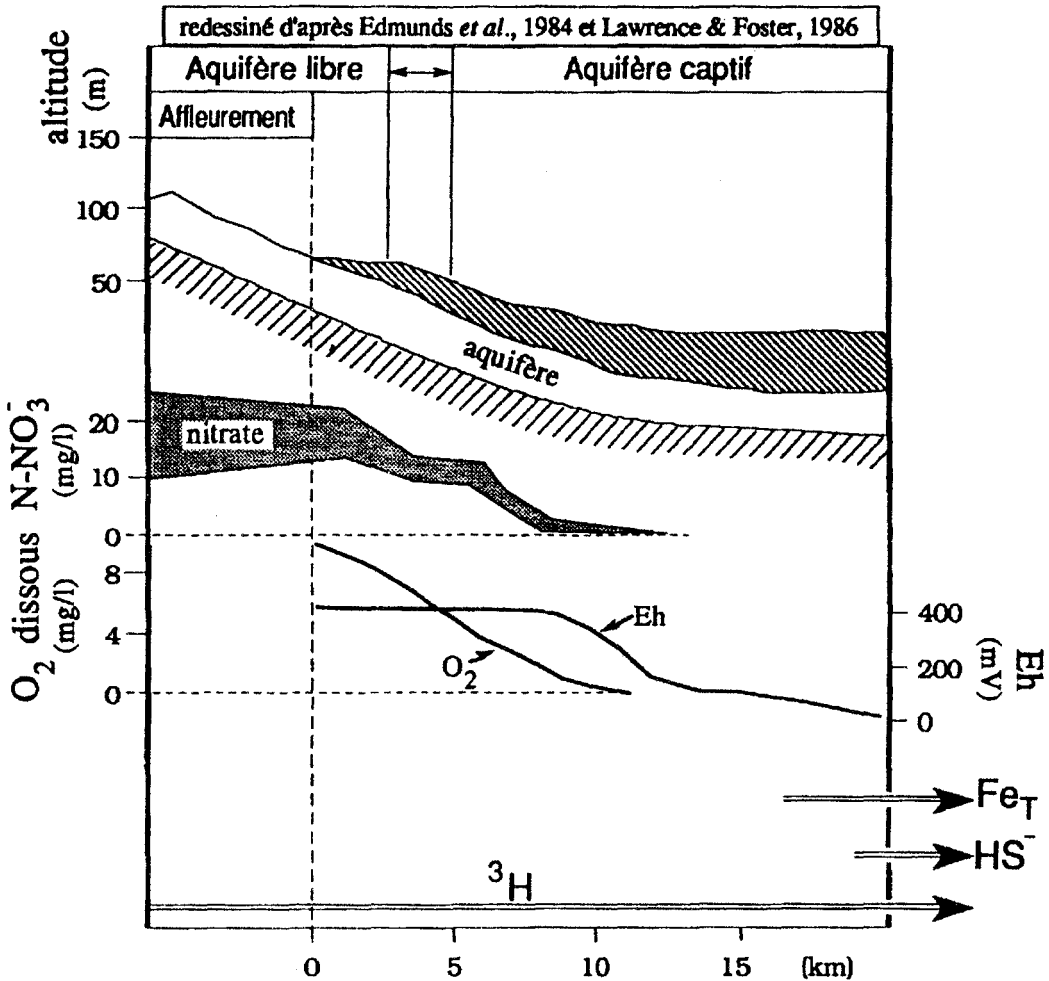


Fig. 131. Figure schématique montrant l'évolution des espèces chimiques dans un gradient potentiel redox enregistré dans l'aquifère du Lincolnshire Limestone, Angleterre (in Mariotti, 1994).

Néanmoins, cette zonation a également été démontrée par quelques études hydrogéologiques basées sur l'analyse isotopique 3H et ^{14}C (Parker *et al.*, 1987; Geake & Foster, 1989; Edmunds *et al.*, 1982). Elles ont conduit à distinguer, dans le sens d'écoulement de la nappe, trois zones selon l'âge de l'eau :

- zone I : au niveau de laquelle l'eau est récente (pour l'essentiel < 100 ans), oxydante, contenant oxygène dissous et nitrate ;

- zone II : où l'eau est ancienne (10^3 - 10^4 années BP), pour l'essentiel réductrice, le plus souvent sans oxygène dissous ni nitrate ;

- zone III : constituée d'eaux très anciennes, correspondant à une recharge en conditions périglaciaires (entre 10 000 et 35 000 ans B.P.).

De plus, un examen hydrochimique approfondi, basé sur l'examen des ions majeurs (notamment Cl⁻) et des isotopes du milieu (³H et ¹⁴C) montre que l'on doit distinguer des unités hydrogéologiques et hydrochimiques individualisées par leur propre histoire. Ceci a permis de distinguer des eaux du type IV qui sont associées à une transgression marine durant le dernier interglaciaire. Leurs faibles teneurs en nitrates (<1 mgN-NO₃⁻ l⁻¹) sont plus probablement dues aux caractéristiques chimiques de la recharge, eau de mer pauvre en nitrates (la concentration en nitrate de l'eau de mer est limitée, le plus souvent, à la gamme 1-600 µg.l⁻¹ environ). De même, des eaux du type III, avec de faibles teneurs en nitrates semblent être le reflet de la faible concentration initiale des eaux de recharge, régie par la couverture végétale naturelle à cette époque (12000 - 4 000 ans B.P.). Les eaux des types I et II sont modernes, les teneurs en ³H montrent que celles de type II sont un peu plus anciennes que celles du type I. Les différences hydrochimiques entre les eaux de types I et II ne sauraient être expliquées par une évolution chimique in situ : si la dénitrification peut expliquer la baisse constatée des teneurs en nitrates, aucun processus ne permet de comprendre la baisse parallèle des concentrations en chlorures. Ainsi, Howard (1985) interprète-t-il les eaux de type II comme des eaux qui ont rechargé la craie avant la mise en culture intensive de la zone, se trouvant ainsi moins chargées en nitrates que les eaux très récentes de la zone I, directement influencées par les pratiques agricoles modernes à haute productivité.

Compte tenu de ces considérations, une comparaison entre les concentrations en nitrates et chlorures, malgré le manque de données isotopiques, permet d'assimiler les eaux prélevées dans les forages 10, 4, 3 et 1 comme des eaux très récentes, les points 11 et 15 comme des eaux de type IV. En ce qui concerne les autres points d'observation, aucune interprétation ne peut être donnée à présent.

Les seules considérations chimiques permettent de mettre en évidence que, malgré la répartition des différents paramètres physico-chimiques, conformément au modèle proposé, c'est un phénomène de dénitrification qui est prédominant dans ce secteur confiné. Néanmoins, il est nécessaire de confronter cette étude hydrochimique aux connaissances hydrogéologiques pour tenter d'identifier l'origine, l'âge et les caractéristiques chimiques originelles de l'eau.

3. Analyse en composantes principales.

Cette méthode est utilisée afin d'essayer, à partir de la répartition des éléments physico-chimiques majeurs, d'obtenir un complément d'information concernant l'existence de différents types d'eau au sein de la nappe de la craie.

Dans la matrice des coefficients de corrélation (Tab. XXVII), le coefficient de corrélation devant être supérieur à 0,568 (Mangin, 1975), il est à noter l'absence de liaison significative entre certains paramètres.

L'analyse en composantes principales (fig. 132) fait encore mieux ressortir ces faits. Le facteur I, exprimant 39 % de la variance oppose très nettement le groupe Na K, Mg et Cl à NO_3 . En revanche, le facteur II (24 % de la variance) ne peut être explicité du fait de la concentration de tous les paramètres à l'extrémité positive. Le facteur I est interprété comme le facteur caractérisant la position de l'acquisition de la composition chimique, Na^+ , K^+ , Mg^{++} et Cl^- caractérisant l'aquifère et NO_3^- évoluant en surface.

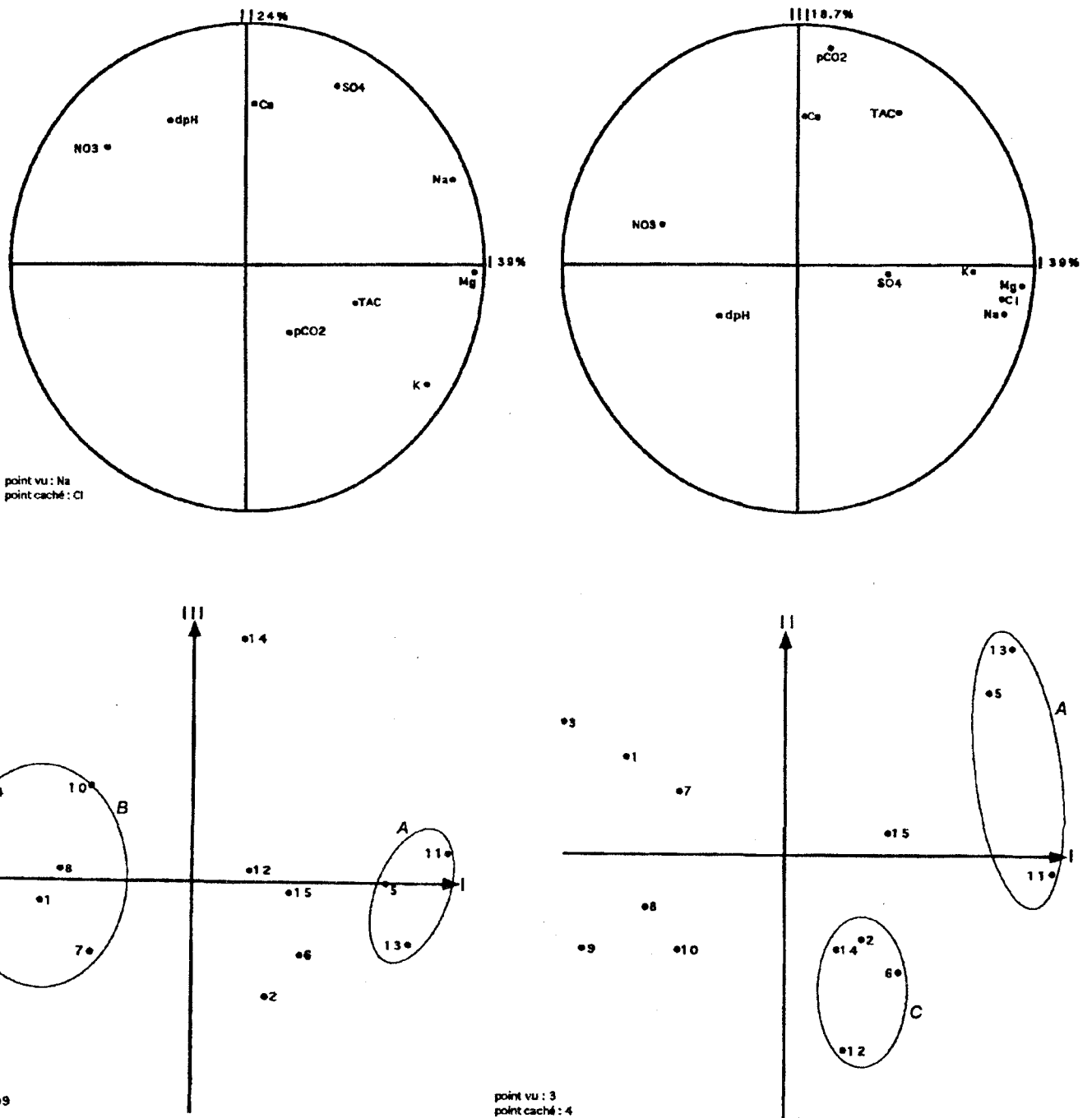


Fig. 132. Représentation graphique de l'ACP.

	Na	Ca	K	Mg	NO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	pCO ₂	dpH
Na	1									
Ca	0.190	1								
K	0.506	-0.350	1							
Mg	0.853	0.075	0.837	1						
NO ₃	-0.343	0.365	-0.520	-0.464	1					
HCO ₃	0.194	0.237	0.524	0.450	0.058	1				
Cl	0.987	0.285	0.491	0.826	-0.346	0.201	1			
SO ₄	0.620	0.498	-0.208	0.328	0.094	-0.084	0.604	1		
pCO ₂	-0.120	0.480	0.141	0.029	-0.147	0.585	-0.041	-0.053	1	
dpH	0.010	0.309	-0.301	-0.191	0.662	-0.150	0.002	0.088	-0.509	1

Tab. XXVII. Matrice des coefficients de corrélation entre les paramètres chimiques des eaux de la craie, à partir des données relatives aux prélèvements du 8 février 1996.

Le facteur I permet donc d'opposer deux origines de pollution : les nitrates qui proviennent de l'épandage au niveau des coteaux crayeux alors que l'autre groupe est caractéristique de l'intrusion marine. Sur le plan hydrogéologique, cette analyse permet de distinguer des éléments possédant une origine spatiale et un comportement différent. Néanmoins, l'analyse en composantes principales paraît ici assez difficile à interpréter. Ceci peut être expliqué par l'existence, dans cette zone, de plusieurs familles géochimiques d'eaux, conséquence probable de la complexité du système.

Compte tenu de la répartition des éléments, la localisation géographique des différents types d'eaux va être interprétée par le facteur I.

Si on analyse le diagramme des individus, tout d'abord la représentation dans le plan 1 3, les points numérotés 5, 11 et 13 (groupe A) sont opposés aux prélèvements 1, 3, 4, 7, 8 et 10 (groupe B). L'association de ce dernier point à ce groupe peut être largement discuté compte tenu de sa position, toutefois ce problème peut être dû au mode d'échantillonnage, le temps de pompage n'ayant pas été suffisamment long. En ce qui concerne le groupe B, d'un point de vue géographique, il correspond aux points situés à proximité ou sur les coteaux crayeux, donc dans la zone de recharge de l'aquifère.

La représentation selon le plan 1 2, permet de déterminer un troisième groupe (C) d'eau réunissant les points 2, 6, 12 et 14.

Le groupe B caractérise donc les eaux de la craie proches de la zone de recharge comportant des teneurs en nitrates élevées. Ces eaux sont opposées au groupe A, dans lequel les teneurs en sulfate et magnésium sont élevées. Cette zone est nécessairement complexe dans sa structure. Elles correspondent à des lieux de stockage d'eau salée. En ce qui concerne le groupe C, les points étant situés dans la même zone, géologiquement parlant, que celle du groupe A, il semble relativement surprenant d'aboutir à deux groupes distincts.

Cependant pour les points du groupe A, on constate que les forages s'arrêtent juste en limite supérieure de l'aquifère crayeux. Cela n'est pas le cas pour les forages du groupe C qui sont plus

profonds. Le groupe A pourrait donc illustrer une communication possible entre la nappe de la craie et celle des Bas-champs. De même, compte tenu de la définition classique du biseau salé et de la profondeur d'investigation de l'ensemble des forages des groupes A et C, il est possible de suggérer l'existence d'une poche d'eau saumâtre fossile.

Compte tenu des connaissances géologiques du secteur d'étude, ces résultats peuvent être interprétés de la manière suivante. Deux grands groupes d'eau ont tout d'abord pu être opposés : les points 1, 3, 4, 7, 8 et 10 (groupe B) caractérisés par la présence de nitrates, avec les points 5, 11 et 13 (groupe A) par des teneurs en sulfate et magnésium élevées. On a donc le groupe B caractéristique d'eaux récentes avec une alimentation rapide alors que celles du groupe A sont des eaux mélangées avec de l'eau de mer. Pour le groupe C représenté par les points 2, 6, 12 et 14, ce sont des eaux saumâtres et intermédiaires. Enfin, deux points ne peuvent être rattachés à aucun de ces ensembles. Pour le n°9, le chapitre relatif aux relations entre les différents aquifères a mis en évidence l'alimentation de l'aquifère dunaire par l'aquifère crayeux à cet endroit. Il en est de même pour le n° 15 puisque ce forage à la craie a été conçu pour assécher la nappe dunaire. Néanmoins ces deux sites ne peuvent être comparés, le milieu étant réducteur au forage 9.

Il ne reste plus qu'à discuter des points 9 et 15 ne pouvant être rattachés à aucun autre ensemble ni entre eux. Ceux-ci sont les plus proches de la mer avec une relation massif dunaire-aquifère crayeux qui a pu être démontrée précédemment.

4. Synthèse

La compilation des résultats obtenus d'une part grâce à l'étude de l'évolution des différents paramètres physico-chimiques sur le secteur d'étude et d'autre part au moyen de l'analyse en composantes principales permet tout d'abord de démontrer l'existence d'une variation latérale, des côtes crayeux à la mer, de l'hydrochimie de la nappe de la craie (fig. 133).

L'analyse en composantes principales a permis de mettre en évidence l'existence de trois groupes d'eaux. Le premier, à l'intérieur duquel sont regroupés les points 5, 11 et 13, est caractérisé par des eaux riches en sulfate et magnésium avec des teneurs en chlorures importantes sur l'ensemble des prélèvements. Ensuite, un deuxième groupe, comprend les points 1, 3, 4, 7, 8 et 10 marqués par leur taux de nitrate, enfin le dernier groupe, avec les points 2, 6, 12 et 14 est intermédiaire aux deux précédents. Néanmoins, deux points n'ont pu être rattachés à ces différents ensembles. Il s'agit des forages 9 et 15, qui compte tenu des données issues de l'étude des relations entre les divers aquifères, viennent bien confirmer le phénomène de drainance.

De même, l'examen plus détaillé des paramètres physico-chimiques a permis de déterminer, en se déplaçant des côtes crayeux vers la mer, trois zones distinctes caractérisées par la succession O_2 - NO_3^- / Fe-Mn / S^{2-} . La zone I comprend les points 1, 3, 4, 7, 8 et 10 et la zone III

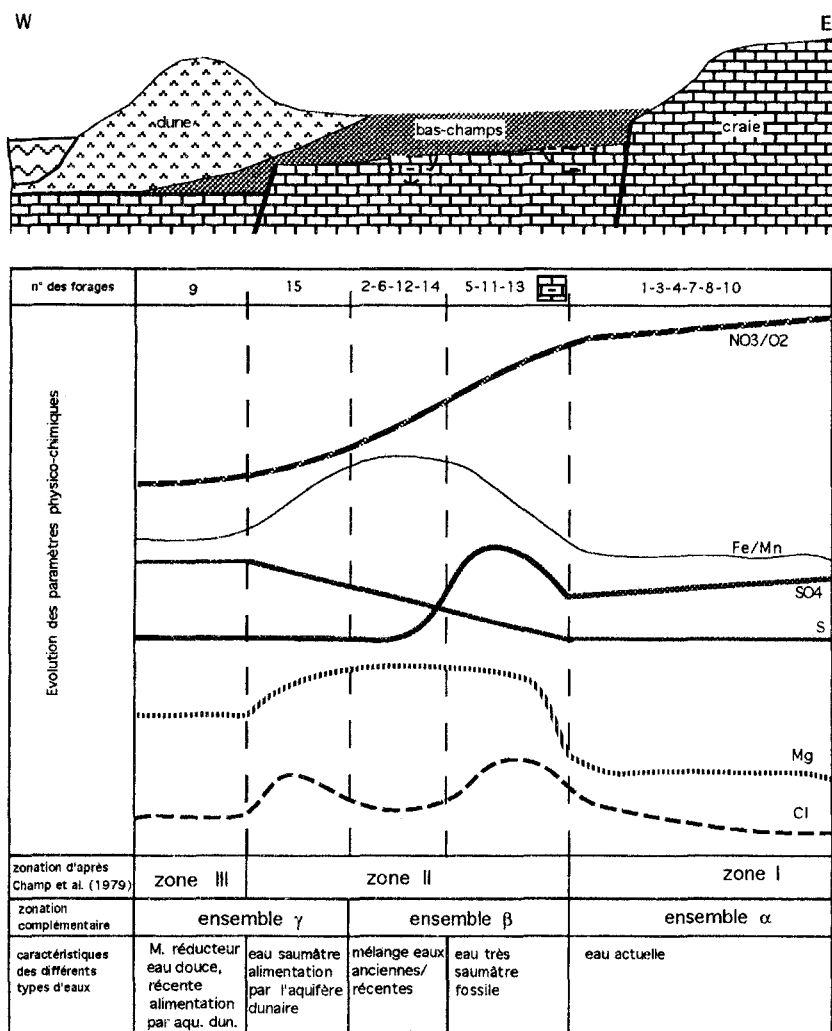


Fig. 133. Evolution latérale des paramètres physico-chimiques de la nappe de la craie dans le secteur de Merlimont (Pas-de-Calais) et interprétation en terme de types d'eaux.

uniquement le 9. Cette répartition est le résultat de la dénitrification avec en plus la juxtaposition d'eaux d'âge et de type différents.

Compte tenu de ces considérations, on peut supposer que le réservoir crayeux au niveau des Bas-Champs contient des eaux d'origine et d'évolution différentes. En se déplaçant d'Est en Ouest, il existe trois grandes familles : des eaux récentes directement alimentées par les coteaux crayeux (ensemble α) puis des eaux résultant du mélange d'eau d'origine plus ancienne et marine avec celle provenant de l'aire de recharge selon le sens de l'écoulement apparent de la nappe (ensemble β). Par ailleurs, il existe dans cette zone deux secteurs composés d'eau beaucoup plus saumâtre et dont les concentrations en magnésium et sulfate indiquent une origine antérieure. Cette répartition nous autorise à admettre la présence de lentilles d'eau marine fossile dans les Bas-Champs, l'existence d'une diminution des teneurs en nitrates sous les Bas-Champs expliquée plutôt par un mélange d'eau marine et récente que par le phénomène de dénitrification. Néanmoins, afin de valider cette

répartition, une analyse isotopique aurait été nécessaire pour confirmer l'âge des différents types d'eaux. En ce qui concerne l'ensemble γ , la zone est caractérisée par l'existence d'un phénomène de drainage normale permettant une alimentation partielle de l'aquifère crayeux par la nappe dunaire. Cependant, on peut le subdiviser en deux parties : la partie ouest réductrice et l'autre non.

De l'ensemble des résultats physico-chimiques des eaux auxquels nous sommes parvenus par ces deux approches, se dégage une relation nette entre les caractéristiques des eaux, leur environnement physique et géologique, malgré la complexité apparente des données hydrochimiques et des conditions géologiques locales. De plus, ce secteur d'étude, d'après l'analyse morphostructurale, est découpé en deux blocs (A et B), dont les caractéristiques hydrochimiques donc hydrogéologiques sont différentes. Ceci permet de proposer un schéma synthétique (fig. 134) élargissant la coupe ci-dessus à l'ensemble du secteur.

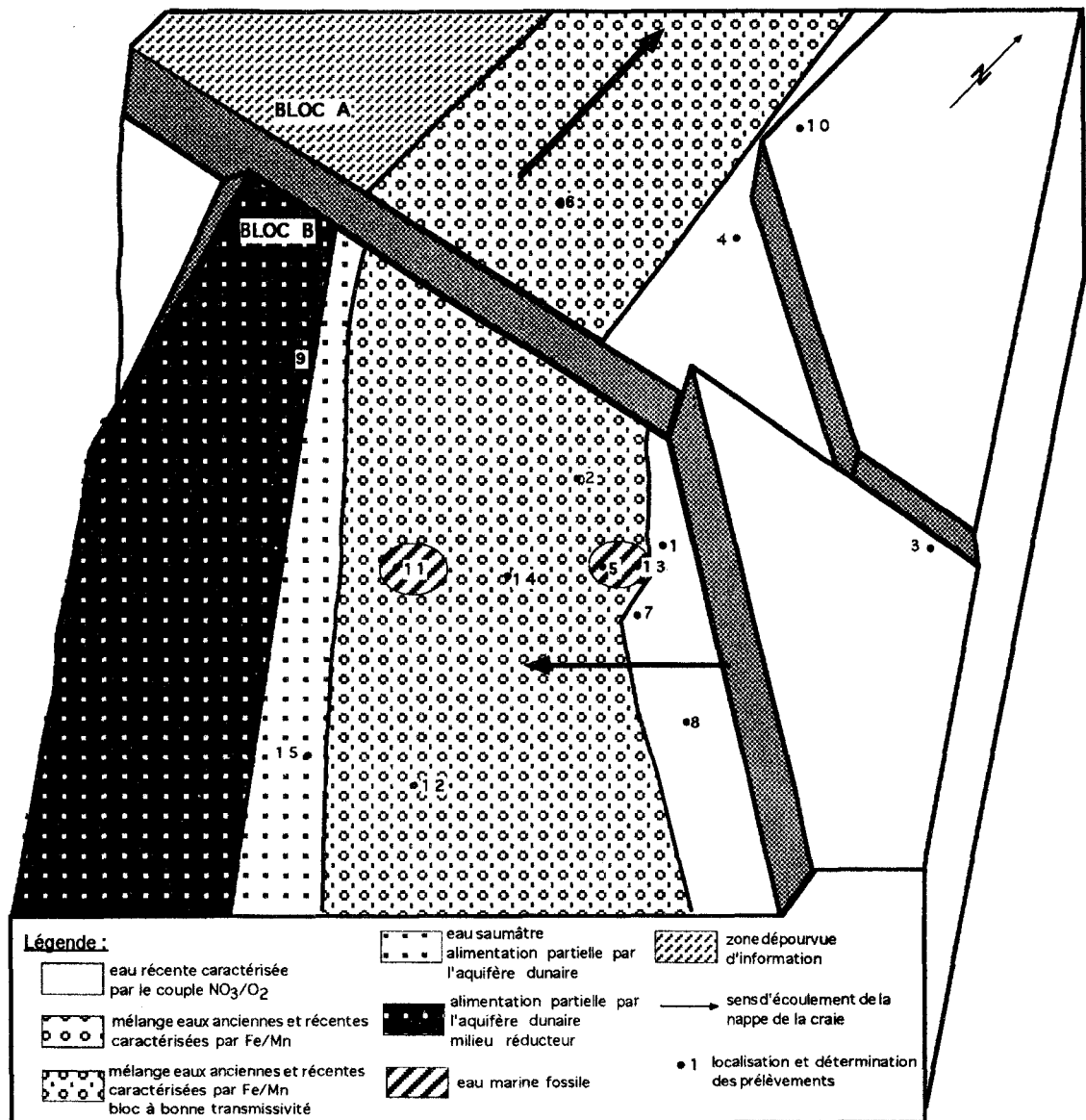


Fig. 134. Bloc diagramme schématisant la répartition géographique des différents groupes d'eaux dans le secteur de Merlimont (Pas-de-Calais).

En effet, au sein de l'ensemble β , on peut distinguer, dans le bloc A, d'une part des eaux plus riches en manganèse et d'autre part une transmissivité plus importante compte tenu des concentrations en nitrates plus élevées au point 6 qu'au 2 alors que ceux-ci sont situés à la même distance de la falaise fossile. Néanmoins, compte tenu de l'écoulement global de la nappe de la craie déduit de la carte piézométrique ainsi que de l'augmentation des concentrations en fer et manganèse dans le bloc A, une autre hypothèse peut être émise : la succession en zone I, II et III décrite dans le sens est-ouest se retrouverait également dans le sens nord-sud, mais de manière moins flagrante puisque la nappe est toujours captive dans cette direction. Cette hypothèse pourrait se vérifier si on disposait de points situés plus au nord et caractérisés par la présence de sulfures.

D) L'INTERFACE EAU DOUCE - EAU SALEE

1. Introduction

Nous venons de préciser les différents aquifères présents dans la zone d'étude ainsi que quelques-unes de leurs caractéristiques. De plus, l'étude de l'évolution piézométrique des nappes superficielles ou de la Craie a permis de mettre en évidence l'influence de la proximité de la mer par l'intermédiaire de fluctuations du niveau des nappes en certains endroits en fonction des marées. Mais il existe également une deuxième conséquence à la proximité de la mer : il s'agit de la présence d'un volume d'eau salée s'introduisant à l'intérieur des terres.

Après un bref rappel de l'effet exercé par la mer sur les eaux souterraines, un exposé et une discussion des différentes données seront effectués. En ce qui concerne la partie septentrionale, il n'existe pas de données nouvelles depuis les travaux effectués lors du tracé du Tunnel sous la Manche. Par contre pour la partie méridionale, très peu de données existaient jusqu'à aujourd'hui. Afin de comprendre un peu mieux la disposition de l'eau salée, l'approche a été orientée suivant divers axes : prélèvements d'eau avec analyse des chlorures dans le secteur géographiquement compris entre Berck, Merlimont, la falaise fossile et la mer, accompagnés d'investigations géophysiques et d'un profil de conductivité dans le Nord-Marquenterre. Dans le reste de ce secteur, le nombre de forages disponibles étant insuffisant, aucune information supplémentaire ne peut être obtenue.

2. Généralités

A l'Ouest, la limite littorale des différentes nappes est marquée par l'interface eau douce - eau salée.

En raison des différences de densité des eaux mises en présence, il se crée un "biseau salé" dont la représentation théorique est donnée sur la figure 135.

Le principe de Ghyben-Herzberg (Bear, 1972) donne la relation suivante :

$z = -40h$ avec : * z , la profondeur de l'interface

* h , la charge dans l'eau douce

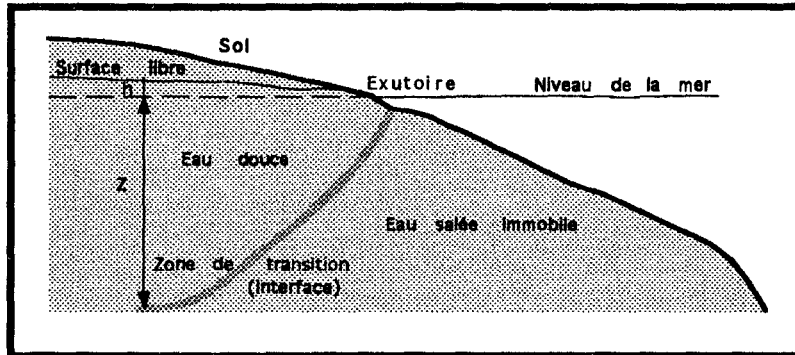


Fig. 135. Représentation schématique du biseau salé (in de Marsily, 1981).

Néanmoins, ce modèle appelle deux remarques (Van Der Veer, 1977 ; Wilson & Sa da Costa, 1982) :

- l'hypothèse de l'équilibre néglige l'écoulement de la nappe et l'effet dynamique des marées ;
- l'hypothèse de l'immiscibilité néglige la dispersion cinématique et la diffusion moléculaire qui donnent à l'interface une certaine épaisseur.

D'après des recherches effectuées dans les dunes à l'Ouest de De Panne, près de la frontière franco-belge (Lebbe *et al.*, 1990), l'existence d'une lentille d'eau salée au-dessus de l'eau douce a été démontrée. De plus, plusieurs profils de résistivité ont permis de mettre en évidence la configuration en "doigts de gants" (fig. 136) des différents types d'eau (douce, salée et saumâtre).

Par ailleurs, des anomalies de l'interface eau douce/eau salée, dans les plaines maritimes flamandes et picarde ont été étudiées (Mercier & Bacrot, 1990). Des salinités de 1,8 g/l ont été mesurées à la surface de la nappe des Bas-Champs, dans le Sud et l'Ouest du Marquenterre uniquement, démontrant la contamination de cette nappe par l'eau de mer. Ces zones anormales s'alignent dans le prolongement septentrional de failles proposées, quelques kilomètres plus au Sud, par Mennessier & Beun (1980) grâce à des arguments indirects. Ces failles sub-méridiennes décaleraient sensiblement une grande partie du Quaternaire. En effet, la mise en place d'une interface dans la nappe des Bas-Champs nécessite la mise en correspondance des réservoirs crayeux et flandrien que l'on peut attribuer aux failles. Ce phénomène hydrogéologique va induire une remontée de l'interface eau douce/eau salée dans le cas d'un drainage généralisé et d'un assèchement des zones humides. Pour palier cet effet, il faudra donc réalimenter la nappe d'eau douce pendant la période d'évapotranspiration maximale afin d'atténuer la remontée de l'interface.

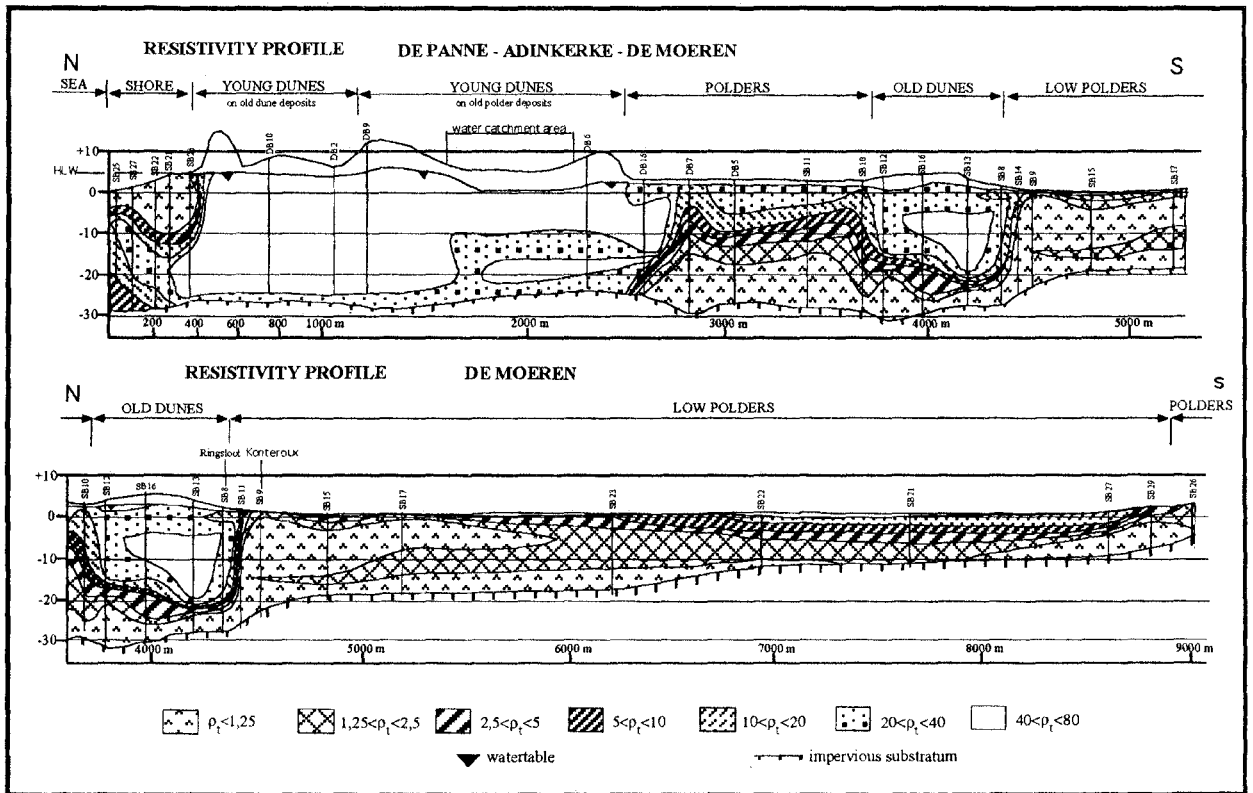


Fig. 136. Profil de résistivité à travers la plaine maritime près de la frontière franco-belge (in Lebbe *et al.*, 1990).

Néanmoins, plusieurs hypothèses existent, mais il semblerait que l'origine de l'eau salée ne soit pas à chercher dans une intrusion de l'eau de mer actuelle (Levassor, 1989). En effet, les conditions hydrodynamiques qui permettraient ce phénomène ne sont pas satisfaites, ou du moins, sont telles que l'invasion aurait une extension beaucoup plus limitée que celle observée. La présence d'eau salée s'expliquerait par l'histoire géologique de la plaine maritime, les mers Pléistocène et Holocène ont recouvert la plaine maritime jusqu'à la limite actuelle des watergangs. Le drainage de la plaine ne remonte qu'au Moyen-Age. Nous observerions ainsi un biseau résiduel, en situation de déséquilibre, qui tend à se résorber. Des poches d'eau salée ou saumâtre resteraient confinées dans les horizons les moins perméables qui, relativement plus poreux que les niveaux fissurés, emmagasinaient des quantités d'eau importantes. L'évacuation des eaux saumâtres serait un phénomène lent, d'échelle géologique. Le concept de biseau salé serait dans ce cas à remplacer par celui d'un piègeage d'eau marine fossile.

Depuis, la réalisation de digues, la poldérisation et le drainage auraient repoussé la mer, mais l'eau marine fossile resterait retenue dans les terrains (alluvions et craie) bien que progressivement refoulée vers le rivage actuel par les eaux douces en provenance des affleurements crayeux. Le recul des eaux salées serait plus difficile en profondeur en raison des plus faibles perméabilités.

3. Données expérimentales

En ce qui concerne la zone située au Nord de la Boutonnière du Boulonnais, une étude antérieure a été effectuée en vue des travaux du Tunnel sous la Manche. L'ensemble des données qui suit est tiré d'un rapport Simecsol (1987).

Par contre pour la zone située au Sud de la Boutonnière du Boulonnais et allant jusqu'au Nord Marquenterre, une recherche des forages existants a permis d'obtenir une évaluation relativement correcte de la répartition de l'eau salée.

a) *Partie septentrionale*

Un profil de conductivité a été réalisé les 23 juin et 5 septembre 1987 dans onze points situés de part et d'autre d'une ligne reliant Sangatte à Coquelles. L'ensemble de ces points est relatif à l'aquifère crayeux.

Les profils de résistivité sont semblables aux deux dates. L'interface eau douce-eau saumâtre, eau saumâtre-eau salée ou encore eau douce-eau saumâtre a pu être déterminée dans huit de ces ouvrages. En effet, deux d'entre eux sont remplis entièrement par de l'eau douce (n° 16 et 25). Par contre le forage n°4 est entièrement salé alors qu'il est situé topographiquement à 1,92 m N.G.F., donc au-dessus du niveau moyen des mers et qu'il est plus éloigné du rivage que le forage n°2 où l'interface eau douce-eau saumâtre se situe à -1,58 m N.G.F. D'après les différentes données bibliographiques ce phénomène pourrait s'expliquer par une lithologie différente de la craie, moins perméable à cet endroit et donc capable de stocker l'eau salée fossile.

Les isohypses de l'interface eau douce - eau saumâtre ou salée sont représentées sur la figure 137. On remarque à la lecture de cette carte une intrusion d'eau salée au niveau du Cran, alors que l'eau est entièrement douce jusqu'au moins 30 m de profondeur (cote N.G.F.) aux alentours, lorsque la nappe est libre.

b) *Partie méridionale*

1. Dans les différentes Réserves

A défaut d'analyses chimiques permettant d'obtenir la concentration de l'eau en chlorure de sodium en différents points, des mesures de conductivité ont été réalisées.

La conductivité est un paramètre physique qui permet d'évaluer le degré de minéralisation totale, augmentant avec la teneur en sels dissous et variant en fonction de la température.

Cette mesure exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$ permet donc également de suspecter les intrusions d'eau marine (biseau salé). La localisation des différents points décrits ultérieurement est précisée sur la figure 138.

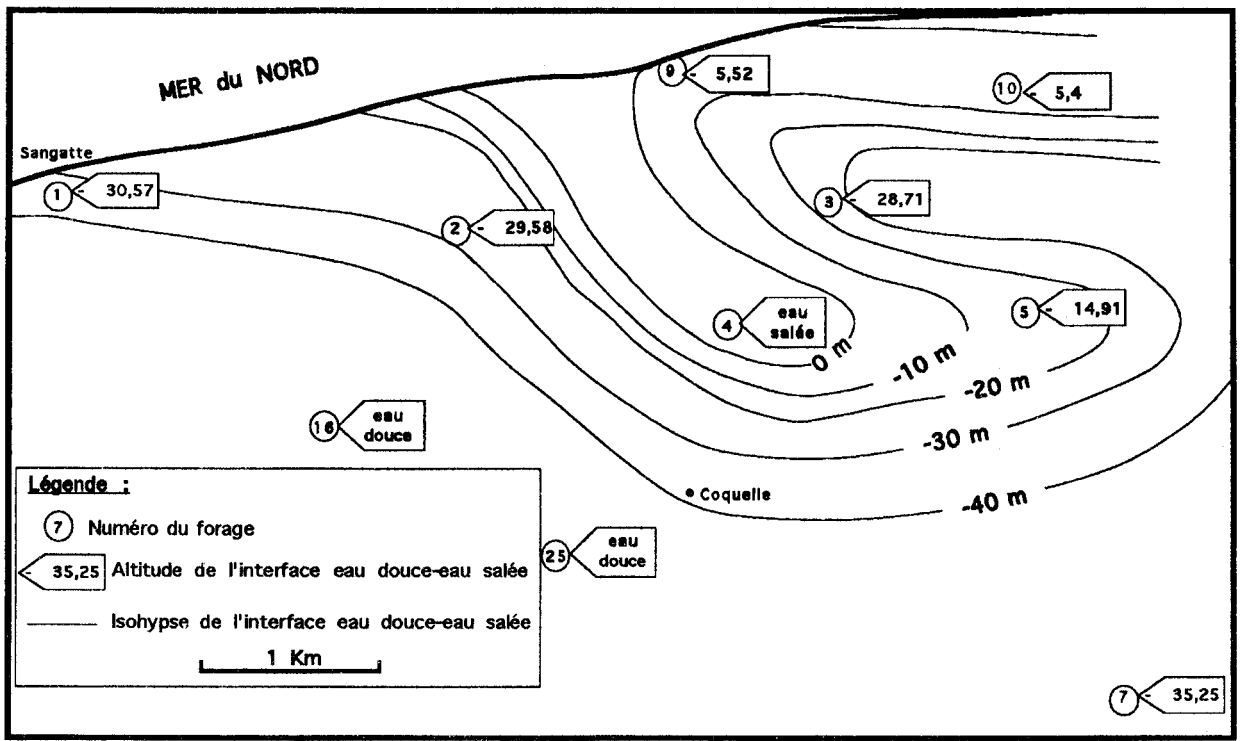


Fig. 137. Isohypses de l'interface eau douce - eau saumâtre (ou salée) dans le secteur septentrional à la date du 23 juin 1987.

La conductivité de la nappe des dunes, mesurée dans les pannes, varie entre 200 et 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ selon la nature du sol ainsi que la végétation environnant les différentes pannes. C'est donc une eau douce affleurant à la faveur des pannes, sur l'ensemble des massifs dunaires. Par contre des mesures effectuées au niveau des mollières ont donné des conductivités allant de 18000 à 32000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, caractérisant une eau saumâtre à salée.

Une étude pour la création du golf de Fort-Mahon (Mouron, 1990) a permis d'obtenir des informations sur la nappe de la craie. En effet un forage de reconnaissance a été réalisé afin d'obtenir la profondeur du toit de la nappe de la craie ainsi que les qualités physico-chimiques de l'eau. Des analyses de teneurs en chlorure effectuées dans ce forage (F_5) du golf (Comon, 1991) ont montré une contamination de la nappe de la craie (3 g/l) par l'eau de mer.

Afin d'apprécier la profondeur de l'interface eau douce-eau salée, un profil de conductivité a été réalisé le 6 septembre 1994 (fig. 139). L'interface eau douce-eau saumâtre a été atteinte à 36 m de profondeur. Par contre l'interface eau saumâtre-eau salée n'a pas été rencontrée.

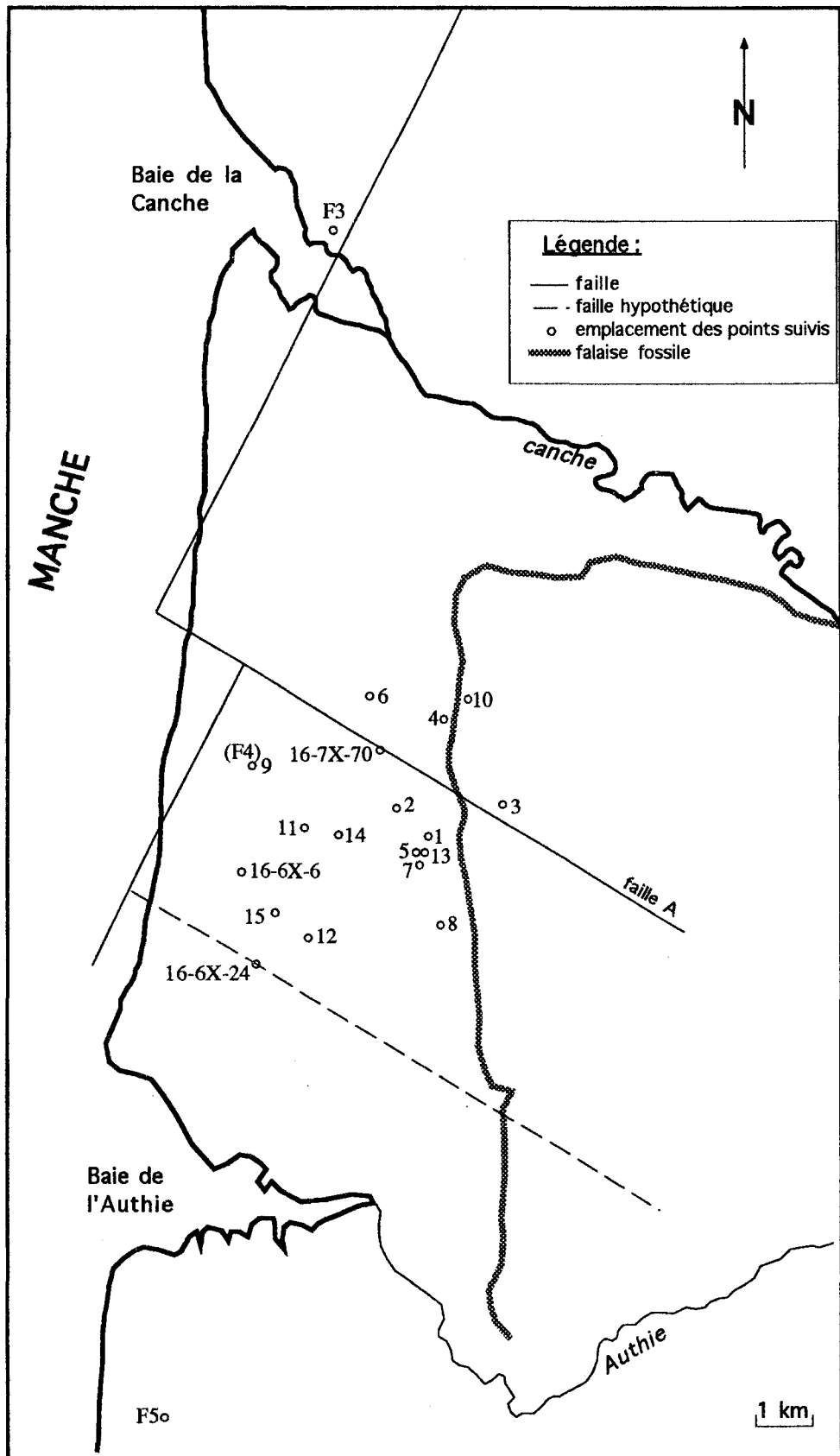


Fig. 138. Localisation des différents points comprenant des indications d'ordre salinométrie.

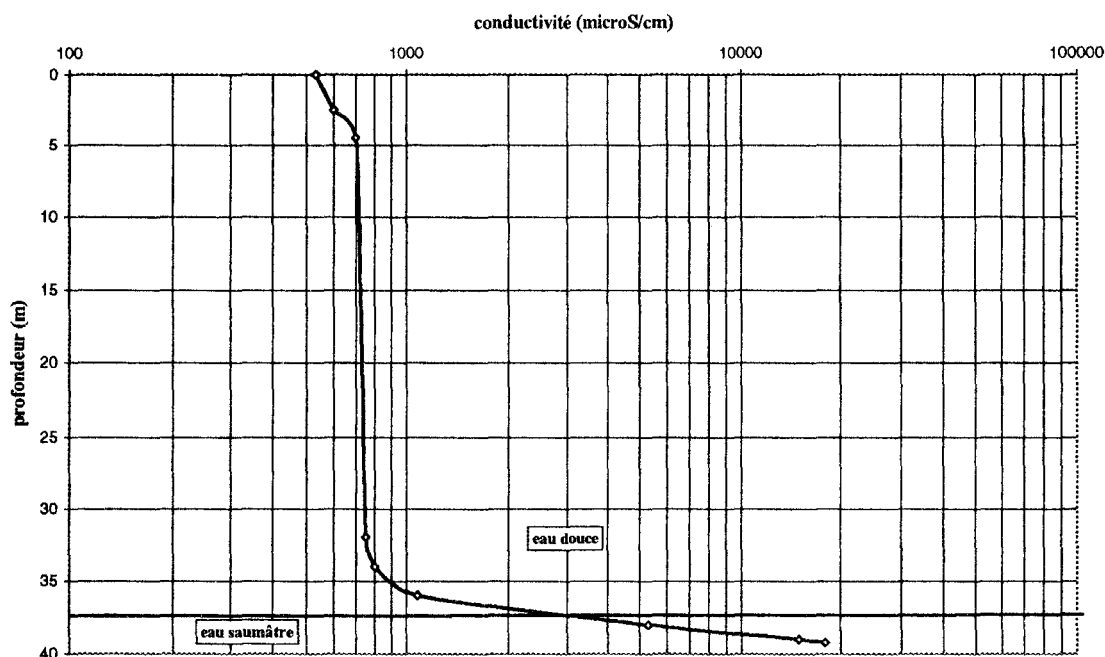


Fig. 139. Profil de conductivité effectué le 6 septembre 1994 dans le forage F5.

Un même profil de conductivité a été établi dans le forage de l'éolienne de la Réserve Biologique de Merlimont (F₄) ainsi que dans le forage F₃ de la Réserve de Baie de la Canche. Contrairement au précédent, aucune trace d'eau marine n'a été rencontrée dans l'un ou l'autre des forages. Pourtant la profondeur de ces deux forages aurait dû permettre d'obtenir l'interface eau douce-eau salée si les conditions hydrogéologiques étaient les mêmes dans l'aquifère crayeux, puisqu'ils ont tous deux une profondeur d'environ 60 m. En effet le forage F₃ est situé plus près de la mer que le F₅. On peut d'ores et déjà affirmer que le simple concept de biseau salé ne suffit pas à expliquer la répartition des masses d'eau salée. Parallèlement la station de pompage alimentant la ville de Camiers, située à proximité du forage F₂ est dépourvue d'eau salée. Il en est de même pour le forage du golf d'Hardelot-Plage. D'après ces quelques indications, il semblerait que dans la zone située entre le Sud de la Boutonnière du Boulonnais et la Canche l'aquifère crayeux ne contienne que de l'eau douce. Ceci paraît tout à fait logique compte tenu de la géologie de ce secteur. En effet, à cet endroit la craie est directement au contact des terrains jurassiques au niveau de la côte alors qu'au Sud de la Canche, le Crétacé se retrouve en mer. Cette configuration laisserait supposer l'existence de faille(s) séparant ces deux formations et constituant alors une limite étanche, empêchant l'intrusion d'eau marine. Néanmoins, lors de l'étude des variations piézométriques aux forages F₃ et F₁, l'action de la marée a été démontrée. Cette réaction n'est alors qu'un transfert de pression.

2. Dans le secteur de Merlimont-Berck

Comme on l'a vu lors de l'étude hydrochimique de l'aquifère crayeux dans la zone des Bas-

Champs, le nombre de points est satisfaisant pour avoir une représentation relativement correcte de la répartition de l'eau salée. La position des divers points de prélèvement est localisé sur la figure 126. La teneur en chlorures (fig. 140) varie sur l'ensemble des points de prélèvement de 35 mg/l sur le coteau crayeux ainsi qu'à la limite de celui-ci avec la plaine picarde à 760 mg/l.

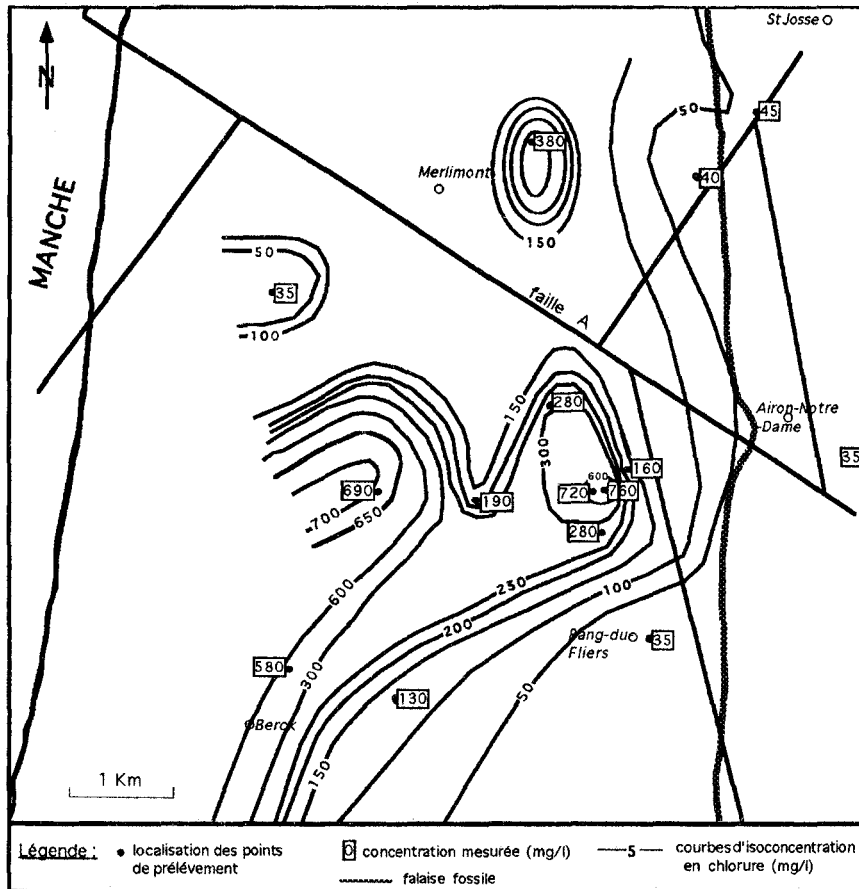


Fig. 140. Courbes d'isoconcentration en chlorures dans la zone des Bas-Champs en date du 8 février 1996.

L'allure des courbes sur la carte d'isoconcentration en chlorure, même si elle est relativement hypothétique compte tenu du nombre restreint de points, permet néanmoins de mettre en évidence une répartition bien éloignée du concept de biseau salé. En effet, il convient tout d'abord de noter la très faible concentration en chlorure au point 9. Ce phénomène est tout à fait surprenant compte tenu de sa position proche de la mer, contrairement aux points 5 et 13 qui sont caractérisés par une eau beaucoup plus saumâtre que dans le reste du secteur alors que l'on est franchement à l'intérieur des terres. Sinon dans le reste de la zone, on trouve des intrusions plus ou moins pénétrantes vraisemblablement en relation avec la fracturation.

Parallèlement d'après des renseignements récoltés au Bureau de Recherches Géologiques et Minières, il existe deux forages à la craie situés dans ce même secteur, montrant la présence d'eau salée dans l'interfluve Canche-Montreuil. Leur localisation par rapport à la mer (fig. 138) appelle tout d'abord deux remarques : le forage n° 16-6X-24 contient de l'eau salée alors que, par exemple,

l'eau du forage n° 16-6X-10, situé non loin n'est pas salé. Il en est de même pour le forage n°16-7X-70, situé encore plus vers l'intérieur des terres. Si l'on s'intéresse à l'emplacement de ce second forage par rapport aux accidents tectoniques, on constate qu'il est situé à proximité d'un accident majeur d'orientation N 120° .

Ceci laisserait supposer une intrusion d'eau marine facilitée par des failles. Si cette hypothèse était vérifiée, il serait alors possible de tracer une faille parallèle à la précédente passant par le forage n°16-6X-24. Cette hypothèse d'intrusion marine par l'intermédiaire de failles permettrait d'expliquer la présence d'eau salée à une distance relativement éloignée par rapport à la mer et la proximité d'autres forages de même profondeur remplis d'eau douce mais éloignés des failles.

Les mesures dans ces différents points sont relativement surprenantes par rapport à la première approche concernant le "biseau salé". Or, ici on retrouve plusieurs forages remplis d'eau saumâtre relativement loin de la côte. Ceci vient, dans un certain sens, confirmer la présence d'eau salée dans les forages 16-7X-70 et 16-6X-24, rebouchés à l'heure actuelle.

Cette répartition est semblable à la description en "doigts de gants" du biseau salé, mais cette fois-ci non plus verticalement mais horizontalement, complétée avec l'existence de compartiments hydrodynamiques.

Une série de prélèvements a également été réalisée le 18 juillet 1995 dans quelques-uns des points décrits précédemment. Des problèmes d'analyse de certains ions ont rendu les résultats non interprétables, malgré tout les concentrations en chlorures sont fiables. Les résultats sont reportés dans le tableau XXIX.

n° du forage	2	3	5	6	8	11	12	13
[Cl ⁻] en mg/l 18/07/95	310	35	1160	460	60	1320	145	1200
[Cl ⁻] en mg/l 8/02/96	280	35	720	380	35	690	130	760

Tab. XXVIII. Comparaison des concentrations en chlorures de l'aquifère crayeux dans les Bas-Champs.

Dans l'ensemble des points de mesure, on constate que la teneur en chlorure est toujours plus élevée en juillet 1995 qu'en février 1996. Néanmoins, excepté pour les points 5, 11 et 13, où les valeurs ont diminué d'un facteur 2, dans les autres cas celles-ci sont du même ordre de grandeur.

Une étude, sur un massif carbonaté d'Espagne, présentant une karstification avancée (Calvache & Pulido-Bosch, 1991, 1993) a montré une répartition différente de l'intrusion salée selon la période hydrologique. De plus, au cours de nombreux travaux (Plummer, 1975 ; Sanford &

Konikow, 1989 ; Back, 1992 ; Salomon, 1995), il a pu être mis en évidence que dans la zone où l'eau douce est mélangée avec l'eau salée, le carbonate de calcium a tendance à se dissoudre entraînant la formation de conduits karstiques et donc une perméabilité en grand du calcaire.

Des travaux traitant de l'eau de l'aquifère de l'Aguadulce (Almeria, Espagne) ont montré par des mesures mensuelles de conductivité effectuées dans divers points, un maximum de conductivité en décembre, correspondant à l'augmentation du niveau piézométrique (Pulido-Bosch *et al.*, 1993). Cette constatation est tout à fait en accord avec les résultats obtenus. En effet, comme il a été souligné lors de l'étude de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie, l'année 1995 est marquée par une période d'étiage prolongée, le niveau piézométrique étant, sur l'ensemble des points, supérieur en juillet qu'en février. La conductivité étant fonction de la salinité, il est logique d'après les considérations précédentes d'obtenir une eau plus saumâtre en juillet qu'en février.

4. Apport de la géophysique

La mise en oeuvre de ces différentes méthodes géophysiques a permis de confirmer et d'affiner le tracé de certaines failles situées dans les Bas-Champs (Chapitre I, E). De plus, les sondages électriques et les profils électromagnétiques (fig. 141) ont apporté un complément d'information pour la compréhension de la répartition de la limite eau douce - eau salée.

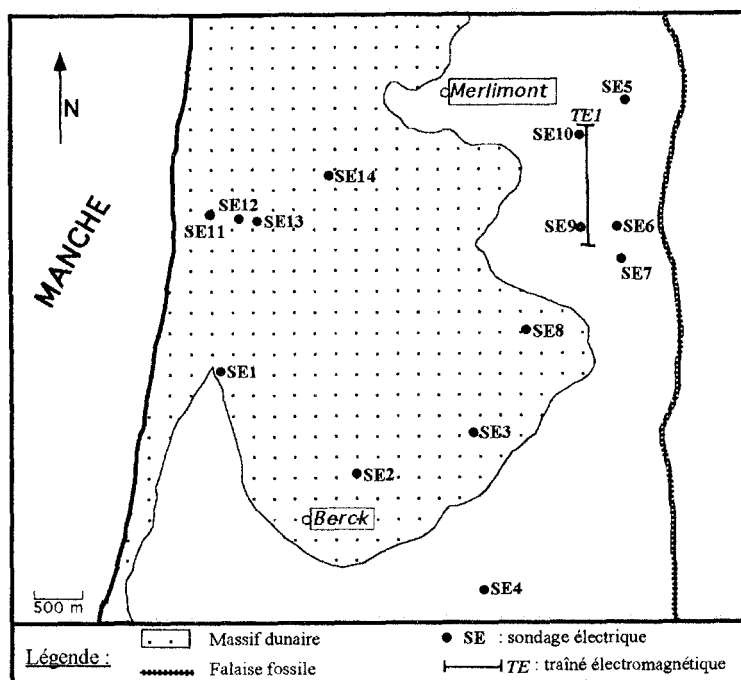


Fig. 141. Localisation des points étudiés entre Merlimont et Berck.

Le dispositif des sondages électriques réalisés dans le massif dunaire a été orienté Nord-Sud (parallèlement à la côte). Il avait pour objet de localiser la limite entre les terrains saturés en eau salée et ceux saturés en eau douce et d'en déterminer leur nature (fig. 142).

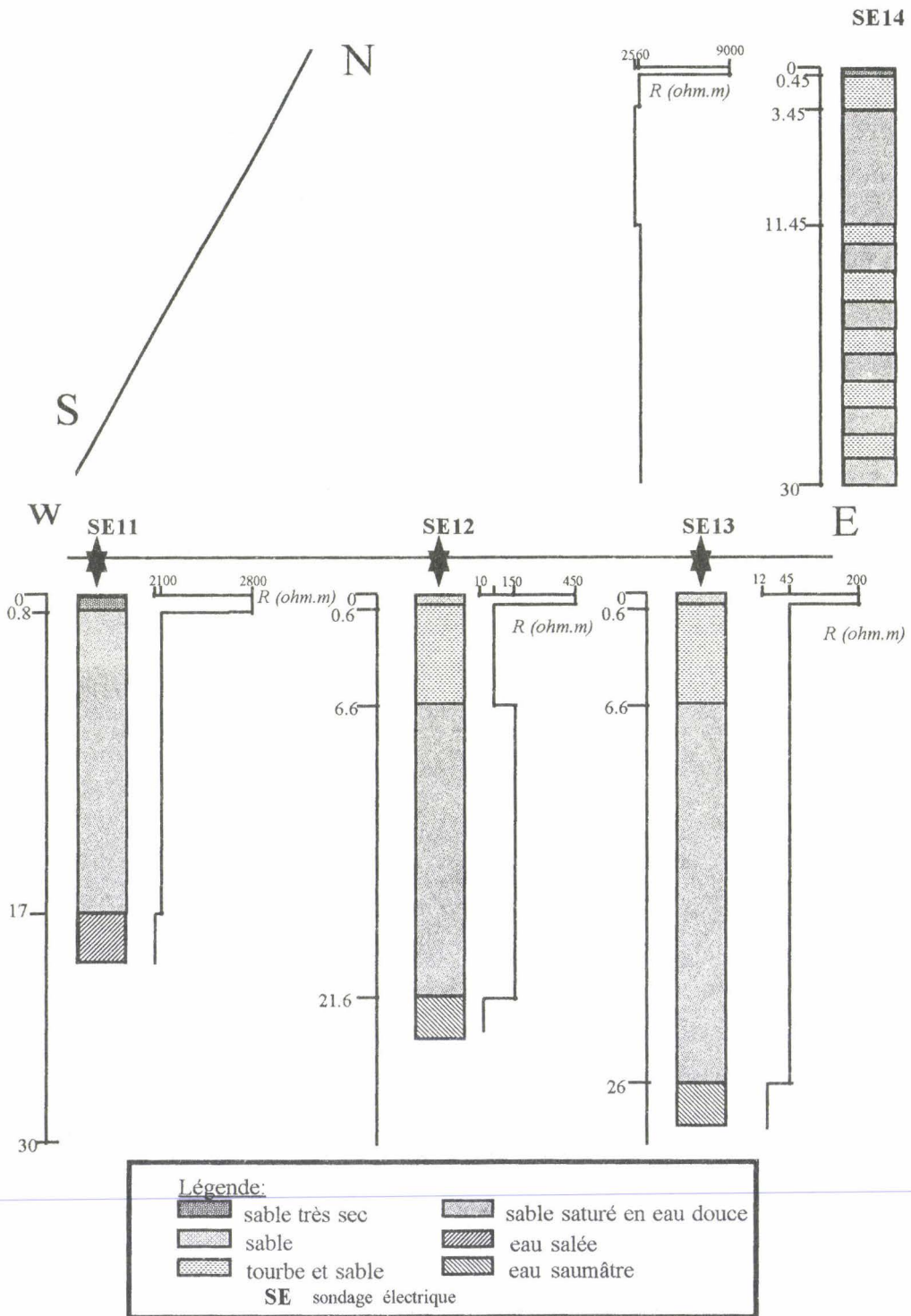


Fig. 142. Essais géophysiques et leur traduction géologique dans le massif dunaire.

Les sondages électriques peuvent être interprétés comme suit :

- au droit du sondage SE11 : du sable très sec (2800 ohm.m) d'épaisseur inférieure à 1 m surmonte un sable saturé en eau douce (100 ohm.m) épais de 16 m, en dessous, il est saturé en eau salée (2 ohm.m),

- au droit du sondage SE12 : une couche épaisse de 0,6 m et d'une résistivité de 450 ohm.m surmonte une couche peu résistive de 60 ohm.m (sable et tourbe saturés). En dessous, un terrain épais de 15 m a une résistivité égale à 150 ohm.m (sable saturé d'eau douce). La dernière couche accrochée par le sondage est peu résistive (10 ohm.m), elle pourrait être constituée de sable saturé en eau saumâtre,

- au droit du sondage SE13 montre une première couche épaisse de 0,6 m d'une résistivité de 200 ohm.m. Elle surmonte une succession de trois terrains dont la résistivité diminue avec la profondeur (45 à 23 ohm.m) d'une épaisseur totale de 26 m. A 22 m de profondeur, le sondage révèle la présence d'une couche peu résistive qui pourrait être due à la présence d'eau saumâtre (10 ohm.m),

- au droit du sondage SE14, les terrains superficiels non saturés sont très résistifs (9000 ohm.m). En dessous, une couche épaisse de 3 m présente une résistivité de 60 ohm.m (tourbe) puis une de 8 m à 25 ohm.m. Plus bas, la résistivité augmente légèrement (65 ohm.m) indiquant l'absence d'eau salée ou saumâtre.

La synthèse des résultats obtenus grâce à la réalisation de sondages électriques permet de proposer une coupe d'orientation Est-Ouest (fig. 143). De la côte vers l'intérieur des terres on a la succession d'eaux salée, saumâtre et douce. En effet, au droit du SE11, les formations sont envahies d'eau salée, puis d'eau saumâtre au droit des sondages SE12 et SE13 alors que l'eau est douce jusqu'au moins 30 m de profondeur au niveau du SE14. Cette coupe permet de démontrer que dans ce secteur la répartition des différentes masses d'eau (salée, saumâtre et douce) est tout à fait en accord avec le concept de biseau salé, classiquement décrit dans ce type de configuration.

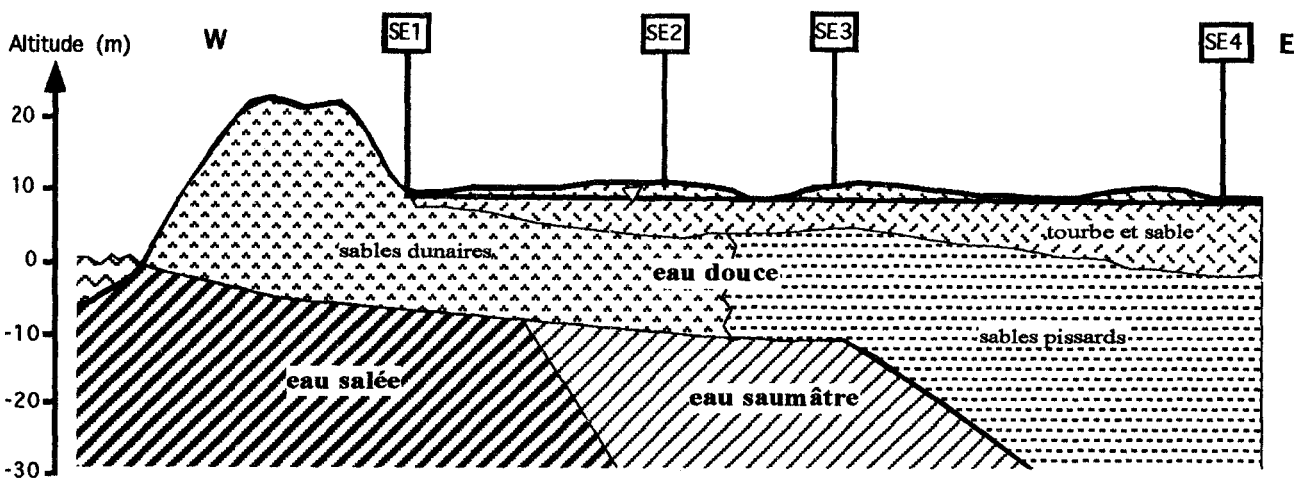


Fig. 143. Coupe dans la Réserve Biologique de Merlimont mettant en évidence la disposition des différentes masses d'eaux : douce, salée et saumâtre.

Il en est de même au droit du sondage SE1, où l'interface eau douce - eau salée a été atteinte à 14 m de profondeur.

Au niveau du sondage SE2, on a pu observer uniquement la présence d'eau douce jusqu'à 53 m de profondeur, alors qu'à l'Est, c'est-à-dire à l'intérieur des terres, l'eau saumâtre a été atteinte à 30 m au niveau du sondage SE3, à 12,4 pour le sondage SE9 et à 27 m au droit du sondage SE6. De plus, compte tenu des valeurs de résistivités au droit des sondages SE8 et SE4, l'eau est salée à respectivement 16 et 32 m. A la vue de ces informations, on s'aperçoit que le concept de biseau salé ne peut à lui seul expliquer cette répartition.

Ces constatations peuvent être confortées par l'analyse des concentrations en chlorures dans les forages disponibles dans cette zone (fig. 144). Il est tout d'abord à noter que la très faible concentration en chlorure pour le point situé le plus à l'Ouest, est tout à fait en accord avec les données issues de la géophysique (sondage électrique SE14). De plus, quatre forages implantés à l'intérieur des terres sont remplis d'eau salée, ce qui est conforme avec les résultats obtenus par la réalisation des différents sondages électriques dans ce secteur.

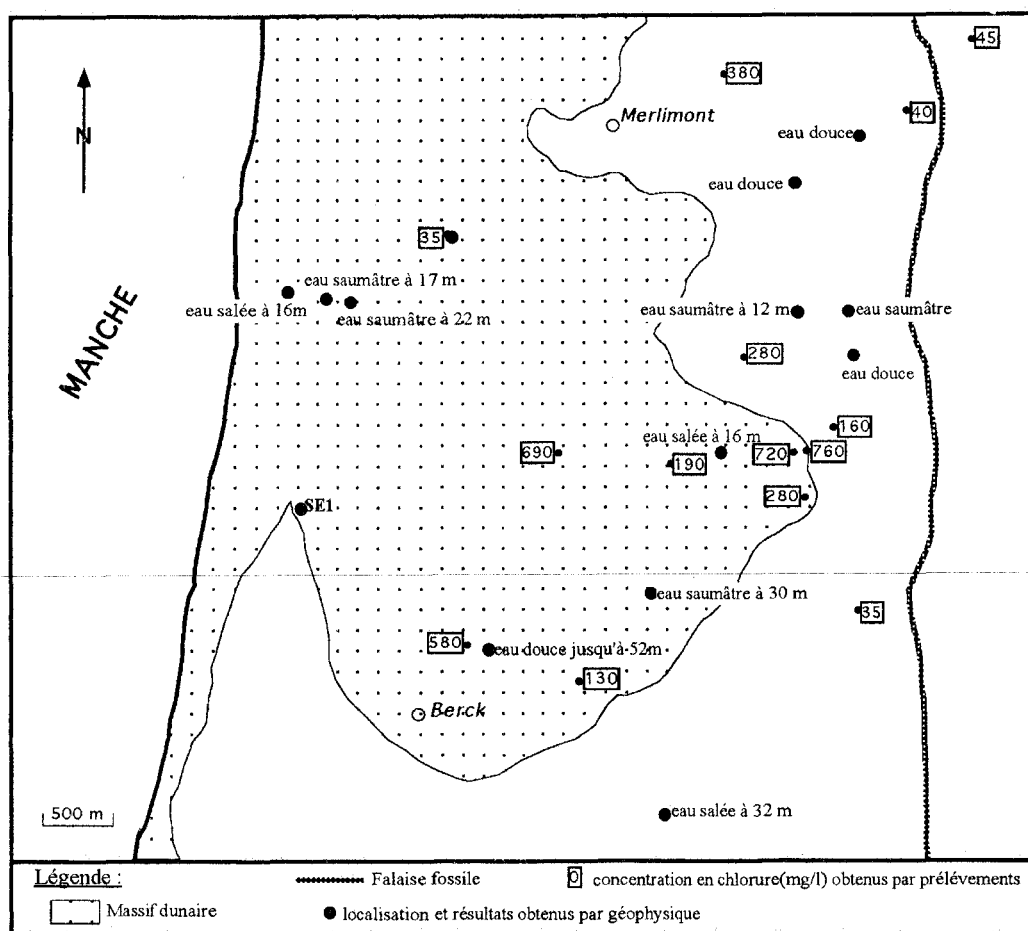


Fig. 144. Répartition des différents types d'eau (douce-saumâtre-salée) entre Merlimont et Berck.

La comparaison de ces données avec celles obtenues dans le massif dunaire confirme bien l'hétérogénéité spatiale de la répartition de l'eau salée à saumâtre dans cette zone littorale. A proximité de la cote, le sondage SE14 est dépourvu d'eau saumâtre jusqu'au moins 30 m de profondeur alors que dans les Bas-Champs l'eau saumâtre a été atteinte à 12,5 m de profondeur au sondage SE9. De plus, le sondage électrique SE2 révèle l'absence d'eau saumâtre ou salée jusqu'à 53 m de profondeur, alors que les zones adjacentes sont pourvues d'eau saumâtre voire salée.

Dans l'ensemble de cette zone, on trouve juxtaposé de l'eau salée, douce et saumâtre, indépendamment de la profondeur des forages. Cette configuration ne peut donc pas être expliquée par le concept du biseau salé.

Afin de vérifier s'il existe une relation entre la géométrie de l'aquifère crayeux et la répartition de l'interface eau douce - eau salée, une corrélation entre ces deux paramètres va être effectuée.

Dans les Bas-Champs, la synthèse des données géophysiques a permis de démontrer (Chapitre I), que cette zone est séparée en sept compartiments par six failles (fig. 28.). Au niveau des accidents d'orientation N40° et N120°, le traîné électromagnétique (fig. 27) est caractérisé par une très faible résistivité (2,5 ohm.m) qui est due à la présence d'eau salée. De plus, au niveau du sondage électrique réalisé au Sud (SE9), la baisse de résistivité à partir de 12,5 m de profondeur témoigne de la présence d'eau salée. Par contre, à l'extrémité Nord du profil, au droit du sondage électrique SE10, les terrains sont saturés d'eau douce jusqu'au moins 27,2 m (profondeur totale d'investigation). On a donc, sur une distance de 1 km, la juxtaposition de trois compartiments séparés par des failles remplies d'eau salée avec la présence d'eau saumâtre très rapidement et uniquement dans le compartiment Sud.

Ces observations sont tout à fait en accord avec les données bibliographiques énoncées précédemment. Il y a donc intrusion ou stockage d'eau salée au niveau de certains accidents tectoniques. De plus, la superposition des différents types d'eaux avec la structure permet alors d'expliquer cette complexité du milieu (fig. 145). En effet, l'aquifère crayeux, est divisé dans ce secteur en compartiments hydrogéologiques à caractéristiques hydrodynamiques différentes. Ces caractéristiques permettent alors de justifier la disposition de ces différentes masses d'eau conditionnées d'une part par sa structure et d'autre part par le degré de fracturation de chaque compartiment hydrogéologique et donc sa perméabilité. La localisation des venues d'eau et leur évolution sont donc conditionnées par la géométrie des discontinuités.

Afin de compléter ce bloc diagramme dans l'ensemble de la zone, il serait nécessaire de réaliser d'autres sondages électriques et des traînés électromagnétique pour délimiter les autres blocs.

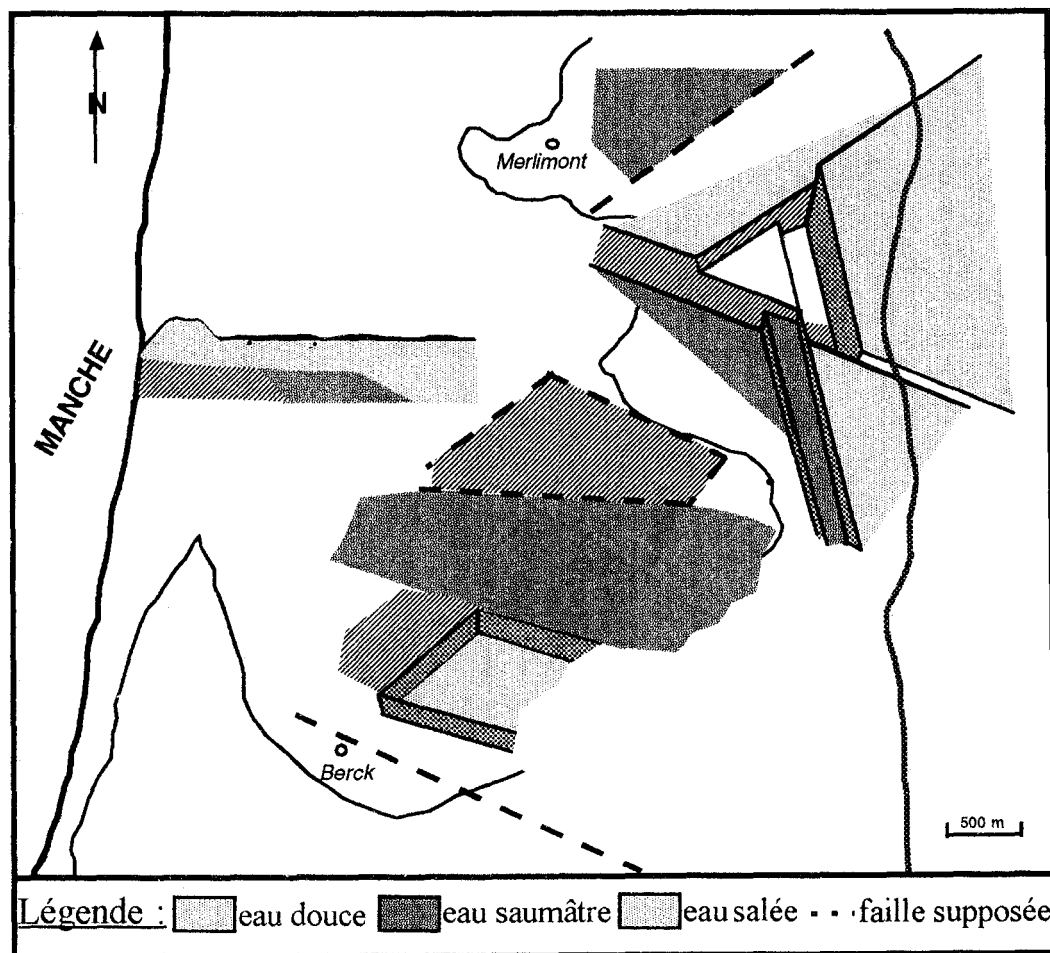


Fig. 145. Relation entre géométrie de l'aquifère crayeux et la localisation des eaux saumâtres et salées.

5. Conclusion

Les différentes remarques exposées dans cette partie permettent de mettre en évidence la complexité de la répartition de l'interface eau douce-eau salée.

Dans la partie septentrionale, l'interprétation de données antérieures a permis de mettre en évidence la juxtaposition de zones d'intrusion d'eau salée plus ou moins pénétrantes, démontrant dès lors que le concept de biseau salé ne peut plus être utilisé dans cet aquifère crayeux. Ceci a été vérifié également dans la partie méridionale et plus précisément dans la zone des Bas-Champs, entre Berck et Merlimont. Néanmoins dans celle-ci, la synthèse des résultats obtenus par l'analyse des chlorures dans les forages disponibles et par la géophysique témoigne que ce deuxième concept n'est pas non plus suffisant. Il faut ajouter à celui-ci la géométrie de l'aquifère crayeux, découpant la série crayeuse en une suite de compartiments hydrogéologiques individualisés par des accidents tectoniques qui sont des axes préférentiels soit d'intrusion marine soit de stockage.

Compte tenu des résultats obtenus, la présence d'eau salée ou saumâtre s'expliquerait par l'histoire géologique de la plaine maritime, les mers Pléistocène et Holocène ont recouvert la plaine maritime jusqu'à la falaise fossile. Des poches d'eau salée ou saumâtre resteraient confinées dans les horizons les moins perméables qui, relativement plus poreux que les niveaux fissurés, emmagasinerait des quantités d'eau importantes, comme par exemple au niveau des forages 5, 11 et 13. L'évacuation des eaux saumâtres serait un phénomène lent, d'échelle géologique.

De plus, dans la partie méridionale, au Nord Ouest de la Canche, il semblerait, d'après les données disponibles, que l'aquifère crayeux soit dépourvu d'eau salée, au moins dans les cinquante premiers mètres de profondeur. Cette différence entre le Nord et le Sud de la Canche pourrait s'expliquer par la présence de terrains jurassiques en mer au Nord de la Canche et par leur absence au Sud, laissant supposer l'existence d'un accident tectonique jouant le rôle de limite étanche au Nord de la Canche.

E) SYNTHÈSE

L'utilisation de l'hydrochimie comme moyen pour clarifier certains éléments comme l'étude de l'intrusion marine, la connaissance de la nappe de la Craie sous les Bas-Champs et des principales sources littorales a été bénéfique pour les deux premiers mais décevante pour le dernier point. En ce qui concerne la répartition de l'interface eau douce-eau salée, l'hydrochimie a été couplée à la géophysique (sondages électriques et profil électromagnétique). La synthèse des résultats obtenus par ces deux approches a permis de démontrer que le schéma classique du « biseau salée » ne peut plus être utilisé, tout du moins dans ce secteur pour expliquer la localisation de l'eau marine. En effet, celle-ci est en liaison avec la structure tectonique de l'aquifère, les failles pouvant être assimilées à des zones préférentielles d'intrusion ou de stockage d'eau salée. De plus, l'analyse chimique en ions majeurs, fer total, manganèse et sulfure dans quinze forages répartis de la limite de la falaise fossile à la mer, entre Merlimont et Berck a permis de compléter ces résultats en démontrant la présence d'eau marine fossile à certains endroits. De plus, la répartition des points de prélèvement a permis d'une part la détermination d'eaux d'âge différent avec vieillissement lorsque l'on s'éloigne du plateau crayeux et d'autre part la cartographie relative au nombre de points disponibles, des différents types d'eaux.

L'utilisation de l'hydrochimie a donc été bénéfique pour élucider ces deux questions mais elle le fut moins pour la caractérisation du fonctionnement des quatre sources. En effet, le nombre de prélèvements trop faible, la mauvaise répartition sur des périodes d'eaux hydrologiquement différentes et les concentrations mesurées peu fiables ont seulement permis d'émettre avec beaucoup de précautions quelques hypothèses sur certaines sources.

CONCLUSION

L'étude des différents hydrosystèmes ainsi que leurs relations sur le littoral Nord Pas-de-Calais a permis de démontrer la complexité du fonctionnement des différents ensembles et de leurs relations (fig. 146).

Compte tenu du temps imparti et du matériel disponible, seule la partie située entre le Sud de la boutonnière du Boulonnais a été étudiée. La partie située entre Sangatte et la faille de Landrethun n'a fait actuellement l'objet que d'une synthèse bibliographique, l'étude hydrogéologique est en cours.

La connaissance à l'échelle du secteur a été réalisée d'un point de vue géologique mais aussi piézométrique. La consultation des données antérieures, notamment celles de de Lammerville (1969) et Guérin (1966) a souligné l'existence d'une surface irrégulière du toit de la craie sous les dépôts quaternaires dans les Bas-Champs, avec parfois des décalages relativement importants (une dizaine de mètres). Le recensement puis l'analyse stratigraphique de l'ensemble des forages disponibles ont été suivis d'une comparaison avec la structure générale de la Manche Orientale et du Pas-de-Calais. Le résultat de cette démarche fut la réalisation d'une carte structurale réinterprétant la géométrie de la craie et donc celle de l'aquifère crayeux. En effet, l'ensemble crayeux doit être maintenant décrit comme la juxtaposition de plusieurs blocs délimités par des failles avec un affaissement d'une part vers le Sud et d'autre part vers l'Ouest. Ayant travaillé sur le contact Crétacé supérieur/Quaternaire au niveau des Bas-Champs, celui-ci pouvant être interprété comme une surface d'érosion, il a fallu confirmer le droit de le considérer comme surface de transgression et non pas comme un niveau d'altération superficielle. Pour ceci l'utilisation de la géophysique (sismique réfraction et électromagnétique) a permis de confirmer et d'affiner le tracé des failles et donc de valider la méthode sur l'ensemble du secteur.

A cette même échelle, deux campagnes piézométriques, une en avril 1995 (période de hautes-eaux) et l'autre en octobre de la même année (période de basses-eaux) ont permis de mettre en évidence un écoulement global de la nappe vers la Canche, donc vers le Sud pour la partie située au Nord de cette rivière mais un écoulement Nord et secondairement Ouest pour la partie située au Sud. Ces différentes observations avaient déjà été décrites antérieurement par divers auteurs. De plus, la superposition des cartes piézométrique et structurale laisse supposer

l'existence d'une influence des failles sur les écoulements, en fonction de l'orientation de ces dernières. Afin de confirmer et d'approfondir ces observations, le code Modflow a été utilisé. Le calage de la piézométrie calculée sur la piézométrie mesurée en période de hautes-eaux, a permis de témoigner de l'hétérogénéité de l'aquifère crayeux grâce à une distribution spatiale complexe des perméabilités. Ensuite la comparaison des cartes de perméabilités et structurale permet d'assimiler les différents blocs déduits de l'analyse structurale à des compartiments hydrogéologiques selon la définition de Bracq *et al* (1992b) eux-mêmes subdivisés en sous-compartiments. De plus, les valeurs de perméabilités obtenues dans les différents compartiments hydrogéologiques sont conformes aux données hydrodynamiques issues de la bibliographie.

L'étude à l'échelle régionale a permis de confirmer l'hétérogénéité de l'aquifère crayeux. En effet, le suivi de divers forages a mis en évidence des réactions complètement différentes du niveau hydrostatique aux précipitations, ceci indépendamment de la cote topographique. Les conclusions furent les mêmes lors de la réalisation de pompages d'essai dans certains forages agricoles où la proximité d'une faille a pu être caractérisée, mais ceci à une échelle différente de celles tracées sur la carte structurale.

L'aquifère crayeux ne peut donc plus être considéré comme unique dans cette zone d'étude. Même si stratigraphiquement, il existe des hétérogénéités tout au long de la série crayeuse, aucune anomalie ne permet de le considérer comme hydrauliquement discontinu d'un point de vue stratigraphique, mais hétérogène par son histoire tectonique. En effet, il doit être assimilé à une succession de compartiments aquifères ou casiers hydrogéologiques. Cette individualisation est due à des phénomènes tectoniques ayant permis la surrection de certains blocs, entraînant alors une évolution différente et donc l'acquisition de caractéristiques hydrodynamiques variées. A l'intérieur de ces compartiments, la répartition de la fracturation permet aussi l'individualisation de zones plus ou moins aquifères. Parallèlement à cette activité tectonique, des observations de terrains corrélées avec les enregistrements piézométriques laissent supposer l'existence de phénomènes de dissolution dans certains endroits comme par exemple à Rang-du-Fliers, à Ecuire et à Dannes.

Dans ce dernier lieu, la source du Vivier composée d'une série de griffons a été étudiée durant une année d'un point de vue hydrologique et hydrochimique. Le but étant de prouver l'existence ou non d'une karstification à cet endroit. Que ce soit par l'une ou l'autre des méthodes, les résultats furent peu satisfaisants même lorsqu'elles ont été appliquées à d'autres sources (Airon, Bronne et Stouanne, cette dernière n'ayant été abordée que par l'hydrochimie et ceci sans résultat). Les différentes méthodes utilisées furent :

– l'étude des débits classés pour les trois sources, qui a permis de démontrer l'existence d'une rupture de pente pour les sources du Vivier et d'Airon laissant supposer l'existence d'un

fonctionnement différent de l'aquifère en période de hautes et de basses-eaux, alors que l'homogénéité du système a été définie à la source de Bronne par l'obtention d'une seule droite. Cette homogénéité du système n'a pas été confirmée lors de l'analyse en composantes principales sur les principales variables (ions majeurs, température, débit, dpH, pCO₂ et la conductivité). En effet, pour une période s'étendant du début novembre 1995 à la fin mai 1996, l'évolution du chimisme de l'eau a défini des temps de séjour plus ou moins longs dans l'aquifère, suggérant un mode de fonctionnement différent ;

– l'étude de la courbe de récession n'a pu être réalisée qu'à la source d'Airon. Elle a permis de positionner cette source dans la classification de Mangin (1975) dans les systèmes peu ou pas karstiques. Néanmoins l'analyse en composantes principales n'a pas permis d'approfondir ces résultats ;

– les analyses corrélatoires et spectrales appliquées à la source du Vivier et d'Airon ont démontré que ces systèmes ont un pouvoir régulateur important (72 jours à Airon et 65 au Vivier) et que ces deux sources possèdent des réserves importantes, notamment pour celle d'Airon. Par ailleurs, l'étude du corrélogramme croisé a permis de démontrer le caractère captif de l'aquifère au niveau de la source du Vivier, ce qui n'est pas en désaccord avec les données stratigraphiques de ce secteur.

L'application de ces diverses méthodes aux sources littorales ne s'est pas avérée très concluante. Néanmoins, l'étude n'a pu être effectuée sur un cycle hydrologique proprement dit, compte tenu des différents problèmes rencontrés. De plus la période d'acquisition de données n'est pas très représentative. En effet, elle débute au mieux au début mars 1995, cette année étant considérée comme sèche d'un point de vue climatologique à partir du printemps. Parallèlement, une étude concernant la karstification de la craie du Bassin de Paris (Maqsoud, 1996), a permis de démontrer que certaines sources se comportent différemment d'un cycle hydrologique à l'autre, passant d'un fonctionnement de nappe tout à fait classique à un fonctionnement beaucoup plus complexe avec la superposition de deux sous-systèmes, nappe et karst.

Ces différentes sources vont alimenter les formations quaternaires situées sur la bande Ouest du secteur. Une étude piézométrique en différents points de cet ensemble a permis tout d'abord de discerner deux aquifères et non un : l'aquifère des Bas-Champs et l'aquifère dunaire. De plus à l'intérieur de ces différents sous-systèmes, une autre division a pu être discernée par la présence de lentilles tourbeuses. Par ailleurs, il n'est plus possible, compte tenu de la perméabilité et de la complexité des dépôts, de considérer l'aquifère des Bas-Champs comme tel, mais plutôt comme un aquiclude.

Il existe donc une hétérogénéité aussi bien au niveau de l'aquifère crayeux que de « l'aquifère dunaire », mais celle-ci est d'ordre structural pour le premier alors qu'elle est stratigraphique pour le second. Néanmoins pour ces deux grands ensembles, ces hétérogénéités se

retrouvent à des échelles successives. Des différences ont pu être également démontrées lorsque l'on s'intéresse aux relations existant entre l'aquifère crayeux et l'aquifère dunaire. En effet, en se déplaçant du Nord au Sud, on assiste d'abord à l'alimentation de l'aquifère dunaire par l'aquifère crayeux par un phénomène de drainance inverse. Lorsque l'on arrive dans la Réserve Naturelle de la Baie de la Canche, aucune communication directe entre ces deux aquifères n'a pu être mise en évidence. Ceci est dû à la présence d'un imperméable entre ces deux formations. Seule une alimentation de l'aquifère dunaire par la source du Vivier, c'est-à-dire par le réseau hydrographique, existe. Par contre, au Sud de la Canche, la morphologie étant différente avec la présence des Bas-Champs entre ces deux ensembles, l'existence d'une drainance normale a pu être démontrée par le suivi piézométrique en différents points et confirmée par la réalisation d'un pompage d'essai dans cette zone.

La caractérisation des différents aquifères vient d'être précisée, néanmoins comment se font les écoulements lorsque la nappe de la craie devient captive sous les sédiments quaternaires? Cette question a été élucidée grâce à la réalisation de prélèvements d'eau suivis d'une analyse hydrochimique, dans les forages disponibles de la zone comprise entre Berck et Merlimont et s'étendant de la mer au coteau crayeux. Celle-ci a été retenue car elle comprend le plus grand nombre de points de prélèvement. L'analyse de la concentration des ions majeurs, du fer total, du manganèse et des sulfures a permis de démontrer la juxtaposition d'eaux de composition chimique et d'âge différents. En effet, en se déplaçant des coteaux crayeux vers la mer, on trouve tout d'abord des eaux avec une prédominance en nitrates et oxygène dissous pouvant être caractérisées comme récentes, suivies ensuite d'eaux à concentration importante en fer total et manganèse, plus anciennes que les précédentes. On atteint ensuite une eau à caractère saumâtre puis enfin une eau douce avec la présence de sulfures caractéristique du milieu réducteur. On s'aperçoit ici d'une anomalie : en effet entre la zone saumâtre et la mer on trouve un forage où l'eau est douce. De plus, dans la bande caractérisée par le couple fer total-manganèse, des zones salées on pu être identifiées.

Quoiqu'il en soit le problème de la répartition de l'eau marine se doit d'être posé. Celui-ci a été résolu par le couplage des analyses chimiques à des investigations géophysiques (sondages électriques et profils électromagnétiques) réalisés dans cette même zone. La synthèse des résultats a permis de démontrer que le schéma classique du « biseau salé » ne peut être utilisé dans ce secteur. Par contre l'interface eau douce - eau salée est régi d'une part par les principaux accidents tectoniques qui sont des axes préférentiels de pénétration ou de stockage des eaux marines. Au sein des différents compartiments hydrogéologiques, la perméabilité de l'aquifère crayeux est l'un des paramètres régissant la pénétration plus ou moins facile de l'eau salée, ou, dans le cas contraire, son évacuation.

Cette recherche a permis une meilleure définition des différents systèmes hydrodynamiques présents sur le littoral Nord Pas-de-Calais, ce qui devrait permettre une meilleure gestion et préservation aussi bien de l'aquifère crayeux que des aquifères quaternaires. Néanmoins afin de compléter ou d'affiner ce travail, certaines études doivent être poursuivies :

- le suivi hydrologique et hydrochimique des différentes sources pour confirmer ou infirmer l'absence de karst, et essayer de mieux comprendre leur fonctionnement hydrodynamique ;

- la réalisation d'une série de sondages électriques dans la zone des Bas-Champs préalablement étudiée et selon un maillage bien déterminé (environ 500 m). Ceci permettrait la modélisation de la répartition de l'intrusion salée qu'il serait judicieux de comparer avec la carte des perméabilités obtenues par le code Modflow. Cette démarche serait également à réaliser en période de hautes et de basses eaux pour essayer de quantifier la dynamique des écoulements de la nappe de la craie au niveau des Bas-Champs ;

- la datation des eaux dans les différents forages, ayant été étudiés lors de la campagne hydrochimique réalisée dans les Bas-Champs, pour tenter de confirmer la juxtaposition d'eaux d'âge différent ;

- la réalisation de forages atteignant la craie, avec un nivellement de ceux-ci à proximité de la cote, afin de compléter les cartes piézométriques sur cette frange littorale ;

- la description du rôle des failles sur les écoulements par la mise en place de forages de part et d'autre des accidents tectoniques d'orientation N30° et N110°, préalablement localisés.

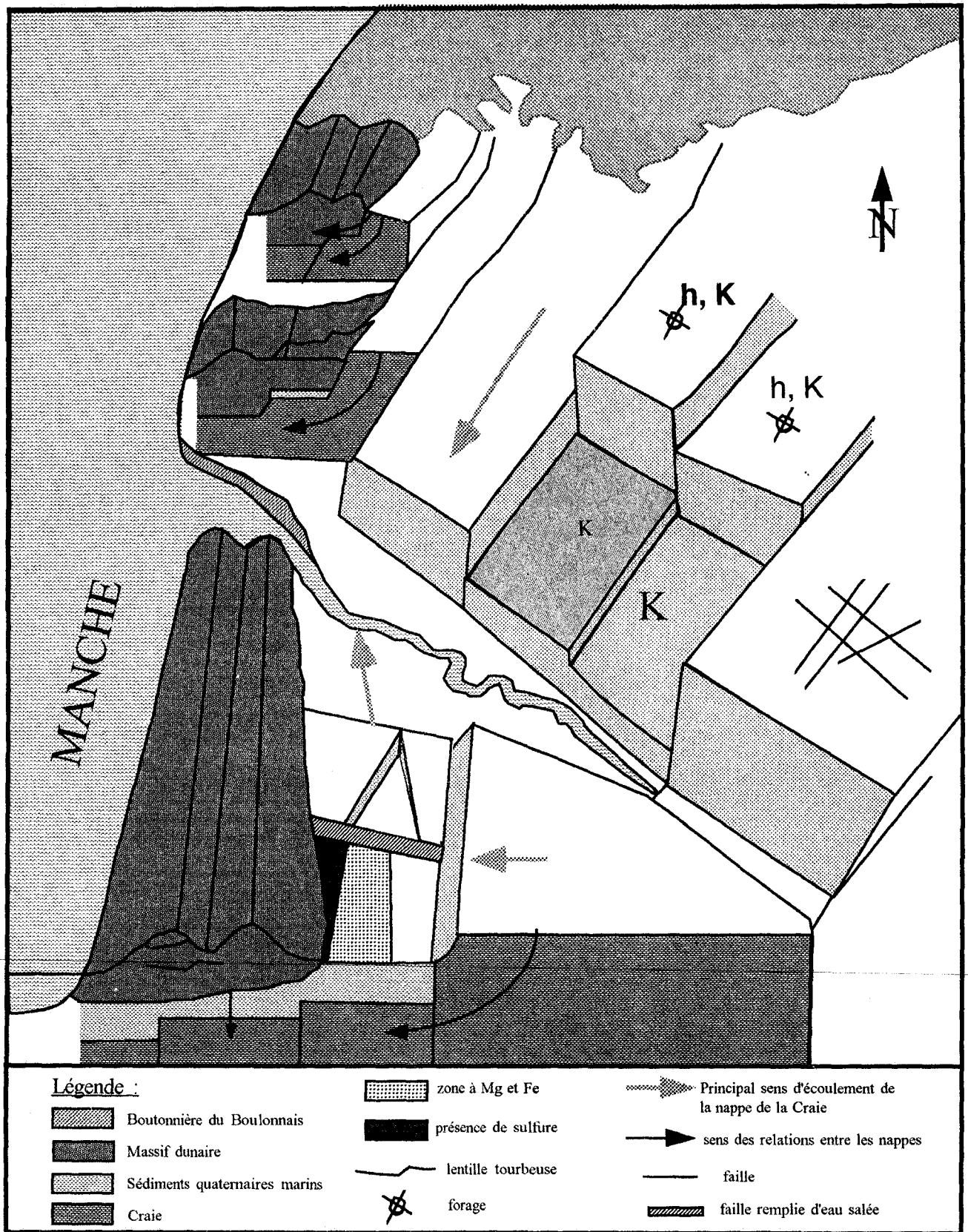


Fig. 146. Bloc diagramme schématisant la configuration des différents aquifères et les relations existantes entre les différentes nappes entre le Sud de la Boutonnière du Boulonnais et l'Authie (Nord Pas-de-Calais).

BIBLIOGRAPHIE

AMEDRO F. (1986). — Biostratigraphie des craies cénomaniennes du Boulonnais par les ammonites. *Ann. Soc. géol. Nord*, **105**, 159-167.

AMEDRO F., DEJONGHE L., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F. (1976). — Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien au Sénonien. *C. R. somm. Soc. géol. France*, **3**, 91-94.

AMEDRO F., ROBASZYNSKI F. (1989). — Caractères et stratigraphie des craies cénomaniennes traversées par le tunnel sous la Manche. *Presses E.N. Ponts et Chaussées, colloque 31 mai 1989*, 57-63.

ATKINSON T.C. (1977) — Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *J. of Hydrol.*, **35**, 93-110.

AUDE M., LONDEZ M. (1989) — Puits de Sangatte - Conception et calcul. "*Le Tunnel sous La Manche. Géologie et géotechnique. Actes des journées d'études organisées à l'Ecole. Nat. des Ponts et Chaussées. 31 Mai et 1er Juin 1989. Paris*, 21 p.

AUFFRET J.P., COLBEAUX J.P. (1977) — Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. géol. France*, **7**, t. XIX, **5**, 1047-1055.

BACK W. (1992). — Coastal karst formed by ground-water discharge, Yucatan, Mexico. *Intern. Contributions to Hydrogeol.*, vol. 13, Verlag, Hannover, RFA.

BAKALOWICZ M. (1976). — Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. *2ème Coll. Hydrol. Pays Calcaire*, **25**, 3ème série, Univ. Besançon, 49-57.

BAKALOWICZ M. (1977). — Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **284**, 2463-2466.

BAKALOWICZ M. (1979). — Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doct. ès Sciences, Paris VI, 269 p.

BAKALOWICZ M., MANGIN A. (1978). — L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mém. h. sér. Soc. Géol. France*, 1980, **11**, 71-79.

BAKALOWICZ M., MANGIN A. (1980). — Un précieux informateur hydrologique : le système chimique CO₂-H₂O-Carbonate. *Acte Coll. « Cristallisation, Déformation, Dissolution des Carbonates »*, Bordeaux, 11-23.

BAKKER T.W.M. (1990). — The geohydrology of coastal dunes. Th. W. Bakker, P.D Jungerius & J.A. Klijn (Editors), "*Dunes of the European Coasts*", Catena supplement 18, 109-119.

BATTIAU-QUENEY Y., FAUCHOIS J., LANOY-RATEL P., SEGUIN A. (1995). — Un patrimoine paysager à protéger : les dunes littorales de Merlimont et de Berck (Pas-de-Calais). *Hommes et Terres du Nord*, 1-2, 21-30.

BEAR J. (1972). — Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Eds., 764 p.

BECKELYNCK J. (1981). — Traitement régionalisé des paramètres contribuant à la gestion des nappes . Application à la modélisation de la nappe de la craie dans le bassin de l'Aa et de la moyenne Lys. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 132 p.

BECKELYNCK J., BAILLY S., JOURDAIN E. (1986). — Eurotunnel. Etude hydrogéologique et hydrochimique. Etat initial du domaine des installations continentales françaises. Phase I. Inventaire. *Rapport B.R.G.M. 86 SGN 524 NPC*, 22 p.

BENKADJA R. (1987). — Hydrogéologie du massif du Gar-Cagire (Pyrénées Garonnaises). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Toulouse, 280 p.

BERTRAND M., MARGRON M., PIRAUD M. (1989). — Mesure et calcul de la perméabilité des craies cénomaniennes. "Le Tunnel sous La Manche. Géologie et géotechnique. Actes des journées d'études organisées à l'Ecole. Nat. des Ponts et Chaussées. 31 Mai et 1er Juin 1989, Paris, 7 p.

BONTE A., SOMME J., DESTOMBES J.P., RAMON S. (1971). — Notice de la carte géologique de Marquise à 1/50000, 23 p.

BRACQ P. (1992). — L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apports de l'analyse morphostructurale. *Mém. 21, Soc. géol. Nord*, 244 p.

BRACQ P., HANICH L., DELAY F., CRAMPON N. (1992a) — Mise en évidence par traçage d'une relation rapide entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la craie du Boulonnais (Nord de la France). *Bull. Soc. géol. France*, 163, 2, 195-203.

♂ BRACQ P., COLBEAUX J.P., MAQSOUUD A., DELAY F., CRAMPON N. (1992b). — Vers une nouvelle définition du concept de bassin versant en pays crayeux fracturé à partir de l'étude hydrogéologique du système aquifère des Sources de la Lys. 5^{ème} coll. "Hydrologie en Pays Calcaire et Fissurés", *Proceed., Neuchâtel, Suisse, Ann. Sc. Univ. Besançon*, 77-87.

BRACQ P., DELAY F. (1996). — Transmissivity and morphological features in a chalk aquifer : a geostatistical approach of their relation. *J. of Hydrol.*, (in press).

BRIQUET A. (1922). — Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines. *XIII^e Congr. Géol. Intern., Bruxelles*, 387-422.

- BRIQUET A. (1930). — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Thèse Univ. Orléans, 439 p.
- BROQUET P. (1980). — Les fractures du Bas Pays Picard. Mouvements anciens et récents. Liaison avec une tectonique profonde. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 17, 4, 5-10.
- CALBA F. (1980). — Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI, 189 p.
- CALVACHE M.L., PULIDO-BOSCH A. (1991). — Saltwater intrusion into a small coastal aquifer (Rio Verde, Almuñecar, southern Spain). *J. of Hydrol.*, 129, 195-213.
- CALVACHE M. L., PULIDO-BOSCH A. (1993). — The influence on sea-water intrusion process of a karstic massif in a detrital system. *Some Spanish Karstic Aquifer*, Univ. of Granada, 127-142.
- CAOUS J.Y., LEGRAND M. (1974). — Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31-12-1973 sur le territoire des feuilles topographiques à 1/50 000 - Rue 23 - Hesdin 24. *Doc. B.R.G.M.* 75 SGN 215 PNO.
- CARLIER E., COLBEAUX J. P., CRAMPON N. (1983). — Détermination des écoulements souterrains en milieu calcaire fissuré à l'aide des traits morphologiques. Application aux calcaires paléozoïques de l'Avesnois. *Hydrogéologie, Géol. Ing.*, 4, 279-286.
- CAULIER P. (1974). — Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques de la région du Nord. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 156 p.
- CHAMP D.R., GULENS J., JACKSON R.E. (1979). — Oxidation-reduction sequences in ground water flow systems. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 12-23.
- CHAUVET P. (1993). — Processing data with a spatial support : Geostatistics and its methods. Cahiers de Geostatistique, Fasc. 4, Centre de Geostatistique, Fontainebleau, France, 111 p.
- COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 1159-1161.
- COLBEAUX J.P. (1975). — Géométrie et cinématique de la fracturation en Boulonnais. Extension vers l'Est. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 141 p.
- COLBEAUX J.P. (1990). — Analyse des structures postcalédoniennes (Nord de la France, Sud de la Belgique). Thèse Doc. Etat., Univ. Lille I, 358 p.

COLBEAUX J.P., MANIA J. (1976). — Relations entre la fracturation et l'écoulement des eaux superficielles et souterraines en pays crayeux au Cran d'Escalles. Application à l'Artois. *Deuxième Coll. d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géol., fasc. 25, 3^e sér., 179-194.*

COLBEAUX J.P., LEPLAT J., PAEPE R., SOMME J. (1978). — Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique ; exemple de la plaine de la Lys (feuille d'Hazebrouck à 1/50 000). *Ann. Soc. Géol. Nord, XCIII, 179-188.*

COLBEAUX J.P., DUPUIS Ch., ROBASYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P., SOMME J. (1980). — Le détroit du Pas-de-Calais: un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris, 17, 41-54.*

COLBEAUX J.P., SOMME J. (1981). — Fracturation du substrat crayeux et Géomorphologie dans le Nord de la France. Exemple de la feuille de Desvres à 1/50 000. *Bull. Ass. Fr. Quaternaire, 1, 33-39.*

COLBEAUX J.P., SOMME J. (1985). — Signification des analyses de linéaments dans le Nord de la France. *Hommes et Terres du Nord, 3, 195-200.*

COLBEAUX J.P., AMEDRO F., BERGERAT F., BRACQ P., CRAMPON N., DELAY F., DUPUIS Ch., LAMOUREUX Ch., ROBASYNSKI F., SOMME J., VANDYCKE S., VIDIER J.P. (1993). — Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le bassin de Paris: le Boulonnais. *Bull. Soc. Géol. France, 164, 1, 93-102.*

COMON D. (1991). — Complexe Conchylicole - Recherche d'eau par forage à la craie au Crotoy (Somme). Comptendu des travaux et résultats. *Doc. B.R.G.M., Note PIC 91/17, 11 p.*

COQUE B., DELHUILLE B. (1972). — Recherches sur les formations quaternaires et le modelé de la Flandre Maritime Dunkerquoise. *Cahiers de géographie physique, Lille, 1, 45-63.*

COTTEZ C., DASSONVILLE G. (1965). — Carte de la surface piézométrique de la nappe de la craie dans la région du Nord (1/200 000). *BRGM.*

CRAMPON N. (1988). — Création de deux captages de remplacement pour l'alimentation en eau potable de Sangatte et les installations du Tunnel sous la Manche. Rapport Hydrogéologue Agréé en Matière d'Hygiène Publique, 11 p.

CRAMPON N. (1988). — Les eaux souterraines: un problème d'échelle. L'hydrogéologie : une science d'interface. *Ann. Soc. géol. Nord., CVI, 309-321.*

CRAMPON N., LEVASSOR A., COLBEAUX J.P., POREL G., CHESNEAU A., GUYOT-SIONNEST D. (1990). — Tunnel sous la Manche ou tunnel dans les eaux souterraines? L'aspect hydrogéologique des travaux dans le domaine continental français. *Ann. Soc. Géol. Nord, CIX, 141-149.*

CRAMPON N., ROUX J.C., BRACQ P. (1993). — Hydrogeology of the chalk in France. In *Hydrogeology of the chalk of North-West Europe*, Oxford University Press, 113-152.

CREMILLE L. (1973). — Possibilités d'atténuation de l'influence de la retenue d'eau sur la nappe phréatique du Touquet-Paris-Plage (Pas-de-Calais). *Rapport B.R.G.M.* 73 SGN 249.

DASSONVILLE G. (1995). — Etude hydrogéologique du plateau de Campigneulles. Rapport Association syndicale des irrigants de la Cote d'Opale, 10 p.

DAUBREE A. (1879). — Etudes synthétiques de géologie expérimentale. t1, *Dunod, Paris*, 478 p.

DELAY F., BRACQ P., MARSILY (de) G. (1991). — Traitement informatisé de linéaments morphostructuraux. Mise en oeuvre et perspectives d'application à l'Hydrogéologie. Séance spécialisée "Objets géologiques", *Soc. Géol. France.*, International Stereology Soc., sp. vol., Paris, 21-24.

DELAY F., BRACQ P., COLBEAUX J.P. (1992). — Cartographie numérique de linéaments morphostructuraux: exemple d'application à l'hydrogéologie de la craie du Nord de la France. *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, 3, 345-352.

DELAY F., MARSILY (de) G. (1994). — The integral of the semivariogram : a powerfull method for adjusting the semivariogram in geostatistics. *Math. Geology*, 26, 3, 301-321.

DESPEYROUX Y. (1985). — Hydrodynamique sédimentaire dans la baie de Canche. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 188 p.

DESTOMBES J.P., SHEPHARD-THORN E. (1972). — Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche (1964-1965). *Mém. B.R.G.M.*, 79, 101-115.

DEVRED D. (1989). — Etude pluviométrique du Bassin de la Sambre, étude hydrologique du sous-bassin de la Solre. Thèse Doct., Univ. Lille I, 381 p.

DOREMUS C. (1978). — Les craies du Nord de la France, corrélations entre la lithostratigraphie, la microstructure et les propriétés mécaniques. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 132 p.

DUVAL J. (1973). — Productivité primaire en Baie de Canche. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 90 p.

EDMUNDS W.M. (1976). — Groundwater geochemistry - controls and processes - In: *Groundwater Quality, Measurement, Prediction and Protection. Water Research Center, Medmenham*, 115-147.

EDMUNDS W.M., BATH A.H., MILES D.L. (1982). — Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandstone aquifer, England. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2069-2081.

EDMUNDS W.M., WALTON N.R.G. (1983). — The Lincolnshire limestone - Hydrogeochemical evolution over a ten-year period. *J. of Hydrol.*, **61**, 201-211.

EDMUNDS W.M., MILES D.L., COOK J.M. (1984). — A comparative study of sequential redox processes in three British aquifers. In: "*Hydrochemical balances of freshwater systems*", E. Erikson (Ed.), *Proc. of the Uppsala Symp.*, IAHS publication Wallingford Ox., **150**, 55-70.

✎ FAILLAT J.P. (1984). — Utilisation de l'oxygène dissous comme indicateur de structures hydrogéologiques : exemple d'application aux aquifères karstiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 298, II, **9**, 419-422.

FAILLAT J.P., PURADIMAJA D.J. (1995). — Evaluation à l'échelle régionale des contraintes hydrochimiques sur la gestion des eaux souterraines karstiques. Exemple du Languedoc Roussillon. *Hydrogéologie*, **1**, 97-112.

FOSTER S.S.D., KELLY D.P., JAMES R. (1985). — The evidence for zones of biodenitrification in British aquifers. In: Caldwell D.E., Brierley J.A. & Brierley C.L. (Eds), *Planetary Ecology. Selected papers from the 6th Int. Symp. on Envir. Biochemistry, Santa Fe. Van Nostrand Reinhold, october 10-14, 1983*, 356-369.

✎ GAVIGLIO P., CHAYE D'ALBISSIN M., BERGERAT F., VANDYCKE S. (1993). — Modifications de texture dans la craie au contact de failles normales: un exemple de graben dans le bassin de Mons (Belgique). *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, **4**, 565-575.

GEAKE A.K., FOSTER S.S.D. (1989). — Sequential isotope and solute profiling in the unsaturated zone of British Chalk. *Hydrological Sci., J. Sci. Hydrologiques*, **34**, 79-95.

GENDEREN (van) J., HAAF (ten) C., BAKKER T., NIENHUIS P. (1989). — Les dunes du Mont St. Frieux. Plan d'aménagement et de gestion. *Doc. E.N.R.*, 145 p.

GOSSELET J. (1906). — Observations sur des creuses de l'Artois et de la Picardie et réflexions sur l'importance de la dissolution souterraine de la craie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXXV**, 237-243.

GUERIN B. (1966). — Contribution à l'étude hydrogéologique du Bassin de la Canche. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI, 181 p.

HIDALGO J. (1974a). — Estudio hidrogeológico del Polje de Zafarraya y zonas adyacentes (provincias de Granada y Málaga). Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 165p.

HIDALGO J. (1974b). — Fluctuaciones del nivel piezométrico en el polje de Zafarraya (provincias de Granada). *Doc. Inv. Hidrol.*, **16**, 95-112.

HIRECH S. (1993). — Relation fracturation-morphologie, exemple des feuilles de Fruges et de Lumbres: implications hydrogéologiques. D.E.A, Univ. Lille I, 67 p.

- HOWARD K.W.F. (1985). — Denitrification in a major limestone aquifer. *J. of Hydrol.*, **76**, 265-280.
- HUEBER J., MAGNAS J.P. (1987). — Le Tunnel sous la Manche dans son cadre géologique. *Journées d'étude "Grands Travaux et Géologie"*, ENPC, 18 et 19 novembre 1987, 17 p.
- LAMMERVILLE (de) J.M. (1969). — Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine du Marquenterre. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris, 84 p.
- LASNE J. (1890). — Sur l'origine des rideaux de Picardie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XVIII**, 3, 841 p.
- LAWRENCE A.R., FOSTER S.S.D. (1986). — Denitrification in a limestone aquifer in relation to the security of low-nitrate groundwater supplies. *J. Inst. Wat. Eng. Sci.*, **40**, **2**, 159-172.
- LEBBE L., WALRAEVENS K., VAN BURM P., BREUCK (de) W. (1990). — Hydrogéologie de la nappe libre de la plaine maritime aux environs de la frontière belgo-française. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 16 p.
- LEDESERT B., MEUNIER A., GENTER A. (1992). — Etude tridimensionnelle d'un réseau de fractures soumis à des circulations de fluides hydrothermaux. *Doc. B.R.G.M.*, **1**, 75-83.
- LEPILLER M. (1980). — Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, France). Thèse 3^{ème} cycle, 478 p.
- LEVASSOR A. (1989). — Etudes hydrogéologiques du domaine des installations continentales françaises du Tunnel sous la Manche. Modélisation. Rapport de synthèse SIMECSOL-ARMINES, n° NT 04-0560-A48A, 21 p.
- LEVASSOR A., GONIN H. (1989). — Etude hydrogéologique du site du terminal. *"Le Tunnel sous La Manche. Géologie et géotechnique. Actes des journées d'études organisées à l'Ecole. Nat. des Ponts et Chaussées. 31 Mai et 1er Juin 1989, Paris*, 10 p.
- LOPEZ CHICANO M. (1992). — Hidrogeologia del acuífero karstico de Sierra Gorda. Thèse doc.; Univ. of Granada, 429 p.
- LOPEZ CHICANO M., PULIDO-BOSCH A., MORELL I., CASTILLO A. (1993). — Hydrogeological excursion to the Sierra Gorda karstic aquifer. *Somme Spanish Karstic Aquifer*, Univ. of Granada, 257-284.
- LOUCHE B. (1993). — Pompages d'essai en milieu fracturé. Etat actuel des modèles d'interprétation. Application au site expérimental de Moranrieux (Avesnois, Nord). D.E.A., Univ. Paris VI, 127 p.
- LOUCHE B. (1994). — Reconnaissance des hydrosystèmes souterrains côtiers picards et approche de leur fonctionnement. Rapport, Univ. Lille I, 89 p.

LOUCHE B. (1995). — Reconnaissance des hydrosystèmes souterrains côtiers et approche de leur fonctionnement dans le secteur de Merlimont (Pas-de-Calais). Rapport, Univ. Lille I, 58 p.

LOUCHE B., CRAMPON N., COLBEAUX J.P., BRACQ P. (1995). — Reconnaissance et fonctionnement des hydrosystèmes souterrains dans les dunes et les Bas-Champs de Merlimont (Pas-de-Calais). *Hommes et Terres du Nord*, **1-2**, 31-39.

LOWRANCE R.R., PIONKE H.B. (1989). — Transformations and movement of nitrate in aquifer systems. Follett R.F., Nitrogen management and ground water protection. USDA-ARS, North Plain Area, Fort Collins, CO USA. *Developments in agricultural and managed forest ecology*, **21**, 373-392.

MANGIN A. (1969). — Nouvelle interprétation du mécanisme des sources intermittentes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **269**, 2184-2186.

MANGIN A. (1971). — Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Ann. Spéleo.*, **26**, **2**, 283-329.

MANGIN A. (1973). — Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir de travaux sur le source de Fontestorbes. *Ann. Spéleo.*, **28**, **1**, 21-40.

MANGIN A. (1975). — Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doct. Sc. Nat. Dijon, in *Ann. Spéleol.* (3 art.), **29**, **3**, 283-332. **29**, **4**, 495-601; **30**, **1**, 21-124.

MANGIN A. (1978). — Le karst entité physique, abordé par l'étude du système karstique. *Réunion AGSO, Tarbes, Octobre 1978, Ed. Sepmast, Toulouse*, 21-37.

MANGIN A. (1981 a). — Utilisation des analyses corrélatoire et spectrales dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **293**, 401-404.

MANGIN A. (1981 b). — Apport des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **293**, 1011-1014.

MANGIN A. (1982). — Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. *3ème Coll. d'Hydrol. en Pays Calcaire, Neuchâtel*, 159-172.

MANGIN A. (1984). — Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrales. *J. of Hydrol.*, **67**, 25-43.

MANIA J., PHILIPPART A. (1976). — Etude des ressources en eau de la zone littorale. Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31/4/1975 sur le territoire des feuilles topographiques au 1/25000 de Boulogne (6-7)-Montreuil (1 à 8) - Rue (2 à 4). *Rapport B.R.G.M. 76 SGN 122 NPA*, 47 p.

MANIA J., MEENS V. (1984). — L'interface eau douce - eau salée en Flandres françaises. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. XXVI, 6, 1281-1291.

MAQSOUUD A. (1991). — Etudes géomorphologique et hydrogéologique du bassin supérieur de la Lys. D.E.A., Univ. Lille I, 70 p.

MAQSOUUD A. (1996). — Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la Craie du Bassin de Paris. Thèse Doc., Univ. Lille I, 323 p.

MARGAT J. (1978). — Définition des systèmes aquifères des pays de craie du Nord du bassin parisien (Artois, Normandie, Picardie, Champagne). *Coll. Régional. Rouen.*, "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". *B.R.G.M, Orléans*, 409-414.

MARGAT J. (1986). — Abrégé sur les eaux souterraines de la France. *Rapport B.R.G.M.* 86 SGN 623 EAU, 61 p.

MARIOTTI A. (1994). — Dénitrification in situ dans les eaux souterraines, processus naturels ou provoqués : une revue. *Hydrogéologie*, 3, 43-68.

MARSILY (de) G. (1981). — Hydrogéologie quantitative. *Coll. Sc. de la Terre*, 215 p.

MATHERON G. (1965). — Les variables régionalisées et leur estimation. *Masson, Paris*, 305 p.

MATHERON G. (1970). — Structure aléatoire et géologie mathématique. Centre de morphologie mathématique de Fontainebleau. *Rev. Inst. Inter. Stat.*, V., 38, 1.

MAZEAS M. (1989). — L'information gratuite: les discontinuités en falaise "Le Tunnel sous La Manche. Géologie et géotechnique. Actes des journées d'études organisées à l'Ecole. Nat. des Ponts et Chaussées. 31 Mai et 1er Juin 1989, Paris, 7 p.

McDONALD M.G., HARBAUGH A.W. (1988). — A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. *Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geol. Surv.* 6, A1.

MENNESSIER G., BEUN N. (1980). — Géologie de la Picardie. *C.R.D.P. éd., Amiens*, 119 p.

MERCIER E., BACROT S. (1990). — Note préliminaire sur des anomalies de l'interface eau douce/eau salée dans les plaines maritimes flamande et picarde. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 205-210.

MILANOVIC P. (1981). — Karst Hydrogeology, *W. R. P.*, 434 p.

MONCIARDINI Ch., ANDREIEFF P. (1989). — La méthode biostratigraphique et la micropaléontologie; Application au repérage du toit de la "Craie Bleue" du Pas-de-Calais. *"Le Tunnel sous La Manche. Géologie et géotechnique. Actes des journées d'études organisées à l'Ecole. Nat. des Ponts et Chaussées, 31 Mai et 1er Juin 1989, Paris, 6 p.*

MONDAIN Ph. (1991). — Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'unité Delphino-Helvetique inférieure entre les vallées du Fier et du Borne (Massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Thèse Univ. Orléans, Mém. n°5, t. 1, 305 p.

MOURET Cl. (1984). — Les effondrements en milieu karstique, un risque naturel pour l'aménagement du territoire. *Doc. B.R.G.M., 83., 253-271.*

MOURON R. (1990). — Création d'un Golf à Fort-Mahon. Reconnaissance pédologique et hydrogéologique. *Doc. B.R.G.M., Note PIC 90/80, 7 p.*

MUDRY J. (1987). — Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse Doct. ès Sci. Nat., Univ. Besançon, 311 p.

NICOD J. (1984). — Instabilité des dépressions karstiques. *Doc. B.R.G.M., 83, 273-276.*

ORANGE A. (1985). — Etude de deux systèmes aquifères contrastés en terrains carbonatés du Nord-Ouest de la Nièvre. Aspects hydro-dynamiques et hydro-chimiques. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Orléans, 267 p.

PARKER J.M., BOOTH S.K., FOSTER S.S.D. (1987). — Penetration of nitrate from agricultural soils into the groundwater of the Norfolk Chalk. *Proc. Instn Civ. Engrs, Part 2, 83, 15-32.*

PASKOFF R. (1985). — Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. *Ed. Masson, 184 p.*

PAYNE W. J. (1976). — Denitrification. *Trends in Bioch. Sci., 1, 10, 220-222.*

PHILLIPART A., CAULIER P. (1975). — Renforcement des débits d'étiage de la Lys par surexploitation saisonnière de la nappe de la craie. *Rapport B.R.G.M. 76. SGN. 252 NPA.*

PLUMMER L.N. (1975). — Mixing of sea water with calcium carbonate groundwater. *Mem. Geol. Soc. Am., 142, 219-236*

POLVECHE J. (1960). — Sur la stratigraphie et les propriétés physiques et chimiques des craies du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord, 199 p.*

POREL G. (1988). — Transfert de soluté en aquifère crayeux : causes de modification des résultats de traçages. Thèse Doct., Univ. Lille I, 327 p.

POREL G., COLBEAUX J.P., CRAMPON N., BRACQ P. (1989). — Implantation d'un puits de pompage d'eau potable aux alentours du terminal de Coquelles. Phase I: Reconnaissance. *Rapport TML*, 49 p.

PULIDO-BOSCH A., MARTIN ROSALES W., VALLEJOS A., MOLINA L., NAVARRETE F., SIMON (de) E. (1993). — The Southern catchment area of the Sierra de Gador and its impact on the campo de Dalías (Almería). *Some Spanish Karstic Aquifer*, Univ. of Granada, 159-181.

QUENTON I. (1992). — Fonctionnement hydrogéologique de la plaine littorale. Réserve naturelle de la Baie de Canche. D.E.A., Univ. Paris VI, 73 p.

RICOUR J. (1974). — Réduction du réseau de surveillance piézométrique des eaux souterraines du Nord et du Pas-de-Calais. Bassins de la Canche et de l'Authie - Haute-Scarpe - Périboulonnais et région de Saint Omer. *Rapport B.R.G.M.* 74 SGN 166 NPA.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, **97**, 171-208.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. (1993). — Les falaises crétacées du Boulonnais: la coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. Introduction à l'excursion de la Société Géologique du Nord de Wissant à Sangatte le dimanche 29 septembre 1991. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **2**, 2ème série, 31-44.

RODET J. (1978). — Caractéristiques du karst crayeux en Haute-Normandie. *Coll. régional Rouen, In Hydrogéologie de la craie du Bassin Parisien. B.R.G.M., Orléans*, 513-521.

RODIER J. (1984). — L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. *Dunod, Paris*, **7**, 1365 p.

ROUX J.C. (1978). — Notice de l'atlas hydrogéologique de la Somme. Synthèse générale des données sur les nappes. *Doc. B.R.G.M.*

ROUX J.C., CRAMPON N., BRACQ P. (1993). — Hydrogéologie de la craie en France. *Hydrogéologie*, **2**, 81-123.

SALOMON J.N. (1995). — Relations entre karsts, aquifères et niveaux de la mer à Cuba. *Hommes et Terres du Nord*, **1-2**, 82-96.

SANFORD W.E., KONIKOW L.F. (1989). — Simulation of calcite dissolution and porosity changes in saltwater mixing zones in coastal aquifers. *Water Resour. Res.*, **25**, 655-667.

SMALL R.J. (1972). — The study of landforms. A textbook of geomorphology. *Cambridge Univ. Press.*, 486 p.

SOMME J. (1975). — Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. Thèse D'état, Univ. Paris, 790 p.

SOMME J. (1977). — Tectonique récente dans la région de Lille. *Rev. Géom. Dyn.*, 55-95.

THIERY D., VANDENBEUSCH M., VAUBOURG P. (1983). — Interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré aquifère. *Doc. B.R.G.M.*, 57 p.

VAN DER VEER P. (1977). — Analytical solution for two-fluid flow in a coastal aquifer involving a phreatic surface with precipitation. - *J. of Hydrol.*, **35**, 271-278.

VANDYCKE S. (1992). — Tectonique cassante et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Nord-Ouest européen. Implications géodynamiques. Thèse Univ. Paris VI, 210 p.

VANDYCKE S., BERGERAT F. (1991). — Faulting analysis of cretaceous formations of Boulonnais. N France. *TERRA abstracts*, **3**, p. 371.

VOGEL J.C., TALMA A.S., HEATON T.H.E. (1981). — Gaseous nitrogen as evidence for denitrification in groundwater. *J. of Hydrol.*, **50**, 191-200.

WANG H.Q. (1987). — Modélisation des transferts de masse en milieu saturé à double porosité. Application aux écoulements convergents en craie fissurée semi-confinée et multicouche. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris XI, 273 p.

WEST P., FOLSE P., MONTGOMERY D. (1950). — Application of lame photometry to water analysis. *Anal. Chem.*, **22**, 5, 667 p.

WILSON J.L., SA DA COSTA A. (1982). — Finite element simulation of a saltwater/freshwater interface with indirect toe tracking. *Water Resour. Res.*, **18**, 1069-1080.

ANNEXES

ANNEXE I : PRINCIPE DES METHODES GEOPHYSIQUES UTILISEES

Prospection électrique

Les sondages électriques ont été réalisés suivant la méthode des résistivités. Elle consiste à envoyer un courant d'intensité I dans le sol, entre deux électrodes (A et B), et à mesurer une différence de potentiel, ΔV , entre deux autres électrodes (M et N). Les 4 électrodes sont colinéaires, les deux extérieures servant à l'envoi du courant.

Nous avons utilisé le dispositif Schlumberger où l'écartement des électrodes intérieures (M et N) est faible par rapport à celui des électrodes extérieures (A et B).

Pour réaliser un sondage électrique, on mesure ΔV et I (ou $\Delta V/I$) pour des écartements d'électrodes croissants.

Avec le dispositif de Schlumberger, les deux électrodes centrales restent fixes et on augmente progressivement l'écartement des électrodes extérieures.

A partir des mesures d'intensité et de différence de potentiel pour chaque écartement d'électrodes, on calcule la résistivité apparente par la formule suivante :

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi L^2 - l^2}{4l}$$

avec $L = \frac{AB}{2}$ = demi écartement des électrodes externes

$l = \frac{MN}{2}$ = demi écartement des électrodes internes.

En terrain homogène, la résistivité apparente reste constante quel que soit l'écartement des électrodes externes. En terrains stratifiés, la résistivité de chaque couche est prise en compte à mesure que l'écartement des électrodes externes atteint un multiple de la profondeur de la couche intéressée.

Les courbes expérimentales obtenues, en reportant le logarithme de la résistivité apparente en fonction du demi-écartement des électrodes externes, permettent l'interprétation du sondage électrique. Ces courbes expérimentales sont comparées aux courbes théoriques (abaques du Rijkswaterstaat et d'Orellana).

En fonction du modèle obtenu, on calcule les résistivités apparentes théoriques à l'aide de la formule :

$$\rho_a = s^2 \int_{-\infty}^{+\infty} J_1(\lambda s) K(\lambda) d\lambda$$

avec s = demi-écartement des électrodes externes

J_1 = fonction de Bessel du 1^{er} ordre

K = fonction de Kernel

λ = paramètre d'intégration.

Les valeurs sont comparées aux valeurs expérimentales et permettent de corriger les profondeurs et les résistivités des différents horizons. Avec ces nouvelles valeurs, on calcule les résistivités apparentes que l'on compare à

nouveau aux valeurs expérimentales. On procède de la sorte jusqu'à convergence entre les valeurs théoriques et expérimentales.

L'interprétation des sondages électriques est limitée par les principes d'équivalence et de suppression :

- une couche conductrice mince située entre deux terrains résistants n'est définie que par le rapport épaisseur/résistivité ;
- une couche résistante mince sise entre deux terrains conducteurs n'est définie que par le produit épaisseur/résistivité ;
- une couche, même épaisse, de résistivité intermédiaire, entre les résistivités des couches qui l'encadrent, peut passer inaperçue sur la courbe du sondage électrique.

Prospection sismique

La sismique-réfraction étudie le temps de propagation des ondes réfractées sur les différentes interfaces du sous-sol. Ces temps de propagation sont mesurés entre la source et une série de récepteurs de plus en plus éloignés de la source.

Au fur et à mesure de l'éloignement source/récepteur, à une certaine distance limite, l'onde réfractée dans la couche inférieure arrive plus tôt que l'onde passant par la couche supérieure (si la vitesse sismique dans la couche inférieure est plus grande que celle dans la couche supérieure). Ceci se traduit sur les dromochroniques (courbes temps de propagation en fonction de la distance source-géophone), par des brisures observées à certaines distances critiques. Les dromochroniques permettent non seulement de calculer les vitesses sismiques des différents terrains mais aussi les épaisseurs respectives.

La vitesse de propagation dépend de la constitution du sous-sol (nature, altération, porosité, fracturation,...) et la géométrie des couches : un terrain "végétal" a une vitesse < 500 m/sec, un limon, un sable peu compact, un bed rock altéré, un gravier ont des vitesses allant jusqu'à 1200 m/sec. Sous la nappe, ces vitesses sont augmentées (vitesse dans l'eau environ 1400 m/sec). Une roche saine peut avoir une vitesse allant jusqu'à 3000-5000 m/sec, les vitesses atteignent 6000 m/sec, voire un peu plus, dans des calcaires parfaitement compacts.

La méthode d'interprétation utilisée se base sur un modèle d'interfaces planes, inclinés ou non.

La méthode présente quelques particularités spécifiques :

- les lois de propagation des ondes empêchent le repérage de niveaux de vitesse plus faible que les terrains surincombants ;
- ceci rend la méthode inapplicable dans les cas de revêtement dur en surface ou dans le cas d'interstratification d'une couche "lente" entre 2 couches "rapides" ;
- lorsque le sommet du substratum présente une pente par rapport à la surface topographique, la vitesse mesurée est une vitesse "apparente", plus grande que la vitesse réelle lorsque le profil progresse dans le sens de la montée du substratum, plus faible dans l'autre cas. A titre d'exemple, pour une pente de 5° environ, un substratum de vitesse 2000 m/sec a, suivant le sens, une vitesse apparente de 1500 à 3500 m/sec. Pour connaître la vitesse exacte, il est nécessaire d'effectuer des profils "aller et retour" ;
- de plus, la propagation des ondes n'étant pas plane mais volumique, des effets latéraux peuvent influencer localement les résultats.

Prospection électromagnétique

La méthode électromagnétique Géonics EM-34 est basée sur la mesure d'un champ magnétique secondaire associé à des courants induits dans le sol par un champ magnétique primaire.

Cette méthode mesure la conductivité des terrains.

L'instrumentation consiste en une boucle émettrice parcourue par un courant alternatif (0,4 à 6,4 kHz) et une boucle réceptrice localisée à une distance de 10,20 ou 40 m. Le courant parcourant la boucle émettrice crée un champ magnétique primaire (H_p) qui induit de petits courants dans la terre. Ces derniers génèrent un champ magnétique secondaire (H_s) qui est détecté (avec le champ primaire) par le récepteur. Le champ magnétique secondaire est fonction de la distance entre les boucles, de la fréquence du courant et de la résistivité du sol. L'appareil Géonics EM-34 est conçu pour que le rapport entre le champ magnétique secondaire et le champ magnétique primaire soit une fonction linéaire permettant une mesure directe de la conductivité du terrain suivant la formule :

$$\rho_a = \frac{4}{\omega \mu_0 S} \left(\frac{H_s}{H_p} \right)$$

où ρ_a : conductivité du sol (mS.m^{-1})

H_s : champ magnétique secondaire au droit du récepteur

H_p : champ magnétique primaire au droit du récepteur

ω : $2\pi f$

f : fréquence

μ_0 : permittivité du vide

S : distance entre les boucles.

La conductivité ainsi mesurée est exprimée en mS.m^{-1} . Ces valeurs peuvent être présentées sous forme de résistivité en ohm.m ($\text{ohm.m} = 100 \text{ mS.m}^{-1}$).

Suivant la position des boucles, le champ magnétique vertical (les boucles sont placées horizontalement) ou horizontal (les boucles sont placées verticalement) peut être mesuré.

Il est possible de déterminer la contribution d'une couche conductrice d'épaisseur dz (située à une profondeur z , z étant la profondeur de la couche divisée par la distance entre les boucles) au champ magnétique secondaire.

Pour un le champ magnétique vertical :

- la contribution est maximale pour une couche localisée à une profondeur de $0,4 z$;
- la contribution est significative jusqu'à une profondeur de $1,5 z$;
- la contribution des matériaux de sub-surface est négligeable.

Pour le champ magnétique horizontal :

- la contribution est maximale pour les matériaux de sub-surface ;
- la contribution reste significative jusqu'à une profondeur de $0,75 z$.

Pour le Géonics EM-34, la profondeur d'investigation théorique est uniquement fonction de la distance entre les boucles et de la direction du champ magnétique.

Le tableau XXX reprend la profondeur d'investigation théorique donnée par le constructeur pour les différents écartements disponibles avec cet instrument.

Distance entre les boucles (m)	Profondeur d'investigation théorique	
	Champ horizontal (m)	Champ vertical (m)
10	7,5	15
20	15	30
40	30	60

Tab. XXIX. Profondeur d'investigation théorique du Géonics EM-34 en fonction de la distance entre les boucles.

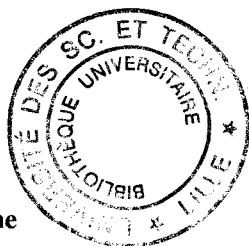
ANNEXE II : ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES

Source d'Airon

	<i>date</i>	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	K^+ mg/l	Mg^{2+} mg/l	NO_3^- mg/l	HCO_3^- mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	<i>T</i> °C	<i>cond</i> µS/cm	<i>pH</i>
1	10/11/1995	16,49	74,9	12,51	3,67	42,24	290	35	21	10,6	660	7,3
2	23/11/1995	14,93	112,3	2,14	3,81	37,62	302	40	19	10,5	630	7,4
3	06/12/1995	14,62	118,5	2,05	3,8	34,98	302	35	20	8,6	580	7,8
4	20/12/1995	14,93	117,7	2,15	3,81	40,92	296	40	22	9,6	670	8,1
5	12/01/1996	15,7	117,3	3,89	3,84	34,32	320	35	21	10,6	600	7,4
6	25/01/1996	14,59	115,4	2,07	3,77	35,64	310	35	12	8,3	650	7,7
7	15/02/1996	14,49	118,5	2,77	3,87	33,66	282	40	25	9,7	530	7,9
8	01/03/1996	14,64	116	1,96	3,92	31,68	278	40	21	10,3	480	7,6
9	22/03/1996	14,72	115,3	2,06	3,82	39,6	254	40	30	10,7	510	7,4
10	09/05/1996	14,63	118	2,03	3,69	35,64	272	35	18	11,1	360	7,1
11	31/05/1996	14,71	118,7	2,06	3,68	42,24	262	40	20	11,2	380	7,2

Source du Vivier

	<i>date</i>	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	K^+ mg/l	Mg^{2+} mg/l	NO_3^- mg/l	HCO_3^- mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	<i>T</i> °C	<i>cond</i> µS/cm	<i>pH</i>
1	10/11/1995	15,49	88	1,84	3,91	33	240	32,5	26	11,3	600	7,5
2	23/11/1995	16,2	116,5	1,54	3,42	33,66	290	40	21	11,1	620	7,6
3	06/12/1995	15,64	115,2	1,48	3,46	32,34	296	40	21	9,7	690	7,7
4	20/12/1995	15,69	115,4	1,46	3,48	33	308	40	31	9,7	670	7,1
5	12/01/1996	15,66	117,8	1,61	3,48	34,98	296	45	27	9,9	650	7,7
6	25/01/1996	15,75	115,2	1,71	3,47	35,64	294	35	32	10,8	690	7,6
7	15/02/1996	15,37	117,3	1,69	3,55	31,68	278	35	29	10,9	520	7,5
8	01/03/1996	15,85	115,8	1,54	3,58	35,64	248	35	27	10,9	480	7,5
9	22/03/1996	15,8	114,3	1,66	3,51	46,2	272	40	31	10	530	7,6
10	09/05/1996	15,71	116	1,66	3,41	31,68	265	40	31	10,8	370	7,1
11	31/05/1996	15,76	116,8	1,67	3,46	31,02	264	35	29	10,9	380	7,3



Source de Bronne

	<i>date</i>	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	K^+ mg/l	Mg^{2+} mg/l	NO_3^- mg/l	HCO_3^- mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	<i>T</i> °C	<i>cond</i> µS/cm	<i>pH</i>
1	10/11/1995	15,99	63,6	1,32	3,01	38,18	192	55	26	11,6	590	7,2
2	23/11/1995	17,08	91,2	1,41	3,17	21,78	216	40	22	10,6	570	7,8
3	20/12/1995	16,69	99,7	1,4	3,15	22,44	226	40	35	9,2	580	8,1
4	12/01/1996	16,94	101	1,31	3,28	25,08	278	35	23	9,4	570	7,8
5	25/01/1996	16,75	101,5	1,23	3,18	19,8	252	35	25	8,4	580	7,9
6	15/02/1996	16,25	102,2	1,26	3,28	19,14	230	35	25	8,3	460	7,9
7	01/03/1996	16,74	100,8	1,09	3,36	19,14	254	35	23	9,1	400	7,8
8	22/03/1996	16,92	98,5	1,3	3,28	39,6	248	35	31	10,3	470	8,1
9	09/05/1996	16,82	105	1,31	3,25	23,76	246	35	24	11,9	330	6,8
10	31/05/1996	16,91	103,2	1,27	3,23	31,02	252	40	26	11,8	370	7,1

Source de Strouanne

	<i>date</i>	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	K^+ mg/l	Mg^{2+} mg/l	NO_3^- mg/l	HCO_3^- mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	<i>T</i> °C	<i>cond</i> µS/cm	<i>pH</i>
1	03/11/1995	19,9	62,4	0,89	2,75	42,24	158	40	25	11	610	7
2	20/11/1995	20,34	87	0,77	2,71	37,62	198	50	26	10,5	520	7,8
3	06/12/1995	20,3	88,8	0,85	2,73	34,98	224	40	23	8,7	570	7,8
4	21/12/1995	20,17	87,4	0,81	2,72	30,36	200	35	33	9,6	550	7,9
5	08/01/1996	20,01	86,9	0,78	2,4	43,56	190	40	24	10,8	520	7,7
6	25/01/1996	19,9	85,5	0,79	2,74	28,38	186	40	29	8,7	560	7,6
7	28/02/1996	20,55	87,4	3,94	2,92	31,68	194	40	26	9,8	400	7,6
8	21/03/1996	20,14	85,1	0,8	2,86	42,9	150	40	41	10,8	420	7,8
9	07/05/1996	20,05	80,1	0,85	2,76	24,42	180	35	27	10,9	420	7,8

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Liste des figures

Fig. 1. Localisation géographique du secteur d'étude. _____	14
Fig. 2. Changement des littoraux au Quaternaire dans l'Europe du Nord-Ouest (Sommé, 1975). _____	20
Fig. 3. Limite littorale d'affleurement de la Craie. _____	21
Fig. 4. Carte des isohyètes des précipitations moyennes annuelles de 1956 à 1975 (Beckelynck, 1981). _____	22
Fig. 5. Evolution des précipitations au Touquet de 1981 à 1993. _____	22
Fig. 6. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces à la station météorologique du Touquet de 1981 à 1993. _____	25
Fig. 7. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces (en mm) à la station météorologique du Touquet en 1994 et 1995. _____	28
Fig. 8. Comparaison entre pluie, évapotranspiration et pluies efficaces à Fort-Mahon en 1994 et 1995. _____	28
Fig. 9. Evolution des estuaires de la Canche et de l'Authie _____	32
Fig. 10. Schéma d'un profil type des dunes de morphologie picarde _____	34
Fig. 11. Schéma d'un profil type des dunes de morphologie flamande. _____	35
Fig. 12. Evolution des formations littorales au cours de la transgression de l'Holocène _____	36
Fig. 13. Carte géologique simplifiée. _____	38
Fig. 14. Les falaises crétacées entre le Petit et le Grand Blanc-Nez: localisation des principales formations. _____	41
Fig. 15. Corrélation des variations stratigraphiques de la craie dans le Cénomanién. _____	44
Fig. 16. Coupe schématique de la répartition des sédiments quaternaires (d'après Mazeas, 1989) _____	51
Fig. 17. Coupes géologiques des formations quaternaires et crétacées au Sud de Camiers _____	52
Fig. 18. Bloc diagramme hypothétique (sans échelle) : structure de la Manche orientale et du Pas-de-Calais (Colbeaux et al., 1980). _____	54
Fig. 19. Localisation des ouvrages comportant des informations intéressantes dans la zone d'étude. _____	56
Fig. 20. Carte structurale synthétique du Boulonnais et de ses abords (Colbeaux et al., 1993) _____	58
Fig. 21. Principaux éléments structuraux de la région Artois-Boulonnais-Manche orientale _____	58
Fig. 22. Carte structurale déduite des données de sondages. _____	59
Fig. 23. Coupes géologiques réalisées à partir des données de sondages. _____	60
Fig. 24. Localisation et détermination des essais géophysiques. _____	61
Fig. 25. Traduction géologique des sondages électriques. _____	62
Fig. 26. Profil électromagnétique (TE2) ouest-est. _____	65
Fig. 27. Essais géophysiques et leur traduction géologique le long du trainé électromagnétique TE1. _____	66
Fig. 28. Précision de la localisation des failles dans la zone Nord - Est des Bas-Champs. _____	67
Fig. 29. Localisation géographique des différents points de mesures. _____	68
Fig. 30. Report des poles de fracturation (hémisphère Sud, canevas de Schmidt)- Carrière de la Culbute. _____	68
Fig. 31. Report des poles de fracturation (hémisphère Sud, canevas de Schmidt)- Carrière du "Bois des Anes". _____	70

Fig. 32. Schéma du Cran d'Escalles- Relations entre fracturation, stratigraphie et écoulements.	72
Fig. 33. Localisation géographique des zones d'étude des linéaments (thalwegs et rideaux).	75
Fig. 34. Histogrammes en pourcentage du nombre et de la longueur cumulée des rideaux par classes directionnelles de 10°.	76
Fig. 35. Histogrammes en pourcentage du nombre et de la longueur cumulée des thalwegs par classes directionnelles de 10°.	80
Fig. 36. Photo d'un conduit karstique dans la carrière de la « Culbute ».	84
Fig. 37. Photo de poches de dissolution à Wailly-Beaucamps.	85
Fig. 38. Photo de la « Coque Bleue » à Airon-St-Waast.	86
Fig. 39. Photo d'un « faux-puits »	86
Fig. 40. Localisation des faux-puits recensés au Sud de Montreuil. Comparaison avec l'emplacement des thalwegs, rideaux et failles.	87
Fig. 41. Allure générale de la surface piézométrique de la nappe de la craie.	94
Fig. 42. Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de hautes-eaux (avril 1995).	98
Fig. 43. Carte piézométrique krigée de la nappe de la craie en période de basses-eaux (octobre 1995).	100
Fig. 44. Carte piézométrique hypothétique de la nappe de la craie en période de basses-eaux (octobre 1995).	101
Fig. 45. Localisation des forages et piézomètres ayant permis de suivre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie.	102
Fig. 46. Comparaison entre l'évolution piézométrique et la pluviosité de 1984 à 1993.	103
Fig. 47. Coupe géologique du forage 16-7X-01 et localisation de l'altitude moyenne du toit de la nappe de la craie.	104
Fig. 48. Comparaison de l'évolution piézométrique de 1967 à 1971.	105
Fig. 49. Evolution piézométrique du 1/01/95 au 4/04/96 pour les ouvrages où le toit de la nappe est inférieur à +35m.	106
Fig. 50. Evolution piézométrique du 1/01/95 au 4/04/96 pour les ouvrages où le toit de la nappe est supérieur à 35m.	106
Fig. 51. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au puits 16-8X-16 et les précipitations efficaces.	108
Fig. 52. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au forage 9 et les précipitations efficaces.	108
Fig. 53. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au forage 10 avec les pluies efficaces.	109
Fig. 54. Comparaison de l'évolution piézométrique avec la pluie efficace au forage 10-7X-139.	109
Fig. 55. Influence des marées sur la nappe de la craie au forage F ₁ et comparaison avec les pluies efficaces	110
Fig. 56. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie avec la pluie et la pluie efficace au forage 16-6X-4.	110
Fig. 57. Comparaison de l'évolution piézométrique au forage 16-7X-75 avec la pluie et la pression atmosphérique.	112

Fig. 58. Evolution piézométrique enregistrée au forage 16-7X-80. _____	112
Fig. 59. Limnigramme du forage F5 du 20 juillet au 20 août 1994. _____	114
Fig. 60. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces au forage F ₅ du 1 ^{er} janvier 1994 au 31 décembre 1995. _____	114
Fig. 61. Evolution piézométrique au forage F ₄ du 20 juillet au 20 août 1994. _____	115
Fig. 62. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie et la pluviométrie au forage de l'éolienne (F ₄) du 10 juin 1994 au 31 mars 1995. _____	116
Fig. 63. Limnigramme du forage F ₃ du 20 juillet au 20 août 1994. _____	116
Fig. 64. Comparaison entre l'évolution piézométrique de la nappe de la craie, la pluviométrie et les pluies efficaces au forage F ₃ du 1 ^{er} janvier 1994 au 31 décembre 1995. _____	117
Fig. 65. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe de la craie au niveau des trois forages (F ₃ , F ₄ et F ₅) du 20 juillet au 20 août 1994. _____	117
Fig. 66. Forage 16-6X-4 : évolution du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmiques. A : courbe de descente. B : courbe de remontée. _____	123
Fig. 67. Forage 16-6X-4 : évolution piézométrique sous l'effet du pompage. _____	124
Fig. 68. Forage 5 : évolution du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmiques. _____	125
Fig. 69. Comparaison de l'évolution piézométrique au niveau du forage 5 et du piézomètre. _____	125
Fig. 70. Forage 16-7X-112 : évolution du rabattement en fonction du temps en coordonnées semi-logarithmiques. A : courbe de descente. B : courbe de remontée. _____	126
Fig. 71. Forage 9 : évolution piézométrique sous l'effet du pompage. _____	127
Fig. 72. Localisation géographique des sources suivies. _____	129
Fig. 73. Courbe de tarage de la source d'Airon au ruisseau d'Airon. _____	137
Fig. 74. Hydrogramme de la source d'Airon du 1/03/95 au 30/05/95 _____	138
Fig. 75. Courbe de tarage de la source du Vivier à Dannes. _____	139
Fig. 76. Hydrogramme de la source du Vivier à Dannes du 9/03/95 au 30/05/95 _____	140
Fig. 77. Courbe de tarage de la source de Bronne. _____	141
Fig. 78. Hydrogramme de la source de Bronne du 4/07/95 au 30/05/95 _____	141
Fig. 79. Débits classés de la source d'Airon _____	142
Fig. 80. Analyse de la décrue et du tarissement général à Airon pour le cycle 1994-1995 - A : hydrogramme de la période étudiée (décrue débutant le 17 avril 1995). B : le même hydrogramme en coordonnées semi-logarithmiques. C : fonction $\psi(t)$ correspondant à l'hydrogramme étudié. D : linéarisation de la fonction $\psi(t)$. _____	143
Fig. 81. Classification de la source d'Airon dans la classification proposée par Mangin (1975). _____	144
Fig. 82. Corrélogramme simple de la pluie au Touquet du 1 ^{er} mars 1995 au 30 avril 1996. _____	145
Fig. 83. Spectre de densité de variance de la pluie au Touquet du 1 ^{er} mars 1995 au 30 avril 1996. _____	146
Fig. 84. Corrélogramme des débits à la source d'Airon du 1 ^{er} mars 1995 au 30 avril 1996. _____	146

Fig. 85. Spectre simple des débits à la source d'Airon du 1 ^{er} mars 1995 au 30 avril 1996. _____	147
Fig. 86. Corrélogramme croisé pluie-débit à la source d'Airon du 1 ^{er} mars 1995 au 30 avril 1996. _____	148
Fig. 87. Débits classés de la source du Vivier _____	149
Fig. 88. Corrélogramme des débits à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996. _____	149
Fig. 89. Spectre de densité de variance des débits à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996. _____	150
Fig. 90. Corrélogramme croisé pluie-débit à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996. _____	151
Fig. 91. Spectre croisé - Fonction d'amplitude à la source du Vivier du 9 mars 1995 au 30 avril 1996. _____	151
Fig. 92. Localisation et description des différents sites d'études. _____	160
Fig. 93. Comparaison entre les variations piézométriques de la nappe quaternaire dans le Nord-Marquenterre avec les précipitations. _____	161
Fig. 94. Comparaison des variations piézométriques de la nappe dunaire avec les précipitations efficaces à Fort-Mahon (du 29 mars au 7 juin 1994). _____	162
Fig. 95. Comparaison des variations piézométriques de la nappe quaternaire des dunes et de la pluviosité au niveau de la Réserve Biologique de Merlimont. _____	164
Fig. 96. Evolution piézométrique de la nappe des dunes à la panne 2 du 21 au 30 juin 1994. _____	164
Fig. 97. Comparaison de l'évolution piézométrique de la nappe des dunes et des précipitations dans la réserve naturelle de la baie de la Canche. _____	166
Fig. 98. Evolution piézométrique aux piézomètres P1 et P2 dans la réserve naturelle de la baie de la Canche. _____	166
Fig. 99. Evolution piézométrique aux piézomètres P3 et P8 dans la réserve naturelle de la baie de la Canche. _____	167
Fig. 100. Evolution piézométrique aux piézomètres P9 et P10 dans la réserve naturelle de la baie de la Canche. _____	167
Fig. 101. Schéma hypothétique sur les sens d'écoulement de la nappe des dunes d'après la morphologie des dunes. _____	168
Fig. 102. Carte piézométrique de la nappe des dunes au niveau de la réserve biologique de Merlimont le 16 mai 1994. _____	169
Fig. 103. Carte piézométrique hypothétique de la nappe des dunes dans le secteur méridional. _____	170
Fig. 104. Localisation des ouvrages permettant l'étude des relations existant entre les différents aquifères. _____	174
Fig. 105. Evolution comparée des niveaux piézométriques relatifs dans la nappe des dunes et dans celle de la craie dans la Réserve Naturelle de la Baie de Canche. _____	176
Fig. 106. Coupe géologique simplifiée complétée d'une schématisation des directions d'écoulements (Bakker, 1990). _____	177
Fig. 107. Comparaison de la hauteur du toit de la nappe dunaire, des Bas-Champs et du niveau hydrostatique de la nappe de la craie dans la Réserve Biologique de Merlimont en 1994. _____	178
Fig. 108. Comparaison des variations piézométrique de la nappe de la craie et de celle des Bas-Champs dans l'interfluve Canche-Authie. _____	179
Fig. 109. Comparaison de la hauteur du toit de la nappe dunaire et du niveau hydrostatique de la nappe de la craie au niveau du golf de Fort-Mahon pour les années 1994 et 1995. _____	180

Fig. 110. Comparaison des variations piézométriques de la nappe des dunes et de celle de la craie aux précipitations et à la marée au golf de Fort-Mahon du 6 décembre 1995 au 9 janvier 1996.	181
Fig. 111. Définition géographique du domaine modélisé.	183
Fig. 112. Maillage du secteur d'étude : localisation et description des différents paramètres.	184
Fig. 113. Ecarts relatifs entre piézométrie mesurée et piézométrie calculée.	188
Fig. 114. Carte piézométrique de la nappe de la craie obtenue après calage.	190
Fig. 115. Bloc diagramme des perméabilités obtenues par calage.	192
Fig. 116. Comparaison de la carte des perméabilités et de la carte structurale.	193
Fig. 117. Variogramme des perméabilités ($K \cdot 10^3$, K : perméabilité en $m \cdot s^{-1}$).	195
Fig. 118. Comparaison entre l'évolution de la conductivité, le débit et la pluviométrie journalière à la source du Vivier.	206
Fig. 119. Comparaison entre la température de la source du vivier avec la pluie et la température moyenne journalière de la station météorologique du Touquet et son débit.	207
Fig. 120. Représentation de l'ACP de la source d'Airon. Espace des variables, plan F_1 , F_2 .	210
Fig. 121. Représentation de l'ACP de la source d'Airon. Espace des échantillons, plan F_1 , F_2 .	210
Fig. 122. Représentation de l'ACP de la source du Vivier. Espace des variables, plan F_1 , F_2 .	214
Fig. 123. Représentation de l'ACP de la source du Vivier. Espace des échantillons, plan F_1 , F_2 .	214
Fig. 124. Représentation de l'ACP de la source de Bronne. Espace des variables, plan F_1 , F_2 .	216
Fig. 125. Représentation de l'ACP de la source de Bronne. Espace des échantillons, plan F_1 , F_2 .	216
Fig. 126. Carte géologique simplifiée du secteur d'étude avec la localisation des différents points de prélèvement.	219
Fig. 127. Carte des concentrations en sulfates le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).	220
Fig. 128. Carte des concentrations en sulfures le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).	220
Fig. 129. Carte des concentrations en fer le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).	222
Fig. 130. Carte des concentrations en manganèse le 8 février 1996 (exprimées en mg/l).	222
Fig. 131. Figure schématique montrant l'évolution des espèces chimiques dans un gradient potentiel redox enregistré dans l'aquifère du Lincolnshire Limestone, Angleterre (in Mariotti, 1994).	223
Fig. 132. Représentation graphique de l'ACP.	225
Fig. 133. Evolution latérale des paramètres physico-chimiques de la nappe de la craie dans le secteur de Merlimont (Pas-de-Calais) et interprétation en terme de types d'eaux.	228
Fig. 134. Bloc diagramme schématisant la répartition géographique des différents groupes d'eaux dans le secteur de Merlimont (Pas-de-Calais).	229
Fig. 135. Représentation schématique du biseau salé (in de Marsily, 1981).	231
Fig. 136. Profil de résistivité à travers la plaine maritime près de la frontière franco-belge	232
Fig. 137. Isohypses de l'interface eau douce - eau saumâtre (ou salée) dans le secteur septentrional à la date du 23 juin 1987.	234
Fig. 138. Localisation des différents points comprenant des indications d'ordre salinométrique.	235

<i>Fig. 139. Profil de conductivité effectué le 6 septembre 1994 dans le forage F5.</i>	236
<i>Fig. 140. Courbes d'isoconcentration en chlorures dans la zone des Bas-Champs en date du 8 février 1996.</i>	237
<i>Fig. 141. Localisation des points étudiés entre Merlimont et Berck.</i>	239
<i>Fig. 142. Essais géophysiques et leur traduction géologique dans le massif dunaire.</i>	240
<i>Fig. 143. Coupe dans la Réserve Biologique de Merlimont mettant en évidence la disposition des différentes masses d'eaux : douce, salée et saumâtre.</i>	241
<i>Fig. 144. Répartition des différents types d'eau (douce-saumâtre-salée) entre Merlimont et Berck.</i>	242
<i>Fig. 145. Relation entre géométrie de l'aquifère crayeux et la localisation des eaux saumâtres et salées.</i>	244
<i>Fig. 146. Bloc diagramme schématisant la configuration des différents aquifères et les relations existantes entre les différentes nappes entre le Sud de la Bouttonnière du Boulonnais et l'Authie (Nord Pas-de-Calais).</i>	254

Liste des tableaux

<i>Tab. I. Bilan hydrique (en mm) au Touquet de 1981 à 1993.</i>	25
<i>Tab. II. Comparaison des valeurs d'ETP (en mm) calculées par les formules de Thornthwaite et de Devred à la station météorologique du Touquet en 1994.</i>	26
<i>Tab. III. Bilan hydrique au Touquet pour l'année 1994 (en mm).</i>	27
<i>Tab. IV. Bilan hydrique au Touquet pour l'année 1995 (en mm).</i>	27
<i>Tab. V. Bilan hydrique à Fort-Mahon pour l'année 1994 (en mm).</i>	27
<i>Tab. VI. Bilan hydrique à Fort-Mahon pour l'année 1995 (en mm).</i>	28
<i>Tab. VII. Subdivisions de l'Holocène et séquences du Flandrien des Pays-Bas (d'après Sommé, 1977)</i>	31
<i>Tab. VIII. Chronologie simplifiée du Quaternaire (d'après Sommé, 1975)</i>	47
<i>Tab. IX. Caractéristiques structurales et hydrauliques des fractures de la craie au Cran d'Escalles - Blanc Nez (Colbeaux & Mania, 1976).</i>	71
<i>Tab. X. Répartition du pourcentage en nombre et en longueur cumulée des rideaux dans les cinq zones.</i>	82
<i>Tab. XI. Répartition du pourcentage en nombre et en longueur cumulée des thalwegs dans les cinq zones.</i>	83
<i>Tab. XII. Caractéristiques hydrodynamiques obtenues par pompage.</i>	122
<i>Tab. XIII. Débits et hauteurs d'eaux ayant permis la réalisation de la courbe de tarage du ruisseau d'Airon</i>	137
<i>Tab. XIV. Débits et hauteurs d'eaux ayant permis la réalisation de la courbe de tarage de la source du Vivier.</i>	139
<i>Tab. XV. Débits et hauteurs d'eaux ayant permis la réalisation de la courbe de tarage de la source de Bronne.</i>	141
<i>Tab. XVI. Paramètres obtenus à partir de l'étude de la courbe de récession de la crue générale du cycle 1994-1995 au ruisseau d'Airon.</i>	144
<i>Tab. XVII. Tableau récapitulatif des paramètres d'entrée.</i>	185
<i>Tab. XVIII. Bilan hydrique ($m^3 \cdot s^{-1}$) de l'ensemble du domaine modélisé.</i>	189
<i>Tab. XIX. Matrice des corrélations entre les variables à la source d'Airon.</i>	211
<i>Tab. XX. Corrélations entre les variables et les axes principaux (Source d'Airon).</i>	212
<i>Tab. XXI. Matrice des corrélations entre les variables à la source du Vivier.</i>	212
<i>Tab. XXII. Corrélations entre les variables et les axes principaux à la source du Vivier.</i>	213
<i>Tab. XXIII. Matrice des corrélations entre les variables à la source de Bronne.</i>	215
<i>Tab. XXIV. Corrélations entre les variables et les axes principaux pour la source de Bronne.</i>	215
<i>Tab. XXV. Matrice des corrélations entre les variables à la source de Strouanne.</i>	217
<i>Tab. XXVI. Analyse chimique de 15 prélèvements d'eau souterraine de la nappe de la craie (février 1996).</i>	221
<i>Tab. XXVII. Matrice des coefficients de corrélation entre les paramètres chimiques des eaux de la craie, à partir des données relatives aux prélèvements du 8 février 1996.</i>	226
<i>Tab. XXVIII. Comparaison des concentrations en chlorures de l'aquifère crayeux dans les Bas-Champs.</i>	238
<i>Tab. XXIX. Profondeur d'investigation théorique du Géonics EM-34 en fonction de la distance entre les boucles.</i>	274

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	13
I- CONNAISSANCES GENERALES DU SECTEUR D'ETUDE	19
A) INTRODUCTION	19
B) CLIMATOLOGIE	20
1. Introduction	20
2. Description des paramètres climatiques.	21
a) Précipitations	21
b) Températures	23
c) Evapotranspiration	24
d) Bilan hydrique au Touquet de 1981 à 1993	24
3. Bilan en 1994 et 1995	25
a) Comparaison des valeurs d'évapotranspiration potentielle	25
b) Comparaison des bilans hydriques à Fort-Mahon et au Touquet.	26
4. Conclusion	29
C) GEOMORPHOLOGIE	29
1. Introduction	29
2. Transgressions Flandrienne et Dunkerquienne	30
3. Estuaire à poulier et musoir	33
4. Morphologie des dunes	34
5. Evolution du rivage	35
6. Conclusion	39
D) CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE	39
1. Introduction	39
2. Le Secondaire	40
a) Jurassique	40
b) Crétacé	41
1. Crétacé inférieur	41
2. Crétacé supérieur	42
* Craie cénomanienne	42
* Craie turonienne	45
* Craie sénonienne	46
3. Le Tertiaire	46
4. Le Quaternaire	47
a)	47
a) Pléistocène	48
b) Holocène	48
1. L'assise de Calais	49
2. L'assise de Dunkerque	49
3. Les dunes	50
5. Conclusion	51
E) CONTEXTE STRUCTURAL	53
1. Introduction	53
2. Généralités - Structure d'ensemble	53
3. Structure de la craie dans le secteur d'étude	55
a) Données de sondages	55
b) Confirmation par géophysique	61
1. Prospection électrique	62
2. Prospection sismique	63
* Région des Bas-Champs	63

* Plaine interduinaire	64
3. Prospection électromagnétique	64
4. Synthèse	65
4. Craie et morphostructure	67
a) Répartition de la fracturation au sein de l'aquifère crayeux	67
1. Généralités	67
2. Mesures de fracturation en carrière	69
3. Le Cran d'Escalles	71
b) Apports de l'analyse morphostructurale	73
1. Les rideaux	74
* zone 1	75
* zone 2	77
* zone 3	77
* zone 4	78
* zone 5	78
2. Les thalwegs	79
* zone 6	79
* zone 7	79
* zone 8	79
* zone 9	81
* zone 10	81
3. Comparaison et discussion des résultats	81
5. Quelques réflexions sur la karstification	83
6. Conclusion	87
F) CONCLUSION	88
II. L'AQUIFERE CRAYEUX	93
A) INTRODUCTION	93
B) CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES	95
1. Analyse cartographique de la piézométrie.	95
a) Synthèse des données antérieures	95
b) Carte piézométrique en période de hautes-eaux	96
c) Carte piézométrique en période de basses-eaux.	99
2. Analyse des fluctuations piézométriques	99
a) Suivi piézométrique sur une longue période	103
b) Suivi piézométrique en continu sur une courte période	107
1. Suivi piézométrique en aquifère non confiné	107
2. Suivi piézométrique en aquifère confiné	107
3. Caractéristiques hydrodynamiques	119
a) Généralités	119
b) Constitution et caractéristiques hydrodynamiques des différents aquifères.	120
c) Pompages d'essai	122
4. Limites et exutoires de l'aquifère crayeux	126
5. Synthèse	128
C) ANALYSE HYDROLOGIQUE DE QUELQUES EXUTOIRES LITTORAUX DE LA CRAIE	129
1. Description des méthodes utilisées ultérieurement	130
a) Etude des débits classés	130
b) Analyse des courbes de récession	131
c) Etude par analyses corrélatoire et spectrale	133
2. Acquisition et caractéristiques des données hydrométriques	135
a) La source d'Airon	136

b) La source du Vivier à Dannes	138
c) La source de Bronne	140
3. La source d'Airon	142
a) Etude des débits classés	142
b) Etude de la courbe de décrue et de tarissement	142
c) Analyses corrélatoires et spectrales	145
1. Analyse du signal d'entrée	145
2. Analyse du signal de sortie	146
3. Analyse de la relation pluie-débit	147
4. La source du Vivier à Dannes	148
a) Etude des débits classés	148
b) Analyses corrélatoires et spectrales	148
1. Analyse simple	148
2. Analyse croisée	150
5. Synthèse	151
D) CONCLUSION	152
III- RELATION AQUIFERE CRAYEUX / DUNAIRE - MODELISATION	157
A) INTRODUCTION	157
B) AQUIFERES QUATERNAIRES	158
1. Aquifère dunaire	159
a) Généralités	159
b) Description des points suivis	159
c)	160
c) Suivi piézométrique	161
1. Nord-Marquenterre	161
2. Réserve Biologique de Merlimont	163
3. Réserve Naturelle de la Baie de la Canche	165
d) Carte piézométrique de l'aquifère dunaire le 16 mai 1994.	168
2. Aquifère des Bas-Champs.	171
a) Généralités.	171
b) Suivi piézométrique	172
3. Conclusion	173
C) RELATIONS ENTRE NAPPES	175
1. Partie Nord de la Canche	175
2. Interfluve Canche - Authie	177
a) Relation aquifère dunaire - aquifère crayeux	177
b) Relation entre l'aquifère des Bas-Champs et l'aquifère crayeux	179
3. Nord Marquenterre	180
4. Conclusion	182
D) MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE.	182
1. Introduction	182
2. Description des données d'entrée au modèle de simulation.	183
a) Les paramètres de simulation	185
b) Conditions aux limites.	186
3. Calage du modèle : analyses et résultats.	187
a) Vérification de la validité du calage	187
b) Comparaison de la carte piézométrique krigée et calculée.	189
c) Répartition des perméabilités.	191
4. Synthèse : Comparaison de la carte des perméabilités avec la carte structurale	192
5. Conclusion.	197

E) CONCLUSION	197
IV-. CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA NAPPE DE LA CRAIE	201
A) INTRODUCTION	201
B) ETUDE DES PRINCIPALES SOURCES LITTORALES	201
1. Introduction	201
2. Méthodes de mesure des paramètres physico-chimiques	202
a) Mesures faites sur le terrain	202
1. La température	202
2. La conductivité	203
3. Le pH	203
b) Mesures faites au laboratoire	203
1. Méthodes colorimétriques par spectrophotométrie	204
* les Nitrates (NO_3^-)	204
* les Nitrites (NO_2^-)	204
* le Phosphate (PO_4^{3-})	204
* les Sulfates (SO_4^{2-})	204
* le Fer total	204
* le Manganèse (Mn^{2+})	205
2. Méthodes volumétriques	205
* Dosage des bicarbonates (HCO_3^-)	205
* Dosage des chlorures (Cl)	205
3. Méthode par émission de flamme ou spectrométrie de flamme	205
3. Suivi de la conductivité et de la température à la source du Vivier	206
a) Evolution de la conductivité à la source du Vivier	206
b) Evolution de la température à la source du Vivier	207
4. Analyse en composantes principales (ACP) : description de la méthode.	208
5. La source d' Airon	209
6. La source du Vivier à Dannes	211
7. La source de Bronne	213
8. La source de Strouanne	217
9. Synthèse	217
C) CARACTERISATION DE LA NAPPE DE LA CRAIE AU NIVEAU DES BAS-CHAMPS	218
1. Introduction	218
2. Répartition des éléments chimiques	219
3. Analyse en composantes principales.	224
4. Synthèse	227
D) L'INTERFACE EAU DOUCE - EAU SALEE	230
1. Introduction	230
2. Généralités	230
3. Données expérimentales	233
a) Partie septentrionale	233
b) Partie méridionale	233
1. Dans les différentes Réserves	233
2. Dans le secteur de Merlimont-Berck	236
4. Apport de la géophysique	239
5. Conclusion	244
E) SYNTHESE	245

CONCLUSION	249
BIBLIOGRAPHIE	257
ANNEXES	269
ANNEXE I : PRINCIPE DES METHODES GEOPHYSIQUES UTILISEES	271
Prospection électrique	271
Prospection sismique	272
Prospection électromagnétique	273
ANNEXE II : ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES	275
Source d' Airon	275
Source du Vivier	275
Source de Bronne	276
Source de Strouanne	276
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX	277