

50376
1992
308

64954

50376
1992
308

n° d'ordre : 990

THESE

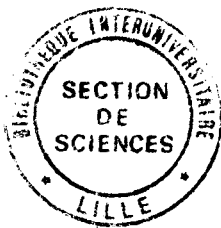
présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le grade de

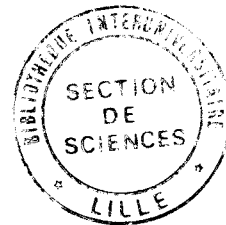
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOSCIENCES (HYDROGEOLOGIE)

L'EFFET D'ECHELLE SUR LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE
ET HYDRODISPERSIF DE L'AQUIFERE CRAYEUX, APPORTS DE
L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE.



par

Pierre BRACQ



Soutenue le 22 octobre 1992 devant la commission d'examen:

Président: Mr Hervé CHAMLEY, Professeur Lille I
Rapporteurs: Mlle Françoise BERGERAT, Directeur de Recherches
C.N.R.S. Paris VI.
Mr Moumtaz RAZACK, Professeur Poitiers
Directeurs de Thèse: Mr Norbert CRAMPON, Professeur Lille I
Mr Jean Pierre COLBEAUX, Maître de Conférences, Dr.
Etat Lille I
Examineur: Mr Jean SOMME, Professeur Lille I

AVANT-PROPOS

A l'issue de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont participé, directement ou indirectement, à son élaboration.

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, m'a confié ce sujet et a suivi ce travail tout au long de ces trois années, qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Monsieur le Professeur Hervé CHAMLEY de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, a accepté de présider ce jury, je l'en remercie vivement.

Mademoiselle Françoise BERGERAT, Directeur de Recherches au C.N.R.S., que j'ai eu le plaisir de rencontrer sur le terrain et qui m'a fait profiter de son expérience en tectonique , a accepté la lourde tâche de rapporter ce mémoire, je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur le Professeur Moumtaz RAZACK de l'Université de Poitiers, est également rapporteur de ce travail, ce dont je le remercie bien vivement.

Monsieur le Professeur Jean SOMME de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, qui a accepté d'examiner ce mémoire et qui, surtout, m'a fait profiter de son expérience du terrain au cours de quelques sorties.

Monsieur Jean-Pierre COLBEAUX, Maître de Conférences à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, qui a accepté d'examiner ce mémoire et qui n'a jamais compté le temps passé pour que ce travail puisse aboutir.

Je suis reconnaissant à Monsieur F. DELAY, Maître de Conférences à l'Université de Paris VI, sans qui les différents logiciels informatiques utilisés n'auraient pu voir le jour ce qui aurait ralenti considérablement ce travail

Pour l'ambiance agréable dans laquelle s'est déroulé ce travail, les discussions scientifiques ou non, leur sympathie, leur aide lors "des coups de feu", les moments de détente, je remercie Mesdemoiselles K. Moufti, I. Quenton et Messieurs K. Anouar, M. Caridroit; J-P

Colbeaux, F. Delay, D. Devred, M. Dzikowski, B. El mansouri, L. Hanich, E. Hosseini, C et A. Katir, Ch. Lamouroux, A. Maqsoud, G. Porel, je ne saurai oublier les autres Chercheurs et personnels des Sciences de la Terre qui un jour ou l'autre m'ont aidé, d'une manière ou d'une autre. Un grand merci également à Monsieur Ch. Dupuis, Madame S. Vandycke de la Faculté de Mons, Messieurs R. Meyer, D. Lefévre, T. Leboulanger de l'Université de Rouen et Monsieur M. Lepiller de l'Université d'Orléans pour leurs conseils et leur expérience du terrain.

Je dédie enfin ces quelques pages à mes parents et à mon épouse Sabine qui ont su attendre patiemment au cours de ces longues années l'achèvement de ce travail.

SOMMAIRE

CHAPITRE I

Pages

I) HYDROGEOLOGIE DE LA CRAIE DU BASSIN DE PARIS

I-A) REPARTITION GEOGRAPHIQUE DE LA CRAIE13

I-B) STRATIGRAPHIE GENERALE ET STRUCTURE DE L'AQUIFERE
CRAIEUX.....15

I-C) NIVEAU PIEZOMETRIQUE ET ECOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES.
I-C-1) Nature des aquifères régionaux.....26
I-C-2) Configuration piézométrique.....28
I-C-3) Fluctuations piézométriques.....32
I-C-4) Circulations fissurales et karstiques.....38
I-C-5) Conditions de karstification des craies.....45
I-C-6) Les sources.....52

I-D) PROPRIETES AQUIFERES REGIONALES.....54
I-D-1) La porosité.....57
I-D-2) La conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité de Darcy.....57
I-D-3) La transmissivité.....58
I-D-4) Le coefficient d'emmagasinement.....60
I-D-5) Interprétation des pompages d'essai.....60
I-D-6) La productivité.....61
I-D-7) Vitesse effective d'écoulement.....62
I-D-8) Caractéristiques hydrodispersives.....62
I-D-9) Conclusion.....63

I-E) HYDROCHIMIE: QUALITE ET POLLUTIONS DES NAPPES DE LA
CRAIE.....63

I-E-1) Moyens de contrôle de la qualité.....63
I-E-2) Qualité naturelle.....64
I-E-2-1) Caractéristiques générale et acquisition de la qualité.....64
I-E-2-2) Variabilité spatiale de la qualité naturelle.....64

I-E-2-3) Variabilité temporelle de la qualité naturelle.....	69
I-E-3) Etat des pollutions.....	69
I-E-3-1) Sensibilité aux pollutions.....	69
I-E-3-2) Pollutions diffuses.....	70
I-E-3-2-1) Les nitrates.....	70
*Généralités.....	70
*Répartition géographique.....	71
*Evolution temporelle.....	73
*Processus de contamination de la nappe par les nitrates.....	73
*Prévision d'évolution des nitrates dans la nappe de la craie.....	73
*Dénitrification naturelle.....	76
*Dénitrification provoquée.....	76
I-E-3-2-2) Les pesticides.....	78
I-E-3-3) Pollutions locales.....	79
I-E-3-3-1) Pollutions bactériennes.....	78
I-E-3-3-2) Pollutions chimiques.....	78
I-E-4) conclusion.....	80
I-F) ALIMENTATION, RESSOURCES ET EXPLOITATION.....	80
I-F-1) Alimentation de la nappe de la craie par les précipitations efficaces.....	80
I-F-2) Ruissellement.....	82
I-F-3) Modes et vitesses d'infiltration.....	82
I-F-4) Bilan et écoulement des nappes.....	84
I-F-5) Exploitation des nappes de la craie.....	84
I-F-5-1) Prélèvements pour l'alimentation en eau potable.....	86
I-F-5-2) Prélèvements industriels.....	87
I-F-5-3) Prélèvements agricoles.....	88
I-F-5-4) Prélèvements énergétiques.....	88
I-F-6) Surexploitation et réalimentation de la nappe	88
I-G) CONCLUSION.....	89

CHAPITRE II

II) UN OUTIL DESTINE A COMPRENDRE LA STRUCTURE DE L'AQUIFERE CRAYEUX: L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE.....	95
II-A) INTRODUCTION: UTILISATION DE LA GEOMORPHOLOGIE ET DE LA MORPHOSTRUCTURE, IMPLICATIONS EN HYDROGEOLOGIE.....	95
II-B) DESCRIPTION DES ELEMENTS DE LA MORPHOLOGIE UTILISES DANS CE CONTEXTE:.....	95
II-B-1) Les talwegs.....	95
II-B-2) Les "rideaux".....	97
II-B-3) Nature de la surface infra-landénienne.....	99
II-C) UTILISATION DES FORMES DE RELIEF DANS L'INTERPRETATION DE LA STRUCTURE:.....	100
II-C-1) Introduction	100
II-C-2) Les programmes informatiques d'acquisition et de traitement des données morphologiques.....	101
II-C-2-1) Introduction.....	101
II-C-2-2) Description du programme d'acquisition des données.....	102
*le fichier de localisation.....	102
*le fichier de données.....	104
II-C-2-3) Description des programmes de traitement.....	104
* tracé des histogrammes et des rosaces d'orientations.....	104
* traitement des données pour l'établissement des cartes de fréquences.....	104
* restitution graphique des données.....	107
II-C-2-4) Relations entre les failles et le tracé du réseau hydrographique.....	107
*positionnement des failles.....	107
*positionnement des failles dans les vallées asymétriques.....	112
II-D) L'EFFET D'ECHELLE SUR LA REPRESENTATIVITE DES LINEAMENTS:.....	113
II-D-1) Notion de Surface Élémentaire Représentative.....	113
II-D-2) Etablissement des cartes de fréquence: définition du pas de la maille.....	120
II-E) CONCLUSION DU CHAPITRE.....	128

CHAPITRE III

III) LES EFFETS D'ECHELLE SUR L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE ET SUR LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE CRAYEUX.

III-A) LES EFFETS D'ECHELLE SUR L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE.133

III-A-1) Introduction.....133

III-B) APPLICATION A LA PARTIE NORD-OUEST DU BASSIN DE PARIS.133

III-B-1) La région Haute-Normandie: présentation géologique et structurale.....133

III-B-2) La région Nord-Pas-de-Calais-Picardie.....138

III-B-2-1) Présentation géologique.....138

III-B-2-2) Structure générale.....139

III-C) LE BOULONNAIS.....142

III-C-1) Présentation géologique et structurale.....142

III-C-2) Comparaison avec les données morphologiques.....142

III-D) INTERPRETATION STRUCTURALE DE LA PARTIE NORD-OUEST DU BASSIN DE PARIS.....146

III-E) LES EFFETS D'ECHELLE SUR LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE CRAYEUX.....149

III-E-1) Détermination d'un état de fracturation dans un secteur sous recouvrement Tertiaire, par l'intermédiaire des données morphologiques: application par krigeage et comparaison avec la carte des transmissivités.....149

III-E-2) Le krigeage.....149

III-E-2-1) Introduction.....149

III-E-2-2) Variable régionalisée et krigeage.....149

III-E-3) Application.....153

III-E-3-1) Conclusion.....164

III-F) CONCLUSION DU CHAPITRE.....164

CHAPITRE IV

IV) VALIDATION: CORRESPONDANCES ENTRE LES TRAITES MORPHOLOGIQUES, LA FRACTURATION ET LES DIRECTIONS D'ECOULEMENT A PARTIR DE QUELQUES EXEMPLES PONCTUELS.....	167
IV-A) INTRODUCTION.....	167
IV-B) LE SECTEUR D'ESCALLES.....	167
IV-B-1) Localisation, contexte géologique et hydrogéologique.....	167
IV-B-1) Analyse de la morphostructure et de la fracturation.....	167
IV-B-3) Résultats du traçage:.....	169
IV-B-4) Participation rapide des eaux de surface à l'écoulement souterrain.....	171
IV-B-5) Conclusion.....	175
IV-C) LA CHAPELLE SAINT-LOUIS.....	175
IV-C-1) Présentation.....	175
IV-C-2) La fracturation	177
IV-C-3) Etude morphostructurale.....	177
IV-D) LES SOURCES DE LA LYS.....	183
IV-D-1) Localisation.....	183
IV-D-2) Contexte géologique.....	183
IV-D-3) Contexte hydrogéologique et paramètres physico-chimiques de l'eau des nappes.....	185
*Analyse des débits.....	185
*Bilan annuel.....	185
IV-D-4) Etude morphostructurale.....	187
IV-D-5) Implications.....	189
IV-D-6) Conclusion.....	193
IV-E) LES CARRIERES DE L'OSTREVENT.....	194
IV-E-1) La carrière de Somain.....	194
IV-E-2) Localisation et contexte géologique.....	195
*localisation.....	195
*Observations stratigraphiques (carte géologique de Valenciennes):.....	196
*le Substrat landénien du secteur.....	197

*le Quaternaire.....	197
IV-E-3) Fracturation et brèches hydrauliques.....	197
*fracturation et analyse de l'allure de la surface de contact Crétacé-Tertiaire.....	197
*nature et description des brèches hydrauliques.....	201
IV-E-4) Analyse morphostructurale et comparaison avec la fracturation.....	203
*détermination des champs de contraintes.....	203
IV-E-5) Hydrogéologie de la région de Somain.....	206
IV-E-6) La carrière d'Abscon.....	207
IV-E-7) La carrière de Mastaing.....	207
IV-E-8) La carrière de Neuville sur Escaut.....	207
IV-F) Conclusion.....	209
IV-G) LE GATINAIS.....	209
IV-G-1) Localisation.....	209
IV-G-2) Contexte géologique général:.....	210
*géologie.....	210
*structure.....	210
IV-G-3) Interprétation des résultats de forage et définition des zones de productivité.....	210
IV-G-4) Utilisation des données morphologique: analyse morphostructurale.....	210
IV-G-5) Quelques remarques et hypothèses.....	216
V) CONCLUSION GENERALE.....	221
BIBLIOGRAPHIE.....	231
Liste des figures et des tableaux.....	255

INTRODUCTION

La craie est un aquifère primordial et un réservoir important d'hydrocarbures. En France, les différents aquifères fournissent 62% de l'eau potable, ce taux s'élève à 95% dans la région Nord-Pas-de-Calais et a principalement pour origine la nappe de la craie (Crétacé), libre ou sous faible recouvrement, avec les risques potentiels (pollutions) liés aux zones très peuplées, aux secteurs fortement industrialisés ou aux régions de grande culture.

Très souvent mise à profit, la nappe de la craie peut sembler bien connue. De nombreuses études sectorielles ou régionales, basées sur l'analyse de données ponctuelles obtenues sur forages, ont permis, la réalisation de modèles numériques servant principalement à la gestion de la ressource en eau, l'établissement de cartes de qualité, de vulnérabilité.. à petite échelle. A cette échelle de la dizaine à plusieurs centaines de kilomètres, l'aquifère crayeux est généralement assimilé à un milieu poreux, homogène et isotrope, parfois sujet à quelques variations locales (distinction classique des zones productives en vallée et moins favorables sous les plateaux). La nappe est libre sur environ 73 000 km² (la craie couvrant une superficie d'environ 110 000 km²), mais perd rapidement de son intérêt lors de son enfouissement sous un recouvrement peu perméable (diminution de la perméabilité de la craie).

Pour utile qu'il soit aux organismes ou services régionaux, en tant qu'outil de gestion des ressources, ce schéma (milieu poreux, homogène et isotrope) s'avère de moins en moins adéquat quand varie l'échelle d'investigation. Le milieu crayeux révèle localement son anisotropie, voire son hétérogénéité, suivant les variations de faciès qui en font un aquifère multicouche, mais surtout, par l'existence de la fracturation qui engendre la superposition d'un écoulement fissural rapide à un écoulement d'ensemble lent et capacitif assimilé à un milieu quasi poreux, seul pris en compte à l'échelle régionale et c'est d'autant plus vrai à l'échelle du bassin de Paris.

Nous commencerons cette approche, par une vue d'ensemble de l'aquifère de la craie du bassin de Paris (Le premier chapitre est très largement inspiré de la note: Crampon et al, 1993) tant au niveau des caractéristiques physiques de la roche (mode de dépôt, faciès, porosité...) que des paramètres hydrodynamiques. Nous présenterons également les données les plus récentes concernant l'état de pollution de la nappe et ses perspectives à court et moyen terme.

L'effet d'échelle sera étudié sur le plan du comportement hydrodynamique, mais cette fois sur une ou des zones plus restreintes (région Nord-Pas-de-Calais, Picardie, Normandie) et sur des secteurs plus localisés. Les travaux du Tunnel sous la Manche, les levés en falaises et en carrières, les essais en place sur certains forages et les résultats de pompages d'essai devraient permettre de mieux relier les valeurs des caractéristiques hydrodynamiques et les réactions piézométriques aux dispositions structurales du milieu crayeux, notamment le

développement de la fracturation et l'utilisation de la morphologie pour une meilleure compréhension de l'ensemble. Les modèles numériques maillés réalisés dans les régions, avec des valeurs déduites des calages, permettent de montrer comment les plus grandes de ces hétérogénéités sont traduites à l'échelle kilométrique à décakilométrique.

L'objectif principal est de montrer les erreurs inhérentes à l'utilisation (modélisation) de ces résultats à l'échelle hectométrique à kilométrique, c'est-à-dire à l'échelle de l'impact d'un ouvrage. Ensuite nous verrons l'effet d'échelle sur le comportement hydrodispersif de l'aquifère. Les quelques traçages réalisés mettent en évidence le double écoulement, lent et rapide, soulignant en particulier les risques d'erreur en cas d'utilisation de la piézométrie générale et des caractéristiques hydrodynamiques du milieu poreux équivalent, pour estimer la vulnérabilité d'un captage et définir sa protection par exemple.

En conclusion nous présenterons les différents résultats acquis au cours de cette étude et nous aborderons les différentes questions qui sont apparues et la manière envisagée pour y apporter quelques éléments de réponse.

CHAPITRE I

I) HYDROGÉOLOGIE DE LA CRAIE DU BASSIN DE PARIS

I-A) REPARTITION GÉOGRAPHIQUE DE LA CRAIE

En France la craie affleure sur environ 73 000 km² en une large ceinture autour du bassin de Paris. D'un point de vue pratique, nous l'avons divisée en quatre grandes régions (fig n° I-1).

La première région, Artois-Picardie (Unité I) regroupe le Nord (Dunkerque, Lille, Valenciennes), le Pas-de-Calais (Calais, Boulogne, Arras) et la Picardie (Amiens, St Quentin), jusque l'Oise au Sud-Est et l'axe anticlinal du Bray au Sud-Ouest. Le relief dominant est formé par le plateau de l'Artois orienté Nord-Ouest_Sud-Est atteignant 140 m d'altitude moyenne. Entaillé par de nombreuses vallées sèches et localement, au-dessus du rivage, par des vallées suspendues (valleuses), ce massif (horst de l'Artois) est interrompu à l'Ouest par le graben du Pas-de-Calais. La Picardie aussi, bien que d'altitude plus modeste, reste profondément marquée par les vallées sèches.

Une particularité morphologique de ces régions est la présence de nombreux "rideaux": rupture brusque et rectiligne de pente, de plusieurs mètres de haut, souvent soulignée par une haie. A une origine anthropique (Agache, 1964, 1970), possible lorsqu'il s'agit d'une accumulation de colluvions derrière une haie plantée, on peut opposer une origine structurale (Lasne, 1890; Leriche, 1926; Roux, 1963), au moins pour les "rideaux" entaillant la craie, en remarquant que leurs directions sont fréquemment communes avec celles d'autres traits morphologiques du secteur, eux-mêmes liés à la fracturation régionale.

La craie du horst de l'Artois plonge vers le Nord-Est sous les formations cénozoïques de la plaine de Flandre de très faible altitude, localement inférieure au niveau de la mer. A proximité du rivage actuel, la plaine maritime de la mer du Nord (Holocène) est bordée au Sud-Ouest par une falaise fossile. D'autres plaines maritimes, les "bas-champs", s'étendent au pied de falaises mortes, toujours crayeuses, d'âge Eémien (Pléistocène supérieur), aux abords des estuaires de la Somme, de l'Authie et de la Canche (Briquet, 1930). Ce qui n'empêche pas la côte d'être la proie d'une érosion active à proximité de Calais où la falaise du Cap Blanc-Nez recule de deux à trois mètres par an.

L'anticlinal du Bray, allongé Nord-Ouest_Sud-Est est dégagé grâce à l'érosion en une boutonnière, au Sud-Est de laquelle nous faisons commencer la seconde région, la Normandie (Unité II) qui comprend le pays de Caux (Dieppe, Le Havre) au Nord-Est de la Seine (Rouen) et le Pays d'Ouche (Evreux) au Sud-Ouest. Sa limite méridionale est définie par une ligne Est-Ouest arbitraire Argentan-Dreux, correspondant néanmoins à une limite approximative de conditions hydrogéologiques. D'altitude moyenne assez élevée, cette région présente un relief beaucoup plus accentué que la précédente, elle est notamment très profondément

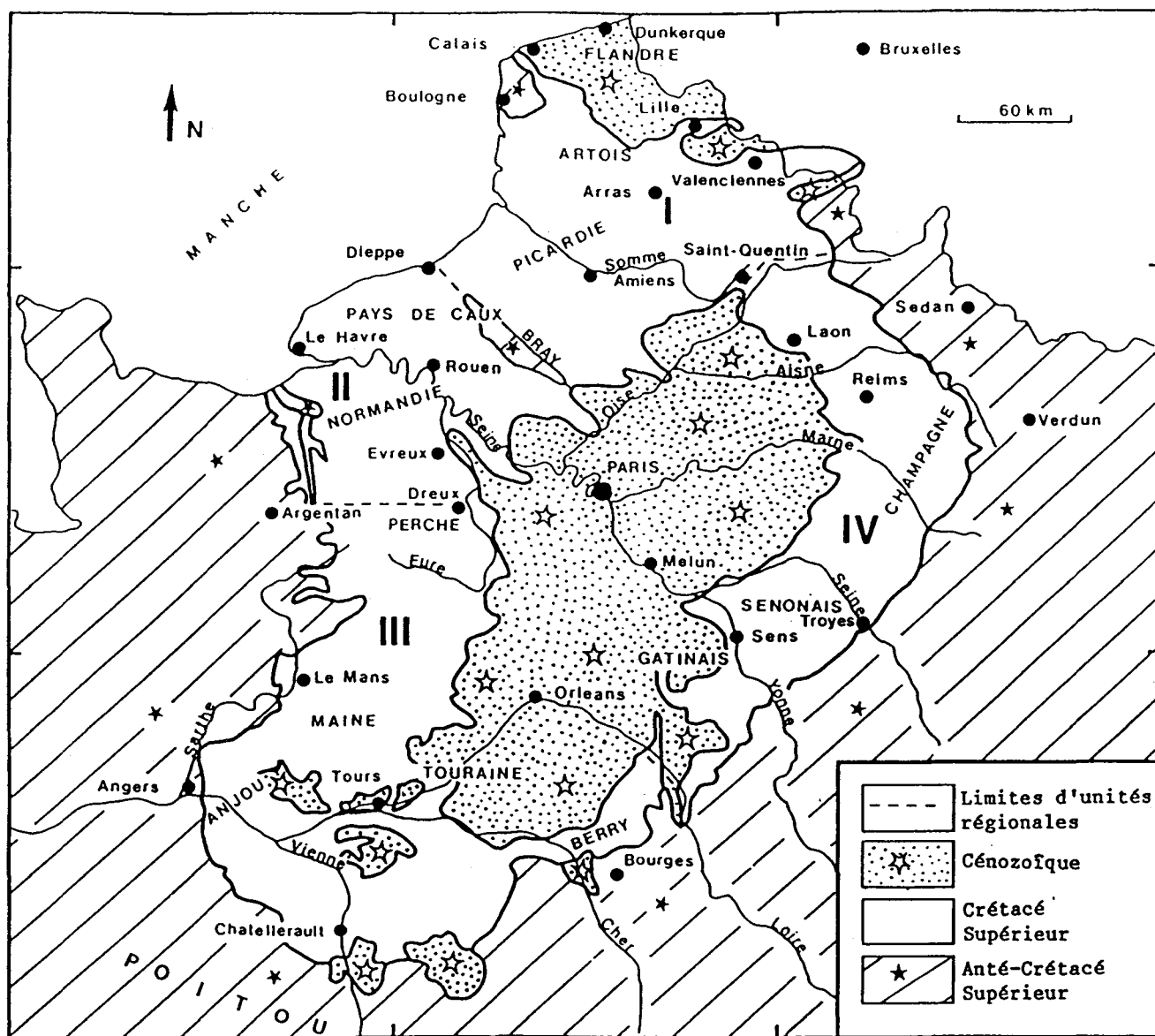


fig n°1-1: Carte de localisation des unités étudiées, (Bracq, in Crampon et al, 1993).

entailée par un réseau dense de vallées sèches et on y observe des manifestations karstiques. Les falaises du Pays de Caux subissent en certains points un recul de l'ordre de un mètre par an, alors qu'en d'autres endroits elles n'auraient pas évoluées depuis l'Eemien (Rodet, 1988).

La troisième région, Maine-Touraine (Unité III), regroupe le Perche, le Maine (le Mans), l'Est de l'Anjou (Angers) la Touraine et le Nord du Berry. Nous l'arrêterons arbitrairement sur la Loire en amont d'Orléans. Le relief y est plutôt modéré et tabulaire, l'altitude décroît du Nord vers le Sud passant de 321 m à environ 80 m vers le seuil du Poitou.

La dernière grande région, Gâtinais-Champagne (Unité IV), regroupe le Gâtinais (approximativement entre Loire et Yonne), le Sénonais (Sens, entre Yonne et Seine) et enfin

la Champagne (Troyes, Châlons-sur-Marne, Reims) que l'on prolongera jusqu'à l'Oise, en y incluant la région de Laon, pour fermer la boucle autour du bassin de Paris. Le Gâtinais-Sénonais révèle une morphologie de plateaux recouverts de formations argilo-sableuses tertiaires discontinues et entaillés par les vallées des affluents de la Seine. En Champagne l'altitude moyenne reste inférieure à 200 m et les variations de relief demeurent faibles, à part la "Montagne" de Reims.

La craie a souvent fait l'objet d'extractions, soit pour la construction, soit en tant qu'amendement agricole; elle fournit aussi une matière première à l'industrie (Ricour, 1985): cimenteries, blanchiment ou couchage du papier (412 000 tonnes en 1983), chaux pour pâte à papier (123 576 t en 1983), industries des peintures et vernis (150 000 t/an). En Picardie où elle est particulièrement répandue, la craie phosphatée a été activement recherchée et exploitée comme engrais. De nombreux secteurs sont percés de carrières souterraines, maintenant abandonnées, voire non répertoriées et mal connues, qui peuvent poser des problèmes lors d'aménagements, en particulier en site urbain. On en connaît de nombreuses, particulièrement en Artois, Picardie, Normandie et Touraine. Parfois, comme en Artois, des carrières souterraines en forme de bouteille (les catiches) reliées ou non par des galeries peuvent remplacer les carrières classiques en "chambre et pilliers" (Leplat, 1973). Certaines de ces anciennes carrières souterraines sont encore utilisées comme champignonnières. De la Picardie à la Touraine ces cavités artificielles, comme parfois aussi certaines grottes naturelles, ont servi et servent encore localement d'habitation troglodyte, voire d'église (Haute-Isle, entre Mantes et Rouen), mais leur usage se restreint de plus en plus à celui de caves (viniholes en Touraine), de grange ou de garage.

Sur le plan des activités agricoles, les régions d'Artois, Picardie, Touraine et Champagne sont le lieu de grandes cultures céréalières ou betteravières. Quand les sols sont trop minces, il peut subsister un élevage de moutons sur prairies maigres (Champagne). L'élevage laitier fait la richesse de la Normandie et de l'Avesnois (partie orientale de l'Artois-Picardie), comme celui des chevaux a fait celle du Perche. Sur les côtes d'Anjou, de Touraine et en Champagne poussent des vignobles dont la réputation n'est plus à faire.

I-B) STRATIGRAPHIE GENERALE ET STRUCTURE DE L'AQUIFFERE CRAYEUX

C'est au cours du Crétacé inférieur que s'amorce la réunion de la mer du Nord et de la Mésogée: à l'Albien un large détroit traverse le bassin de Paris dans le sens Weald-Bourgogne. Au cours du Crétacé Supérieur la mer va déborder progressivement les limites de ce détroit et recouvrir par la suite toute l'Europe Occidentale (fig n°1-2). C'est durant cette période que se déposent les différents faciès crayeux Cénomaniens à Maastrichtien, à l'exception de certaines régions où soit une érosion post-crétacée ou une lacune ne permet

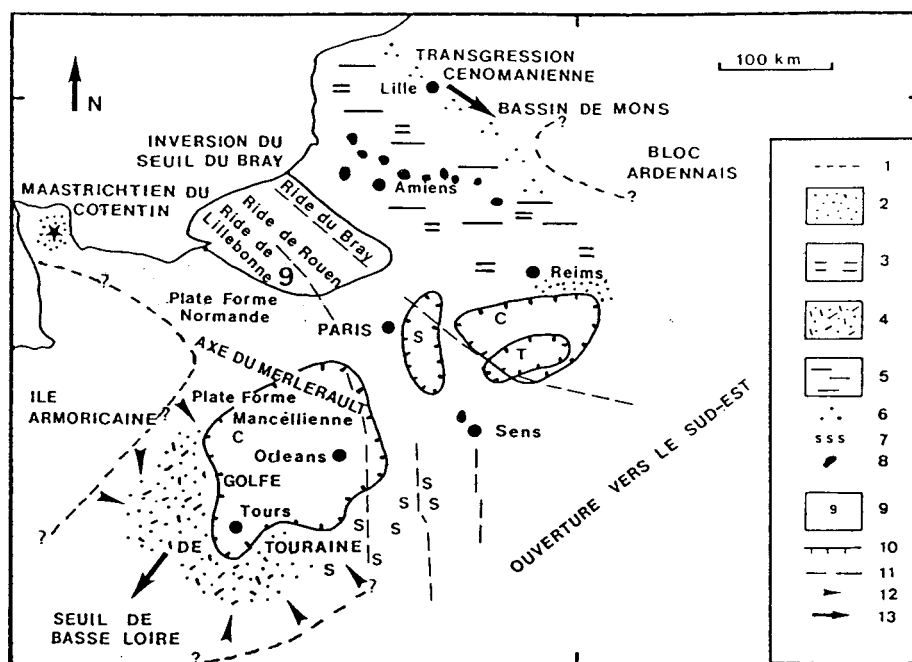


fig n°1-2: Schéma paléogéographique du Crétacé supérieur (Monciardini, in Mégnien 1980).
 1-limites probables de l'extension des dépôts du Crétacé supérieur. 2-faciès détritiques du Cénomanien. 3-faciès marneux du Cénomanien. 4-faciès détritiques du Turonien et du Sénonien de Touraine. 5-faciès marneux du Turonien. 6-"tourtia" du Cénomanien et du Turonien. 7-faciès siliceux du Turonien et du Sénonien du Berry. 8-craie phosphatée du Sénonien. 9-haut-fond Bray-Caux au Crétacé supérieur. 10-aires de subsidence maximale au cours du Cénomanien (C), Turonien (T) et Sénonien (S). 11-failles de socle. 12-directions des apports. 13-directions des transgressions.

pas de retrouver l'ensemble des dépôts. La transgression crétacée s'effectue sur des terrains très divers, directement sur le socle Paléozoïque plissé, de l'Avesnois (terminaison occidentale du bloc Ardennais), c'est-à-dire dans tout le Nord-Pas-de-Calais, exception faite du Boulonnais, de même en Anjou. Ailleurs c'est soit sur les assises jurassiques soit sur celles du Crétacé Inférieur. La lithologie des dépôts du Crétacé Supérieur est influencée par la proximité et la vigueur des reliefs émergés (Bloc Ardennais, Massif Armoricain et Massif Central) qui vont fournir des éléments détritiques. Elle l'est également par la présence de haut-fonds et de bassins à subsidence maximale. Il s'ensuit que les faciès crayeux ne sont pas répartis de façon uniforme dans tout le bassin de Paris où il existe des alternances, différentes suivant les régions, d'épisodes crayeux, argileux et siliceux qui vont de toute évidence configurer différemment le ou les aquifères contenant la nappe de la craie.

En Artois-Picardie, au-dessus d'un conglomérat de base appelé "Tourtia", surmontant le gisement houiller, mais dont l'âge diminue dans le sens de la transgression marine, se superposent des marnes et des craies marneuses parfois aquifères dès le Cénomanien moyen (Cap Blanc-Nez; Robaszynski et al, 1980; Robaszynski & Haesaerts, 1986). Les dépôts

deviennent de plus en plus crayeux au cours du Turonien, avec des épisodes encore très marneux, mais globalement la craie constitue l'essentiel des dépôts Turonien supérieur-Sénonien. Schématiquement, la craie franche est plus précoce au Nord-Ouest qu'à l'Est de Lille où elle n'apparaît qu'au Turonien supérieur, au-dessus de formations marneuses du Turonien moyen appelées "Dièves". A noter la présence de craie durcie et noduleuse ou "Tun" marquant un arrêt provisoire de la sédimentation à la limite Turonien-Sénonien. Du phosphate de calcium enrichit la craie campanienne en Picardie (région d'Amiens). Le Maastrichtien n'est pas connu.

En Normandie, l'existence de haut-fonds avec hard-grounds ne fait débiter les dépôts crétacés qu'au Cénomaniens supérieur sur le Pays de Bray avec un faciès crayeux, ailleurs ils débutent par la craie glauconieuse puis on passe à la Craie de Rouen de teinte blanc crème contenant des cordons de silex et quelques horizons noduleux associés à des couches glauconieuses, le tout reposant sur une surface d'érosion ravinant le sommet de l'Albien. Au Turonien inférieur se dépose une craie grise (Ouest du Pays de Caux, Nord-Ouest du Pays de Bray) qui s'enrichit de plus en plus en silex à partir du Turonien supérieur. On observe sur les célèbres falaises sénoniennes d'Étretat la disposition régulière des lits serrés de silex où l'on peut parfois remarquer la présence de stratifications obliques attestant la précocité de la formation de ces silex (Pomerol, 1975). Dans le Bec de Caux, la craie présente des surfaces verdies matérialisant des discontinuités sédimentaires (réduction d'épaisseur).

Au Sud de l'axe du Merlerault, qui joue un rôle actif au Cénomaniens, commence le Bassin Mancello-Tourangeau. Dans cette région le Cénomaniens est essentiellement détritique, argileux et glauconieux puis siliceux avec les sables et grès du Mans (Cénomaniens moyen), puis du Perche (Cénomaniens supérieur). Le Cénomaniens constitue la majeure partie des collines du Perche il débute par des dépôts argilo-silteux passant latéralement à une alternance de craies glauconieuses entrecoupées de hard-grounds puis à des marnes. Au dessus on trouve des sables et grès plus ou moins grossiers. Le Cénomaniens moyen montre également des faciès sableux alternant avec des grès calcaires; ou latéralement, des faciès plus marneux ou crayeux peuvent apparaître. Finalement au Cénomaniens supérieur on passe à des sables ou à des marnes argileuses et sableuses entrecoupées par des bancs calcaires ou par des craies sableuses. Notons que ce sont souvent des faciès glauconieux. Il se termine par la craie à *Actinocamax plenus* (zone à *Sciponoceras gracilis*), cette faune est également connue au sein des sables et grès à *Catopygus obtusus* de la Sarthe et dans l'ouest du Bassin de Paris.

Turonien et Sénonien

Dans le Sud Ouest du bassin de Paris (selon Rasplus, 1990), le Turonien et le Sénonien sont principalement représentés par des faciès crayeux atypiques. Le premier est constitué par trois niveaux superposés:

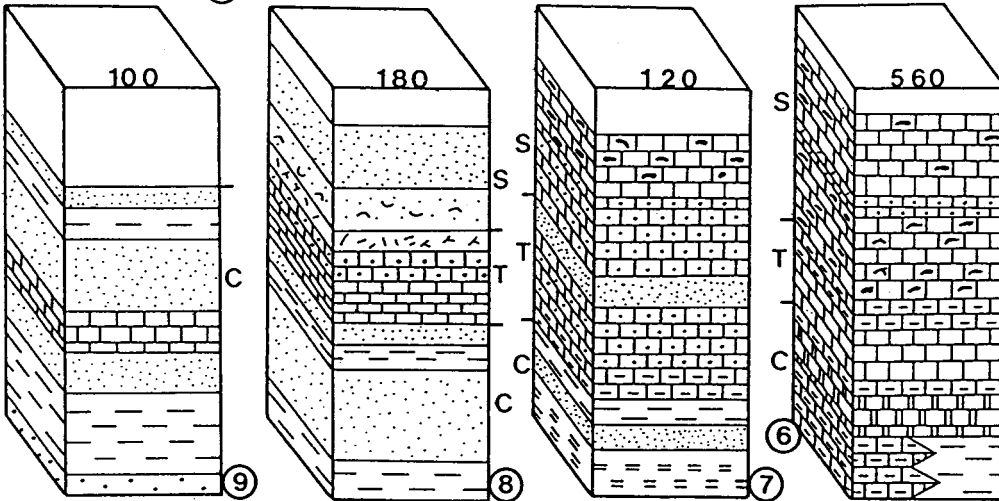
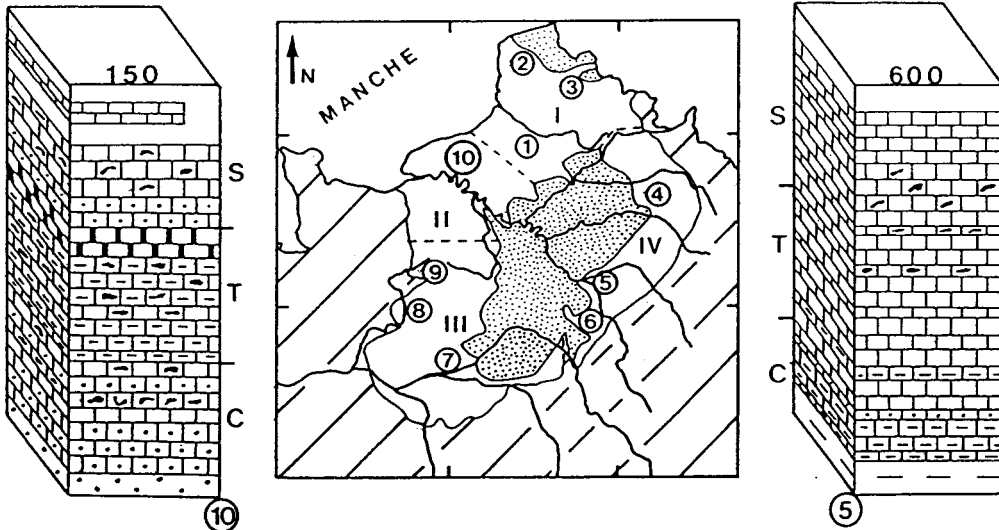
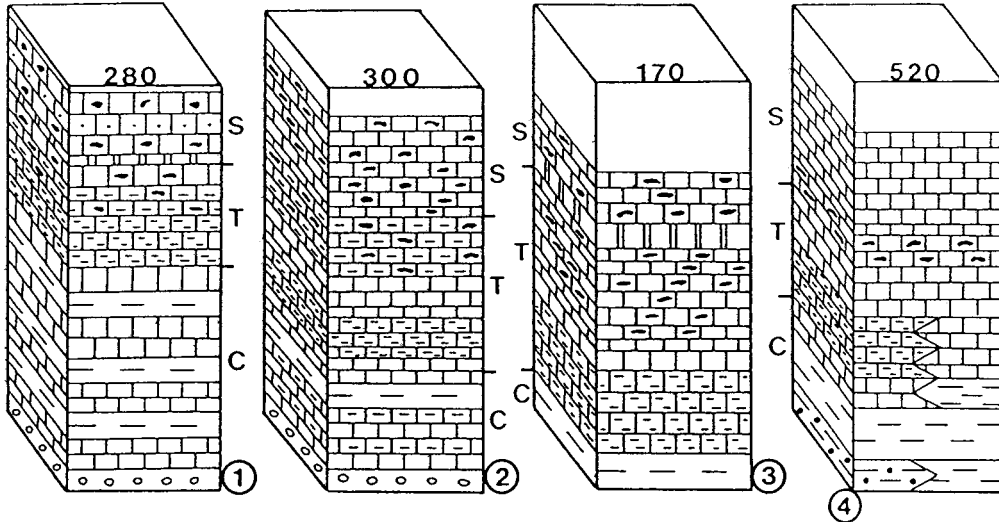
à la base par de la craie argileuse à lits de silex noirs puis par une craie blanche, micacée et siliceuse à silex branchus (Tuffeau blanc) et enfin par une biocalcarénite à charge sableuse variable (Tuffeau jaune) où les surfaces et niveaux durcis, fortement bioturbés, sont nombreux. La base du Sénonien est représentée par la craie de Villedieu (Craie détritique) passant latéralement soit à une craie blanche typique à silex, soit à des spongolithes, des argiles à silex ou à des sables.

Des exemples de succession lithologique moyenne sont donnés (fig n°1-3) sur lesquels ont été principalement indiquées les variations de faciès hydrogéologiquement significatives, tels que niveaux marneux et bancs indurés pouvant faire écran entre aquifères crayeux. Compte tenu des échelles il n'a pas été possible de rendre compte des épaisseurs réelles.

La puissance du Cénomaniens est minimale dans le Nord et le Nord-Ouest du Bassin Parisien, avec moins de 50 m, et maximale en Champagne, Sénonais, Gâtinais et centre de la Touraine (75 à 150 m). Le Turonien est réduit à moins de 50 m sur la majeure partie du pourtour du Bassin, à l'exception du Sénonais, de la Champagne et du centre du Bassin où il atteint 150 à 200 m. Le Sénonien est peu épais en Anjou-Touraine (50 à 100 m), autour du Bray, en Picardie (de la Quèrière & Roux, 1971) et dans le Nord, son épaisseur maxima (400 m) se rencontre à l'Est de Paris sous recouvrement tertiaire. La puissance totale du Crétacé supérieur dépasse 700 m dans "la Fosse de Brie" et est de l'ordre de 500 m sous Paris (fig n°1-4).

Au Crétacé terminal une émergence générale permet à l'érosion de commencer à modeler les dépôts crayeux, mais revenant du Nord où elle s'était retirée, la mer envahit puis abandonne à plusieurs reprises le bassin de Londres-Bruxelles-Paris, à partir du Paléogène. Les différentes formations marines ou continentales qui vont se succéder alors dans le Sud du bassin de Bruxelles et dans le bassin de Paris à la limite desquels le futur horst de l'Artois commence à manifester un rôle séparateur, vont imposer, avec leurs faciès argileux, sableux ou calcaires et dans la mesure où elles sont conservées, autant de conditions aux limites différentes pour l'aquifère crayeux.

fig n°1-3: Succession lithologique schématique des dépôts du Crétacé supérieur dans les différentes unités étudiées, les nombres en haut des colonnes indiquent l'épaisseur, en mètre, des formations du Crétacé supérieur (Bracq, in Crampon et al., 1993). →



	Marne		Marne glauconieuse		Mame crayeuse		Craie marneuse
	Craie marneuse à silex		Craie à silex		Craie indurée à silex		Craie indurée
	Tourtia		Craie blanche		Sable		Craie à glauconie, dolomie, phosphate ou à éléments détritiques
	Glauconie de base		Argile à lignite		Hiatus ou érosion		
						S: Sénonien	T: Turonien
						C: Cénomaniien	

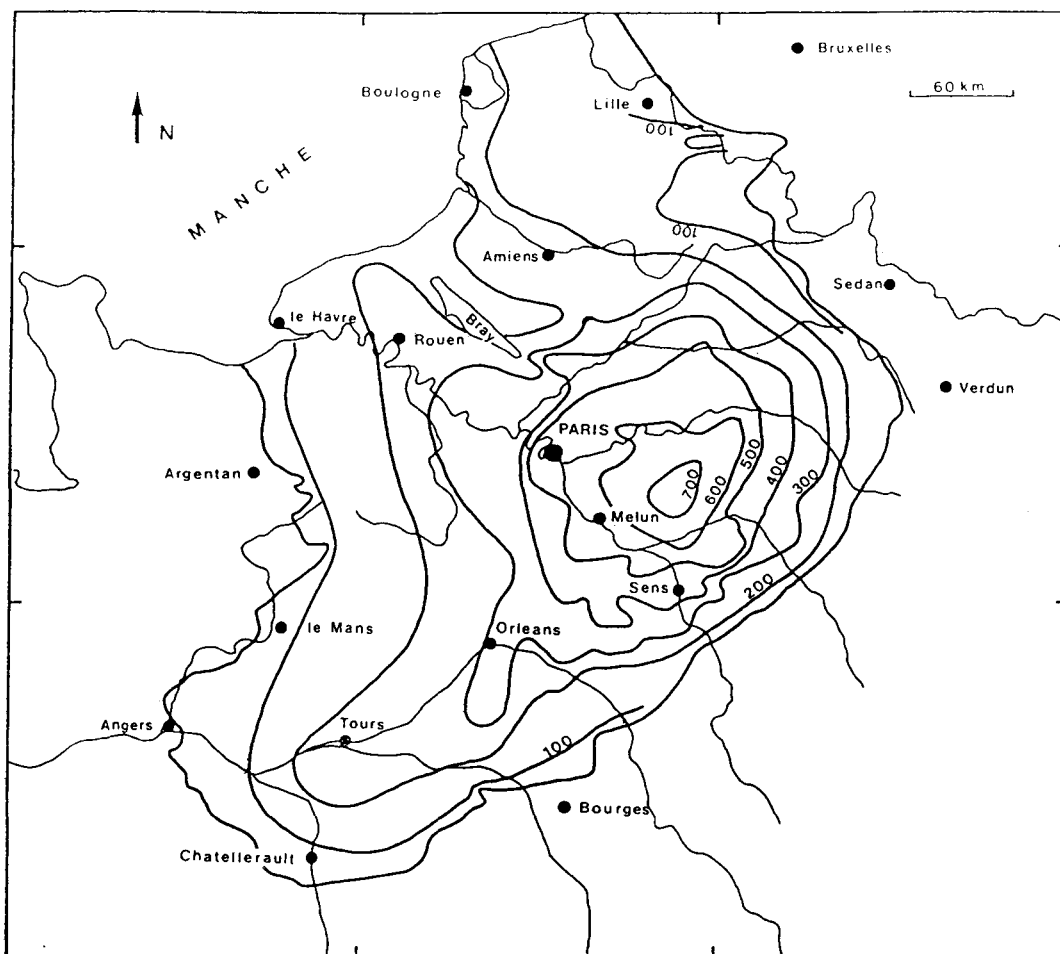


fig n°1-4: Carte des épaisseurs (isopaques) du Crétacé supérieur (Monciardini et al., in Mégnien 1980).

Toutes les régions crayeuses, sauf la Champagne et une partie de l'Artois restées à l'abri des transgressions tertiaires, sont recouvertes d'un manteau d'argile à silex développé au Tertiaire et provenant à la fois de produits d'altération de la craie sous-jacente et de résidus de formations tertiaires aujourd'hui démantelées. En Normandie et dans le Gâtinais-Sénonais ce manteau "argileux" peut atteindre 30 m d'épaisseur. En Artois, Picardie et Champagne, la couverture de la craie est surtout loessique (quelques centimètres à quelques mètres). Le rôle protecteur de cette couverture n'est pas toujours évident, compte tenu de son caractère irrégulier et discontinu.

Les faciès d'altération de la craie:

La craie, avec ou sans recouvrement tertiaire, a ensuite été soumise à l'érosion et ses affleurements, quels qu'en soient l'âge et le faciès, ont subi une altération plus ou moins profonde qui se manifeste par:

-une épaisseur variable de craie fissurée (20 à 50 m en bordure de la plaine de Flandre par exemple).

- Les marnettes et les craies solifluées.

Les premières sont formées de blocs de craie, fissurés et altérés, noyés dans une matrice crayeuse généralement peu remaniée. Le passage à la craie saine sous - jacente se fait progressivement. Par contre, sur les pentes, les remaniements peuvent être plus importants et ces niveaux incohérents constituent la craie solifluée.

- Les dissolutions:

La craie en surface peut être altérée, par la circulation des eaux au niveau des diaclases et des fissures, et donner, lorsque certaines conditions sont réunies, des poches de dissolution. "Elles ne peuvent prendre naissance qu' à partir du moment où la chape d'argile imperméable disparaît par érosion" (Bonte, 1971) et sont caractérisées par un liseré d'argile, sur leur pourtour, représentant le résidu en place de la dissolution de la craie, au-dessus on trouve, des formations argileuses à silex (non usés) ou argilo-sableuses avec finalement un recouvrement par des loess. Ces poches de dissolution, parfois coalescentes, ont à l'origine une forme d'entonnoir et peuvent se prolonger vers le bas par un boyau conique. Une fois l'altération amorcée, elles sont en constante évolution (fig n°1-5). Lasne (1890) montre que le centre des poches de dissolution se trouve régulièrement déterminé par la rencontre de deux ou d'un plus grand nombre de diaclases. Il a pu observer des poches, parfois très importantes, échelonnées sur une même diaclase rectiligne d'orientation N 160° et cela sur une distance de 100 m. La forme de ces poches est assez variable mais comprise entre deux types extrêmes (fig n°1-6 A, B), le premier évasé, ressemblant à un entonnoir, d'une profondeur généralement inférieure à 20 m, le second, cylindrique, en puits profond peut atteindre une profondeur de 35 m (maximum observé). La région de Peuplingues montre également de nombreuses poches de dissolution très bien développées dans la craie turonienne. Ces poches ont jusqu'à quatre mètres de profondeur (base du terrassement) et sont souvent coalescentes en surface; le remplissage de celles-ci est assuré par des formations argilo-sableuses à silex ainsi que par des blocs de grès ferrugineux rattachés au "Diestien".

-Le développement de vallées encaissées, méandriformes ou non.

-La présence de nombreuses vallées sèches.

-Enfin, le développement de réseaux karstiques tels ceux du Pays de Caux, du Pays d'Ouche ou du Sénonais.

Le façonnement de cette géomorphologie se serait vraisemblablement opéré vers la limite Pleistocène inférieur- Pleistocène moyen (Sommé, in Colbeaux et al, 1992a).

La surface structurale du toit de la craie(fig n°1-7), telle qu'elle apparaît aujourd'hui, rend compte d'une disposition globale en cuvette dont la tendance générale à la subsidence,

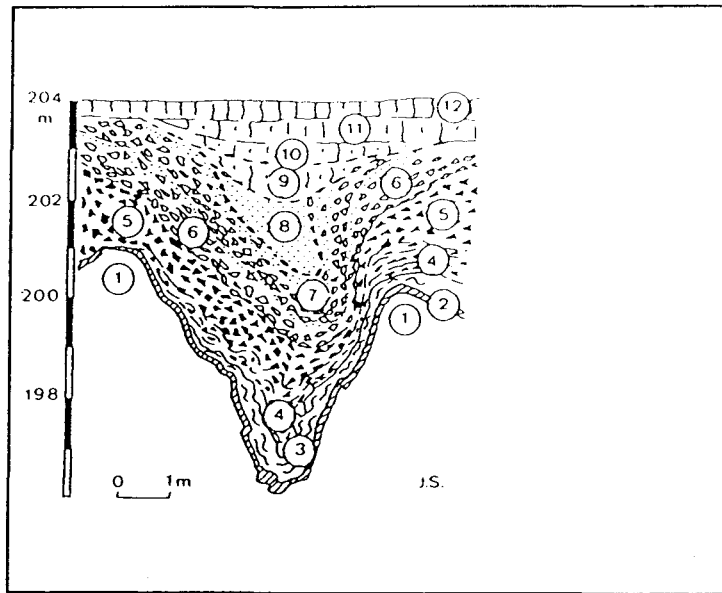


fig n°1-5: Description d'une poche de dissolution dans la carrière de Lottinghen (Sommé, in Colbeaux,1985).

1. Craie grisâtre sans silex (Turonien moyen) _ 2. Liseré d'argile verdâtre à illite dominante _ 3. Argile verdâtre en lits irréguliers à montmorillonite dominante _ 4. à 7 . Couches d'argile, d'argile limono-sableuse rougeâtre avec éclats de silex altérés ou non et quelques galets tertiaires (2 m) _ 8. Sables blancs, jaunes ou rougeâtres _ 9 à 11. Argile sablo-limoneuse, sable argileux et limon sablo-argileux avec éclats de silex altérés dont la texture accuse l'influence éolienne (Pléistocène moyen) _ 12. Couverture limoneuse brun-jaunâtre peu ou pas déformée (Pléistocène supérieur).

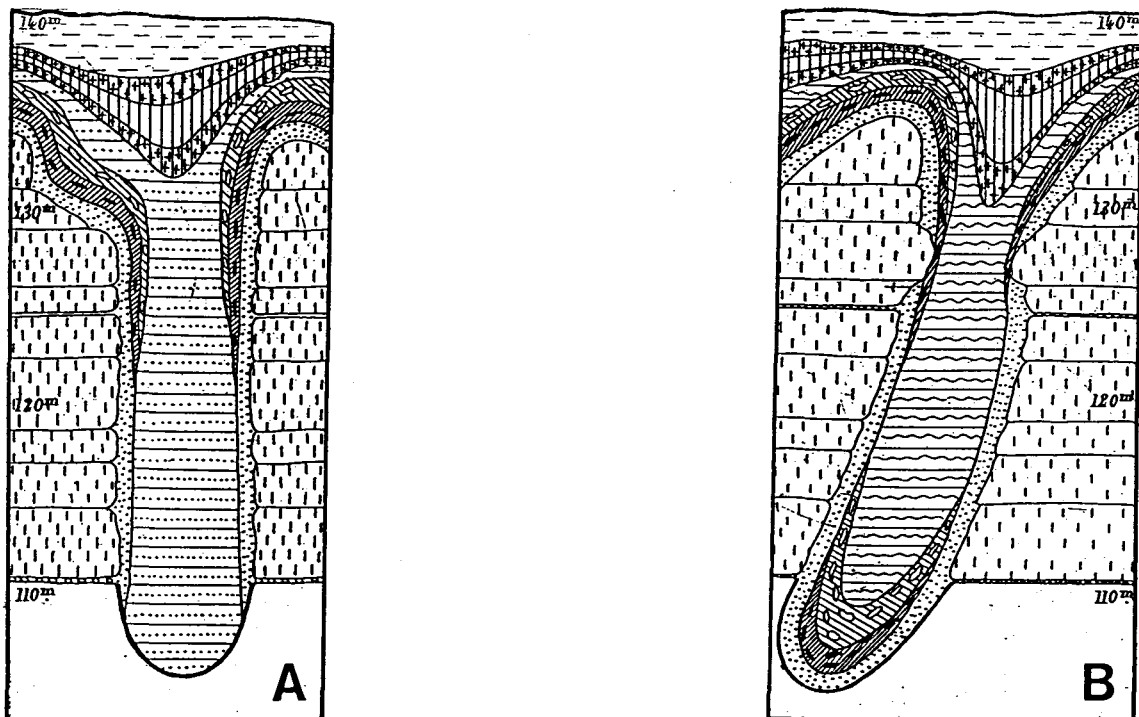


fig n°1-6: Poches de dissolution dans la craie selon Lasne (1890).

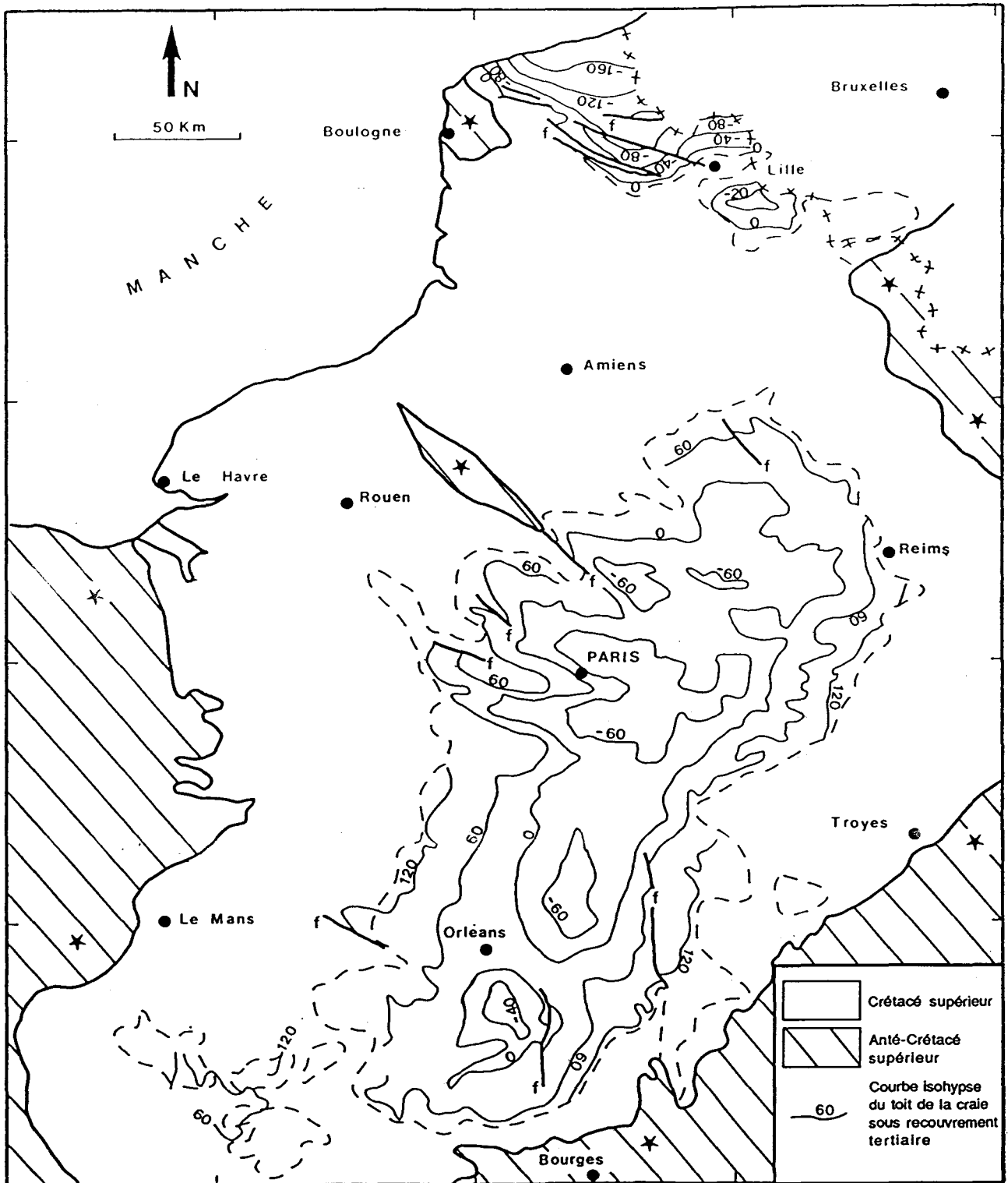


fig n°1-7: Carte du toit de la craie sous recouvrement tertiaire (Monciardini et al, in Mégnien 1980).

centrée à l'Est de Paris, est apparue au Crétacé supérieur et s'est accrue au Tertiaire. Le Bassin est néanmoins affecté de nombreuses failles et plis (fig n°I-8), fruits de rejeux multiples de la tectonique post-paléozoïque, rejeux qui se sont manifestés tout au long de l'histoire sédimentaire comme l'on montré l'existence de rides et de hauts-fonds tels ceux du Pays de Bray, de Rouen et l'axe du Merlerault, par exemple, et la persistance de "fosses" comme celle de Brie même si la subsidence n'est pas restée toujours centrée au même endroit du Cénomaniens au Sénonien (fig n°I-2).

I-C) NIVEAU PIEZOMETRIQUES ET ECOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

Le Crétacé supérieur du bassin de Paris s'étend sur environ 110 000 km² (1/5 de la superficie totale de la France) dont les 2/3 en affleurement et 1/3 sous recouvrement Tertiaire. Bien que la craie ne soit pas, comme rappelé précédemment, l'unique faciès du Crétacé supérieur, elle est quand même prédominante dans la plupart des affleurements, exception faite du Sud-Ouest du bassin (Perche, Maine, Anjou, Touraine et Berry). La craie sous recouvrement tertiaire épais (centre du bassin et Flandre) tout en restant très aquiclude n'est généralement plus très aquifère: les zones captives productives restant le plus souvent limitées à la bordure de ce recouvrement. Par contre la craie renferme la nappe libre la plus importante du bassin de Paris, tant par son étendue que par ses ressources (11 à 12 10⁹ m³/an).

Mais peut-on parler d'une nappe de la craie, unique pour la totalité du bassin de Paris et même unique localement? la réponse dépend bien entendu de l'échelle spatiale d'investigation.

* Le réservoir crayeux n'est au plus épais que du 1/1000 de son extension Nord-Sud. Mais cet aquifère pelliculaire est courbé en forme de cuvette et affecté de plis et de failles (fig n°I-8), ouvert sur la Manche au Nord-ouest, entaillé par des vallées jouant un important rôle de drain ou de recharge. En pratique, la nappe de la craie a plus une réaction régionale, à l'échelle de systèmes aquifères multiples, qu'un comportement hydraulique d'ensemble, même si chaque système aquifère n'est pas totalement indépendant de ses voisins (Margat, 1978).

* A l'échelle du système aquifère, on a l'habitude de considérer la nappe de la craie comme une entité et son réservoir comme homogène, mais non nécessairement isotrope horizontalement. Piézométrie, échanges nappe-rivière, infiltration efficace, drainance, prévision des prélèvements sont généralement traités à cette échelle (10 à 100 km).

Pourtant cette homogénéité n'est qu'apparente, car oblitérée par des facteurs d'hétérogénéité, tels que:

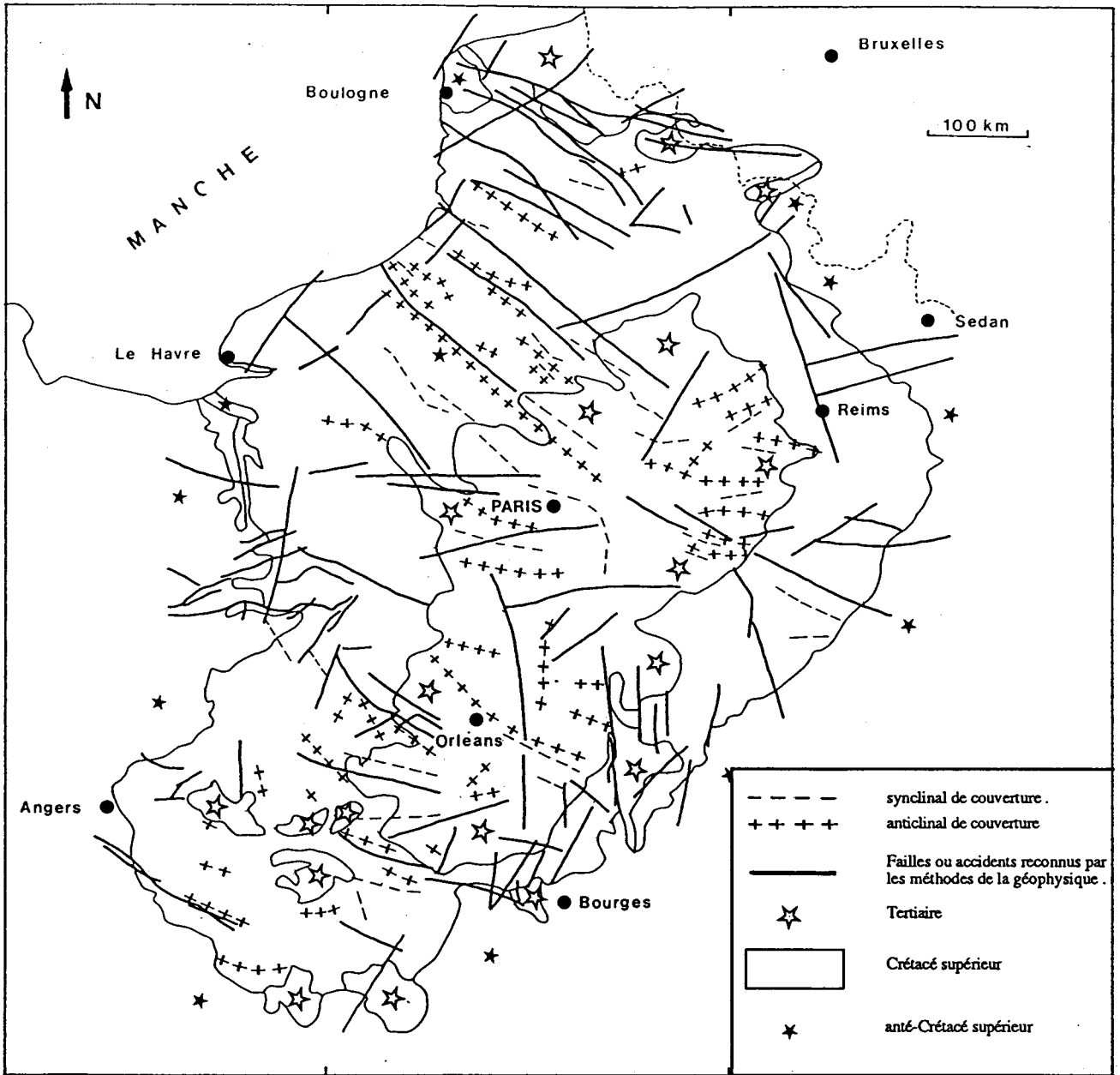


fig n°1-8: Carte structurale du bassin de Paris (Autran et al., in Mégnien 1980, modifiée).

- la superposition de plusieurs aquifères : ensembles d'assises crayeuses séparées par des intercalations marneuses.
- le développement variable de la fissuration avec la profondeur, selon l'exposition aux agents climatiques: quelques mètres à une dizaine de mètres sous les plateaux, parfois plusieurs dizaines de mètres sous les vallées. Cette épaisseur "efficace", très irrégulière et donc difficilement appréciable autrement que ponctuellement (Braillon, 1976), est évidemment la seule épaisseur à prendre en compte pour la gestion de l'aquifère.
- les écoulements préférentiels au toit ou au mur des bancs de craie indurés ou de bancs de silex.
- l'existence de drains qui ont pu se développer à la faveur de failles ou de diaclases, voire de joints de stratification.
- la karstification locale, qui peut aller de la simple poche de dissolution au réseau souterrain multikilométrique visitable, en passant par des dolines, des effondrements, des conduits d'ouverture décimétrique.

Ces différents facteurs font des roches crayeuses individuellement homogènes, isotropes, très poreuses mais peu perméables, un ensemble aquifère à double porosité (fissurale et matricielle) et à perméabilités multiples, dans lequel se juxtaposent ou se superposent un écoulement lent mais généralisé et des écoulements rapides très localisés. Il est bien certain que c'est à cette échelle locale (métrique à plurikilométrique), liée aux hétérogénéités de lithofaciès, au développement de l'altération, de la fissuration, de la fracturation ou de la karstification, que doivent être traités les problèmes particuliers de production d'eau et de protection de la qualité.

I-C-1) Nature des aquifères régionaux

Compte tenu de ce qui vient d'être souligné concernant l'hétérogénéité que peut présenter le réservoir contenant la nappe de la craie, les comportements piézométriques et les modalités d'écoulement peuvent varier assez largement d'une région à l'autre et même d'un secteur à l'autre.

Les variations de faciès du Crétacé supérieur sont l'une des causes importantes des changements de comportement hydrodynamique. Ainsi à l'extrême Nord de l'Artois (Calais, Cap Blanc-Nez), malgré la présence d'horizons marneux et vraisemblablement à cause de la fracturation, l'aquifère crayeux peut être considéré comme unique du Cénomaniens moyen au Sénonien inférieur (continuité démontrée par traçage à Escalles, Bracq et al, 1992a). La falaise du Blanc-Nez, au Cran d'Escalles, montre parfaitement en coupe le niveau de saturation (surface de la nappe) dans la craie cénomaniens ainsi que les nombreuses sources liées au champ de fractures. C'est à la base de la craie cénomaniens, au contact avec

les argiles du Gault (Albien supérieur) que sourdent les nombreuses sources de déversement qui prennent naissance au pied de la cuesta fermant la boutonnière du Boulonnais.

A l'Est du Boulonnais, dans la haute vallée de la Lys (environs de Fruges), on a pu mettre en évidence deux aquifères superposés, avec des niveaux piézométriques distincts (de quelques cm à 50 cm), dans la craie marneuse du Cénomanién supérieur (nappe captive, artésienne dans les dépressions) et dans le Turonien moyen et supérieur.

En périphérie du Horst de l'Artois, puis plus à l'Est, dans les régions de Lille et de Valenciennes, l'aquifère crayeux se limite au Turonien supérieur-Sénonien. Cette disposition persiste en Picardie, dans le domaine d'extension des "dièves" turoniennes (fig n°1-2 et 1-3).

A l'instar de la boutonnière du Boulonnais, celle du Pays de Bray connaît un déversement de la nappe de la craie (Cénomanién supérieur) au contact des argiles du Gault, là encore, avec des sources de débordements.

En Normandie, tant dans le Pays de Caux que dans celui d'Ouche, l'aquifère crayeux est unique et particulièrement développé du Cénomanién moyen (craie de Rouen) au Campanien (craie d'Ailly). C'est aussi dans cette région au relief particulièrement marqué, avec des vallées humides profondes et des vallées sèches élevées, que l'on connaît le plus grand développement des manifestations karstiques.

Dans le Maine, le réservoir crayeux (essentiellement Turonien inférieur et moyen) ne dépasse guère 70 m d'épaisseur et reste généralement beaucoup plus faible. La nappe y est libre, mais découpée en unités correspondant aux différents plateaux. Au Nord-Est du Mans la craie est en majeure partie dénoyée par suite d'un drainage basal par les sables du Perche (Cénomanién supérieur). En Touraine la nappe de la craie, généralement libre, est contenue dans les tuffeaux turoniens et la craie noduleuse de Villedieu, puis dans la craie blanche à silex de Blois et Chaumont. Quelques circulations karstiques se manifestent par la nature de leurs émergences.

Au delà des faciès détritiques du Berry, on observe dans le Gâtinais l'aquifère crayeux à partir du Turonien, mais avec de forts contrastes de perméabilité: la craie n'étant vraiment productive que dans les zones de fractures ou grâce aux réseaux karstiques qui se développent dans l'Est du Loiret. Dans le Sénonais, les gros débits exploités proviennent surtout des émergences karstiques issues des formations crayeuses particulièrement épaisses (du Cénomanién moyen au Campanien). En Champagne l'aquifère crayeux ne se développe, comme en Artois orientale et en Picardie, qu'à partir du Turonien supérieur.

Les formations tertiaires, marines ou continentales selon les régions, surmontant la craie, correspondent tantôt à des aquifères en continuité hydraulique, tantôt à des aquitards pouvant réalimenter mais aussi minéraliser la nappe de la craie (de la Quérière, 1972), tantôt enfin

à des aquicludes suffisamment épais et étanches pour assurer une protection efficace de la craie, la rendre captive ou artésienne.

I-C-2) Configuration piézométrique au différentes échelles.

La carte piézométrique d'ensemble de l'aquifère crayeux français (**fig n°I-9**) est un document de synthèse (Bracq et Delay, in Crampon et al, 1992) réalisé à partir de la carte générale du bassin Parisien d'Albinet (1967) et des nombreuses cartes régionales établies par le BRGM ou dans le cadre de travaux universitaires: Cottez et Dassonville (1965), Caulier (1974), Beckelynck (1981) pour le Nord et le Pas-de-Calais; Caous et al 1983), Caous et Comon (1987), de la Quèrrière (1972), Roux et Tirat (1968), Roux et al (1978 a et b), Chemin et Holé (1980, 1981) pour la Picardie et la Normandie; Mary (1988) pour le Maine; Panetier (1966), Lasne et Lepiller (1989) pour le Gâtinais; Mégnien (1970, 1979, 1980), Panetier (1966) pour le Sénonais; Duermael et al (1966), Morfaux (1976) pour la Champagne, Castany et Mégnien (1974) pour le bassin Seine-Normandie.

Bien que le bassin de la craie soit ouvert sur la Manche depuis Calais jusqu'à l'estuaire de la Seine, on ne peut parler d'un écoulement général vers la mer, autre que celui lié au réseau hydrographique drainant la partie supérieure des affleurements crayeux. Il existe bien sûr des sources cotières et même quelques sorties d'eau douce en mer d'intérêt surtout local. La structure en cuvette du bassin de Paris n'entraîne pas non plus un écoulement souterrain convergent, puisqu'il n'existe pas d'exutoires autres qu'artificiels (pompages) dans la craie sous couverture tertiaire au centre de ce bassin où le toit de la formation crayeuse descend à plus de 60 m sous le niveau de la mer (voir carte des isohypses du toit de la craie, fig n°I-5). Au Nord, la craie plonge aussi très profondément sous la plaine de Flandre (à plus de 160 m sous le niveau de la mer): son écoulement vers la mer du Nord ne peut donc être que très réduit, d'autant plus que la perméabilité décroît rapidement dès que le recouvrement tertiaire s'épaissit.

A cette échelle d'ensemble on remarque surtout:

- Les deux grands axes antiformes Nord-Ouest_Sud-Est qui divisent les eaux souterraines:
 - * le horst de l'Artois, au Nord, dont le rôle séparateur des écoulements entre Flandre, Boulonnais et Picardie s'atténue progressivement vers le Sud-Est.
 - * l' Anticlinal du Pays de Bray, véritable déchirure de l'aquifère, qui interrompt totalement les écoulements souterrains entre Picardie et Normandie, sauf à ses extrémités,
- le rôle de drains des principales rivières, dans leur cours amont déjà, lors de la traversée des affleurements de craie de la moitié orientale du bassin de Paris (Oise, Aisne, Marne, Aube, Yonne et Loire), et de façon plus accentuée encore lors de leur traversée de la partie

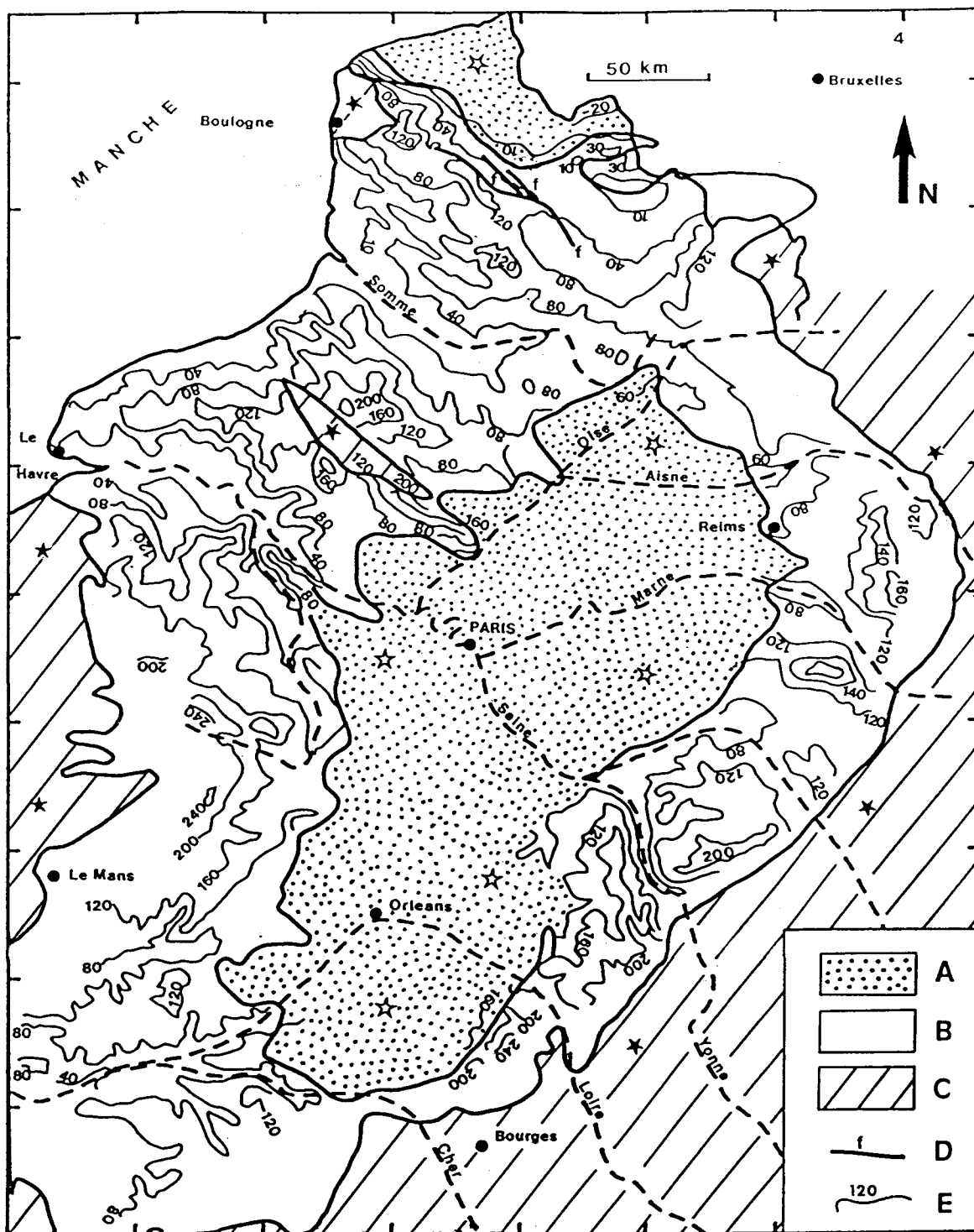


fig n°1-9: Carte piézométrique générale du Bassin de Paris (Bracq & Delay, in Crampon et al, 1993); A: Tertiaire, B: Crétacé supérieur, C: anté-Crétacé supérieur, D: faille, E: courbe piézométrique.

occidentale de la ceinture crayeuse (Canche, Authie, Somme, Seine à l'aval de Paris, Loire en Touraine),

- entre les axes majeurs de drainage ouverts sur la Manche, un écoulement d'ensemble vers la mer sur tout le littoral picard et normand,

- les zones où les niveaux piézométriques sont les plus élevés (Berry, Perche, Maine) mais où les écoulements et les ressources restent faibles.

Mais ce qui apparaît à cette échelle n'est plus nécessairement exact à une échelle plus régionale. Ainsi en est-il de la concordance entre les bassins de drainage souterrain et les bassins versants hydrographiques. Si elle reste la règle générale en de nombreuses régions, comme l'Artois, la Picardie, le Maine, la Touraine, le Sénonais et la Champagne, où la surface piézométrique épouse sensiblement les formes topographiques en éⁿ atténuant les irrégularités, on constate déjà des écarts de plusieurs kilomètres entre lignes de partage des eaux souterraines et superficielles dans le bassin de la Somme, en Picardie (Caous et Roux, 1981). En Normandie, dans le Pays de Caux, la ligne de partage des eaux souterraines entre les systèmes drainés par la Seine et ceux s'écoulant vers la Manche, s'établit à 3 km au Nord de la ligne de partage des eaux superficielles (Lepiller, 1990). De véritables captures souterraines (mises en évidence par traçages) se réalisent dans cette région, en particulier dans les bassins du Dun, du Commerce et probablement de l'Oison, mais le plus bel exemple est celui d'Yport dont le bassin superficiel n'est que de 18 km² pour un bassin souterrain de 90 km². Il s'agit là de systèmes de drainage souterrain karstiques occultant le drainage superficiel de l'aquifère crayeux. De même, dans l'Est du Loiret (Gâtinais), la surface piézométrique est déprimée par des "talwegs" pénétrant assez profondément les formations crayeuses, tandis que des émergences importantes se situent aux débouchés de ces "talwegs" piézométriques dans les vallées entaillant les plateaux crayeux (Lepiller, 1990). Toujours dans cette région, les écoulements souterrains karstiques (N 140) entre Clairis et Ouanne (à l'Est de Montargis) ne suivent plus les directions hydrographiques et l'écart entre les lignes de partage des eaux souterraines et superficielles est de l'ordre de 1 à 1,5 km.

Le rôle de drain des principales vallées occupées par les grandes rivières a été souligné plus haut. La plupart des cours d'eau perennes sont alimentés par des sources de dépression, souvent importantes, non seulement en tête de vallée humide, mais fréquemment aussi tout au long de leurs cours, en bordure et parfois même sous les alluvions dont la nappe est ainsi alimentée latéralement ou "per ascensum" quand ces alluvions sont suffisamment perméables. Sous les alluvions moins perméables, des sources artésiennes peuvent localement apparaître en fond de vallée humide.

Mais les vallées ne servent pas toujours d'exutoire à la nappe de la craie. Il arrive que des alluvions de fond de vallée contiennent encore une nappe locale totalement indépendante de

celle de la craie, comme dans le haut bassin de la Somme, secteur d'Albert (Roux, 1963). Les vallées sèches traduisent un abaissement du niveau de la nappe, ce sont des secteurs privilégiés d'infiltration des eaux pluviales et de ruissellement, mais aussi de toutes les eaux usées rendues par l'Homme au milieu naturel. Certaines sont encore tapissées d'alluvions en terrasses entaillées par un lit mineur méandrique, mais totalement à sec, tel que le ravin de Pihem, près de Wizernes (vallée de l'Aa en Artois). Plus généralement les vallées sèches sont exemptes de dépôts alluviaux notables et correspondent à des axes de drainage souterrain très marqués, à circulation rapide de type fissural (Artois, Picardie) ou karstique (Normandie, Sénonais).

La piézométrie est parfois marquée aussi de bombements qui peuvent être liés à des structures du substratum: ainsi en est-il en présence de dômes et d'anticlinaux dans les dièves sous-jacentes en Picardie. A l'Est du Gâtinais et en Puisaye, apparaissent également de vastes dômes réguliers dans la morphologie piézométrique; leur sommet affleure parfois, provoquant une hydromorphie prononcée. Ils résulteraient d'une très faible perméabilité de l'aquifère due à l'absence de toute fissuration. En Touraine, des anomalies piézométriques négatives, locales, de 20 à 25 m, pourraient traduire des communications ponctuelles avec l'aquifère sableux Cénomaniens (Rasplus & Alcaydé, 1991).

Les gradients hydrauliques varient dans une large gamme. Sous les plateaux, ils ne dépassent généralement pas quelques pour-milles, mais peuvent augmenter très vite sur leurs bordures, en direction des vallées qui les recoupent, en atteignant plusieurs pour-cents (jusqu'à 5%). De forts gradients (peut être jusqu'à 10%) se rencontrent aussi en cuesta de bordure des boutonnières comme celles du Boulonnais et du Pays de Bray, à la faveur des falaises fossiles littorales d'Artois-Picardie ou à proximité de certaines failles. Des gradients de plusieurs pour-cents sont également habituels dans les systèmes karstiques de Normandie et du Gâtinais-Sénonais. Enfin ce sont encore des gradients du même ordre (jusqu'à 5%) que l'on rencontre en bordure des formations tertiaires lorsqu'elles réalimentent la craie, comme dans la Montagne de Reims (Champagne).

Dans l'axe des vallées humides drainantes, les gradients restent généralement très faibles (moins de 1/1000 à quelques pour-milles), sauf 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 %).

Les grands axes structuraux, en particulier ceux du Nord-Ouest du bassin Parisien, orientés NW-SE, de l'Artois à la Normandie apparaissent bien dans la configuration piézométrique, comme souligné précédemment à propos du horst de l'Artois et de l'anticlinal du Bray. Les vallées drainantes, assez rectilignes et parallèles entre elles, de la Canche, l'Authie, la Somme, la Bresle, la Béthune et même la basse vallée de la Seine, sont également la marque de la structure du bassin de Paris.

La fracturation joue un rôle essentiel dans l'écoulement des eaux souterraines à travers le milieu crayeux. Certaines failles ou familles régionales de failles ont visiblement guidé l'écoulement souterrain: c'est notamment le cas pour de nombreuses vallées sèches ou humides. Ainsi à Rouen, la source de l'Aubette apparaît dans l'axe d'une faille karstifiée entaillant la craie marneuse turonienne totalement aquiclude. De même dans le bassin hydrographique d'Yport, au SW de Fécamp (Pays de Caux), la majeure partie des dolines d'engouffrement forme un alignement N 160° identique à la direction de la faille de Fécamp. On retrouve une direction identique pour les dolines de la vallée du Sec-Iton, au SSW d'Evreux (Pays d'Ouche). Par contre, dans le Gâtinais et le Sénonais, l'orientation régionale N-S des fractures ne correspond pas à la direction générale des écoulements souterrains karstiques.

Dans d'autres cas, les grandes failles régionales peuvent, au contraire, limiter l'écoulement souterrain. Il en est ainsi des failles à fort rejet vertical (plus de 100 m) qui affectent la craie sur le bord Nord du horst de l'Artois, en la découpant en gradins: la piézométrie peut ainsi se trouver décalée jusqu'à 40 à 70 m de part et d'autre des failles de Pernes et de Marqueffles (fig n°I-10) qui représente une discontinuité hydraulique (Tillie, 1980). Dans le Pays de Caux, la faille de Lillebonne, tout en jouant un rôle de drain, décale de plusieurs mètres les niveaux piézométriques.

La profondeur de la nappe est en conséquence très variable d'un secteur à l'autre. La nappe affleure en vallée humide, au pied des côteaux ou lors de dépressions topographiques. Elle peut alors donner lieu à des sorties artésiennes (marais de Guines et d'Ardres, en bordure de la plaine de Flandre) ou à de simples sources de dépression ou à des étangs (étangs de la Sensée au Sud de Douai, marais de la Souche au Nord-Est de la Picardie, près de Laon). En plateaux, par contre, les profondeurs peuvent être très grandes: fréquemment d'une trentaine de mètres dans le Cambrésis (Artois oriental), de l'ordre de 40 à 100 m dans les zones surélevées de l'Artois (en particulier aux environs du Cap-Blanc-Nez). Des profondeurs de 70 m sont connues en Picardie. Le maximum mesuré serait de 105 m, en Normandie (Elberentz et *al*, 1978).

I-C-3) Fluctuations piézométriques.

Pour l'ensemble des régions crayeuses et depuis 1966, époque de mise en place d'un réseau piézométrique général, il apparaît que les plus bas niveaux se situent en 1974, à la suite, notamment en Picardie et Normandie, de quatre années sans recharge (1970 à 1973). Les années 1976, 1986, 1990, 1991 et 1992 ont été également des années de basses eaux, bien que légèrement supérieures à celles de 1974. Par contre les plus hauts niveaux

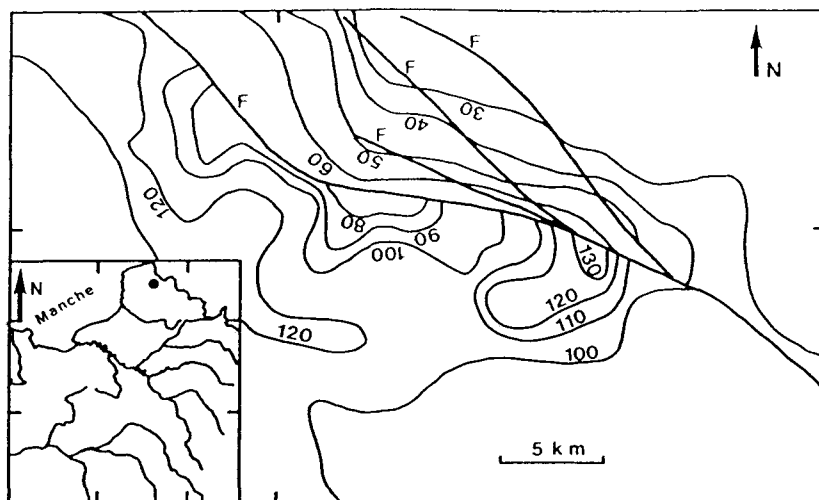


fig n°I-10: Influence des failles (F) sur la piézométrie dans l'unité I (carte piézométrique de Cottet & Dassonville, 1965).

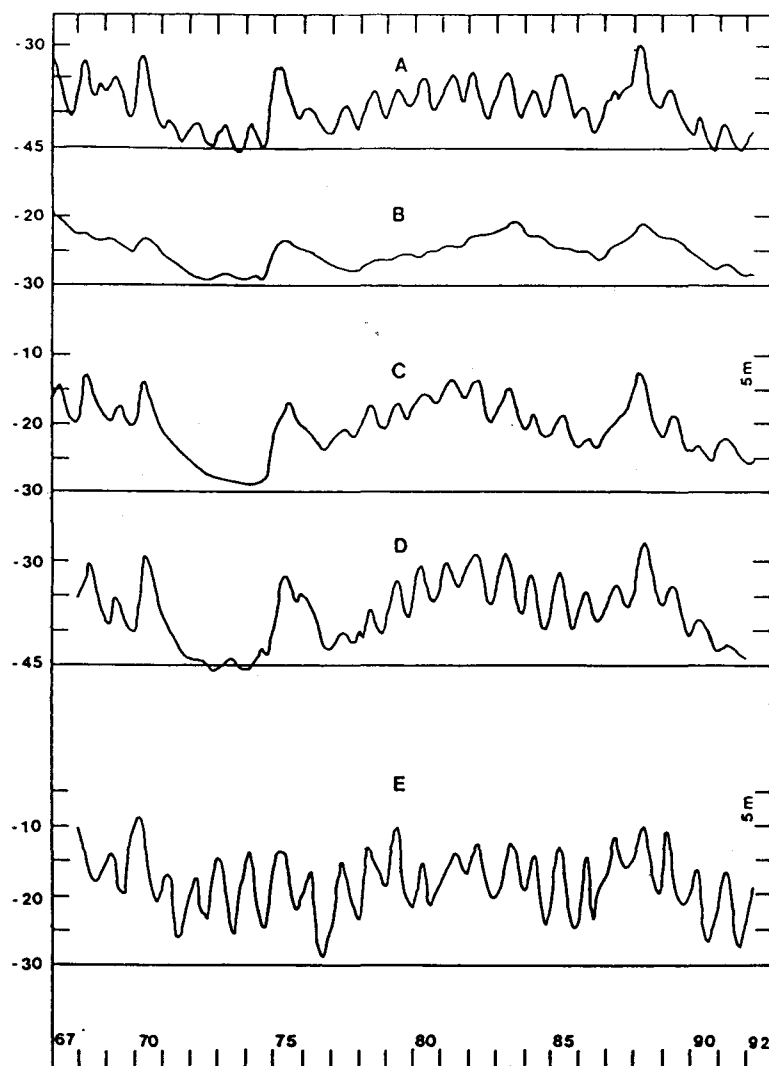


fig n°I-11: Différentes évolutions piézométriques dans trois unités de 1967 à 1990 (Unité I: A (Haravesnes); B (Barastre) et C (Feuquière-en-Vimeu); Unité II: D (Catenay); Unité IV: E (Fresne-lès-Reims); la profondeur du niveau d'eau est indiquée à gauche des courbes . BRGM, in Crampon et *al*, 1993).

piézométriques ont été enregistrés en 1966-67, 1968, 1970, 1975, 1981 et 1988 (fig n° I-11).

Dans certaines régions, comme la Picardie, on dispose de chroniques remontant au début du siècle: 1902 (Nibas) et 1904 (Breteuil). Les niveaux piézométriques les plus bas dans la nappe de la craie se sont produits en 1902-1904, 1909, 1921-22, 1934-35 et 1949-51. Les plus élevés auraient été atteints en 1926-28, 1937, 1940 et 1952.

Les fluctuations piézométriques sont généralement inversement proportionnelles au degré de fissuration. Ainsi l'amplitude des variations pluriannuelles est souvent forte (10 à 20 m, par exemple jusqu'à 21,50 m aux Grandes Loges en Champagne) dans les zones de plateaux où la nappe est profonde et les caractéristiques hydrodynamiques médiocres. Les variations saisonnières, toujours en plateaux, sont plus faibles (quelques mètres en Artois-Picardie, 6 à 17 m aux Grandes Loges). Par contre, les battements saisonniers restent généralement faibles en vallée (de l'ordre du mètre en vallée sèche, moins d'un mètre en vallée humide, en ce qui concerne la Picardie, selon Caous & Roux, 1981). Dans le bassin de l'Hallue (219 km²), en Picardie, la fluctuation moyenne enregistrée sur 65 puits pendant 10 ans était de 2 m. En Normandie, l'amplitude maximale interannuelle enregistrée sur 110 piézomètres entre 1968 et 1977 varie de 0,68 à 28,4 m (90% varient de 1 à 3 m, l'amplitude médiane étant de 9 m), selon Roux & Trémembert (1978).

Les réactions de la nappe par rapport aux précipitations et aux niveaux de base du drainage dépendent beaucoup de la situation du point de mesure et du contexte géologique. Ainsi, en Normandie, Chemin et Holé (1981) présentent (fig n° I-12) trois comportements types:

* La nappe réagit à chaque pluie efficace mais le niveau d'étiage et les réserves varient peu d'une année sur l'autre. Le niveau de la nappe est moyennement profond (5 à 20 m), le réservoir assez perméable et le point d'observation proche d'un exutoire. C'est le cas le plus fréquent (fig n° I-12, A).

* Le niveau ne réagit qu'aux plus fortes précipitations efficaces et les réponses sont rapides. Le niveau d'étiage se stabilise à une cote de base toujours identique. Ce comportement traduit la proximité d'une zone karstifiée (fig n° I-12, B).

* Les réactions piézométriques s'amortissent: l'aquifère est peu perméable et la nappe est profonde (35 à 85 m) sous un épais recouvrement semi perméable (fig n° I-12, C).

Toujours en Normandie, l'influence du niveau de la Seine (crues et marées) est très perceptible, avec un amortissement en s'éloignant du fleuve. Ainsi à un kilomètre, en bordure des terrasses, l'effet des marées journalières ne se fait plus sentir, mais les marées bimensuelles sont toujours sensibles. Les variations du niveau de base ne se propagent pas instantanément, ainsi dans le système karstique d'Yport, un puits situé à 5 km de la côte

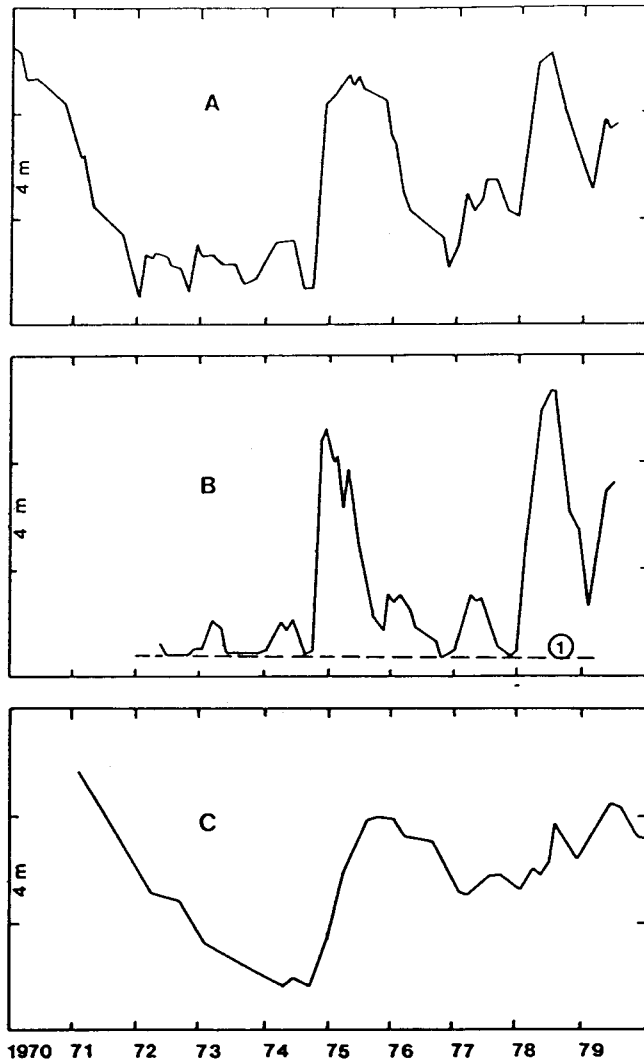


fig n°I-12: Trois types d'évolution piézométrique caractérisant trois aquifères avec des propriétés physiques différentes dans l'unité II (1: niveau de base, A: puits n° 76-5X-17, B: puits n° 59-4X-23, C: puits n° 58-3X-5. BRGM, in Crampon et *al*, 1993).

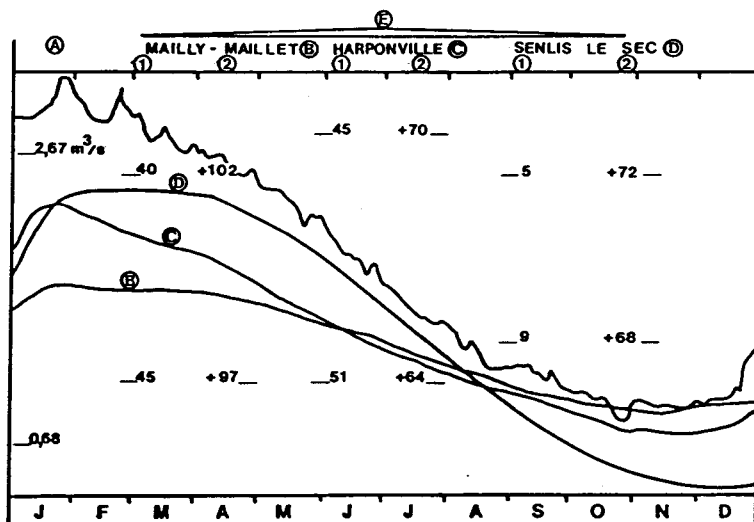


fig n°I-13: Hydrogramme de l'Hallue et fluctuations piézométriques de janvier à décembre 1967 dans l'unité I (A: débit à Daours, E: niveau piézométrique, 1: profondeur, 2: cote NGF. BRGM, 1968).

n'accuse que des fluctuations d'une dizaine de centimètres mais la répercussion de la variation du niveau de la mer (amplitude bimensuelle des marées) s'y décèle parfaitement avec un décalage de l'ordre de 8 jours.

En Champagne, en milieu crayeux non karstique, on a pu observer des variations piézométriques très régulières, à Fresnes-lès-Reims (fig n°I-11), avec les niveaux les plus bas en 1976 et 1990. L'ensemble semble traduire un fort drainage par le réseau superficiel.

L'amortissement des fluctuations avec l'éloignement de la rivière a également été observé en Touraine, en secteur non karstifié. D'une façon générale de nombreuses observations et études ont montré une excellente corrélation entre les niveaux piézométriques de la nappe de la craie et le débit des cours d'eau, particulièrement durant les mois d'étiage (fig n°I-13).

Les variations pluriannuelles des niveaux piézométriques ne sont pas sans effets sur les émergences. On a pu ainsi constater des déplacements de sources vers l'aval d'une vallée, notamment en Artois et en Picardie. En Artois, le déplacement récent des sources de la Lys a entraîné l'effondrement d'une rue du village de Lisbourg. En Picardie, les sources de l'Hallue étaient situées, en 1966, à 5 km en amont de leur émergence perenne. En 1981, les sources de la Trie sont apparues au milieu du village de Nibas (Picardie) dont elles ont inondé les rues.

Les niveaux piézométriques sont bien évidemment d'autant plus sensibles aux rythmes des pompages que les points d'observations en sont proches et que la nappe est éventuellement captive. Mais les plus fortes influences sont dues à la continuité des pompages intensifs dans certaines régions fortement urbanisées et industrialisées, puis, depuis quelques années, à la récession économique entraînant la diminution ou l'arrêt de certaines exploitation. Ainsi, dans les zones industrielles de la vallée de la Seine à Rouen, sous l'influence de prélèvements atteignant $250\ 000\ \text{m}^3/\text{j}$, la nappe de la craie et des alluvions était déprimée de près de 6 m, par endroit. De même, depuis le début du siècle la nappe de la craie a été très sollicitée dans le Nord et le Pas-de-Calais, au Nord du horst de l'Artois, par les pompages d'exhaure des mines et les prélèvements industriels. On y a enregistré des abaissements piézométriques de 15 m à l'Ouest et de 25 m à l'Est. A partir de 1935, du fait de certaines fermetures de mines, les niveaux ont commencé à remonter (fig n°I-14). Le phénomène s'est amplifié à partir de 1975, les prélèvements passant de 171 à 130 millions de m^3 en 1986. La remontée n'est pas homogène dans l'espace et dans le temps. Combinée avec le tassement des sols dû aux exploitations minières, la remontée des nappes engendre l'apparition de zones marécageuses.

Les travaux souterrains peuvent également avoir des effets sur la piézométrie de la nappe de la craie: le chantier du tunnel du Canal du Nord, à Ruyaulcourt, provoqua en 1962 un

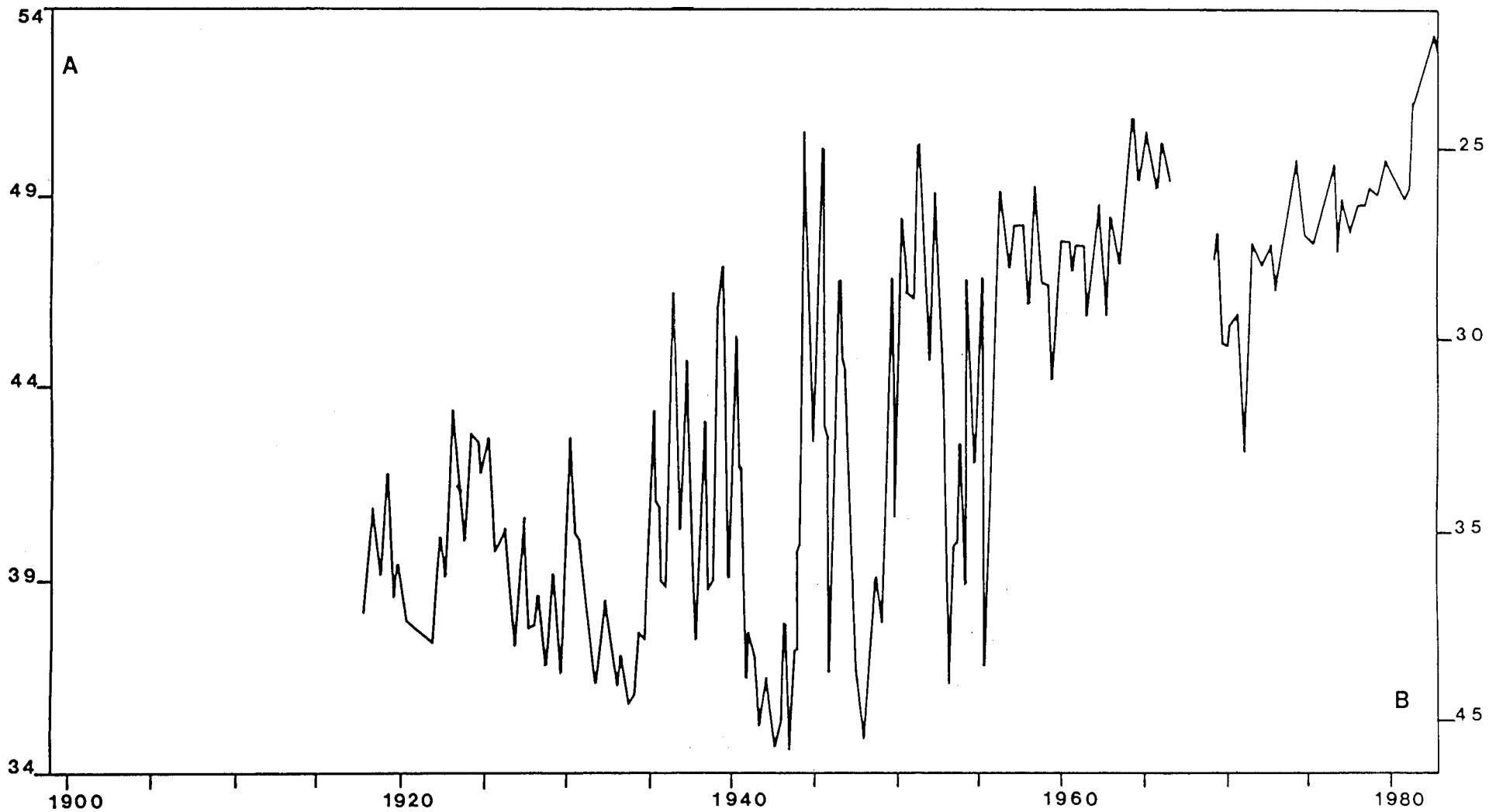


fig n°1-14: Fluctuations piézométriques de 1916 à 1982 dans l'unité I, Bruay-en-Artois
 (A: cote NGF, B: profondeur de l'eau par rapport au sol. BRGM).

abaissement généralisé de la nappe de la craie de 9 m, réduit à 3,5 m après la mise en service; la répercussion était encore sensible à 4 km de distance. La mise en place du Tunnel sous la Manche devrait par contre provoquer une légère remontée des niveaux de la nappe de la craie, au Sud de Sangatte (Crampon et *al*, 1990).

I-C-4) Circulations fissurales et karstiques

Certes la craie ne devient aquifère que grâce au réseau de fractures qui l'affecte, suite à la tectonique et à l'altération physico-chimique. Mais à l'écoulement lent et général lié à ce milieu fissuré, souvent assimilé à un milieu poreux pour la modélisation et la gestion de la ressource à l'échelle du système aquifère, se superpose parfois un écoulement localisé, beaucoup plus rapide. Cet écoulement peut se produire dans des fractures ou des joints de stratification suffisamment ouverts pour permettre un bon drainage de la masse crayeuse plus finement fissurée. Le passage au système karstique, caractérisé par l'existence d'une dissolution marquée, n'est pas toujours évident. Outre la morphologie qui en résulte, c'est aussi la vitesse effective d'écoulement et le régime des sources qui permettent de faire la différence. La carte de localisation des principales sources (karstiques ou non) et des zones karstifiées reconnues dans la craie montre une répartition géographique très inégale des zones karstiques (fig n°I-15).

En Artois-Picardie, on a localement noté des venues importantes d'eau, liées à des ouvertures appréciables de fractures ou de joints, par exemple:

* La fosse n° 11 de Lens (puits de charbon) aurait recoupé à 58 m de profondeur, une fracture de 0,4 m de large débitant 680 m³/h (Gosselet, 1904),

*le forage de la sucrerie de Dompierre-en-Santerre (Roux, 1963) a traversé un vide de 0,55 m de large à la profondeur de 64 m.

Les récents travaux d'accès au Tunnel sous la Manche (puits, galeries, forages) ont traversé également des fractures ou des joints très ouverts, avec des venues d'eau importantes. Il faut du reste souligner que Berkaloff (1970) a mis en évidence, lors de pompages d'essai, la présence fréquente de strates conductrices correspondant à des joints de stratification, notamment au contact de bancs de "Tun".

De façon habituelle, les manifestations karstiques sont cependant considérées comme inexistantes dans la région Nord-Pas-de-Calais, bien que des formes exokarstiques soient observables, telles que poches de dissolution et même quelques dolines. Lasne (1890) fait même état de l'existence, près de Doullens, de véritable puits cylindriques à remplissage argilo-siliceux à silex, qui atteindraient 20 à 35 m de profondeur. A la suite de travaux récents (TGV Nord), des effondrements se sont produits sur le haut cours de la Sensée, semblant être en relation avec la partie souterraine de cette rivière. Des conduits de

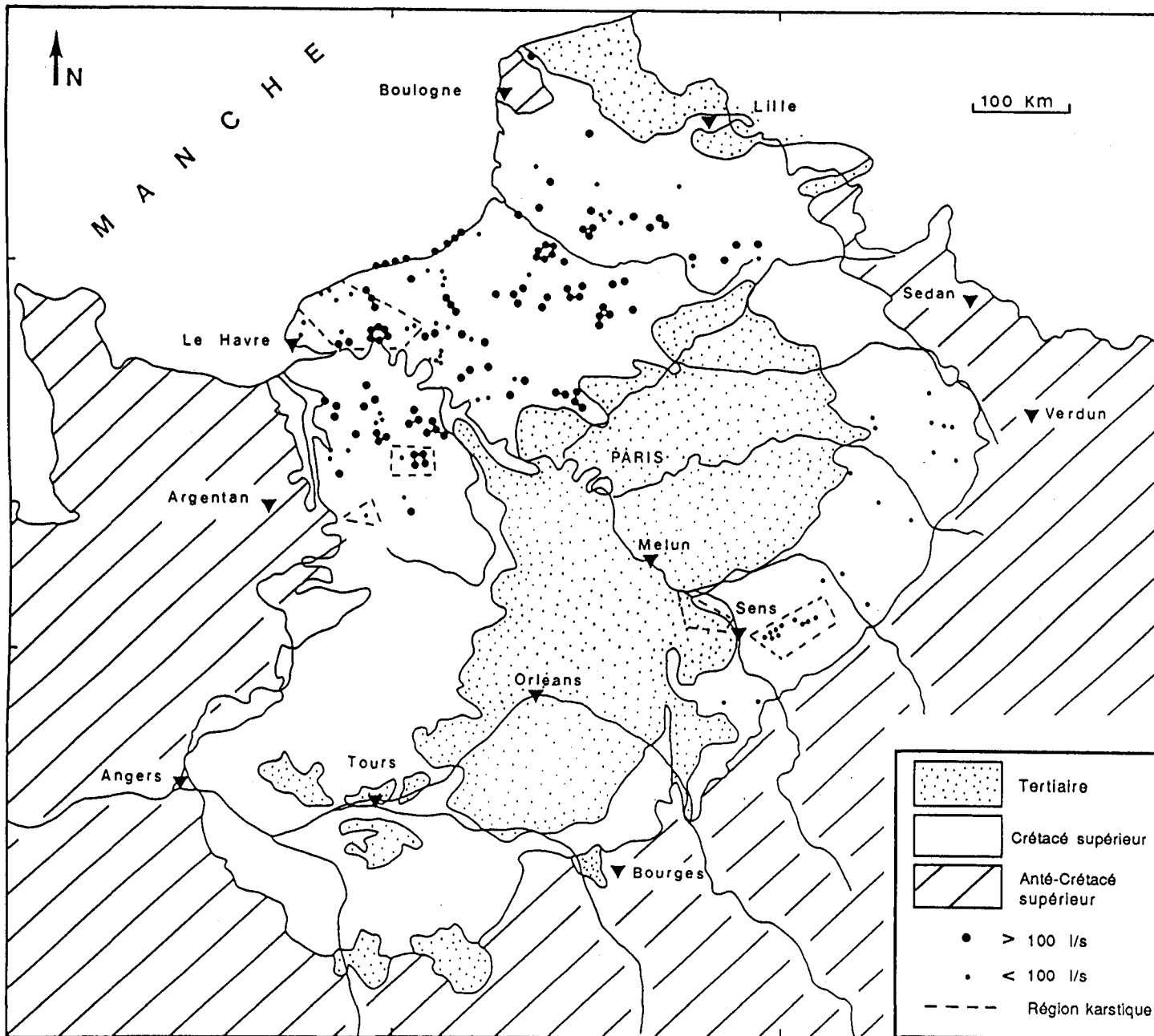


fig n°1-15: Carte de localisation des zones karstiques et des principales sources (Bracq, in Crampon et *al.*, 1993).

dissolution, aujourd'hui inactifs, on même été découverts dans d'autres secteurs (Bracq et al, 1992a; Bracq et al 1992b, inédit; Leriche, 1909). En l'absence d'observation directes, la limite entre circulation fissurale rapide et circulation karstique est difficile à préciser, ainsi le traçage réalisé à Escalles (Cap Blanc-Nez) en 1989-90 a mis en évidence une vitesse maximale d'écoulement de 53 m/h pour un trajet apparent de 2225 m sous vallée sèche, ce qui est très rapide si l'on tient compte du temps d'infiltration à travers environ 57 m de craie non saturée.

En Normandie, le karst est bien développé au Nord comme au Sud de la Seine. Selon Rodet (1988) il y aurait deux sortes de karst: un karst actuel impénétrable et sous pression, constitué de fissures relativement ouvertes, qui serait lié aux phases stables des variations fluvio-eustatiques et, d'autre part, un karst ancien d'âge pleistocène ou tertiaire, pénétrable, généralement non fonctionnel, donc surdimensionné par rapport aux écoulements qui peuvent le parcourir et jouant un rôle vraisemblablement réduit dans le drainage actuel compte tenu d'un remplissage argilo-sableux à éléments carbonatés. Dans ce dernier cas on peut citer l'exemple des grottes de Caumont (rive gauche de la Seine, à proximité aval de Rouen), avec plus de 5000 m de galeries explorées, de nombreuses salles (dont la grotte de la Jacqueline atteignant 800 m de long) et cheminées, une rivière et un lac souterrain.

Selon Rodet (1978), le système karstique est formé d'un réseau amont de nombreuses fissures se réunissant en un collecteur qui se divise en divergeant à l'approche de la zone d'émergence, témoignant du déplacement de la sortie au cours du temps. Certaines galeries sont noyées et même parfois situées sous le niveau de la mer par suite de la transgression flandrienne. Ainsi à Yport, une partie des conduits a été visitée en plongée, en vue du captage des eaux douces par puits à l'intérieur des terres.

Le karst d'introduction comprend des bétoires dont les plus importantes atteignent plusieurs dizaines de mètres de diamètre pour quelques mètres de profondeur; la plus grande est celle de la fosse du Champ-Guérin, en forêt d'Evreux, de forme elliptique, atteignant 200 m de large pour 18 m de profondeur. Ces bétoires sont comblées progressivement par le glissement des formations meubles de plateaux au fur et à mesure du creusement par dissolution du conduit vertical ou oblique. La répétition à long terme de périodes pluvieuses et de périodes sèches favorise l'évolution de ces formes qu'il est difficile de mettre en évidence de par leur mode de formation. Des effondrements brusques et importants ont parfois été signalés, mais le plus souvent il s'agit de petits affaissements pouvant néanmoins entraîner des désordres pour les constructions légères. Des dolines peuvent s'aligner sur plusieurs kilomètres, vraisemblablement à la faveur d'un accident, comme signalé précédemment pour le bassin d'Yport et la vallée du Sec-Iton.

Selon Rodet (1978), 89% des phénomènes karstiques recensés se situent sur le littoral du Pays de Caux ou dans le val de Seine.

Il semble que la majeure partie des circulations karstiques se fasse à la faveur de failles, diaclases (fig n°I-16) et joints de stratification, les ouvertures étant d'ordre décimétrique, comme l'ont confirmé quelques vides recoupés en forage (0,60 m de largeur à 21 m de profondeur à la base du Turonien à Lillebonne). Parmi les réseaux karstiques les plus remarquables, on peut citer celui du bassin d'Yport où les circulations souterraines mises en évidence par traçages ne coïncide absolument pas avec les directions du réseau superficiel (Archambault et al, 1978, Delu et al, 1978); les vitesses y sont comprises entre 7 et 270 m/h pour des trajets apparents pouvant dépasser 10 km. Le réseau de la vallée du Sec-Iton s'étend aussi sur une dizaine de kilomètres. Des relations entrée-sortie sur 18 km ont été également mise en évidence dans le secteur des sources de l'Avre au SW de Verneuil, etc.. Sur 70 traçages, Roux (1978) remarque que les vitesses s'échelonnent de 7 à 540 m/h (médiane: 120 m/h), dont la moitié entre 50 et 250 m/h, les vitesses inférieures à 50 m/h se rapportant à des essais avec injection en zone non saturée. La distance maximale atteinte est de 27 km avec une vitesse moyenne de plus de 200 m/h (de Glos-la-Ferrière à la pisciculture de Beaumont, bassin de la Risle). Ces vitesses élevées sont en relation avec la forte dénivellation (parfois plus de 100 m) qui existe généralement entre l'entrée et la sortie du système, ainsi que la pente qui en résulte (jusqu'à 7% de pente moyenne), par exemple: 132 m pour la distance de 27 km, soit 0,49% de pente moyenne.

Dans le Maine, le karst, bien que moins spectaculaire, se manifeste par des trajets souterrains de quelques hectomètres. En certains points de vallons secs (Courdemanche par exemple) les eaux de ruissellement s'engouffrent et la plupart des sources turoniennes captées deviennent turbides lors de fortes périodes pluvieuses, tandis que leurs débits peuvent presque décupler (source de Courdemanche; Mary, 1990). En Touraine, les secteurs karstifiés dans le tuffeau jaune et dans la craie de Villedieu peuvent s'étendre sur 1 ou 2 km sous les plateaux (Pocé-sur-cisse, Montrésor, Génillé, St Paterne -Racan, Paulmy) mais sont rarement pénétrables (Montrésor). Là encore, les eaux deviennent turbides lors de fortes précipitations (La turbidité des eaux a conduit à des études d'érosion des sols menées principalement dans la région de Basse-Normandie par King et al, 1990). Les vitesses peuvent atteindre 230 m/h dans les tuffeaux karstifiés, comme dans la craie sénonienne de Villedieu (234 m/h sur 1 km à St Paterne-Racan). En période d'étiage le karst se dénoie progressivement et l'écoulement de la nappe se régularise (Rasplus & Alcaydé, 1991).

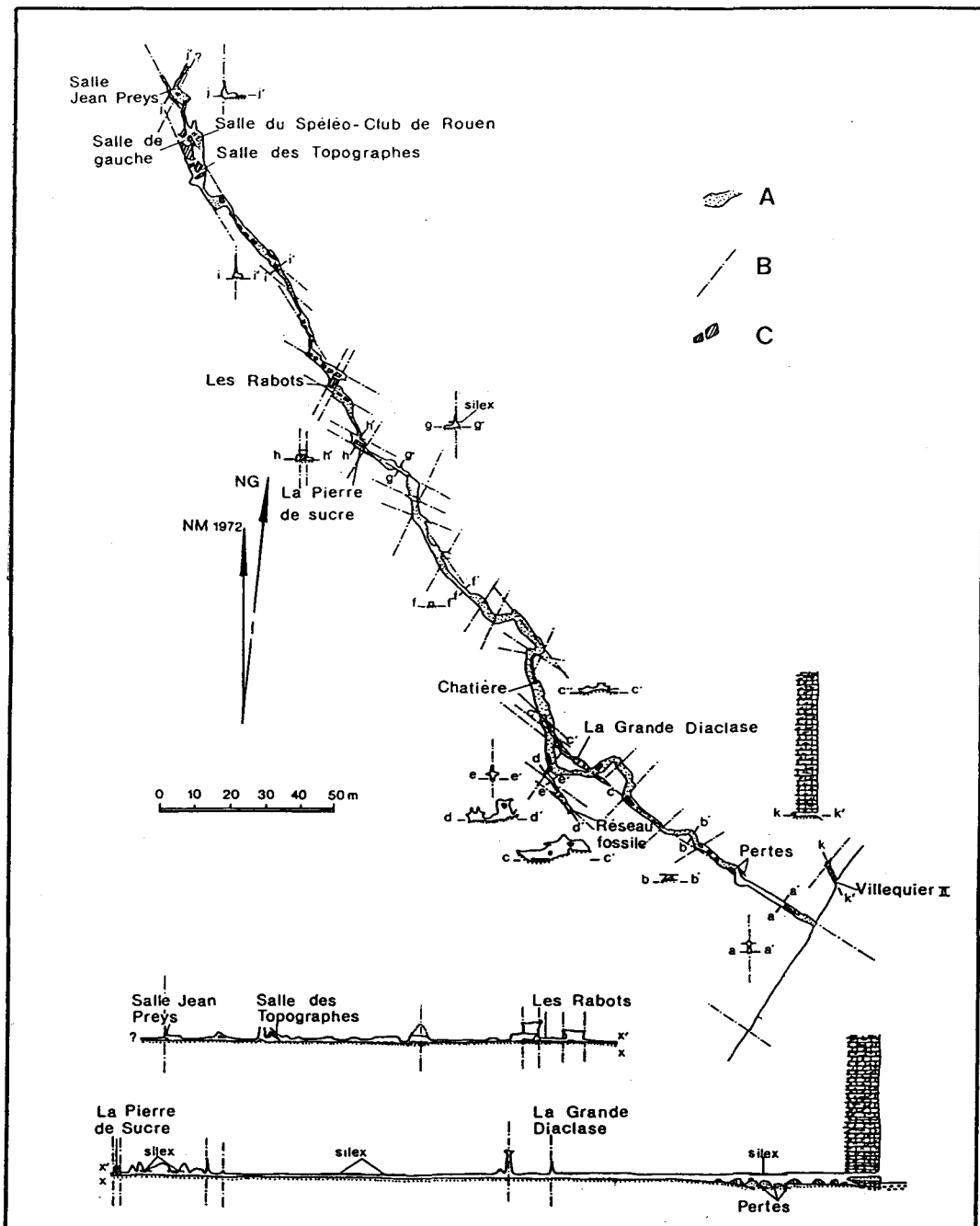


fig n°1-16: Schéma du réseau des grottes de Villequier (A: remplissage argilo-sableux, B: joints, C: blocs éboulés. Lepiller, 1975).

Dans le Gâtinais la karstification est moins avancée que plus à l'Est (Sénonais, Pays d'Othe) par la suite d'une durée de protection plus longue de la craie par la couverture tertiaire peu perméable, selon Lepiller (1990). Les observations en carrière et les mesures au micromoulinet de forage tendent à prouver que la karstification se développerait horizontalement en suivant les discontinuités sédimentaires; les vides résultants seraient d'ordre décimétrique. Des vides plus importants apparaissent cependant avec l'existence de rivières souterraines comme celle du Puits Bouillant, accessible sur plus de 1500 m et circulant dans une diaclase de 2 m de largeur maxima mais avec une voûte pouvant atteindre 15 m de haut (Blavoux et Panetier, 1978). Dans les deux principaux systèmes karstiques, ceux de Puy-la-Laude et des Trois-Fontaines (100 et 50 km²), à l'Est de Montargis, la direction générale de drainage N 140 ne suit ni celle des écoulements superficiels, ni celle des accidents structuraux N-S. Les vitesses n'y semblent pas excessives (34 m/h en basses eaux dans le système des Trois-Fontaines, selon Lepiller & Lasne, 1990).

Dans le Sénonais et le Pays d'Othe, les systèmes de Cochepie et de la Vanne, à l'Est de Sens, manifestent une organisation karstique des écoulements avec un drainage parfois pénétrable par l'homme. Mégnien (1959, 1960) a montré que les niveaux d'eau dans le réseau karstique et dans la nappe de la craie coïncidaient sensiblement en période normale: le réseau sert à l'alimentation ou au drainage selon que les conduits sont situés au dessus ou au dessous de la surface de la nappe, l'aquifère servant alors de réservoir régulateur. En période d'étiage la nappe s'abaisse au dessous du réseau karstique, la craie alimente seule alors les sources. Les directions apparentes d'écoulement souterrain, parfois en correspondance avec les axes des vallées, s'accordent beaucoup plus rarement avec l'orientation des fractures subverticales ou la faille régionale N-S d'Arces-Cerilly. Sur 35 traçages la moyenne des vitesses est de 162 m/h pour des distances apparentes de 6 à 14 km.

Les sources de la Vannes: quelques remarques (fig n°I-17)

- Le trait tectonique dominant est une faille de direction Nord-Sud passant par Arces et Cerilly, visible sur 15 km et atteignant 50 m de rejet. De petites ondulations tectoniques orientées soit Ouest-Nord-Ouest_Est-Sud-Est (anticlinaux de Joigny et de Passy), soit Est-Nord-Est_Ouest-Sud-Ouest (anticlinal de Saint-Florentin) ou Nord-Sud (anticlinal d'Arces) apparaissent dans le paysage.

quelques valeurs:

-Sources de Cochepie altitude 79 m différence d'altitude: 100 m Vitesse moyenne: 213 m/h.

-Sources Basses altitude 88 à 93 m différence d'altitude: 110 m Vitesse moyenne: 108 m/h.

-Sources Hautes altitude 107 à 136 m différence d'altitude: 100 à 60 m Vitesse moyenne 181 m/h.

- vitesse moyenne des sources 169 m/h.

- profondeur: rivière de la Guinaud 30 m sous la surface.

"diacalse" des Fourneaux 10 m.

Trou d'eau du "Bime des enfants" 26,60 m.

- Les vallées entaillant les plateaux sont actuellement sèches pendant environ dix mois de l'année, mais, au Moyen Age, ces cours d'eau servaient au flottage du bois et jusqu'au 19 ième siècle ils actionnaient encore de nombreux moulins (Hlavek & Mégnien, 1960).

En Champagne, il existe, dans la Montagne de Reims, des conduits karstiques développés dans la partie supérieure de la craie crétacée, sous et en bordure de dépôts sableux grésifiés sparnaciens. Plusieurs réseaux ont été explorés sur quelques centaines de mètres (600 dans celui du Trépail); les fosses peuvent descendre dans la craie sur une trentaine de mètres (fosse Martin Godard à Verzy, gouffre du Creusin à Villers-Marmery) et les infiltrations ressortir une cinquantaine de mètres plus bas (grotte de la Grande Fontaine de Verzy).

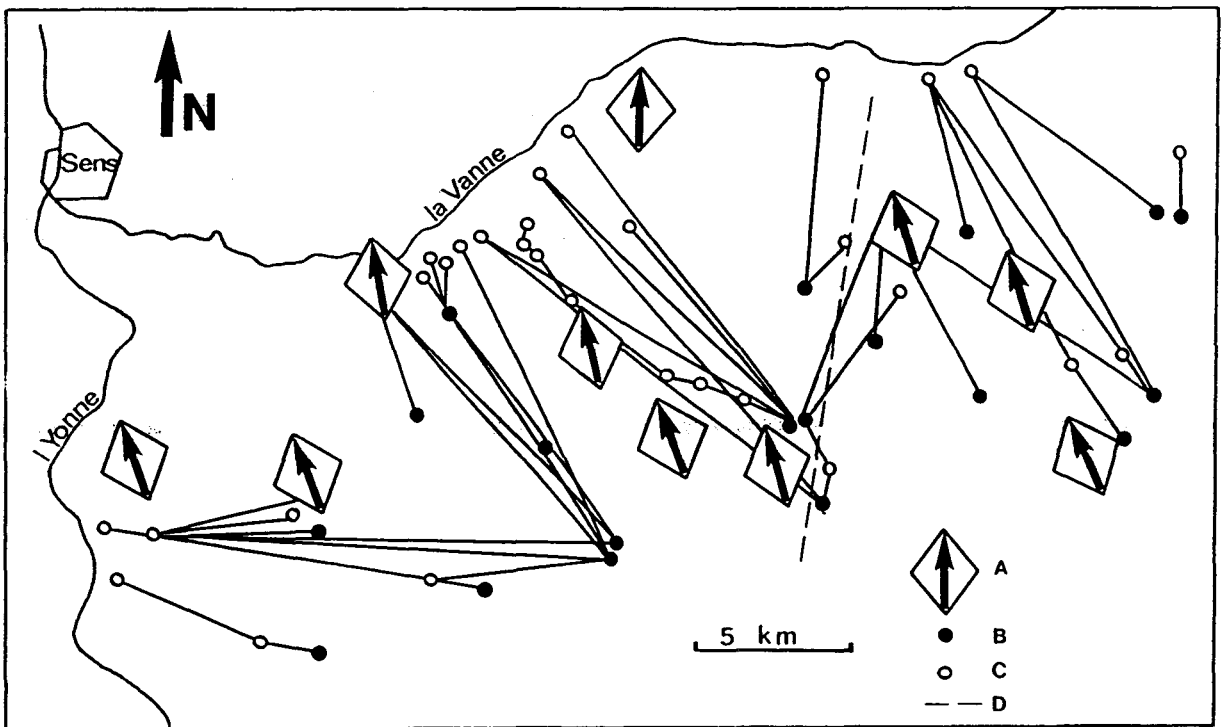


fig n°1-17: Comparaison des directions des failles et d'écoulement dans la région de la Vanne (A: direction de la fracturation, B: points d'injection, C: point de sortie du traceur, D: faille de Cérilly. Mégnien, 1979, modifié).

I-C-5) Conditions de karstification des craies

Ce mode de répartition des zones karstiques peut être du à la présence ou à l'absence de certaines conditions régissant la karstification des craie, voyons quels sont les différents processus pouvant concourir à la genèse de ces formes particulières:

I-C-5-1) Pétrographie des craies

La craie "typique" est composée de minéraux et de restes d'organismes. La calcite constitue de 65 à 97 % de la roche selon les craies, le résidu insoluble est généralement inférieur à 1 %. La dolomie est aussi souvent présente contrairement à l'aragonite.

Les minéraux accessoires sont constitués par des feldspaths (Dorémus, 1978), des zircons, des grenats, le tout associé au fer sous des formes différentes: hydroxydes, pyrite ou marcassite avec les phosphates de calcium présents dans toutes les craies (surtout cénomaniennes et sénoniennes) mais principalement dans les niveaux de "tun".

Les éléments phylliteux et siliceux sont représentés par les silex, des grains de quartz et pour les premiers par des micas, de la glauconie et parfois de la kaolinite et des smectites.

Les organismes sont essentiellement les coccolithophoridés et les foraminifères, bien que le premier groupe puisse être principalement représenté dans de nombreuses craies (Cayeux, 1935)

La teneur en minéraux argileux peut varier notablement et on passe à des craies argileuses comme les "dièves" qui contiennent 55,3 % de carbonate de calcium, 5,58 % de minéraux et d'organismes silicifiés et 39,12 % de minéraux argileux ("Dièves" à *Inocéramus labiatus* du Nord de la France, Cayeux, 1935).

Le Roux (1973) consacre une étude à la texture et au comportement des craies. Huit échantillons, (tab n°I-1, I-2, I-3, I-4 et I-5), cinq d'entre eux proviennent de la région de Rouen et trois de la région parisienne (fig n°I-18), ont été analysés au microscope électronique à balayage:

Tous les échantillons sont constitués de grains de CaCO₃ plus ou moins anguleux, associés à des coccolithes intacts ou partiellement détruits. Les cristaux constituant la roche ont des dimensions variables comprises entre 0,5 et 2 µm, certains peuvent atteindre 2 à 20 µm

-Dans tous les cas, les grains semblent liés de deux manières:

* Soit par un pont de CaCO₃ (fig n°I-19)

* Soit par interpénétration (fig n°I-20)

Ce dernier cas est le plus fréquent, le tableau 6 donne quelques caractéristiques associées à l'estimation visuelle du nombre de liaisons.

L'échantillon d'Escuelles est un intermédiaire, au sens du comportement, entre les craies et les calcaires, le nombre de liaisons est très important et ses caractéristiques mécaniques élevées.

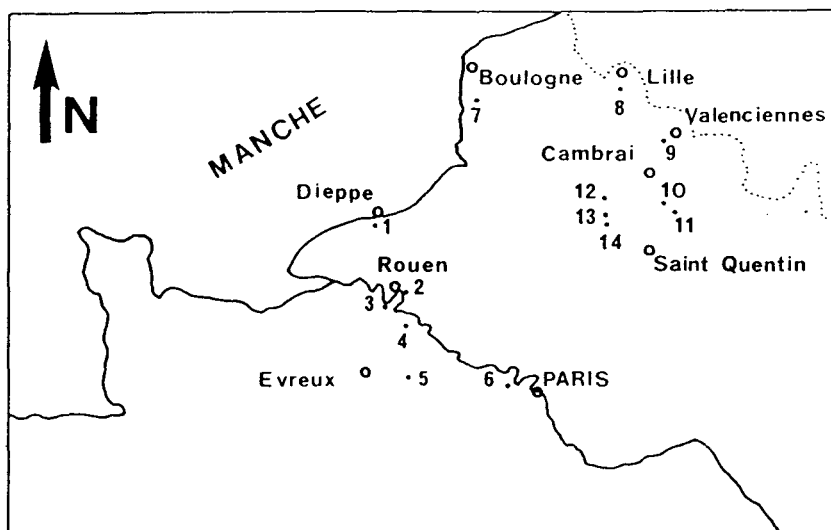


fig n°1-18: Carte de localisation des échantillons de craie (Masson, 1973).

Origine	Position stratigraphique	Analyse chimique (%)				Analyse des résidus solides					Description lithologique
		CaCO ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₃	M	Q	IM	F	A	
<i>Haute-Normandie</i>											
Pacy-sur-Eure	Santonien sup	97,1				++	++	++	+	+	blanche à silix
Incarville	Campanien inf	98,9				tr	+	+	+	+	
Sauqueville	Coniacien inf	98,4				++	++	+	++		grise
Rouvray	Coniacien moy					+	+++	+	+		
Belbeuf	Turonien	96,9				++	+	+			
<i>Région parisienne</i>											
Saint-Cloud	Campanien sup	96				+	+++	+	+++		blanche à silix
<i>Région du Nord-Pas-de-Calais</i>											
Le Catouillage RN 1	Coniacien moy-sup	98,4				+	++	+	+		blanche
Autoroute A 27	Coniacien sup	98,5				+	++	+	+	+	
Trith-saint-Léger	Santonien inf										grise
	Turonien sup	94,5				+	+	tr		+	
<i>Picardie</i>											
Malincourt	Coniacien moy (base)	98,5									blanche à silix grise
Serain	Turonien sup	97,6	1	1,8	0,5						
Morval	Coniacien moy	96,8									phosphatée blanche
Combles		96,8									
Feuillères	Santonien moy	97,1	0,1	3,45							jaunâtre
M: montmorillonite											
Q: quartz											
IM: illite muscovite											
F: feldspath											
A: autres (surtout hydroxydes de fer)											
						+: peu abondant ++: abondant +++: très abondant tr: traces			} par rapport à l'ensemble du résidu sec		

Tab n°1-1: Stratigraphie, analyse chimique, lithologie des craies étudiées (Masson, 1973).

Désignation de la craie	(%)		Porosité (%)	V _t (m/s)	R _c (bar)
Pacy-sur-Eure	27,5	1,52	42,5	2111	21,6
Incarville	22,5	1,59	41	2144	19,7
Sauqueville	24,5	1,50	39,1	1963	13,4
Rouvray	22,5	1,57	40,9	2246	33,7
Belbeuf	15,8	1,60	23,6	2648	91,7
Saint-Cloud	25,7	1,57	42,0	2091	12,3
RN 1	24,3	1,51	43,8	2130	18
Autoroute A 27	*		37,3		23
Triith-Saint-Léger	23,4	1,44	35,2	2560	40
Malincourt	15,5	1,69		2450	28
Serain	*			2545	32
Morval		1,53	40,3	2470	39,8
Combles	25	1,65	41,5	2480	39,3
Feuillères	20,3	1,59	30,2	2800	78
	24,8	1,64			
	19,5	1,82			
	14,7				

Tab n°1-2: Moyenne arithmétique des résultats d'essais (Masson, 1973).

* Valeur à saturation. Ces résultats peuvent être comparés aux valeurs de la teneur en eau d'un sable saturé, calculées en fonction de sa porosité:

- texture compacte si { n = 0,2 Wn = 9,2 %
- { n = 0,3 Wn = 16 %
- texture lâche si { n = 0,6 Wn = 25 %
- { n = 0,55 Wn = 30 %

** Valeur douteuse

Type de craie	$\frac{R_c \text{ sec}}{R_c \text{ sat.}}$
Feuillères	2,8
Belbeuf	2,9
Rouvray	3,2
Malincourt	3,3
Combles	3,5
Morval	3,6
Sauqueville	3,7
Incarville	4
Serain	4,7
Pacy-sur-Eure	4,8

Tab n°1-3: Sensibilité à l'eau (Masson, 1973).

Echantillon	position stratigraphique	CaCO ₃ (%)	Analyse du résidu insoluble à HCl				
			M	IM	Q	F	A
Pacy-sur-Eure	Santonien supérieur	97,1	++	++	++	+	+
Incarville	Campanien inférieur	98,9	tr	+	+	+	+
Sauqueville	Coniancien inférieur	98,4	++	+	++	++	
Rouvray	Coniacien moyen		+	+	+++	+	
Belbeuf	Turonien	96,9	++	+	+		

M: montmorillonite
 IM: illite muscovite
 Q: quartz
 F: feldspath
 A: hydroxydes de fer

tr: traces
 + peu abondant
 ++ abondant
 +++ très abondant

Tab n°1-4: Localisation, stratigraphie, analyse chimique des échantillons étudiés (Le Roux, 1973).

Echantillons	V_t (m/s)	R_c (bar)	Estimation visuelle du nombre de ponts
Pacy-sur-Eure	2110		+
Incarville	2140		+
Sauqueville	1960		+
Rouvray	2250		++
Belbeuf	2650		+++
A	3850		++++
B	3000		+++
C			+++
Escuelles	4000/ 4500	500	très abondants et très visibles

Tab n°1-5: Caractéristiques mécaniques des échantillons et estimation visuelle du nombre de ponts (Le Roux, 1973).



fig n°1-19: Photo d'une liaison par pont de CaCO3 (Masson, 1973).



fig n°1-20: Photo d'une liaison par interpénétration (Masson, 1973).

I-C-5-2) Facteurs morphologiques, structuraux et hydrochimiques.

D'autres facteurs peuvent influencer le développement des réseaux karstiques, tels que:

-le niveau de base

-la fissuration ouverte: les zones de décompression en bordure des massifs permettent la mise en place de fissures ouvertes entraînant une augmentation de la pente de l'aquifère (dénivellation) donc une accélération de l'écoulement (dynamique) engendrant la mise en place de drains isolés (karst).

-la coexistence de ces critères est à l'origine de la formation de drains karstiques en milieux poreux bien que l'importance relative de chacun de ces critères puisse être fonction également du site considéré.

Quelques observations sont à noter sur ce type d'écoulement (Rodet, 1978, Rodet & Juignet, 1990):

- Les conduits souterrains sont en relations étroites avec les zones de détente tectonique des bords de vallées, permettant une circulation plus rapide de la nappe de la craie et l'individualisation de courants.

- Le réseau karstique est le plus souvent oblitéré en amont, en Normandie c'est un karst de concentration et d'évacuation des eaux souterraines, différent du karst en calcaire compact par sa genèse, sa morphologie et sa répartition spatiale à l'intérieur du système hydrologique lié à la dynamique des courants.

- Selon sa vitesse, la circulation détermine l'évacuation des insolubles, d'où le rôle primordial des discontinuités dans l'établissement des réseaux souterrains (Renault 1967) et la prise en charge des insolubles se fait selon la loi de Stokes ce qui entraîne l'existence de deux types morphogénétiques de conduits (Rodet, 1978):

* Paragénétique: la morphogenèse est liée à la mise en place d'un remplissage déterminant un creusement de bas en haut.

* Syngénétique: Il existe un système de siphons situé entre deux vides plus importants qui peut entraîner une circulation active intermittente réalisant un travail de chasse dans le conduit de liaison du type "conduite forcée".

Il peut se produire également une phase de type phréatique résultant d'un ennoisement sans action dynamique, ce sont les cheminées d'équilibre.

- La dynamique des courants détermine la morphologie des conduits et leur organisation spatiale originale au sein du système karstique (Mangin 1974).

Le karst crayeux est donc le témoin d'une adaptation des conditions d'écoulement aux facteurs structuraux qui ont été modifiés durant le Quaternaire.

Les études menées par Bakalowicz (1979) sur les systèmes karstiques permettent d'effectuer quelques remarques sur:

- La genèse des aquifères karstiques.

La karstification résulte d'un processus de mise en solution des carbonates, dans lequel le CO₂ joue un rôle primordial. Diverses hypothèses ont été émises pour tenter d'expliquer la formation du réseau de drainage des systèmes karstiques (Bakalowicz, 1979), mais aucune ne peut expliquer complètement l'aspect fondamental de ce système particulier:

- Le karst est un assemblage de formes de surface et de formes souterraines, telles qu'elles constituent une organisation des écoulements souterrains (Bakalowicz, 1979).

Cet auteur développe l'hypothèse selon laquelle la karstification est déterminée par le flux d'eau et de CO₂ (elle est aussi plus ou moins influencée par la pétrologie des roches carbonatées).

- L'influence de la fissuration:

* Modification des caractéristiques de la roche: cohérence et perméabilité.

* Création de discontinuités préjudant parfois au développement de cheminements préférentiels des eaux souterraines pouvant conduire à l'établissement d'un réseau de drainage (Drogue, 1974; Grillot et Drogue, 1977). A ce sujet, Gèze (1965) écrit: "le facteur lithologique prépondérant en ce qui concerne l'hydrogéologie karstique est incontestablement la fissuration du calcaire".

* Infiltration lente et infiltration rapide.

Dans l'étude faite par Bakalowicz dans la grotte de Sainte-Catherine, l'auteur admet que les eaux d'infiltration lentes mettent de deux à trois semaines pour traverser les horizons pédologiques et les quelques mètres de roches sous-jacentes. Au bout de ce laps de temps elles sont à l'équilibre vis-à-vis de la phase gazeuse et de la phase solide (forte teneur en carbonate dissous), c'est ce type d'eau qui contribue essentiellement à la genèse de l'exokarst.

Par contre, les eaux d'infiltration rapide (quelque heures), seront en équilibre avec la phase gazeuse, mais seront loin de l'être avec la phase solide. Elles sont donc susceptibles de dissoudre activement la roche au niveau de la zone noyée et sont responsables de la genèse de l'endokarst.

En empruntant les discontinuités les plus larges, l'infiltration rapide déplace en profondeur les conditions de dissolution de surface (Bakalowicz, 1977).

Un autre facteur conditionne également la dissolution, c'est la vitesse de renouvellement de cette eau d'infiltration rapide qui dépend de:

-La lithologie, la fracturation et la structure géologique du magasin et de la morphologie extérieure entraînant une facilité d'exhaure de l'aquifère.

- Le climat: la hauteur des précipitations et leur distribution dans le temps

Il y a établissement de drains là où l'évacuation des eaux est la plus aisée, mais une limite apparaît lorsque l'écoulement devient très rapide (quelques centaines de mètres par heure), à ce moment, les systèmes annexes engendrent à leur tour un développement karstique. Il y a donc déplacement de la dissolution dans l'espace à partir du moment où certains paramètres sont acquis.

Tous les vides creusés et toutes les formes modelées dans un aquifère carbonaté sont par conséquent liés les uns aux autres par une relation d'inter-dépendance qui traduit leur hiérarchisation.

La pression partielle de CO₂ serait plus élevée dans la zone souterraine lorsque le karst est encore peu développé (pas d'échanges avec l'extérieur), ce qui permet de fournir aux eaux infiltrées une quantité de CO₂ supplémentaire entraînant, lorsque la quantité d'eau qui transite est importante, une dissolution maximale

La conclusion de Bakalowicz est: "L'originalité de l'aquifère karstique réside dans le fait qu'il possède une structure des vides créée par les écoulements eux-mêmes et hiérarchisée à la façon des réseaux de surface, cette structure est telle que l'hétérogénéité existe quel que soit le niveau d'échelle".

D'autres observations ont été effectuées sur les systèmes karstiques de Normandie (Calba et *al*, 1979) et corroborent les conclusions précédentes :

- Un aquifère karstique défini par son réseau (conduits, chenaux) apparaît discontinu quelle que soit l'échelle d'observation et ne peut être assimilé à un milieu à perméabilité homogène (Théron, 1973).

Il existe un transfert de pression mais également un transport de matière prouvé par traçage et par les études des germes bactériens. Le traceur bactérien apparaît donc comme le marqueur le plus sensible de la participation rapide des eaux de surface aux écoulements des exutoires karstiques .

I-C-5-3) Relations entre la structure et le tracé du réseau karstique.

Pour comprendre la nature de ces relations, il était nécessaire de tenter un rapprochement avec les observations faites sur les systèmes karstiques en milieu calcaire compact. Ceux-ci sont beaucoup plus développés que les karsts crayeux et ont été étudiés depuis plus longtemps ce qui permettra d'appréhender de façon indirecte la nature et l'agencement du réseau karstique des régions de craie.

Suite à l'étude portant sur " l'inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche-Comté " on peut mettre en évidence (Chauve et *al*, 1979):

- L'absence de liaisons privilégiées entre la structure et le tracé des colorations.

- Une analyse statistique des différents résultats signale ceci:

* 25 % des circulations traversent une structure anticlinale ou synclinale.

* 30 % traversent une faille ou un chevauchement .

* 8 % longent un accident.

* 23 % suivent un axe synclinal.

* 14 % ne correspondent à aucun critère géologique reconnu.

- Il y a localisation des émergences au niveau d'abaissement axiaux des plis synclinaux. Cette étude fut complétée en 1986 par de nouveaux traçages et les auteurs (Chauve et *al*, 1987) précisent que la localisation des émergences est liée à un abaissement des structures plissées transversalement aux vallées.

Dans le cas des sources de la Vanne les tracés relevés par coloration à la fluorésceine et à la levure de bière sont généralement obliques par rapport aux directions des diaclases. D'autre part la faille de Cerilly ne représente pas un axe de drainage particulier car certains trajets déterminés par coloration entre un point d'entrée et de sortie (source) la recourent. Il existe donc quelques analogies entre les systèmes karstiques en milieu calcaire et en milieu crayeux (fig n°I-17).

Blin-Lacroix & Thomas (1988) ont montré la relation entre les réseaux de fractures et la karstification par l'application d'un modèle de géométrie fractale, cette approche dénote la complexité du phénomène karstique, principalement au niveau de ses relations avec la fracturation. Marchet (1991) montre qu'il existe une assez bonne relation entre les mesures linéamentaires et l'orientation des réseaux de drainage karstiques dans le Nord-Est du Causse de Martel (Sud de Brive). La question qui se pose est : le karst peut-il se développer de manière indépendante ou est-il subordonné aux réseaux de discontinuités d'un massif? Il semble que les deux hypothèses ne soient pas complètement indépendantes, mais en fonction de certains paramètres l'une ou l'autre peut devenir prépondérante sans que l'on puisse l'expliquer de façon précise.

I-C-6) Les Sources (fig n°I-15).

En Artois-Picardie, les sources les plus importantes, de type sources de dépression, sont souvent situées en tête de vallée humide et donnent naissance à des cours d'eau pérennes. En Artois, la source de la Lys, dont l'origine n'est pas encore totalement élucidée, a un débit moyen de 80 l/s et maximal de 500 l/s. Les sources de débordement de la Rivierette, en bordure de la plaine de Flandre et du Terminal du Tunnel sous la Manche, sont liées à une faille N 60 et peuvent déborder plus de 150 l/s. Des sources de déversement apparaissent à la base de la nappe de la craie, lorsque le substratum argileux albien vient à affleurer, comme souligné plus haut, en bordure des boutonnières du Boulonnais et du Pays de Bray; certaines ont un débit élevé (Ons-en-Bray, 250 l/s). Le plongement de la nappe sous les plaines littorales des Bas-Champs donne également naissance à des sources notables au pied de falaises fossiles (Dannes). Certaines sources à variation rapide de débit (0 à 100 ou 150 l/s) s'alignent au pied de cuestas soulignant la présence de failles, notamment dans le bassin de l'Authie (d'Arcy, 1969, 1978). En limite de la cuesta tertiaire du Sud de la Picardie, la diminution de la perméabilité de la craie donne naissance à des sources de débordements

(vallée de la Brèche, marais de Sacy). D'une façon générale, en Picardie, Caous et Roux (1981) ont dénombré 42 sources à débit supérieur à 100 l/s, dont deux dépassant 500 l/s (Source du Môle à Airaines et Source de la Celle à Fontaine-Bonneleau).

Les sources artésiennes ne sont pas rares non plus, dans les fonds de vallées humides de l'Artois et de la Picardie: Canche, Authie, Somme, en particulier. Le plongement de l'aquifère crayeux turono-sénonien sous les formations tertiaires de Flandres donne localement naissance à de l'artésianisme (marais de Guines et Ardres). Mais la mise en charge peut aussi s'effectuer sous des niveaux moins perméables au sein de la série crayeuse: ainsi, en Artois occidental, la nappe cénomaniennne profonde peut affleurer en donnant naissance à des émergences artésiennes, naturelles ou artificielles (cressonières), en particulier dans la haute vallée de la Lys, entre St Omer et Fruges. En Picardie, dans les vallées de l'Ancre et de l'Hallue, la mise en charge est créée par un banc de craie compact et l'eau remonte dans une sorte de cheminée verticale appelée puits tournant.

En Normandie, dans le département de Seine-Maritime, sur 616 sources, 70 % ont un débit inférieur à 25 l/s et 10 % supérieur à 100 l/s. Les plus grosses émergences sont situées en particulier dans la vallée de la Seine (Radicatel, Moulineaux (350 l/s), Elbeuf) et sur le littoral: St Valery-en-Caux, Veules-les-Roses, Yport (1500 l/s). Dans l'Eure, 6% des 650 sources recensées ont un débit moyen supérieur à 100 l/s, parmi elles: la source de la Bave (1050 l/s) et les groupes de sources de Glisolles (1060 l/s), Gaudreville (1180 l/s), Bonneville (1250 l/s) et de l'Avre.

L'origine de ces eaux est karstique pour la plupart des émergences à fort débit, elles sont du reste captées pour l'alimentation en eau potable: conduits karstiques partiellement visités en plongée et recoupés par puits à l'intérieur des terres, en ce qui concerne les sources d'Yport (2000 m³/h pour le Havre), sources des vallées de l'Eure, de l'Iton et de l'Avre captées pour Paris à raison de 5400 m³/h. Le régime en est généralement très variable d'une année sur l'autre, parfois du simple au double (fig n°1-21).

L'artésianisme peut également se manifester, atteignant près de 2 m, en forage, dans la vallée de l'Eure, près d'Evreux. On a noté aussi l'apparition de nouvelles sources artésiennes, en 1978, en flanc de vallée de la Risle.

Dans le Maine, les sources de la craie turonienne ont pour la plupart un débit d'étiage inférieur à 10 l/s, débit qui peut cependant presque décupler à la suite d'une précipitation (8 à 70 l/s pour la source de Courdemanche, déjà citée). En Touraine, les forts débits des émergences (150 à 250 l/s à St Paterne-Racan, près du Loir) sont liés, là encore, aux écoulements karstiques mentionnés plus haut. Un certain artésianisme peut se manifester aussi dans cette dernière région, en particulier dans la nappe turonienne sous couverture campanienne et tertiaire (à Montbazou, au Sud de Tours, selon Rasplus et Alcaydé, 1991).

Dans le Gâtinais, sur 17 sources comprises entre l'Ouanne et l'Yonne, à l'Ouest d'Auxerre, Blavoux et Panetier (1978) en mentionnent 4 dépassant 50 l/s et une seule dépassant 100 (et même 200 l/s). Lepiller et Lasne (1990) inventorient 8 sources dépassant 100 m³/h (28 l/s) dans l'Est du Loiret, dont celles de Puy-la-Laude (150 l/s) et du système karstique des Trois-Fontaines (150 l/s).

Dans le Sénonais, le groupe des sources de la Vanne (voir § I-C-4: "circulations karstiques"), captées pour la ville de Paris, délivrent sur un siècle (1876-1975) un débit généralement compris entre 1,2 et 2,3 m³/s avec une moyenne de 1,8 m³/s; les extrêmes récents sont: 1 m³/s fin 1976 et 2,7 m³/s en 1988. Le groupe des sources du Loing et du Lunain est également capté pour Paris à raison de 1,35 m³/s.

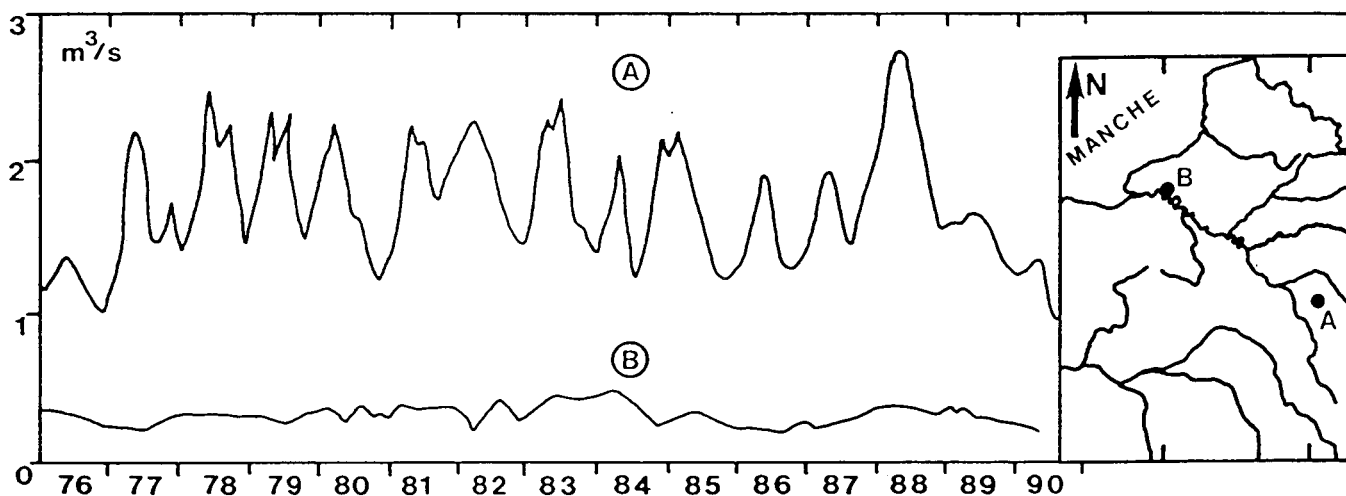


fig n°I-21: Variation du débit de la Vanne (A: unité IV) et du Saint-Laurent (B: unité II) de 1976 à 1990 (BRGM, in Crampon et al, 1993).

I-D) PROPRIETES AQUIFERES REGIONALES.

L'aptitude des terrains crayeux à se laisser traverser par des écoulement gravitaires et à emmagasiner les eaux dépend, comme souligné précédemment (§ I-C), à la fois des faciès plus ou moins argileux ou siliceux, de la compacité des craies, comme de la profondeur de leur altération (développement des fissures) ou du degré de fracturation et surtout de l'ouverture de ces fractures ou joints en réponse aux sollicitations tectoniques, comme enfin du développement ou non des phénomènes de dissolution (karstification). Tous ces facteurs font que la craie présente des caractéristiques hydrogéologiques assez différentes selon la région considérée (fig n°I-22), mais aussi selon la situation géomorphologique (fig n°I-23; plateau, vallées sèches ou non), la profondeur et enfin la disposition géologique (fig n°I-24) sous recouvrement tertiaire ou non, dans une zone plus tectonisée ou plus calme.

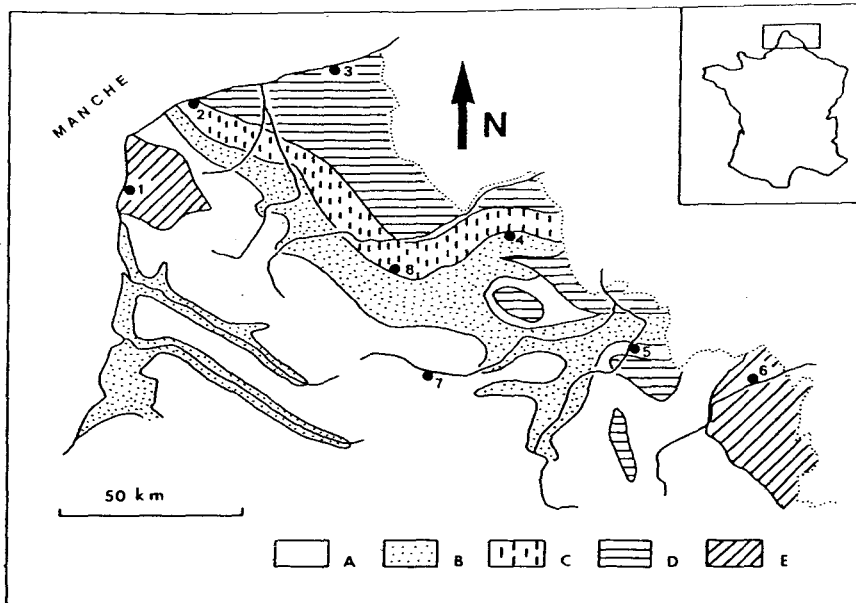


fig n°1-22: Zones de productivité dans le Nord-Pas-de-Calais (Mania, 1977. A: Zone médiocre sur plateau, B: zone très productive, C: zone peu productive, D: zone improductive, E: absence d'aquifère. 1: Boulogne/mer, 2: Calais, 3: Dunkerque, 4: Lille, 5: Valenciennes, 6: Maubeuge, 7: Arras, 8: Béthune).

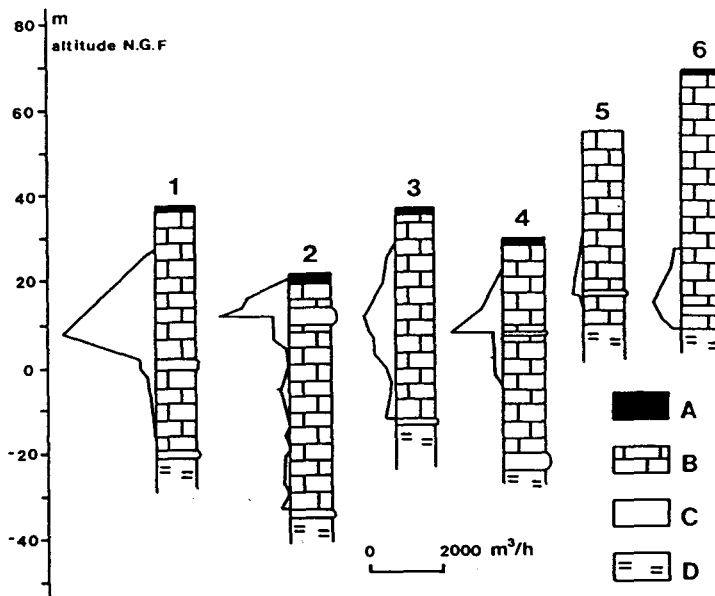


fig n°1-23: Horizons productifs selon Gosselet, 1904 (A: sol, B: craie, C: niveau induré, D: craie marneuse; 1 (fosse 5 de Lens) et 2 (fosse 8 de Courrière): le long de la vallée de la Souchez; 3 (fosse 1 de Lens) et 4 (fosse 2 de Courrière): dans les vallons; 5 (fosse 3 bis de Lens) et 6 (fosse 11 de Lens): en plaine).

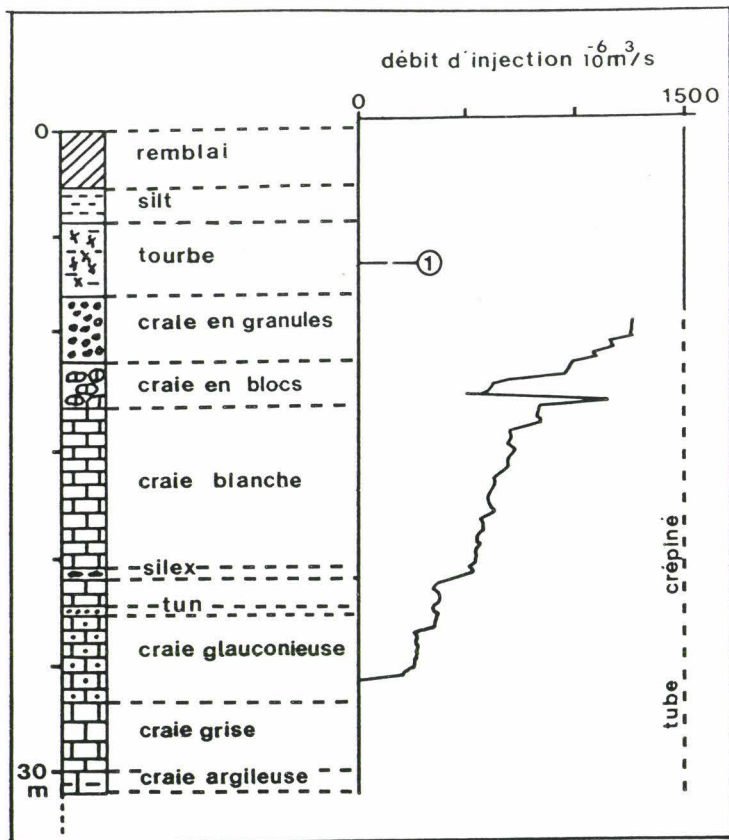


fig n°1-24: Localisation des horizons productifs par micromoulinet dans la région de Lille (1: niveau statique; Mania et *al*, 1978).

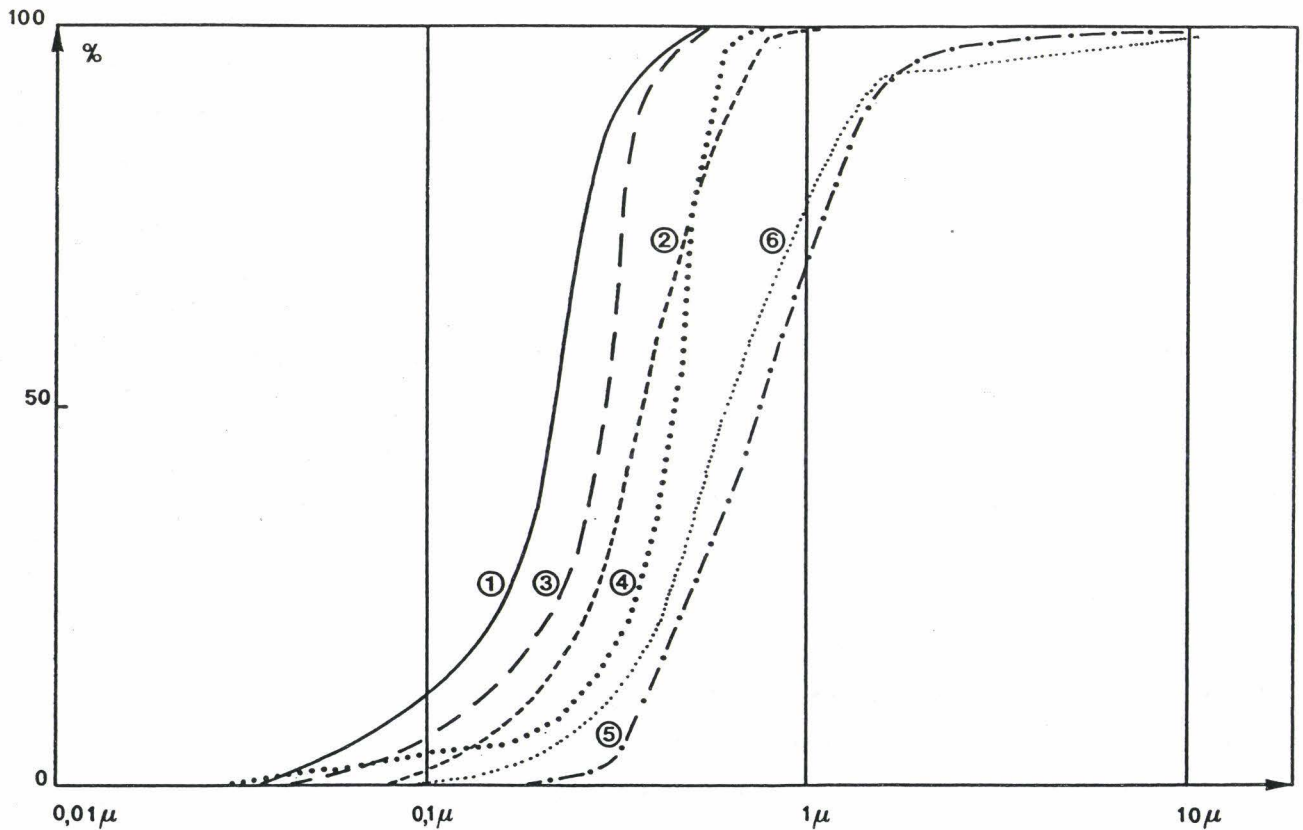


fig n°1-25: Courbes de répartition des pores des craies étudiées (Le Roux, 1973. 1,2,3,4,5,6: numéros des échantillons de craie, cf fig n°1-18).

I-D-1) Porosité:

La craie est en elle même une roche très poreuse: 30 à 45% en Artois-Picardie, 23 à 43% en Normandie, 37 à 44% en Champagne, 15 à 40% en Touraine, selon les faciès, mais ses pores sont très petits:

0,1 à 1 μm (valeur modale: 0,3 μm) dans la craie blanche du Turonien supérieur-Sénonien du Nord; ainsi la craie sénonienne d'Haubourdin contient moins de 2% de pores supérieurs à 1 μm (mode: 0,4 μm , porosité totale 45%),

0,55 à 0,77 μm (valeurs médianes) pour différentes craies normandes, les essais de Le Roux (1973) sur dix échantillons de craie permettent de tracer une courbe enveloppe (fig n°I-25, courbes 1 et 4) dans laquelle se situe l'ensemble des craies étudiées.

craie profonde du SE du bassin de Paris (forage de la Grande-Paroisse, vallée de la Seine, en aval de Montereau (Sénonais), en limite de recouvrement tertiaire (selon Mégrien, 1979):

craie du Turonien inférieur: 0,2 μm (valeur modale),

craie Coniacienne: 0,5 μm (valeur modale).

craie du sénonien inférieur de Champagne: 0,5 < mode < 1 μm (Ballif, 1978).

I-D-2) Conductivité hydraulique ou coefficient de Perméabilité de Darcy:

Avec des pores aussi ténus et une porosité aussi grande, la craie est essentiellement aquiclude (elle contient de l'eau mais il n'y a pas d'écoulements). Sa conductivité hydraulique matricielle reste généralement négligeable devant celle engendrée par la fissuration. Par exemple, dans les puits et galeries du projet "GEOVEXIN" (vallée de la Seine, en amont de Mantes), la craie profonde est quasi imperméable:

craie turonienne (profondeur 155 m): $9,4 \cdot 10^{-8}$ à $2,6 \cdot 10^{-7}$ m/s

craie santonienne (profondeur 75 m): $3,2 \cdot 10^{-8}$ à $1,5 \cdot 10^{-7}$ m/s

alors que les écoulements en fissures révèlent une conductivité hydraulique globale de l'ordre de $2,5 \cdot 10^{-6}$ m/s.

De même, des galeries creusées à 150 m de profondeur, en vue d'un stockage souterrain en vallée de la Seine à Rouen, n'ont été l'objet d'aucune venue d'eau. Des valeurs encore plus basses que celles qui viennent d'être citées, ont été obtenues dans les craies traversées par le forage de la Grande-Paroisse, ci-dessus mentionné:

Campanien supérieur (profondeur 90 m): $1 \cdot 10^{-8}$ m/s

Coniacien (profondeur 230 m): $8,5 \cdot 10^{-9}$ m/s

Turonien supérieur (profondeur 390 m): $9 \cdot 10^{-10}$ m/s

Cénomaniens (profondeur 540 m): $< 1 \cdot 10^{-10}$ m/s.

La craie même la plus pure, reste aquiclude tant qu'elle n'est pas fissurée. Elle ne devient donc aquifère que si elle est suffisamment affectée de fractures interconnectées et ouvertes. En fait le développement de la fissuration étant progressif, toutes les valeurs intermédiaires peuvent se rencontrer sur le terrain (selon la profondeur et les faciès plus ou moins argileux, ce qui fait qu'on peut déterminer par essais Lefranc une alternance d'horizons à conductivité hydraulique faible ou élevée [Données ARMINES pour Eurotunnel]). Ainsi la craie bleue du Cénomanién inférieur du Blanc-Nez, dans laquelle a été creusé le Tunnel sous la Manche, présente une conductivité hydraulique moyenne de $2 \cdot 10^{-7}$ m/s, tandis que les valeurs augmentent régulièrement jusqu'à 10^{-5} m/s dans la craie blanche du Cénomanién supérieur (Bertrand et al, 1989). Dans la craie du Turonien supérieur-Sénonien, traversée par les forages de reconnaissance effectués dans le même secteur, la conductivité hydraulique varie entre $9 \cdot 10^{-7}$ et $2 \cdot 10^{-4}$ m/s.

En Normandie, des essais d'infiltration en puits et forages creusés en craie non saturée (de la Quèrière, 1978) ont mis en évidence des conductivités hydrauliques verticales de l'ordre de 10^{-4} m/s en vallée sèche et 10^{-5} m/s en plateau. Dans ce dernier cas, les valeurs sont plus fortes dans la craie fissurée (ouverture de 2 à 5 cm) sous la formation résiduelle à silex que dans la craie profonde plus compacte où les fissures sont millimétriques (sauf présence locale de vides plus importants pouvant aller jusqu'au karst pénétrable). Dans la région de Mantes, on peut mesurer une conductivité hydraulique de l'ordre de 10^{-3} m/s dans les faciès dolomitiques.

En Touraine, la conductivité hydraulique de la craie varie également de 10^{-6} à 10^{-4} m/s, atteignant $5 \cdot 10^{-3}$ m/s dans les secteurs productifs. Il en est de même dans le Sénonais, aux sources du Lunain ($4 \cdot 10^{-3}$ m/s).

I-D-3) Transmissivité.

La transmissivité dépendant à la fois de la conductivité hydraulique et de l'épaisseur efficace, varie également dans une large gamme, selon l'implantation des ouvrages, en moyenne elle est comprise entre $1 \cdot 10^{-3}$ et $1 \cdot 10^{-5}$ m²/s (Bodelle & Margat, 1980), dans le détail et par région:

-en plateau et coteau de l'Artois: de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-3} m²/s

en vallée sèche: de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-2} m²/s ($1,4 \cdot 10^{-2}$ m²/s à Airon-Saint-Vaast, Artois)

-sous recouvrement tertiaire à moins de 5 km de la limite d'affleurement: 10^{-3} à 10^{-2} m²/s (exemple du site expérimental de Béthune, sous 20 m de recouvrement: $2 \cdot 10^{-3}$ m²/s)

-sous recouvrement tertiaire à plus de 5 km de la limite d'affleurement: 10^{-3} à 10^{-5} m²/s (Mania, 1978)

-en pied de versant: de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} m²/s (exemple du flanc nord du Horst de l'Artois, entre Sangatte et Guines: $2 \cdot 10^{-2}$ à $2,6 \cdot 10^{-1}$ m²/s)

- en vallée humide: de l'ordre 10^{-3} à 10^{-1} m^2/s
 - vallée de la Seine à Montereau (20 puits d'essai): $1,5$ à $4 \cdot 10^{-2}$ m^2/s
 - vallée de la Seine à Aubergenville, en limite de recouvrement tertiaire: de $1 \cdot 10^{-3}$ à $4 \cdot 10^{-2}$ m^2/s dans la vallée et de $1 \cdot 10^{-4}$ à $1 \cdot 10^{-3}$ m^2/s sous couverture tertiaire
 - vallée de la Seine à Lillebonne: $9 \cdot 10^{-3}$ m^2/s
 - nappe captive du Cénomaniens supérieur (haute vallée de la Lys): $6 \cdot 10^{-3}$ à $2,1 \cdot 10^{-2}$ m^2/s .
- Tout en n'oubliant pas le caractère subjectif des statistiques des valeurs de transmissivités (les ouvrages étant majoritairement implantés dans les zones les plus productives), on peut souligner les répartitions suivantes:
- dans le Nord et le Pas-de-Calais: sur 698 valeurs, la moyenne est de $1,5 \cdot 10^{-2}$ m^2/s , avec 90% des valeurs inférieures à $3 \cdot 10^{-2}$ m^2/s (Caulier, 1974),
 - dans le bassin de la Somme: la moyenne est de $1,3 \cdot 10^{-3}$ m^2/s (Roux, 1963),
- en Touraine: 10^{-5} à $2,5 \cdot 10^{-2}$ m^2/s et jusqu'à 10^{-2} m^2/s dans le tuffeau karstifié (Rasplus et Alcaydé, 1991).

A défaut de mesures de transmissivité il est assez habituel de caractériser la qualité hydrodynamique d'un secteur par les valeurs de débit spécifique (débit par mètre de rabattement). Ceux ci varient dans une très large fourchette: de l'ordre de 0,1 à plusieurs centaines de $m^3h^{-1}m^{-1}$. En Picardie, sur plus de 300 forages, ces débits dépassaient $10 m^3h^{-1}m^{-1}$ dans 56% des cas et $50 m^3h^{-1}m^{-1}$ dans 15% des cas (Margat, 1986); les valeurs supérieures à $100 m^3h^{-1}m^{-1}$ proviennent de vallées humides et plus exceptionnellement de vallées sèches (Roux, 1963). En zone karstique du Pays de Caux, on a

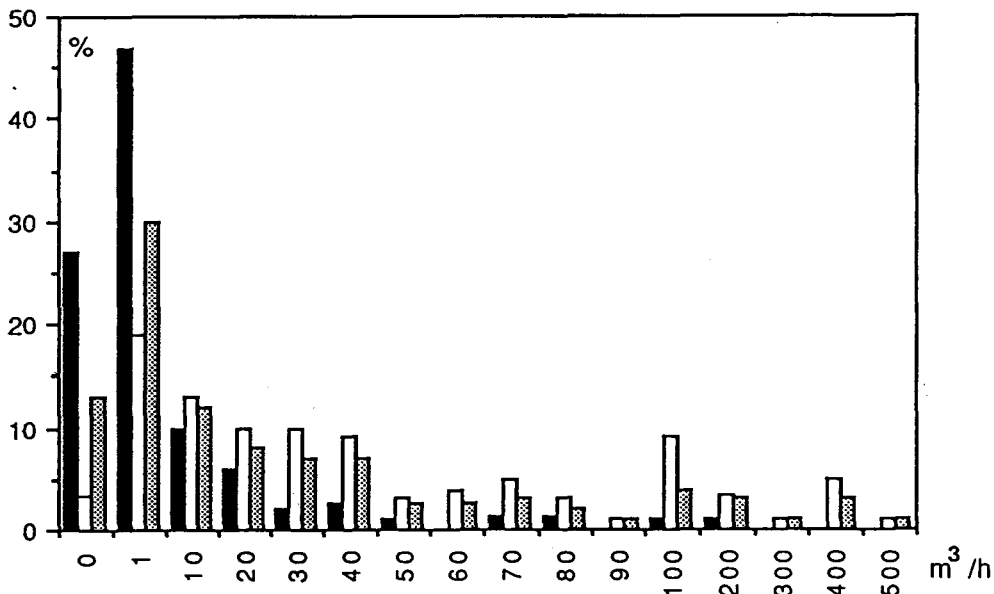


fig n°1-26: Débits spécifiques en fonction de la localisation géographique des ouvrages (Roux et al., 1978a, modifié, en noir: en plateau, en gris: en vallées sèches, en blanc: en vallées humides).

même observé jusqu'à $1000 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$ près d'Yport (BURGEAP 1969-70). Dans le Maine et la Touraine, les débits spécifiques restent de l'ordre de $3 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$ ou moins en zone peu fracturée pour atteindre 30 à $70 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$ en terrain karstifié (Mary, 1990; Rasplus et Alcaydé, 1991). Dans le Gâtinais sur 275 forages, les débits spécifiques varient de $3,5$ à $150 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$, avec une moyenne de $14 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$, 80% des ouvrages produisant moins de $18 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$ (Lepiller et Lasne, 1990). En Champagne, des valeurs de 30 à $260 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$ ont été obtenus dans les vallées (Vesles, Suippes, Marne) tandis que les bordures du Tertiaire ou les plateaux ne produisent généralement que $0,1$ à $1 \text{ m}^3\text{h}^{-1}\text{m}^{-1}$. L'exemple de la fig n°I-26 est significatif de l'importance de la localisation topographique.

I-D-4) Coefficient d'emmagasinement.

Les valeurs de coefficient d'emmagasinement déduites de pompages d'essai sont assez peu nombreuses (nécessité d'un piézomètre auxiliaire):

-en nappe libre, elles semblent être de l'ordre de quelques pour-cents sous plateau ($0,5$ à 1% dans la région de Reims, 2% en moyenne dans le Sénonais et dans le tuffeau de Touraine, 2 à 3% en Artois) et de 2 à près de 10% en vallées (2% pour la Vanne, 5 à 6% pour l'Hallue, 6 à 9% pour la Canche).

-en nappe captive, le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} , $4 \cdot 10^{-4}$ sur le site expérimental de Béthune (sous 20 m de Tertiaire); $2,5$ à $4,5 \cdot 10^{-4}$ dans la nappe captive cénomaniennne de la haute vallée de la Lys (sous 50 m de Turonien marneux).

A l'échelle d'un bassin, le coefficient d'emmagasinement peut être approché en faisant le rapport du volume des réserves disponibles par écoulement gravitaire (déduit de la courbe de tarissement) au volume engendré par la fluctuation moyenne de la nappe dans le bassin d'alimentation correspondant; Roux (1963) a ainsi estimé à 3% le coefficient d'emmagasinement moyen de la nappe de la craie dans le bassin de la Somme.

I-D-5) Interprétation des pompages d'essai.

L'interprétation des pompages d'essai dans la craie nécessite l'emploi de méthodes très diverses. En effet les schémas les plus simples, comme celui de l'aquifère isotrope en charge, sans drainance et à libération instantanée d'eau, peuvent être rencontrés, tout aussi bien que le cas d'un aquifère multicouche avec échange retardé, comme l'a souligné Forkasiewicz (1978) lors de l'analyse de 39 essais sélectionnés en Normandie. Il n'est pas rare non plus que des valeurs faibles de coefficient d'emmagasinement soient rencontrées en nappe théoriquement libre ($1,54 \cdot 10^{-3}$ par exemple, au nouveau forage de Sangatte, non loin de

l'entrée du Tunnel sous la Manche, selon Crampon et al, 1990) ou que des réactions d'aquifère limité puissent localement se manifester, même très loin des limites réelles de l'aquifère par suite de la structure fracturée ou stratifiée de façon non homogène du réservoir et de la mise en charge partielle qui peut en résulter, même hors couverture. Il est parfois nécessaire de faire appel à des modèles de milieu fracturé, tels que celui à fracture unique verticale ou horizontale proposé par Bertrand et Gringarten (1978), précisément pour son application aux nappes de la craie.

I-D-6) Productivité.

Elle est évidemment liée aux caractéristiques hydrodynamiques (T et S), mais de façon pratique on l'exprime par les débits d'exploitation obtenus sur les ouvrages en service. On retrouve donc une répartition régionale conforme à celle présentée pour les transmissivités (§D3). Ainsi, dans la Somme, Caous & Roux (1981) estiment qu'en moyenne les débits possibles de production sont de l'ordre de: 10 à 35 m³/h en plateau, 20 à 60 m³/h en vallée sèche et 75 à 270 m³/h (et même jusqu'à 1000 m³/h) en vallée humide. En Touraine, les débits vont de quelques m³/h à 250 m³/h (Rasplus & Alcaydé, 1991). Dans le Gâtinais, sur 275 forages agricoles, le débit moyen était de 35,6 m³/h et le débit maximum de 240 m³/h (Lepiller et Lasne, 1990). Pour augmenter la productivité il est courant de développer les forages par acidification (fig n°I-27), ce qui permet généralement de doubler le rendement (Caous et Roux, 1981), voire de le tripler (cas de Verchin, haute Lys, en Artois) selon Caulier et al (1978).

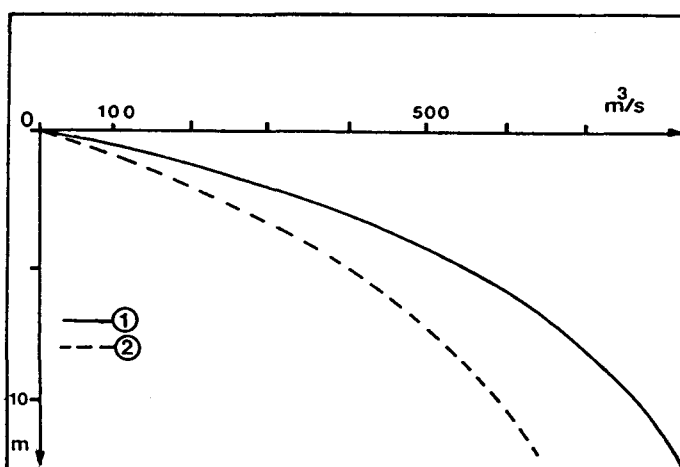


fig n°I-27: Courbe débits-rabattements dans la nappe de la craie (1: après acidification, 2: avant acidification, in Caous & Roux, 1981, modifié).

I-D-7) Vitesse effective d'écoulement

Les vitesses effectives d'écoulement (distance divisée par le temps de transfert en convection pure) nécessitent, pour être déterminées, la réalisation de traçages en écoulement naturel. Si ce type d'expérimentation est assez classique en réseau karstique, les traçages dans la nappe de la craie sont encore très rares et ont donné dans le Nord de la France des vitesses effectives de l'ordre de 0,5 à 1 m/h et maximales (première arrivée du traceur) de l'ordre de 1,3 à 4,9 m/h en zone tabulaire. Des valeurs de même ordre de grandeur (0,125 à 1,25 m/h) ont été obtenues, également par traçage, dans la vallée de la Seine en amont de Montereau (alluvions et craie).

Sous vallée sèche, en région considérée comme non karstique, tel l'Artois, les vitesses peuvent être beaucoup plus grandes: ainsi le traçage d'Escalles de 1989-90 a montré une restitution à pics multiples, avec une vitesse effective de l'ordre de 2 m/h et une vitesse maximale de 53 m/h (Bracq et al, 1992a), cette dernière se rapprochant des valeurs obtenues en milieu karstique, dans les autres régions, lorsque le traceur n'est pas directement injecté dans le milieu saturé.

Dans les Tuffeaux non karstifiés de Touraine, les vitesses moyennes de circulation ne seraient que de 0,3 à 30 m/an (Rasplus et Alcaydé, 1991).

I-D-8) Caractéristiques hydrodispersives.

Les caractéristiques hydrodispersives de l'aquifère de la craie sont encore mal connues, en effet:

- la grande majorité des traçages a été réalisée en système karstique où ces paramètres n'ont plus guère de signification,
- lorsque l'aquifère est continu, il reste souvent hétérogène avec des écoulements fissuraux diversifiés qui donnent des réponses multiples lors d'un traçage (cas des expérimentations de Doignies, Avesnes-le-Sec, Escalles par exemple), dont on ne peut déduire que des vitesses maximales, modales (multimodales) et, à la rigueur, moyennes ou médianes,
- la macrodispersivité en milieu non parfaitement homogène tend à croître avec la distance.

Les valeurs obtenues sur le site expérimental de Béthune, sont de l'ordre de 0,5 à 1,8 m pour la dispersivité longitudinale et de 1 à 6% pour la porosité cinématique (écoulement convergent, distances de 10 à 27 m, en nappe semi-captive). En nappe libre et écoulement mixte (bidimensionnel et convergent superposé), la dispersivité longitudinale déterminée près de Sangatte (secteur du Tunnel sous la Manche) est de 9,7 m et la porosité cinématique de l'ordre de 2 à 3 %, pour une distance de 39 m (à noter que les valeurs de porosité cinématique s'accordent bien avec les valeurs régionales de porosité de drainage ou coefficient d'emmagasinement en nappe libre). Un essai de modélisation du traçage

d'Avesnes-le-Sec en écoulement naturel bidimensionnel permettrait de supposer une dispersivité longitudinale de l'ordre de 25 m et une dispersivité transversale de l'ordre de 4 m, pour une distance de 700 m.

I-D-9) conclusion

La variabilité des paramètres décrits dans ce paragraphe (§ I-D) fait qu'à partir d'une certaine échelle on ne peut plus considérer l'aquifère crayeux comme un milieu poreux homogène et continu. La porosité de la craie varie entre 15 et 45%, la conductivité hydraulique entre 10^{-10} et 10^{-3} m/s, la transmissivité entre 10^{-5} et 10^{-1} m²/s, le débit spécifique entre 0,1 et 1000 m³h⁻¹m⁻¹, le coefficient d'emmagasinement entre 10^{-4} et 10^{-3} en nappe captive et jusqu'à 10% en vallée, la productivité qui peut varier de 10 à 1000 m³/h, la vitesse effective d'écoulement, hors système karstique, entre quelques dizaines de mètres et quelques kilomètres par an et enfin la dispersivité longitudinale et transversale qui varient également. Ces valeurs vont changer en fonction du faciès de la craie, de l'intensité de la fissuration ou de la fracturation, de la situation topographique, de l'existence ou non d'un recouvrement et de sa nature lorsqu'il existe... A partir de ces considérations l'effet d'échelle existe entre le forage et ce qu'il y a au-dessus c'est-à-dire la surface ou l'échelle à laquelle on gère un système aquifère qu'elle qu'en soit l'étendue, mais nous montrerons au cours du paragraphe III-E qu'il existe entre autre une analyse permettant une évaluation de certains paramètres de l'aquifère crayeux.

I-E) HYDROCHIMIE: QUALITE ET POLLUTIONS DES NAPPES DE LA CRAIE

I-E-1) Moyens de contrôle de la qualité

Les points de contrôle de la qualité des eaux souterraines de la craie sont essentiellement constitués par des forages publics, privés ou des sources sur lesquels des prélèvements et des analyses physico-chimiques sont effectuées périodiquement. Le réseau le plus ancien et le plus homogène est celui du Ministère de la Santé qui contrôle la qualité des eaux destinées à la consommation humaine; cependant, jusqu'en 1988, le nombre des éléments dosés n'a pas toujours été suffisant. On dispose néanmoins, sur quelques points particuliers tels que les sources de la Vanne et de l'Avre (alimentation en eau de Paris), de chroniques très anciennes remontant parfois au début du 20ème siècle. A partir de 1975 et durant quelques années, des réseaux spécifiques de contrôle de la qualité de la nappe de la craie ont été constitués pour la plus grande partie de l'aquifère. Ils comprenaient des points d'eau potable, mais également des captages industriels et agricoles ainsi que des sources. Depuis 1985, un observatoire de la qualité des eaux souterraines est mis en place progressivement sur le territoire français. Il comprend notamment l'identification de l'aquifère capté, les coordonnées géographiques du

point de prélèvement, ainsi que la totalité des analyses physiques, chimiques et bactériologiques effectuées dans le temps. L'observatoire offre de larges possibilités de synthèses périodiques, historiques et cartographiques, par système aquifère. Il couvrira l'ensemble de l'aquifère crayeux vers 1993.

I-E-2) Qualité naturelle.

I-E-2-1) Caractéristiques générales et acquisition de la qualité.

Les nappes de la craie acquièrent leur qualité naturelle lors de l'infiltration des pluies efficaces à travers le sol et le milieu non saturé. Des recherches dans le Nord de la France (Sainghin-en-Mélantois, Bernard et *al*, 1978, Bernard, 1979)) ont montré que la minéralisation s'effectuait dans les premiers mètres de la zone non saturée. La minéralisation finale est fonction de la composition minéralogique de l'aquifère, du type de circulation des eaux, des temps de renouvellement de l'eau de la nappe par les eaux météoriques. Une fois acquises, les caractéristiques hydrochimiques restent stables si l'aquifère est homogène et non perturbé par des pollutions.

D'une façon générale, les eaux des nappes de la craie du bassin de Paris et du Nord de la France sont bicarbonatées calciques, très légèrement chlorurées sodiques et sulfatées, moyennement dures ou assez dures. La température in situ de l'eau de la craie est de l'ordre de 10 à 12°C, le pH reste habituellement voisin de 7 à 7,5 et au plus égal à 8, la résistivité est comprise entre 1500 et 3000 ohm.cm (le plus souvent entre 1800 et 2500) et la dureté entre 20 et 40° (le plus souvent entre 25 et 35°, degré français). Les teneurs naturelles en nitrates sont généralement inférieures à 15 mg/l et même parfois encore inférieures à 5 mg/l, dans certaines zones (en Normandie, Artois...). Les chlorures et les sulfates présentent généralement des teneurs inférieures à 30 mg/l.

I-E-2-2) Variabilité spatiale de la qualité naturelle.

Dans l'état actuel de nos connaissances (Landreau & Lemoine, 1977, DRASS, 1988 pour le Loiret, 1990, pour la Région Centre), les caractéristiques physico-chimiques, obtenues à partir de données parfois très nombreuses dans certains secteurs mais aussi très fragmentaires dans d'autres, ne présentent finalement pas de différences sensibles d'une région à l'autre à l'échelle du bassin de Paris. Par contre des différences peuvent être mises en évidence, à l'intérieur d'une même région, selon les conditions d'écoulement, d'échange ou de recouvrement. Ainsi, trois catégories de zones hydrochimiques peuvent être distinguées: celle, la plus largement répandue, où la nappe de la craie est libre, hors des vallées principales, celle des vallées alluviales avec mélange des eaux de la craie et des alluvions,

voire des cours d'eau, celle enfin où la nappe est captive sous les recouvrements tertiaires du centre du bassin de Paris et du Nord.

Dans les zones où la craie affleure largement et le réservoir bien fissuré, sans être trop profond, le renouvellement assez rapide de l'eau conduit à une minéralisation généralement faible, surtout en Cl^- , SO_4^{--} et Mg^{++} , et une résistivité élevée de l'ordre de 2400 à 2500 ohm.cm. La minéralisation est plus forte lorsque le réservoir est peu fissuré.

En bordure ou sous recouvrement tertiaire, le déversement des nappes tertiaires ou la drainance à partir de ces aquifères souvent riches en pyrite ou en gypse, entraîne un accroissement important de la teneur en sulfate de la nappe de la craie. Ainsi en est-il dans la vallée de la Seine en amont de Soissons et dans la vallée de la Vesle (Caous et Roux, 1981). Sous les sables landéniens et l'argile de Louvil du bassin d'Orchies (près de Valenciennes), des teneurs de 200 à 300 mg/l ont été atteintes (Droz, 1985). De manière générale, quand la nappe passe sous recouvrement tertiaire on note un accroissement des teneurs en Mg^{++} , Na^+ , K^+ , SO_4^{--} , tandis que celle des nitrates diminue fortement; ainsi en région parisienne, en nappe profonde sous fort recouvrement tertiaire, les teneurs en nitrates restent inférieures à 5 mg/l. Des enrichissements en fer peuvent aussi être observés localement par suite de contaminations par les eaux des aquifères tertiaires, en Artois-Picardie, Normandie, Touraine (1,5 mg/l à Montbazou) et dans le Sénonais (0,8 mg/l à Montereau).

D'une façon assez générale, la minéralisation croît aux abords et sous les vallées, lorsque les alluvions communiquent avec la nappe de la craie. La résistivité peut s'abaisser jusqu'à 1500 ohm.cm. Des enrichissements en fer, dus à cette communication, ont également été constatés en Artois-Picardie. Par contre on ne signale pratiquement pas de teneurs anormales en manganèse dans les vallées alluviales, comme cela peut être le cas dans d'autres régions françaises, ni de valeurs en fluor dépassant les normes de potabilité.

Une certaine influence du substratum peut également se manifester, par exemple dans le bassin d'Orchies ou dans la région de Saint-Amand (Bernard, 1979) où une alimentation par drainance inverse (et localement par faille) induit un enrichissement des eaux de la craie en sulfates. Ceux-ci proviennent de la dissolution du gypse des calcaires dinantiens sous-jacents. La teneur en sulfate peut atteindre 600 mg/l dans le secteur de St Amand-les-Eaux. La distinction par rapport aux eaux sulfatées provenant du Landénien a pu être établie à partir des faciès hydrochimiques d'ensemble et des compositions en isotopes du soufre (Droz, 1985).

Dans les zones littorales ou les estuaires, les eaux souterraines de la craie peuvent être contaminées par intrusion d'eaux marines, localement accentuée par la présence de pompages. C'est le cas notamment des bas-champs d'Artois et de Picardie (de Boulogne au Tréport). Des teneurs de 100 mg/l de Cl^- ont été atteintes à Mers-les-Bains (Caous et Roux, 1981), 700 mg/l à Lillebonne (vallée de la Seine à l'aval de Rouen), 1 à 2 g/l en certains points du littoral et des estuaires normands.

En bordure de la plaine maritime de Flandre, entre Calais et le Cap Blanc-Nez, les études

réalisées pour le Tunnel sous la Manche ont permis de préciser la disposition de l'interface: très redressée et d'abord orientée E-W parallèlement à la bordure de la plaine flandrienne, puis s'infléchissant vers le SW, avec des teneurs supérieures à 15 g/l. Dans ce secteur, il ne s'agirait pas d'un phénomène contemporain d'intrusion d'eaux saumâtres, mais au contraire, de la position actuelle d'eaux marines anciennes, encore piégées sous l'ancienne plaine maritime de Flandre malgré le gain des terres sur la mer (eaux marines progressivement refoulées par l'écoulement des eaux douces de la nappe de la craie). Le retrait des eaux salées serait plus rapide à la partie supérieure de l'aquifère (alluvions marines) plus perméable que la craie sous-jacente.

La minéralisation des eaux de la craie varie également avec la profondeur. Elle croît dans les zones profondes où la circulation et le renouvellement sont plus lents. Le plus flagrant est l'accroissement des teneurs en Mg^{++} qui peuvent atteindre 20 à 30 mg/l. On retrouve évidemment des points communs avec ce qui se passe quand la nappe s'enfonce profondément sous recouvrement tertiaire. Une certaine stratification peut parfois être constatée: ainsi dans la vallée de la Seine à l'aval de Paris, l'eau du Santonien-Campanien est moyennement minéralisée en Cl^- , SO_4^{--} et NO_3^- , mais particulièrement riche en Mg^{++} (30 et jusqu'à 47 mg/l), avec corrélativement de faibles teneurs en calcium (70 mg/l); les venues d'eau du Turonien-Coniacien, au-delà de 115 m de profondeur, sont moins riches en magnésium, mais davantage en chlorures, sulfates et surtout en nitrates (30 mg/l). Il s'ensuit que des différences assez importantes peuvent être constatées, parfois au sein d'une même région.

L'occupation des sols est aussi un facteur important de la minéralisation. Ainsi, dans le Sud-Est du bassin de Paris, les eaux du bassin du Loing sont nettement plus minéralisées que celles de la Vanne, pourtant distantes de 50 km au plus: résistivité plus faible (2070 contre 2450 ohm.cm), teneurs pratiquement doubles en Na^+ et K^+ , teneurs en Cl^- de 13,6 contre 6,5 mg/l, en sulfates de 11,7 contre 3,5 mg/l, en nitrates de 31 contre 15 mg/l. Ces différences peuvent être mises en liaison avec la constitution même des bassins et l'occupation des sols: le bassin du Loing comporte d'importantes surfaces recouvertes par les dépôts tertiaires et les cultures sont plus développées, celui de la Vanne est largement couvert de forêts.

Les chlorures (fig n°I-28) et les sulfates (fig n°I-29) présentent généralement des teneurs inférieures à 30 mg/l. Mais la région minière du Nord de la France (Tillie, 1980) reste une zone fortement contaminée suite aux travaux d'extraction du charbon et à la présence de nombreuses industries polluantes. Les teneurs en Cl^- et en SO_4^{--} pouvant atteindre 100 à 200 mg/l voir plus. D'autres secteurs, par exemple celui de Rouen, à forte teneur sont la conséquence des activités industrielles et des rejets d'effluents domestiques. Les données ayant permis la réalisation de ces cartes proviennent essentiellement des Agences de Bassin (Seine-Normandie, 1988; Artois-Picardie, 1990 et Loire-Bretagne, 1991)

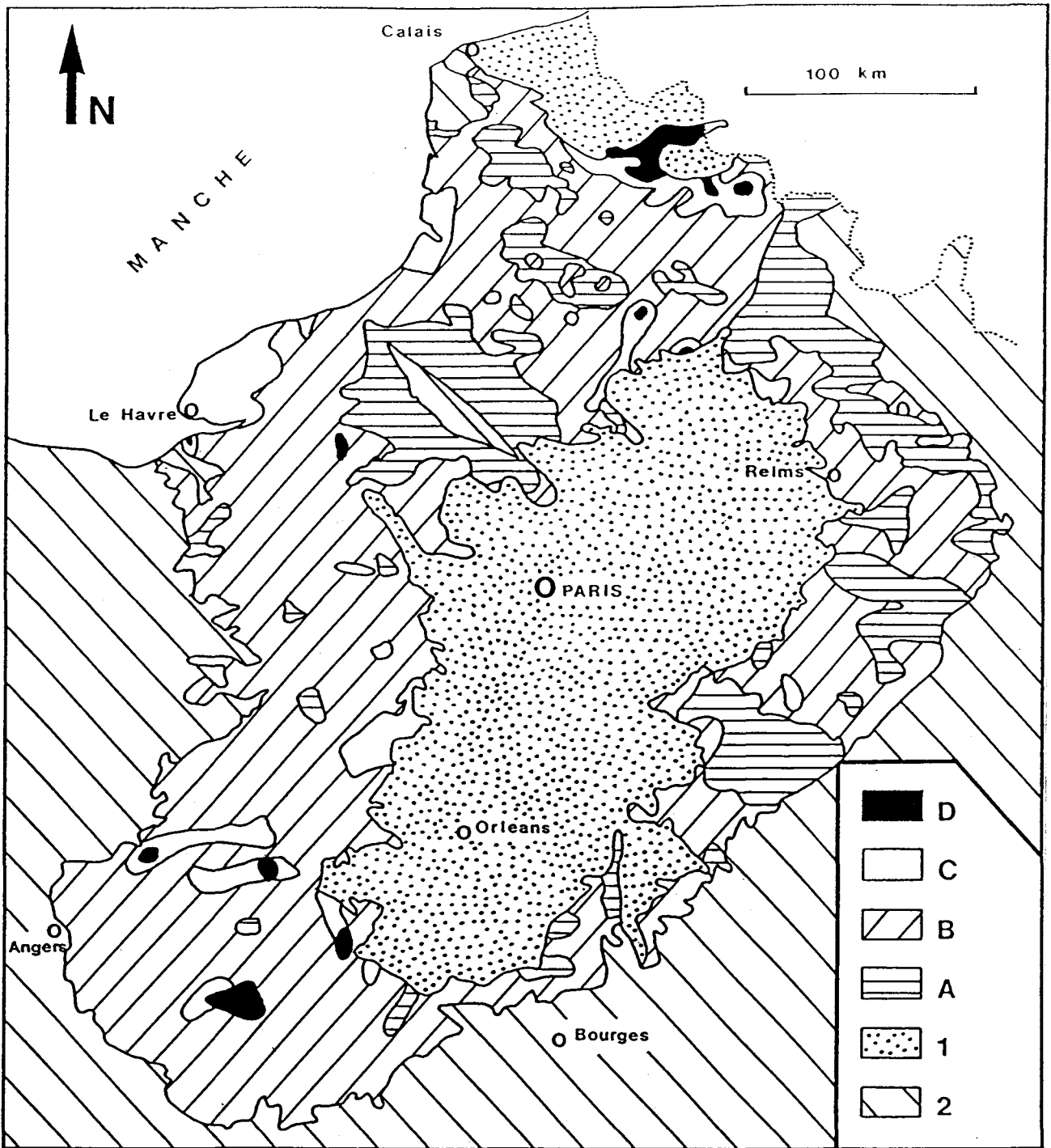


fig n°1-28: Carte de synthèse des teneurs en chlorures dans le bassin de Paris (Bracq, in Crampon et al, 1993; A: < 15 mg/l, B: de 15 à 30 mg/l, C: de 30 à 50 mg/l, D: > 50 mg/l, 1: Tertiaire, 2: anté Crétacé supérieur).

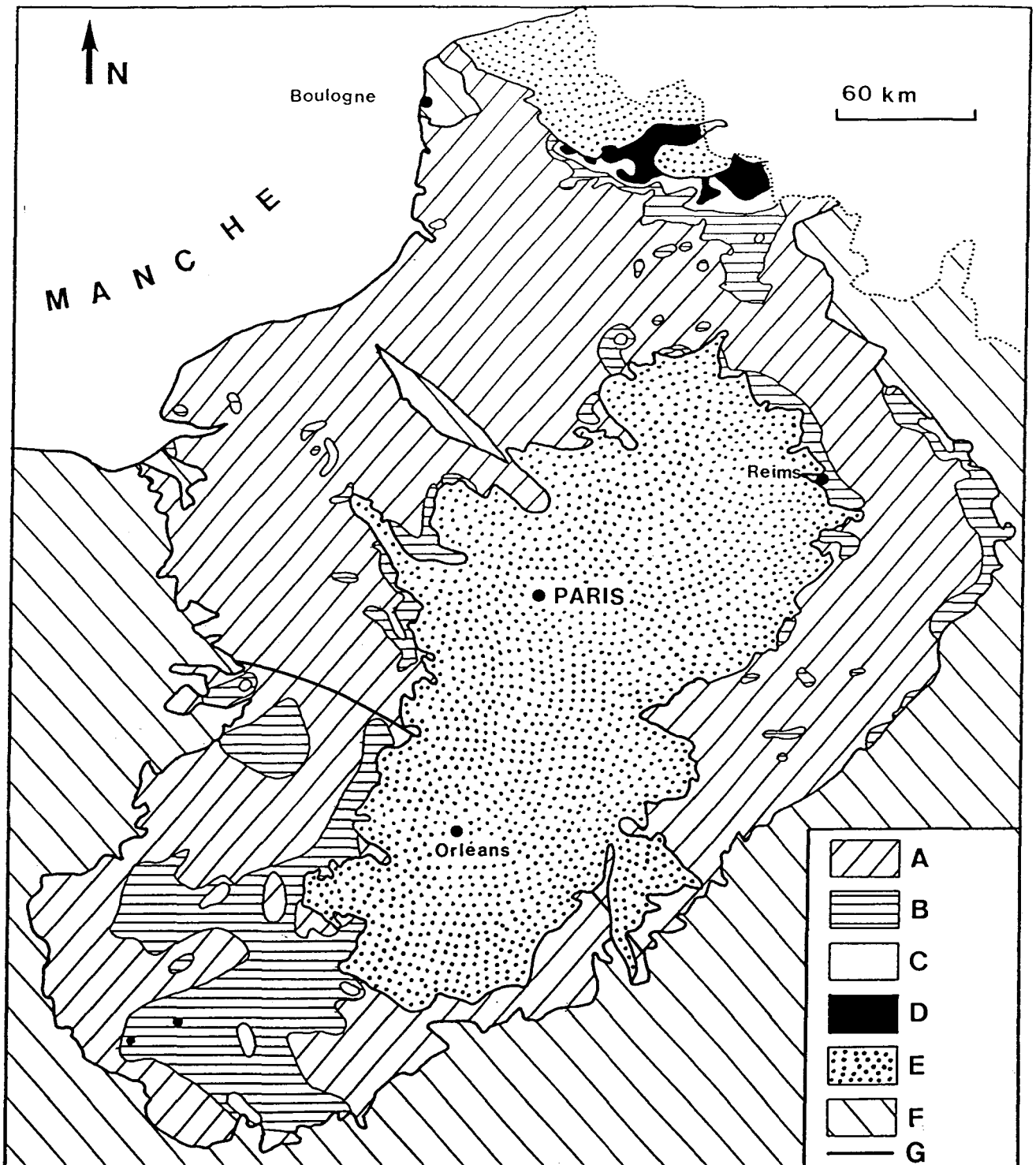


fig n°1-29: Carte de synthèse des teneurs en sulfates dans le bassin de Paris; A: < 25 mg/l, B: de 25 à 50 mg/l, C: de 50 à 100 mg/l, D: > 100 mg/l, E: Tertiaire, F: anté Crétacé supérieur, G: au Sud de cette limite, A: < 15 mg/l, B: de 15 à 30 mg/l, C: de 30 à 50 mg/l, D: > 50 mg/l.

I-E-2-3) Variabilité temporelle de la qualité naturelle.

Des comparaisons sur les données recueillies sur 20 ou 30 ans en Normandie et dans le Nord notamment ont montré un grande stabilité interannuelle des caractéristiques hydrochimiques, à l'exception des nitrates.

I-E-3) Etat des pollutions

Les modes de contamination de la nappe de la craie sont nombreux (fig n°I-30) et le plus souvent les communications directes (sol-nappe) sont utilisées comme tout-à-l'égout par un grand nombre de personnes. Des mesures de prévention et d'information seraient nécessaires de même que la connaissance systématique de ces points d'absorption préférentiels dans le cadre d'une politique de protection de la ressource.

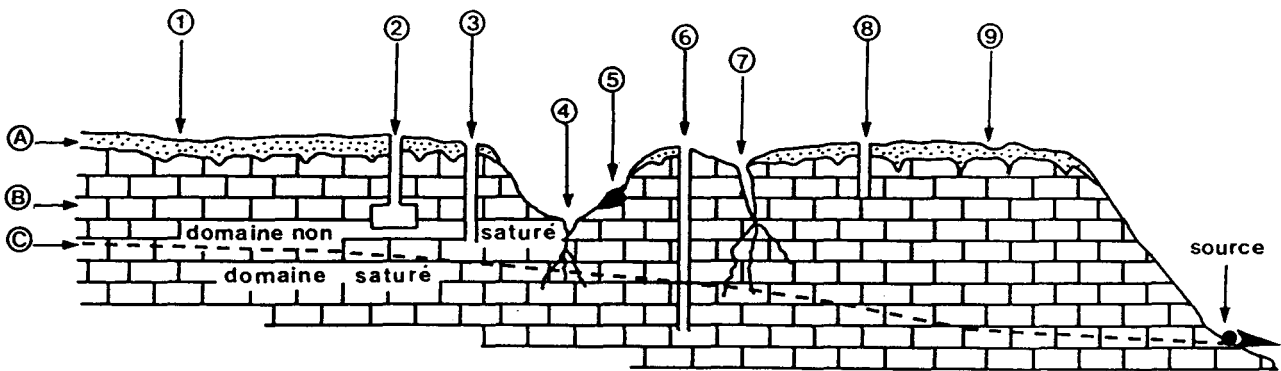


fig n°I-30: Modes de contamination de la nappe de la craie (A: limon, B: craie, C: surface de la nappe, 1: sur le sol ou dans le sol (épandage superficiel), 2: marnière, 3: puisard (puits perdu), 4: perte de cours d'eau, 5: décharge sauvage, 6: puits, 7: gouffre, 8: puits filtrant, 9: ruissellement, Caous et *al.*, 1983, modifié).

I-E-3-1) Sensibilité aux pollutions.

On peut considérer que la nappe est polluée dès qu'apparaissent des différences notables par rapport au fond hydrochimique naturel, ces modifications provenant des activités humaines et de l'occupation des sols.

Les risques de pollution sont également fonction du degré de vulnérabilité de l'aquifère, notamment de l'importance de la protection des sols en surface, de la perméabilité du milieu non saturé et de la profondeur de la nappe. Comme indiqué précédemment, hors des zones de recouvrement tertiaire, l'aquifère crayeux présente d'importantes différences de sensibilité aux pollutions. Les loess ou l'argile à silex quaternaires peuvent constituer des barrières protectrices imperméables ou filtrantes, mais leur épaisseur et leur répartition

géographique sont très variables. De plus, les points d'engouffrement naturels (bétoires, pertes..) dans le massif crayeux constituent des zones de vulnérabilité maximales. Par ailleurs, l'Homme facilite lui-même l'introduction de polluants dans l'aquifère par la création de carrières, puits d'évacuation d'eaux de ruissellement ou de drainage agricole, puisard d'évacuation d'eaux usées domestiques.

Une grande partie des zones d'affleurement crayeux est couverte par une cartographie de vulnérabilité aux pollutions (1/50 000, 1/100 000, 1/250 000), principalement au Nord et au N-W du bassin de Paris, mais ces documents ne renseignent pas en détail sur les risques très localisés de contamination. Les pollutions de la nappe de la craie se rencontrent donc presque exclusivement dans les secteurs où la nappe est libre particulièrement là où l'agriculture, l'urbanisation et l'industrie sont développées. Il convient de distinguer les pollutions diffuses et les pollutions locales, ces dernières se situant souvent dans les vallées.

I-E-3-2) Pollutions diffuses.

Elles proviennent essentiellement des nitrates et des pesticides, avec une origine presque exclusivement agricole. Cependant les secteurs les plus fortement contaminés par les nitrates correspondent le plus souvent à des zones urbanisées anciennes ou villageoises, mal assainies. Dans le Nord, 70% des captages dont les teneurs en nitrates dépassent la norme sont l'objet de pollutions domestiques. L'entretien des routes et des voies ferrées engendre parfois aussi une contamination par des produits phyto-sanitaires.

I-E-3-2-1) Nitrates

*Généralités.

La croissance régulière des teneurs en nitrates depuis une vingtaine d'années dans les principaux aquifères libres de la France, dont celui de la craie, est devenue un problème préoccupant pour les administrations chargées de la gestion des eaux souterraines et pour la population. Le volume d'eau souterraine prélevé pour l'alimentation en eau potable des collectivités représentait en 1975, 2,8 milliards de m³ par an. Actuellement, l'eau ne peut être destinée à l'alimentation humaine si sa teneur en nitrate est supérieure à 50 mg/l. L'autre constatation est que la teneur en nitrate augmente régulièrement de 1 à 3 mg/l par an, avec parfois des pics à 10 mg/l par an. Certains départements sont plus touchés que d'autres, par exemple le Nord (Crampon, 1983) et le Pas-de-Calais, en tout, 57 départements fournissent dans une unité de distribution au moins, de l'eau théoriquement non potable. Les secteurs les plus touchés sont essentiellement à vocation agricole, selon Landreau et Roux (1985). La dernière enquête du Ministère de la Santé (1987) démontre que 2100 habitants disposent d'une eau à plus de 100 mg/l de nitrates et 861000 d'une eau

dépassant la norme de potabilité des 50 mg/l. Dans l'aquifère crayeux, on peut estimer qu'au moins 300 captages d'eau potable ont dû être fermés pour cette raison.

Ces excédents ont pour origine:

- les nitrates provenant des sols forestiers anciens,
- les nitrates dus à l'intensification des cultures (défrichement, suppression des pâtures),
- les nitrates apportés par les matières organiques humaines et animales ainsi que par les matières organiques végétales (amendements organiques),
- les nitrates provenant des engrais de synthèse.

L'ingestion de nitrates et de nitrites entraîne deux conséquences:

- dans le sang, les nitrates agissent sur l'hémoglobine et la transforment en méthémoglobine bloquant de cette façon la fixation de l'oxygène. Il peut en résulter des troubles graves allant jusqu'à la mort si la proportion d'hémoglobine transformée atteint un certain seuil (Vial, 1985).
- par combinaison avec certaines amines ou amides, donner naissance à des composés "N-nitroso", nitrosamines ou nitrosamides dont l'action cancérigène a été prouvée expérimentalement chez l'animal (Vial, 1985).

*Répartition géographique:

Une carte à 1/1500 000, établie en 1986 sur l'ensemble de la France, indique les valeurs moyennes en nitrates dans les nappes libres. Une partie des nappes de la craie dans le Nord, la Touraine, le Centre et le Sénonais est située en zone critique (> 100 mg/l). La carte ci-jointe (fig n°I-31) fait la synthèse des données les plus récentes (Agences de Bassin: Seine-Normandie, 1988; Artois-Picardie, 1990; Lallemand-Barrès et Landreau, 1986).

A l'échelle régionale, les écarts sont déjà significatifs sur quelques dizaines de kilomètres, comme en Seine-Maritime, où les teneurs sont de l'ordre de 15 mg/l à l'Est du département et de plus de 50 mg/l dans la partie Ouest du Pays de Caux. Même à l'échelle de quelques kilomètres, la variabilité des teneurs en nitrates peut être importante. Ainsi dans le Pays d'Ouche, les valeurs s'étendent de 0,5 à 63 mg/l, les zones les plus riches en nitrates correspondent aux grandes cultures céréalières. Dans le Nord-Pas-de-Calais, les variations sont de 0,5 à 110 mg/l. Les plus fortes valeurs se situent dans le bassin minier et dans les zones urbaines et industrielles; les plus faibles (<20 mg/l) se rencontrent sous recouvrement tertiaire et dans les zones rurales, lorsque la nappe est profonde comme dans les collines de l'Artois occidental.

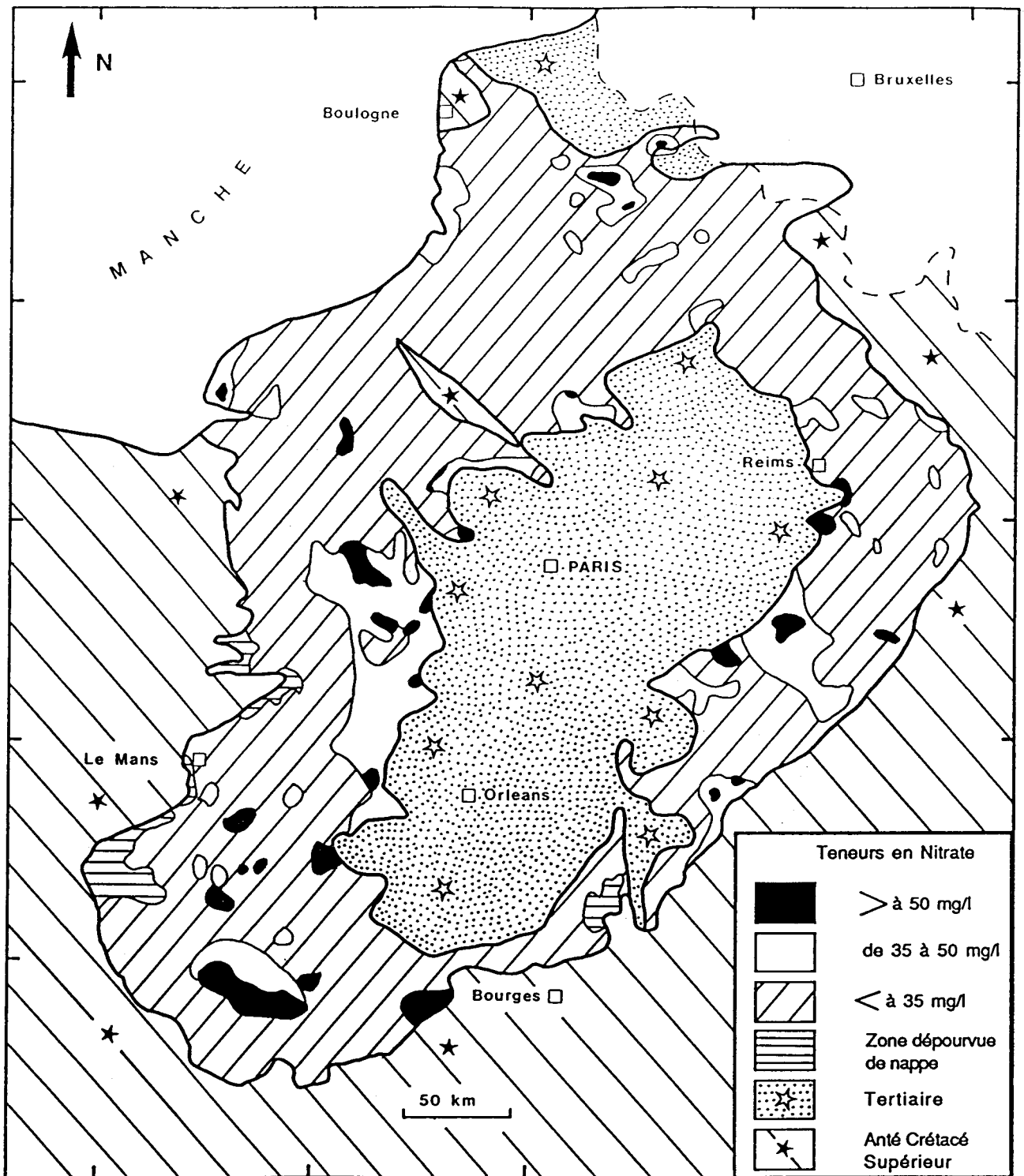


fig n°I-31: Carte de synthèse des teneurs en nitrates dans le bassin de Paris (Bracq, in Crampon et *al.*, 1993).

*Evolution temporelle:

Dans les zones les plus contaminées, certains captages accusent une augmentation régulière des teneurs depuis 15 à 30 ans (fig n°32 et 33). Ainsi en Normandie, la tendance est de 3 mg/l par an depuis 1975 dans l'Eure et de 1,8 mg/l par an en Seine-Maritime, alors qu'en 1970 les teneurs étaient très basses (0,2 à 0,8 mg/l). L'évolution moyenne sur les captages d'une même région accuse, par exemple, des augmentations annuelles de 0,3 mg/l pour 160 captages de Normandie (Eure), 1 mg/l pour des captages de Picardie (Aisne), 1 à 2,5 mg/l dans le Cambrésis (Nord), 0,6 mg/l pour la craie du Cénomaniens du Centre (Eure et Loire), 1,1 mg/l dans la craie du Gâtinais. Dans le bassin Seine-Normandie, on constate que les croissances les plus fortes (2 mg/l par an) se situent dans les secteurs déjà les plus touchés par la pollution nitratée (>30 mg/l).

*Processus de contamination de la nappe par les nitrates.

Dans le Nord de la France, les dosages isotopiques de l'eau ont montré qu'une nappe située à 30 m de profondeur pouvait avoir au moins 25 ans. En Champagne à Conantre (fig n°I-34), la progression du front d'infiltration des nitrates en craie non saturée s'effectue à raison de 0,5 à 0,8 m/an. En Normandie, dans l'Eure, des profils réalisés sur des forages de 70 m dans la craie compacte non saturée montrent que les pics de plus de 50 mg/l de nitrates ne sont encore parvenus qu'à 25 m de profondeur (fig n°I-35). La progression des nitrates est également fonction de l'épaisseur de la zone non saturée qui diffère son avancée vers la nappe.

*Prévision d'évolution des nitrates dans la nappe de la craie.

Compte tenu de la faible vitesse moyenne de l'infiltration des nitrates dans le milieu crayeux non saturé et du maintien des pratiques culturales, on peut présager que la concentration en nitrates continuera à croître encore longtemps. Les modélisations prévisionnelles effectuées sur 15 captages de l'Eure démontrent que les croissances de 1 mg/l par an devraient se poursuivre pendant au moins une dizaine d'années et que, pour les aquifères profonds, le délai d'arrivée des fronts de nitrates à la nappe pourrait être de 30 à 40 ans. Si l'on se réfère aux prévisions effectuées pour les nappes des calcaires éocènes du centre du bassin de Paris (Brie), c'est même durant une quarantaine d'années que devrait continuer cette progression avec doublement des teneurs actuelles.

Dans le bassin Seine-Normandie, les prévisions font ressortir que 25% de la superficie de l'aquifère verra ses teneurs évoluer vers une limite comprise entre 50 et 100 mg/l et 20% vers des teneurs supérieures à 100 mg/l.

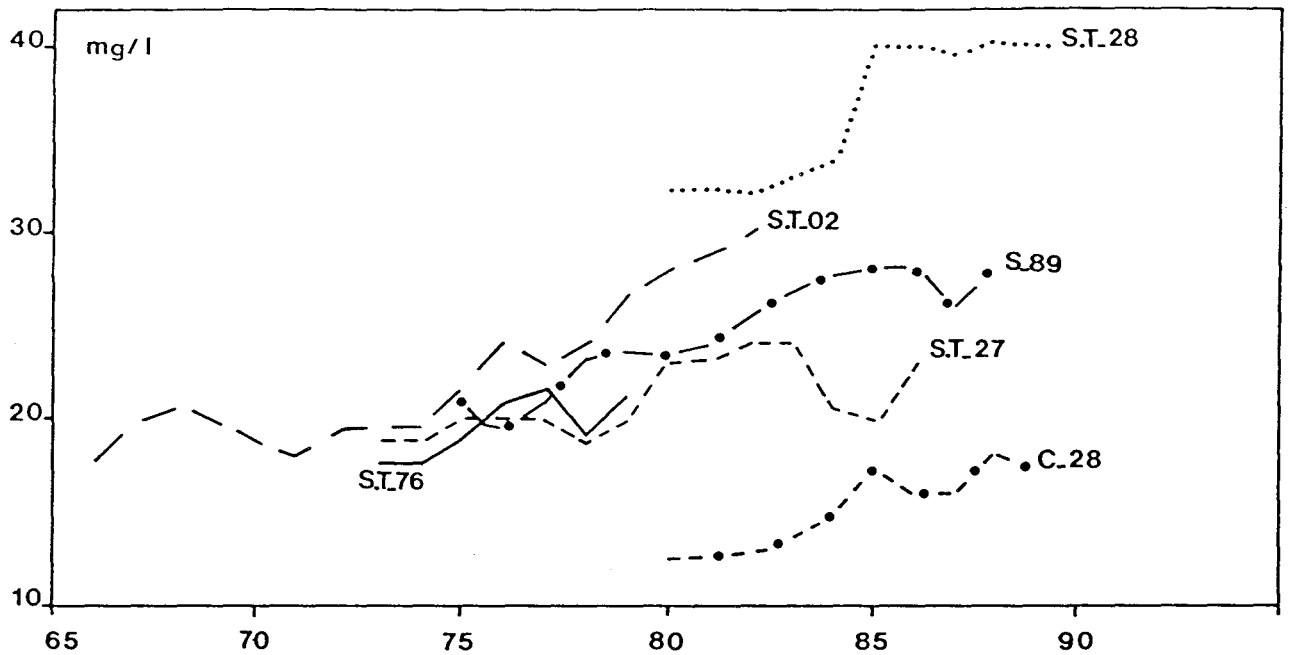


fig n°I-32: Evolution des teneurs en nitrates de 1965 à 1990. Les nombres en face des courbes représentent les numéros des départements (S.T: Sénonien-Turonien; S: Sénonien; C: Cénomaniien; BRGM, in Crampon et *al.*, 1993).

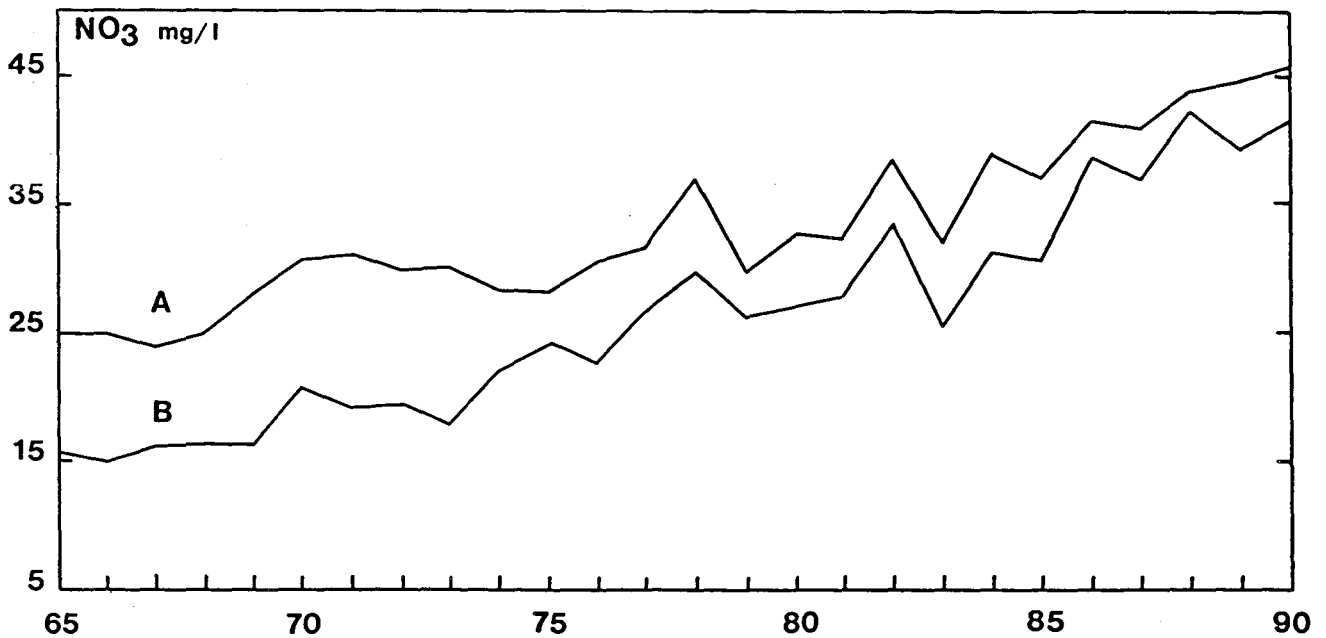


fig n°I-33: Evolution des teneurs en nitrates de 1965 à 1990 (Ville de Paris, sources de l'Avre à Breuil -A- et Vigne -B-. SAGEP).

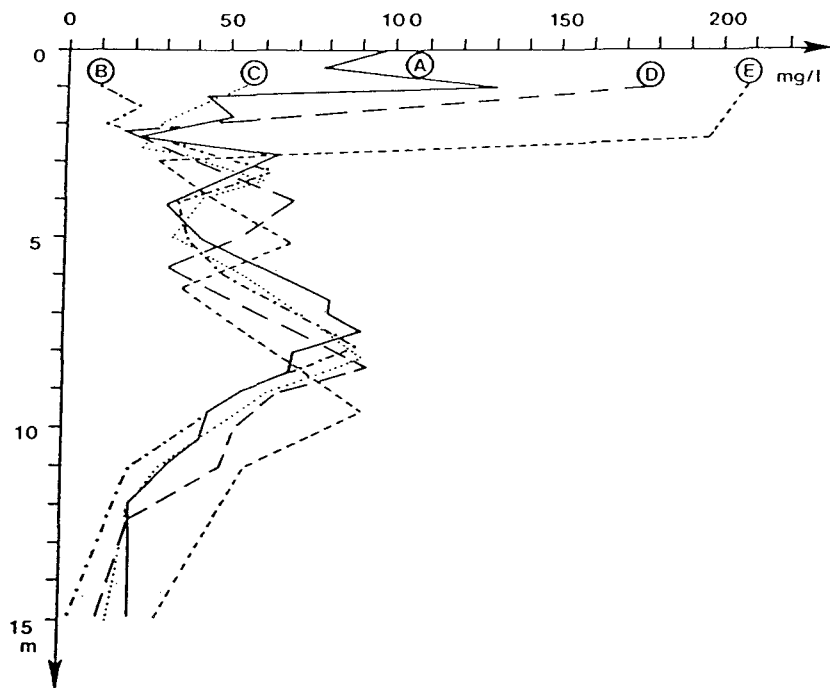


fig n°1-34: Evolution des teneurs en nitrates dans la craie non saturée de Champagne (unité IV; A: juin 1979, B: décembre 1979, C: mars 1980, D: mars 1981, E: mars 1982, B.R.G.M).

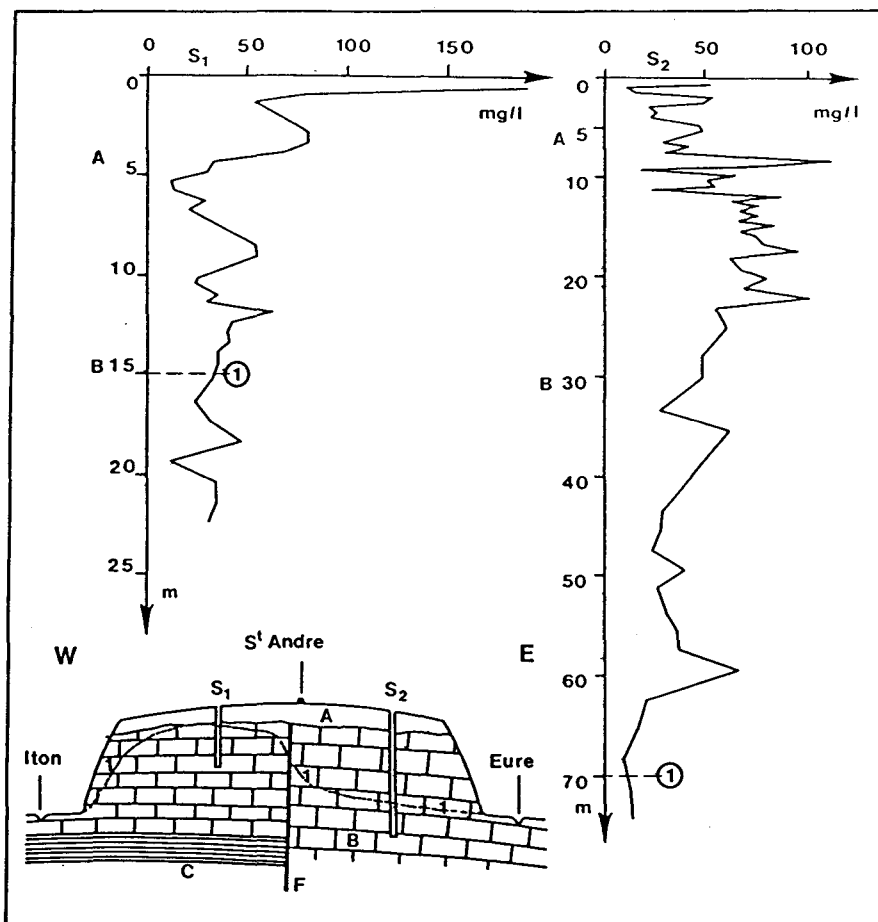


fig n°1-35: Répartition verticale des nitrates à Saint-André de l'Eure (A: argile de décalcification, B: craie, C: argile, F: faille, 1: profondeur du niveau d'eau, B.R.G.M).

Selon Mariotti & Landreau (1986) les traçages par $\delta^{15}\text{N}$ peuvent également servir à la détermination de l'origine des nitrates, en effet, la teneur en ^{15}N des engrais de synthèse est en moyenne toujours inférieure à 3 ‰ (proche de l'azote de l'air), celle des polluants organiques peut atteindre 20 ‰ mais varie également en fonction des caractéristiques physiques du milieu dans lequel ils se trouvent (pH, température, humidité...), enfin, celle issue de la minéralisation de la matière organique des sols donne des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ de 7 à 8 ‰, selon Mariotti et Landreau (1986) pour les exemples qu'ils ont étudié.

***Dénitrification naturelle.**

Dans le Nord (région de Douai et de Lille), on a mis en évidence une diminution rapide de l'azote nitrique, de 0,1 mg/l par mètre, dans le sens de l'écoulement de la nappe, lorsque celle-ci passait de l'état libre à l'état captif sous les argiles tertiaires (Berger et al, 1985). L'étude hydrochimique des eaux souterraines et l'application des traçages par ^{15}N dans la région de Douai (Mariotti & Landreau, 1986), où des forages exploitent soit la nappe libre de la craie, soit la nappe captive sous un recouvrement de 8 à 10 m de tertiaire, montre (fig n°1-36):

- que les teneurs en nitrates et les concentrations en oxygène dissous sont élevées dans le secteur à nappe libre mais décroissent très fortement en nappe captive; passant de 10 mg d'azote nitrique par litre à moins de 0,1 mg/l N-NO_3^- ,
- qu'il est possible de caractériser l'existence, au passage de la limite de captivité, d'une dénitrification pouvant être quasi totale, car l'hypothèse d'une dilution par des eaux peu chargées en nitrates ne devrait entraîner aucune modification notable de la composition isotopique du mélange.

Ainsi on peut passer de 39 mg/l de NO_3^- en nappe libre aux abords de Béthune (Artois) à moins de 0,5 mg/l en nappe captive sous 20 m de Landénien (site expérimental de Béthune) à 2 km de la limite de recouvrement. Des observations identiques ont été faites en Champagne, sous les alluvions anciennes argileuses de la vallée de la Marne où, en quelques centaines de mètres, les teneurs en nitrates chutent de 50-100 mg/l à 5 mg/l. Les mesures isotopiques démontrent qu'il s'agit bien d'un phénomène de réduction par bactéries dénitrifiantes, déclenché par l'appauvrissement de l'eau en oxygène dissous; la présence de carbone organique assimilable et de sulfures au sein de la matrice minérale est favorable au développement du processus.

***Dénitrification provoquée.**

Une expérience de décontamination de nappe chargée en nitrates a eu lieu en 1987 à Emmerin, près de Lille. L'eau pompée été traitée en surface dans un bassin d'aération-infiltration avec adjonction d'amidon. A l'aplomb du bassin, la teneur en nitrates s'est abaissée de 100 à 40 mg/l et le processus s'est poursuivi en profondeur dans la zone non saturée jusqu'à 17 mg/l (fig n°1-37 a,b).

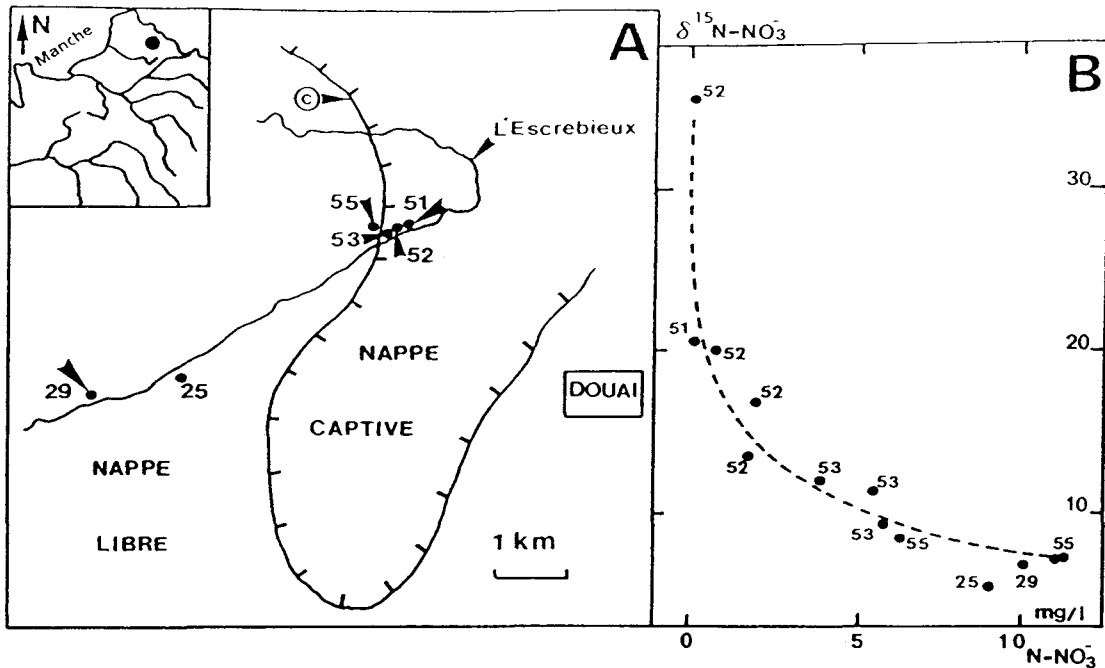


fig n°1-36: Dénitrification au passage crétacé tertiaire dans la région de Douai (A: carte de localisation, B: évolution des teneurs en nitrates, C: limite de recouvrement tertiaire. Mariotti & Landreau, 1986).

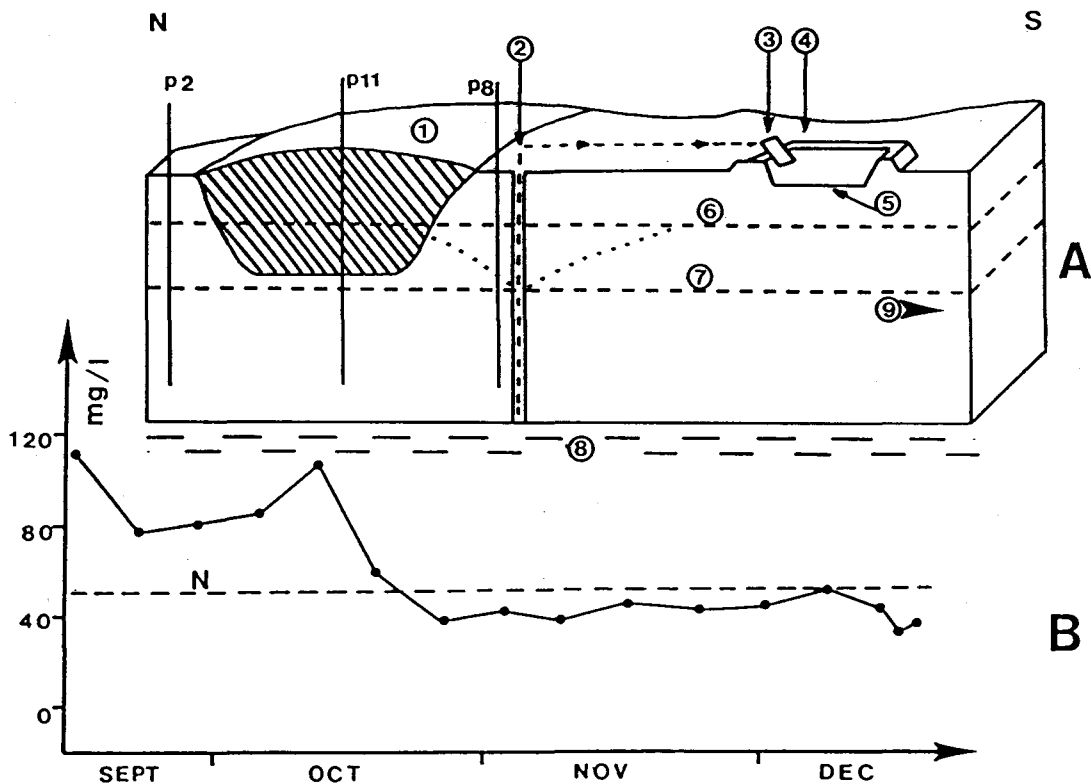


fig n°1-37: Evolution de la teneur en nitrates dans la nappe de la craie d'Emmerin (59) après biodégradation accélérée dans des bassins d'infiltration, de septembre à décembre 1978, A: schéma du dispositif; 1: ancienne décharge, 2: forage, 3: cascade d'aération, 4: ancienne carrière-installation de décontamination, 5: limon et bougies poreuses, 6: surface piézométrique de hautes eaux, 7: surface piézométrique de basses eaux, 8: toit des marnes, 9: sens d'écoulement de la nappe; B: courbe d'évolution des teneurs en nitrate (B.R.G.M).

I-E-3-3-2) Pesticides.

La recherche de pesticides est encore assez récente, puisque non obligatoire jusqu'en janvier 1989. Les analyses de dépistage effectuées systématiquement dans le bassin de la Seine ont révélé la présence fréquente d'atrazine sur 25 à 30% des points contrôlés, et parfois de lindane, mais les teneurs restent inférieures à la norme CEE, à une ou deux exceptions près. On constate que les maxima correspondent aux périodes d'utilisation des herbicides (printemps, début d'été), mais il est encore difficile de dégager des tendances d'évolution dans le temps ou des corrélations avec l'occupation des sols et la nature des cultures.

I-E-3-3) Pollutions locales

Qu'elles soient de nature bactérienne ou chimique, ces pollutions d'origine domestique ou industrielle sont liées à l'habitat rural, aux concentrations urbaines et surtout aux activités industrielles.

I-E-3-3-1) Pollutions bactériennes.

Elles sont plus fréquentes dans les régions où la craie est largement fissurée ou karstique (Normandie, Sénonais notamment) et peuvent parfois entraîner des épidémies. Dans le Pays de Caux, des suivis détaillés ont mis en évidence des contaminations d'importantes sources (Radicatel) par transit rapide à la suite de fortes précipitations. Le nombre de germes bactériens peut atteindre 1200 à 2400 coliformes fécaux pour 100 ml, avec des pointes à 9300. L'accident le plus récent s'est produit dans la région du Havre en novembre 1990: provoquée par une entéro-bactérie, la *Shigelle*, la pollution a entraîné une épidémie de gastro-entérite affectant près de 200 personnes.

I-E-3-3-2) Pollutions chimiques.

Les secteurs les plus contaminés se situent dans la basse vallée de la Seine à l'aval de Paris (Roux, 1977) et dans la région Lilloise.

Dans les zones industrielles de Rouen on a décelé, autour des industries chimiques et d'anciens dépôts de déchets, des pôles de pollution de plus de 300 mg/l en chlorures, 400 mg/l en sulfates, 270 mg/l en nitrates et 70 mg/l en nitrites, sans compter les traces de métaux (Cr, Zn, Mn, Sr) et d'hydrocarbures.

Dans le Nord, un réseau de 32 points représentatifs, où les premières observations remontent à 1962-1972, montre que les teneurs en chlorures sont inférieures à 40 mg/l, parfois 20 mg/l, en zone rurale, mais sans évolution; par contre en zone industrielle les teneurs vont de 50 à 80 mg/l. Dans la région de Lille, les défauts d'assainissement urbain peuvent engendrer localement des contaminations par les nitrates de près de 150 mg/l et des secteurs importants autour de l'agglomération lilloise et dans le bassin minier de Lens dépassent 80 mg/l. Dans cette dernière région, un point d'observation sur lequel les teneurs en sulfates étaient de 180 mg/l en 1983 montrait une augmentation jusqu'à 260 mg/l en 1985, alors que sur les 9/10 des points observés il y avait moins de 35 mg/l.

Les prélèvements d'eau souterraines à proximité des cours d'eau de mauvaise qualité provoquent une contamination de l'aquifère. Ainsi, toujours dans la région de Lille, le champ captant des Ansereuilles, longeant le canal de la Deule, a accusé des teneurs en sulfates de 150 à 250 mg/l. Les remontées de nappes, consécutives à l'arrêt ou à la diminution des prélèvements, remobilisent des polluants piégés dans la zone non saturée: dans la vallée de l'Escrebieux (Nord), on a observé, de 1958 à 1982, l'évolution concomitante de la pollution nitratée et de la remontée de la nappe.

A l'état de traces, divers métaux ont été mis en évidence dans la nappe de la craie à l'aplomb des zones industrielles. Les pollutions les plus importantes semblent celles provoquées par le chrome hexavalent, telles qu'en Picardie: 800 $\mu\text{g/l}$ dans le Vimeu, 3,5 mg/l dans la vallée de l'Oise. A Meulan (vallée de la Seine en aval de Paris), une usine de déchromatation a dû être construite. Les berges des cours d'eau jouent souvent le rôle de filtre ou de piège pour ces polluants. Ainsi aux Ansereuilles (Nord), les métaux sont restés fixés par les vases du canal de la Deule.

Les contaminations par solvants organiques ou chlorés, par des dépôts de déchets industriels ou des bassins d'eaux usées, sont ponctuelles mais fréquentes dans les régions industrielles déjà citées. Des pollutions par trichloréthylène ont été signalées dans la vallée de la Seine vers Mantes, dans la vallée de l'Oise (région de Compiègne) et près de captages de la ville de Paris (région de Dreux) ou encore par des goudrons acides dans le bassin minier du Nord.

Les pollutions par hydrocarbures, dues le plus souvent à des ruptures de cuves ou de conduites ou à des accidents de transport, sont également nombreuses. En 1978, les captages de St Quentin (Picardie) ont dû être fermés, ainsi que ceux de Petit-Couronne et Grand-Quevilly (près de Rouen) en 1986, suite à une pollution par du fuel domestique. En 1980, près de la raffinerie de Rouen, on a découvert une contamination de la même nappe par plus de 6500 m³ de fuel et de super-carburant. D'autres cas ont été signalés en Champagne, en Picardie et dans le Nord.

On ne possède pas d'inventaire exhaustif des pollutions localisées dans la nappe de la craie, car beaucoup d'accidents ne sont pas déclarés et les contaminations ne sont le plus souvent décelées que lorsqu'elles atteignent un captage. Aussi de nombreuses pollutions anciennes, dans des régions industrialisées depuis longtemps, sont-elles encore cachées.

I-E-4) conclusion

Les zones contaminées par les sulfates, les chlorures et les nitrates représentent des surfaces importantes. Le danger provient essentiellement des nitrates qui accusent des taux d'évolution importants, de plus on ne connaît pas très bien les effets à long terme des épandages massifs d'engrais car les vitesses d'infiltration sont très variables d'un secteur à l'autre et on ne peut présager que les nappes peu contaminées le resteront encore très longtemps. Evidemment il est toujours possible de construire des usines de traitement entraînant un surcoût pour les consommateurs mais cette possibilité n'est pas et ne sera jamais qu'un palliatif. La solution passe par une prise de conscience générale quant à la protection des ressources en eau.

I-F) ALIMENTATION, RESSOURCES, EXPLOITATION.

I-F-1) Alimentation de la nappe de la craie par les précipitations efficaces.

L'alimentation des nappes de la craie s'effectue essentiellement à partir des pluies efficaces à la surface du sol et, généralement, de début octobre à fin mars. Le climat du Nord et du bassin de Paris est de type tempéré à régime océanique; les vents dominants sont de secteur S-W et les températures interannuelles moyennes de 10°C.

D'après le réseau météorologique national, les précipitations moyennes interannuelles (30 ans) sont comprises entre 570 mm (Reims) et 700 mm (Abbeville), mais les écarts réels seraient plus importants: 450 à 1000 mm, d'après le réseau secondaire. Les régions les plus arrosées sont la Normandie (Pays de Caux), la côte picarde et l'Ouest de l'Artois-Picardie; les plus sèches, le centre de la Champagne, la Beauce et la Touraine (fig n°I-38A). Le calcul des précipitations efficaces moyennes annuelles sur 30 ans montre que la lame d'eau disponible pour le ruissellement et l'alimentation des nappes est comprise entre 90 mm (Chartres) et 300 mm (Pays de Caux et Ouest Artois). Les régions où les pluies efficaces sont les plus importantes sont la Haute-Normandie et l'Ouest de l'Artois-Picardie, et les plus basses le Sud de la Normandie, la Touraine, le Gâtinais-Sénonais et la Champagne (fig n°I-38B).

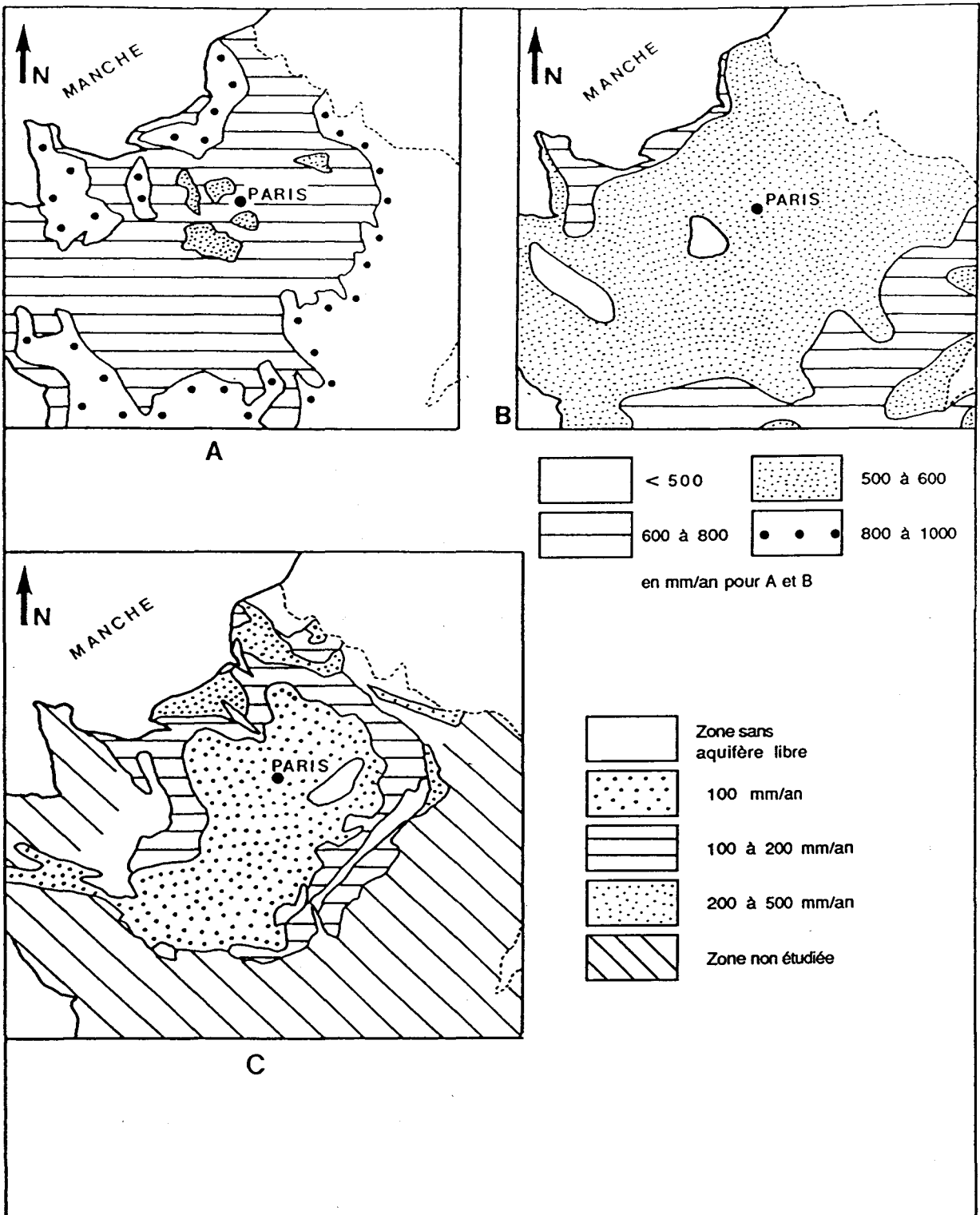


fig n°1-38: Carte des précipitations (A) de l'évapotranspirations réelle (B) et des pluies efficaces (C) dans le bassin de Paris (Margat, 1986; modifié).

Le rapport des pluies efficaces aux précipitations totales est de l'ordre de 25 à 30%. Selon Margat (1986), la valeur moyenne de la pluie efficace, sur l'ensemble des bassins (au sens administratif) Artois-Picardie et Seine-Normandie, serait de 191 mm, ce qui représente 25% des précipitations totales (775 mm), proportion que l'on retrouve dans le Nord-Pas-de-Calais (Beckelynck, 1981), comme en Picardie. Dans cette dernière région, le bassin de l'Hallue, objet de mesures détaillées de la part du BRGM entre 1966 et 1975, reçoit en moyenne 700 mm de précipitations dont 165 mm s'écoulent, ce qui représente une proportion de 76% pour l'évapotranspiration et de 24% pour la pluie efficace.

I-F-2) Ruissellement.

Le ruissellement annuel est faible: de l'ordre de 5 à 10% des pluies efficaces. Il varie selon la nature et l'épaisseur du recouvrement quaternaire de la craie. C'est en Artois-Picardie qu'il est le plus faible, car les reliefs sont plats ou modérés et le recouvrement, constitué de loess, est mince. En Normandie, avec des reliefs plus accentués et une épaisseur importante d'argile à silex, les coefficients de ruissellement sont plus élevés. Les manifestations de turbidité dans les sources sont une conséquence de ce ruissellement qui provoque, du reste, une érosion non négligeable des terres agricoles (en Pays d'Ouche notamment). Il en est de même en Touraine, en raison des formations superficielles argileuses.

Dans le bassin expérimental de l'Hallue, le ruissellement est pratiquement nul (1 à 2%), à l'exception des épisodes de forte pluie, tel qu'en décembre 1986 où il est tombé 97 mm d'eau en moins de 10 jours et où les apports par ruissellement ont atteint 50% en deux jours, ce qui est tout à fait exceptionnel. Dans le bassin du Lunain (Gâtinais), la décomposition de l'hydrogramme a permis d'évaluer le ruissellement à 22%.

I-F-3) Modes et vitesses d'infiltration.

Abstraction faite des différences de perméabilité des couvertures, les modes et vitesses d'infiltration dans la craie non saturée sont extrêmement variables.

Sous les plateaux où la craie est en général assez compacte ou fissurée peu profondément, les vitesses d'infiltration sont de l'ordre de 0,5 à 2 m/an (hors zone d'infiltration préférentielle: failles, bétoires..), comme l'ont montré diverses études détaillées. Ainsi, dans le Nord, près de Lille (site de Sainghin-en-Mélantois), l'infiltration progresse d'environ 1 m/an sur 8 m. Dans le Cambrésis cette progression verticale serait de l'ordre de 1 à 1,80 m/an sur 25 à 50 m de profondeur (datation au tritium), selon Arnoult

(1981). Dans la craie karstique à fissures verticales de Normandie, les vitesses d'infiltration en plateau ont été évaluées de 1,8 à 2 m/an; par contre dans l'Eure, elles restent inférieures ou égales à 0,5 m/an dans une craie très compacte. En Champagne, près de Chalons-sur-Marne, le déplacement vertical établi à partir de dosages d'oxygène 18 et de tritium, serait de 0,45 m/an sous culture et 0,75 m/an sous végétation naturelle (vitesse moyenne de 0,60 m/an), selon Vachier et al (1987). Toujours en Champagne, à Connantre (**fig n°I-34**), le transit vertical des nitrates s'effectue à une vitesse de 0,5 à 0,8 m/an sur 13 m. Ceci explique qu'une nappe située à 25 m de profondeur puisse parfois avoir plus de 30 ans.

Dans l'axe des vallées sèches où la craie peut être très fissurée, les vitesses peuvent atteindre plusieurs m/h. L'infiltration est encore accélérée dans les zones karstifiées, lorsque l'eau de ruissellement peut s'engouffrer directement dans les pertes ou avens.

En Normandie, les études isotopiques ont bien mis en évidence des différences importantes de vitesse de transfert: dans deux bassins voisins du Sud du Pays de Caux (Fontenelle et Rançon), l'exutoire du premier contenait en moyenne 10 UT de tritium, tandis que les sources du second oscillaient entre 2 et 44 UT. Dans la même région, l'étude de O¹⁸ et du deutérium a montré qu'il se produisait une modification de la composition en O¹⁸ pendant le transfert et qu'il pouvait y avoir mélange de plusieurs cycles dans un même aquifère.

Dans les vallées où les nappes des alluvions et de la craie communiquent directement, comme cela a été observé à Montereau (vallée de la Seine, Sénonais), l'alimentation de la nappe de la craie peut être quasi immédiate, principalement en hiver, lorsque l'intensité des pluies atteint un seuil déterminé. Dans certains cas, assez exceptionnels, en régime non influencé, la nappe de la craie peut être alimentée en permanence par l'infiltration d'eaux issues des cours d'eau, comme par exemple l'Iton, en Normandie, qui réalimente la nappe à concurrence de 1 m³/s. Par contre, la réalimentation, sous l'influence de pompages, de la nappe de la craie par un cours d'eau ou un plan d'eau voisin, ou par drainage d'une nappe alluviale ou tertiaire sus-jacente est un phénomène fréquent, notamment dans le Nord de la France et dans la vallée de la Seine.

La datation des eaux souterraines par le tritium renseigne également sur leur stratification chronologique profonde. Sous la vallée de la Seine à Gargenville (aval de Paris), on a constaté que: de 0 à 50 m les eaux étaient récentes (43 à 50 UT), de 50 à 95 m il y avait mélange d'eaux récentes et plus anciennes (7 à 18 UT), de 95 à 156 m les eaux étaient très anciennes (3 UT).

I-F-4) Bilan et écoulement des nappes

Si l'on admet la faible proportion des apports par ruissellement dans le bilan hydrologique, la mesure de l'écoulement des cours d'eau, dont le bassin est entièrement inscrit dans le substratum crayeux et dont le régime n'est pas perturbé par des prélèvements importants, renseigne parfaitement sur l'apport de la nappe de la craie et, par conséquent, sur l'infiltration moyenne (Roux, 1978; Bodelle & Margat, 1980).

De nombreuses mesures de débit de cours d'eau effectuées depuis plusieurs années dans diverses régions du Nord de la France et du bassin de Paris conduisent à une bonne connaissance des écoulements (**tableau I-6**). Les lames d'eau écoulées, que l'on peut considérer comme égales aux pluies efficaces pour les périodes supérieures à 10 ans, s'avèrent ainsi comprise entre 90 et 310 mm/an, ce qui confirme les valeurs obtenues par le calcul théorique. Dans le bassin de l'Hallue (Picardie), les réserves régulatrices annuelles ont été estimées à partir des courbes de tarissement entre $34 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (1966) et $4,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (1974). Dans le bassin de la Somme (5560 km^2), le débit moyen observé de la nappe de la craie, pendant la période 1963-1990, est de l'ordre de $1,04 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$; il varie de $627,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ (1976) à $542 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ (1988). Les débits spécifiques moyens (débit par unité de surface de bassin) de l'aquifère crayeux oscillent, en moyenne, entre 2,2 et $5,5 \text{ ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ selon les régions. En adoptant les valeurs moyennes citées par Margat (1986) pour l'ensemble des bassins Artois-Picardie et Seine-Normandie, qui sont de 161 mm ou $5,1 \text{ ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ pour l'écoulement souterrain interannuel, on obtient pour l'ensemble de la nappe de la craie ($70\ 000$ à $75\ 000 \text{ km}^2$) une ressource annuelle moyenne de l'ordre de 11 à $12 \cdot 10^9 \text{ m}^3$.

I-F-5) Exploitation des nappes de la craie.

La nappe de la craie joue un rôle important dans l'économie des régions où elle est présente. Dans plusieurs d'entre elles, comme le Nord, la Picardie, la Normandie et le Champagne, presque toutes les communes sont alimentées par la nappe de la craie, qui fournit aussi une part importante de l'eau industrielle (la quasi-totalité dans le Nord-Pas-de-Calais). Dans les régions où coexistent d'autres ressources, l'aquifère crayeux peut encore participer largement à l'alimentation en eau potable et industrielle: 55% des prélèvements en Ile-de-France.

Les prélèvements sont répertoriés par les Agences Financières de Bassin, qui appliquent des redevances aux utilisateurs en fonction des volumes prélevés. Malheureusement l'origine des eaux souterraines n'y est pas toujours précisée et les prélèvements agricoles ne sont pas

REGION	Bassin	Années	Lame d'eau écoulee par bassin	
			mm/an	$l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$
Artois-Picardie	Est Picardie	1965-1975	150	2.3
	Littoral et ouest	1963-1990	338	10.7
	Bassin Somme	1963-1990	186	5.9
	Bassin Hallue	1966-1975	165	7.2
	Centre Picardie	1980-1989	191	6.0
	Sud-Picardie	1968-1990	199	6.3
Normandie	S.W. Normandie	1971-1990	118	3.7
	Centre Normandie	1971-1990	260	3.3
	Sud Normandie	1971-1990	118	3.7
	Bassins cotiers	1964-1988	312	9.8
	Bassin du val de Seine.	1965-1990	349	11.6
	Bassin de la Risle	1970-1990	201	6.4
Maine-Touraine	Thimerais	1965-1990	155	4.9
	Perche	1971-1990	220	6.8
	Gâtine	1973-1989	150	4.7
Sancerrois	Pays Fort	1970-1989	218	6.9
Gâtinais	Bassin de la Vanne	1969-1989	176	5.6
	Bassin du Lunain	1962-1971	117	3.7
Sénonais	Source de la Vanne	1962-1971	100	3.3
Auxerrois		1970-1990	208	6.6
Champagne		1970-1986	220	7.0

Tab n°1-6: Lame d'eau écoulee dans différentes régions du bassin de Paris (in Crampon et al., 1993).

comptabilisés. C'est pourquoi il n'est souvent possible que de donner une estimation globale, en regroupant les diverses sources d'information.

On peut estimer que, hors prélèvements agricoles, le système crayeux du bassin de Paris et du Nord de la France fournit au moins $1 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ d'eau par an (sur les 7 milliards de m^3 d'eau souterraines prélevées annuellement en France), dont plus de 700 millions de m^3 pour l'eau potable. Le tableau I-7, bien qu'incomplet, présente une répartition par région; celles où la nappe est la plus sollicitée sont le Nord-Pas-de-Calais (371 millions de m^3), la Normandie (200 millions) et l'île de France (189 millions). A l'intérieur de ces régions, se situent des pôles urbains et industriels dont les besoins peuvent dépasser les 10 millions de m^3/an : l'agglomération lilloise, le Bassin Minier du Nord-Pas-de-Calais, Amiens (Picardie), Rouen et la basse vallée de la Seine (Normandie) et la vallée de la Seine en Ile-de-France.

REGION	Année	A. E.P	Industries	Agri- culture	TOTAL
Nord-Artois	1988	263	108	*	371
Picardie	1978	88	61	3	152
Normandie-Basse Seine	1979	154	46	0.4	200
Ile de France	1985	170	20	*	190
Maine-Anjou- Touraine-Centre	1989	31	*	*	31
Sénonais-Pays d' Othe					60
Champagne					50
* : valeur inconnue					1054

Tab n°I-7: Les prélèvements dans le bassin de Paris (in Crampon et *al*, 1993).

I-F-5-1) Prélèvements pour l'alimentation en eau potable.

Lorsque la nappe de la craie est présente et libre, les communes ou syndicats intercommunaux y puisent systématiquement leurs ressources en eau potable qu'ils trouvent généralement en quantité et en qualité satisfaisantes. Parmi les plus importants on peut citer:

- dans le Nord, l'agglomération lilloise dont les besoins totaux atteignent $95 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, avec ses champs captants d'Emmerin ($8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) et des Ansereuilles ($23 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), Douai ($14 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), Dunkerque avec son champ captant de 15 forages à Houlle et Moulle ($18 \cdot 10^6 \text{ m}^3$).
- en Picardie, Amiens ($17 \cdot 10^6 \text{ m}^3$),
- en Normandie, l'agglomération rouennaise ($30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, dont 70% par captage de sources) et celle du Havre ($27 \cdot 10^6 \text{ m}^3$),
- en Champagne, Reims ($18 \cdot 10^6 \text{ m}^3$).

En général, les prélèvements sont effectués par puits ou forages, mais dans certaines régions, comme le Pays de Caux et le Pays d'Ouche (Normandie), les captages de sources ont longtemps dominé (Rouen, Le Havre, Elbeuf, Dieppe, Brionne...).

Depuis la fin du 19^{ème} siècle, la ville de Paris est alimentée en eau potable par plusieurs sources de la craie situées dans un rayon de 100 km: l'Avre à l'Ouest, la Vanne, le Lunain et le Loing au Sud. En outre, deux importants champs captants par forages (dans les alluvions et la craie) sont implantés dans la vallée de la Seine en aval de Paris: Croissy et Aubergenville (35 puits), pour l'alimentation en eau potable de la banlieue Ouest de Paris. Le tableau I-8 présente le détail de ces prélèvements. En moyenne, l'agglomération parisienne est

alimentée à 60% par de l'eau souterraine. Des zones ont été réservées dans la vallée de l'Eure et dans la haute vallée de la Seine (Montereau) pour l'alimentation future de la capitale; il a été démontré (1965) que la dernière zone pourrait fournir entre 300 000 et 600 000 m³/jour. D'une façon générale, l'accroissement des besoins, conjugué à l'extension des zones urbaines et industrielles, conduit à rechercher des ressources en eau potable à des distances toujours plus grandes. Ainsi la ville du Havre a dû abandonner des sources en périphérie mais polluées ; elle prévoit l'adduction des sources d'Yport distantes de 25 km (débit prévisible: 50 000 m³/jour).

Lieu de prélèvement	Volume prélevé 10 ⁶ m ³ /an
Aubergenville (78)	45
Croissy (78)	32.5
Vals de Seine :	
- source du Loing et du Lunain (77)	42.5
-sources de l'Avre et de l'Eure (28)	47.5
-sources de la Vanne (89)	46.5
TOTAL	223.5

Tab n°I-8: Les prélèvements pour la ville de Paris (in Crampon et al, 1993).

I-F-5-2) Prélèvements industriels

Les prélèvements industriels sont également importants, notamment dans le Nord, la Picardie ou encore la Normandie, où ils représentent de 20 à 30% des prélèvements totaux. Mais d'une façon générale, ils ont diminué sensiblement depuis une vingtaine d'années. Ainsi, dans le Nord, ils passent de 45% à 30% des prélèvements totaux de 1974 à 1986, par suite, en particulier, de la fermeture des mines de houille du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais. Dans la vallée de la Seine, près de Rouen, les prélèvements, qui atteignaient 324 000 m³/jour en 1964, n'étaient plus que de 84 000 m³/jour en 1976. Ces diminutions ont eu des répercussions importantes sur les niveaux de la nappe de la craie, entraînant des remontées d'eau de plus de 15 m dans le Nord et de 6 m dans la vallée de la Seine, ce qui entraîne des conséquences sur la qualité des eaux souterraines, sur la stabilité des constructions et sur l'inondation des zones basses.

Ponctuellement, les prélèvements industriels peuvent rester très importants, certains entre 3 et 6 millions de m³/an et parfois jusqu'à 25 10⁶ m³/an (près de Rouen). Mais d'une façon générale, les prélèvements industriels diminuent au profit des prélèvements domestiques.

I-F-5-3) Prélèvements agricoles.

Ils sont mal connus car non comptabilisés. En 1978, 3 millions de m³ en Picardie et 472 000 m³ en Normandie auraient été ainsi prélevés, mais ces valeurs sont très certainement inférieures à la réalité; de plus, l'irrigation a connu un fort accroissement depuis cette époque.

I-F-5-4) Prélèvements énergétiques.

La nappe de la craie et les alluvions attenantes sont également utilisées pour l'alimentation des pompes à chaleur eau/eau permettant le chauffage d'habitations ou de locaux collectifs. En règle générale, les prélèvements n'ont lieu qu'en vallée, où la nappe est peu profonde (moins de 10 m). Les volumes ainsi prélevés ne sont pas connus, car non déclarables. La réglementation impose, en théorie, la réinjection dans la nappe de l'eau pompée.

I-F-6) Surexploitation et réalimentation de la nappe.

Comme indiqué plus haut, la réalimentation naturelle de la nappe de la craie par infiltration à partir de cours d'eau ou de nappes alluviales, sous l'influence de pompages intensifs, est un phénomène fréquent dans le Nord de la France et dans la vallée de la Seine.

Ainsi, dans la vallée de la Seine, à Lillebonne (près du Havre), des prélèvements de 4000 m³/h (en 1966) induisaient une réalimentation par 18% d'eau de la Seine. A Rouen, des études isotopiques réalisées en 1976 ont mis en évidence une réalimentation par les eaux du fleuve de 60 à 85% sur les débits prélevés (13 500 m³/jour) en zone industrielle (eau de la craie: 2,5 à 6 UT; eau de la Seine: 153 UT; eau pompée: 11 à 110 UT, selon les forages). A Aubergenville, à l'aval de Paris, la Seine contribue pour 50 à 70% de l'alimentation du champ captant.

Dans le Nord, la réalimentation provoquée par la surexploitation peut cumuler les pertes par infiltration d'eaux superficielles, la drainance à partir d'alluvions et à partir d'aquifères tertiaires. Ainsi, dans le secteur Deule-Scarpe (1105 km²), Mania (1978) a estimé que sur un apport total de 96 millions de m³, 12% proviendraient des canaux et 38% de la drainance (les 50% restant étant dus aux précipitations). La surexploitation est telle, dans le Nord, que c'est la majeure partie du réseau hydrographique qui s'en est trouvée profondément modifiée: en s'appuyant sur des mesures piézométriques anciennes (1910), les modèles réalisés pour l'alimentation en eau de la métropole lilloise ont permis de reconstituer la carte de la surface de la nappe à cette époque, où les cours d'eau étaient essentiellement drainants avec l'Escaut comme principal exutoire; en 1973, tous les exutoires naturels avaient disparus (sauf le Deudre), l'exutoire principal étant devenu la zone de pompage de Roubaix-Tourcoing. On estime entre 4 et 45% (12% en moyenne)

l'alimentation actuelle de la nappe de la craie par les réseaux superficiels, dans le Nord. A moindre échelle, les prélèvements de la ville de Reims (Champagne) assèchent, certaines années, le cours de la Vesle.

Une drainance inverse (ascendante) peut également être favorisée par la surexploitation, on estime ainsi à 2 à 3 l/s par km² la drainance de l'aquifère carbonifère sous-jacent à la nappe de la craie dans le secteur de Roubaix-Tourcoing. Ce phénomène peut avoir une répercussion sur la qualité des eaux, comme signalé précédemment dans le secteur de St Amand-les-Eaux (bassin d'Orchie).

Dans certains cas, une surexploitation temporaire peut être provoquée sciemment, comme dans la haute vallée de la Lys (Artois), pour soutenir le débit d'étiage de la rivière elle-même sollicitée plus à l'aval pour fournir de l'eau à la métropole lilloise. Cette surexploitation saisonnière concerne la nappe captive cénomaniennne bien individualisée dans ce secteur.

Enfin quand l'aquifère de la craie ne suffit plus seul aux besoins, on procède à une réalimentation artificielle de la nappe par infiltration d'eau de rivière dans des bassins, après un traitement assez poussé (depuis le dégrillage initial, jusqu'à la décantation après floculation et même filtration sur filtres artificiels). Cette pratique est appliquée sur trois champs captants:

-Houlle et Moule (Artois): ensemble de 15 forages produisant 18 millions de m³/an pour le syndicat des eaux de Dunkerque, avec deux bassins de réalimentation dont la surface d'infiltration (2 x 10 000 m²) est recouverte de 0,80 m de sable dunaire. les volumes injectés sont passés de 1 millions de m³ en 1971 à 8 millions de m³ en 1985.

-Croissy-sur-Seine: champ captant pour la banlieue Ouest de Paris; réalimentation à raison de 21,5 millions de m³ (1985) pour une production totale de 32,5 millions.

-Aubergenville (également pour la banlieue Ouest de Paris): réalimentation de 2,3 millions de m³ (1985) pour un prélèvement annuel de 45 millions de m³.

I-G) CONCLUSION.

A l'échelle du bassin de Paris, la majorité des écoulements de la nappe de la craie se dirigent vers la mer uniquement grâce au réseau hydrographique drainant la partie supérieure des affleurements crayeux. Une autre partie des écoulements vers la mer est assurée par de nombreuses sources littorales dont le débit parfois important a entraîné leur captage par les collectivités, notamment en Normandie. Mais il existe également un écoulement diffus tout au long des falaises crayeuses littorales. Globalement l'aquifère crayeux peut être qualifié de pelliculaire, son épaisseur représentant le millième de son extension Nord-Sud, à cette échelle la nappe de la craie apparaît homogène et c'est cette considération qui prévaut à l'échelle régionale lors de l'établissement de modèles prévisionnels, l'aquifère crayeux étant considéré comme un milieu poreux homogène et continu.

Mais cette définition est controversée lorsque l'on passe à une échelle plus sectorielle (hectométrique), et même à l'échelle régionale, nous pensons que ce concept peut être remis en cause. En effet, hors fracturation, la craie est un milieu très poreux (porosité de l'ordre de 40%) mais finalement peu perméable, elle est donc aquiclude. Le matériau crayeux ne devient aquifère que si il est suffisamment fissuré, à l'affleurement il est affecté par un réseau dense de microfissures peu ouvertes mais interconnectées entraînant un écoulement, d'ensemble de la nappe, lent et capacitif de milieu quasi poreux. Sous recouvrement tertiaire épais, peu perméable, la nappe de la craie perd rapidement de son intérêt, en effet c'est ce type de fissuration qui tend à disparaître d'où une diminution conséquente des caractéristiques hydrodynamique de la nappe. La craie est également affectée par un réseau de fractures plus laches, plus développées (mésofracturation), plus ouvertes mais beaucoup moins interconnectées, assurant un écoulement fissural rapide d'une partie de l'eau de la nappe de la craie. C'est aussi à cette échelle d'observation que l'on peut rattacher les écoulements de type karstique qui assurent des transferts ou des transports à grande vitesse et parfois sur de longues distances. Ces deux derniers cas (failles et karsts) sont des vecteurs potentiels de matières polluantes soit vers la nappe de la craie soit vers des captages d'alimentation en eau potable, le danger résidant surtout dans le fait que les entrées et les sorties de ces systèmes sont en général peu connues.

De plus le milieu crayeux révèle son anisotropie, voire son hétérogénéité suivant les variations de faciès qui en font un aquifère multicouche. Ces différentes considérations font de la perception et de la compréhension des écoulements de la craie un sujet très complexe qui a souvent fait l'objet de simplifications parfois trop rapides. Comment en effet intégrer les effets de la faille de Pernes (à 15 km à l'WSW de Béthune) sur la configuration piézométrique (décalage vertical de part et d'autre de la faille de l'ordre de 60 m au maximum) au niveau de la région Nord-Pas-de-Calais, sur la base d'un milieu poreux équivalent. Cette remarque est valable à tous les niveaux même si l'influence des failles est moins spectaculaire que dans ce dernier cas. On peut également évoquer le problème de la concordance entre les bassins versants hydrographiques (et topographiques) et les bassins de drainage souterrain, souvent à une échelle d'investigation globale on a considéré et on considère encore les deux bassins comme étant superposables et lorsqu'ils ne le sont pas cela reste, presque encore, du domaine de l'anecdote.

Ces observations se retrouvent lorsque l'on étudie l'hydrochimie de la nappe de la craie à l'échelle du bassin de Paris, en effet on remarque des zones fortement polluées, soit par les nitrates, les sulfates ou les chlorures, cotoyants des secteurs où les concentrations de ces divers éléments chutent brutalement. Il est bien évident qu'il doit exister un transport suivant des directions préférentielles soit par l'intermédiaire de failles soit suivant les réseaux karstiques, mais cela ne peut se démontrer qu'à l'échelle locale.

Pour démontrer ceci nous avons utilisé une approche qui est celle de l'analyse morphostructurale. Pour mettre en oeuvre cette méthodologie et vu la surface couverte

nécessaire et la quantité d'informations à prendre en compte, il a fallu mettre au point un certain nombre de programmes informatiques qui seront présentés au cours du chapitre suivant. Nous aborderons également au cours de ce chapitre la définition des éléments morphologiques utilisés.

CHAPITRE II

II) UN OUTIL DESTINE A COMPRENDRE LA STRUCTURE DE L'AQUIFERE CRAYEUX: L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE.

II-A) INTRODUCTION: UTILISATION DE LA MORPHOLOGIE ET DE LA MORPHOSTRUCTURE, IMPLICATIONS EN HYDROGEOLOGIE.

L'utilisation des données de relief dans les études géologiques est reconnue depuis très longtemps, notamment en France (Daubrée, 1879). L'observation des formes morphostructurales est une des méthodes classiques pour localiser et reconnaître les déformations souples (plis) ou cassantes, de même que les caractères des organisations hydrographiques renseignent sur la nature et les structures des terrains environnants (Coque, 1988). L'utilisation des photos aériennes et plus récemment des images satellites (Scanvic et Weecksteen, 1978; Ozer et al, 1988; Dutartre et al, 1990) a permis d'étendre le champ des observations. Ainsi des corrélations sont possibles entre les données morphologiques et la structure géologique d'une région ou d'un secteur, ainsi qu'au niveau des directions d'écoulement, ce qui n'apparaissait pas toujours évident à l'échelle de l'affleurement. Par contre, l'analyse morphologique d'anomalies, par exemple dans la disposition des terrasses fluviales, marines, ou dans la pente des cours d'eau, permet de mettre en évidence des déformations récentes (Colbeaux et al, 1978), d'où l'influence des géomorphologues dans le développement des recherches en néotectonique. "Le relief (modelé et formations superficielles associées, corrélatives de la morphologie) est un révélateur de la structure dans la mesure où il est toujours adapté à des conditions lithotectoniques selon des modalités qui varient en fonction de l'échelle considérée. "Il en résulte que pour l'interprétation tectonique, l'analyse des traits du relief, en particulier les talwegs et versants, doit être menée dans le cadre du système géomorphologique régional, en privilégiant comme modèles les secteurs à substrat lithologique homogène" (Sommé, in Colbeaux et al, 1992a). Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons les deux éléments morphologiques que sont les talwegs (classiquement utilisés) et les "rideaux".

II-B) DESCRIPTION DES ELEMENTS DE MORPHOLOGIE UTILISES:

II-B-1) Les talwegs:

De façon générale, le plateau artésien est entaillé par de très nombreuses vallées, parfois à écoulement pérenne, mais le plus souvent, ce sont des vallées sèches occasionnellement utilisées par les eaux de ruissellement lors de violents orages. Il a été démontré maintes fois (Colbeaux & Sommé, 1981, 1985; Colbeaux et al, 1978; 1980, 1981,1988; Sommé,1988; Calba, 1980) qu'il existait une bonne adéquation entre leur orientation et la

structuration tectonique. Small (1972) avance les mêmes hypothèses, dans les secteurs crayeux d'Angleterre, lorsqu'il observe des réseaux de vallées sèches en baïonnette. La forme des talwegs est principalement de deux types; ce sont les vallées symétriques ou dissymétriques. Dans ce dernier cas des auteurs ont proposé des explications relatives à leur façonnement car elles n'ont pu se développer qu'en climat périglaciaire donc au cours du Quaternaire (Coque , 1988; Pomerol & Renard, 1989). Notre région a connu ce type de climat au cours du Quaternaire, cette période est caractérisée par l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Le climat sous lequel se sont formées ces vallées dissymétriques serait de type périglaciaire, pour la région Nord-Pas-de-Calais, donc caractérisé par des alternances gel-dégel qui intéressent la partie proche, en dessous, de la surface. En effet l'isotherme 0° C peut, sous certains climats, descendre à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Tricart, 1981), comme par exemple en Sibérie (-300 m) et en Amérique du Nord (-400 m). C'est à dire qu' en période estivale, au delà du front de dégel (quelques mètres au maximum), le "sol" reste soumis en permanence à des températures négatives, c'est le pergélisol. La partie assujettie aux fluctuations thermiques saisonnières est nommée "mollisol" et c'est en son sein que les processus périglaciaires fonctionnent avec la plus grande intensité. Ces processus ont amené la formation de vallées dissymétriques en région lithologiquement homogène (Tricart, 1981; Pomerol & Renard, 1989). Les différences d'insolation et de gélifluxion ou de ruissellement influencées par les congères sont les facteurs qui les engendrent (Tricart, 1981). Pomerol & Renard (1989) attribuent un rôle prépondérant au ruissellement dans la genèse de ces formes (fig n°II-1). D'après ces auteurs, le versant le plus pentu est systématiquement tourné vers le Sud - Ouest ou vers le Nord-Ouest.

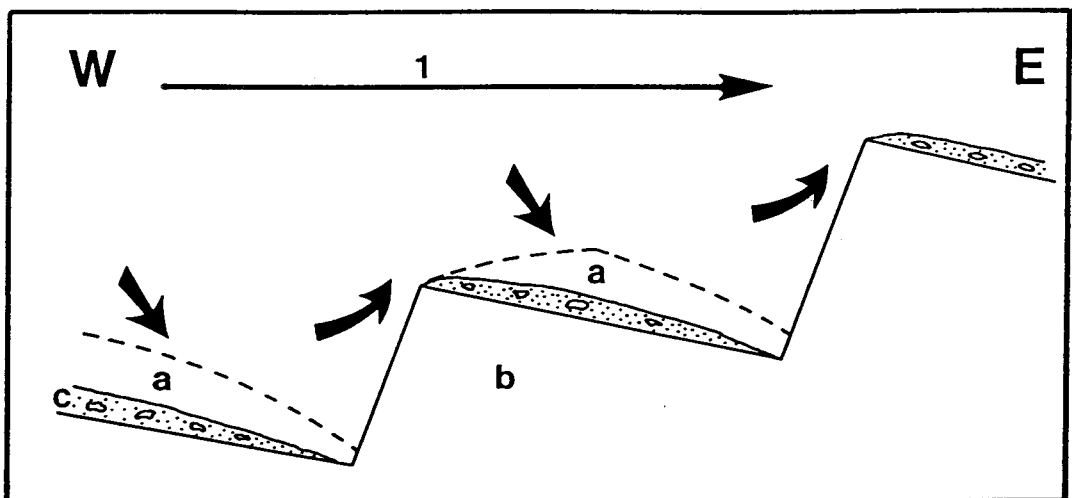


fig n°II-1: Mode de formation des vallées asymétriques, a: accumulation de neige, b: substratum crayeux, c: colluvions, 1: direction des vents dominants, (Pomerol & Renard, 1989).

Les vallons asymétriques ont été le plus souvent étudiés dans le Haut-Pays crayeux (Pinchemel, 1954), mais ils existent également dans le Bas-Pays tertiaire (Blanchard, 1906, in Sommé, 1977). Généralement, le versant le plus abrupt est dénudé, mais il faut mettre l'accent, selon Sommé (1977) sur la dissymétrie des formations superficielles qui peut exister sans que cela puisse se manifester dans la forme des vallons. La répartition de ces phénomènes est hétérogène et les processus concourant à leur mise en place se modifient d'Ouest en Est dans le Nord de la France. La densité de vallées asymétriques est la plus forte dans le Haut-Artois, elle diminue fortement vers le Sud-Est bien qu'il y ait persistance de la dissymétrie des formations superficielles, elle augmente de nouveau dans la région lilloise et en Flandre intérieure. "Il est établi que le fait dissymétrique, général au niveau des formations (épaisseur et faciès), ne s'accompagne, d'une dissymétrie dans la topographie actuelle, qu'en fonction d'une zonation régionale qui semble coïncider avec celle fondée sur l'étude stratigraphique des loess, et que l'ensemble du phénomène concerne à la fois les domaines à substrat crétacé et tertiaire" (Sommé, 1977, p 679). L'orientation de ces vallées asymétriques change d'Ouest en Est, la proportion de versants raides tournés vers l'Ouest (orientation normale selon Tricart, 1981) diminue vers l'Est; une explication possible est l'influence structurale qui se manifeste dans la partie orientale de la région car une partie des versants tournés vers le Sud et vers l'Est semble en relation avec le quadrillage tectonique (Sommé, 1977). Ce dernier peut également intervenir dans les orientations "normales" (versant raide tourné vers l'Ouest) en suivant la direction du faisceaux d'accidents comme dans l'Artois septentrional (Sommé, 1977). On a donc une conjonction de facteurs, climatiques et structuraux, qui ont conduit à la formation des vallées dissymétriques, mais aucun d'entre eux ne peut, seul, en expliquer totalement l'existence. Ces formes sont héritées du Pleistocène mais souvent cachetées, pour la région septentrionale, par le Quaternaire récent qui en a réduit, parfois, l'asymétrie.

Ces observations pourraient être corrélées à celles effectuées sur les hauts plateaux de Madagascar (Arthaud et al, 1989) où les auteurs mettent en évidence une néotectonique en distension (extension N-S) permettant d'identifier quatre types de bas-fonds et de définir le rôle des failles dans l'organisation des axes de drainage. La dissymétrie des bas-fonds étant engendrée par des failles normales, cela pourrait correspondre à ce qui est observé dans le Nord de la France.

II-B-2) Les "rideaux":

Lasne (1890) définit les rideaux comme "des dénivellations brusques qui se présentent sur les versants à faible pente des vallées"; ce même auteur souligne "le parallélisme entre les diaclases et les rideaux démontrant une étroite dépendance entre ces deux phénomènes". Gosselet (1906) admet que les rideaux sont en majorité d'origine naturelle bien qu'il puisse, pour les plus petits d'entre eux, y avoir une origine anthropique liée aux pratiques

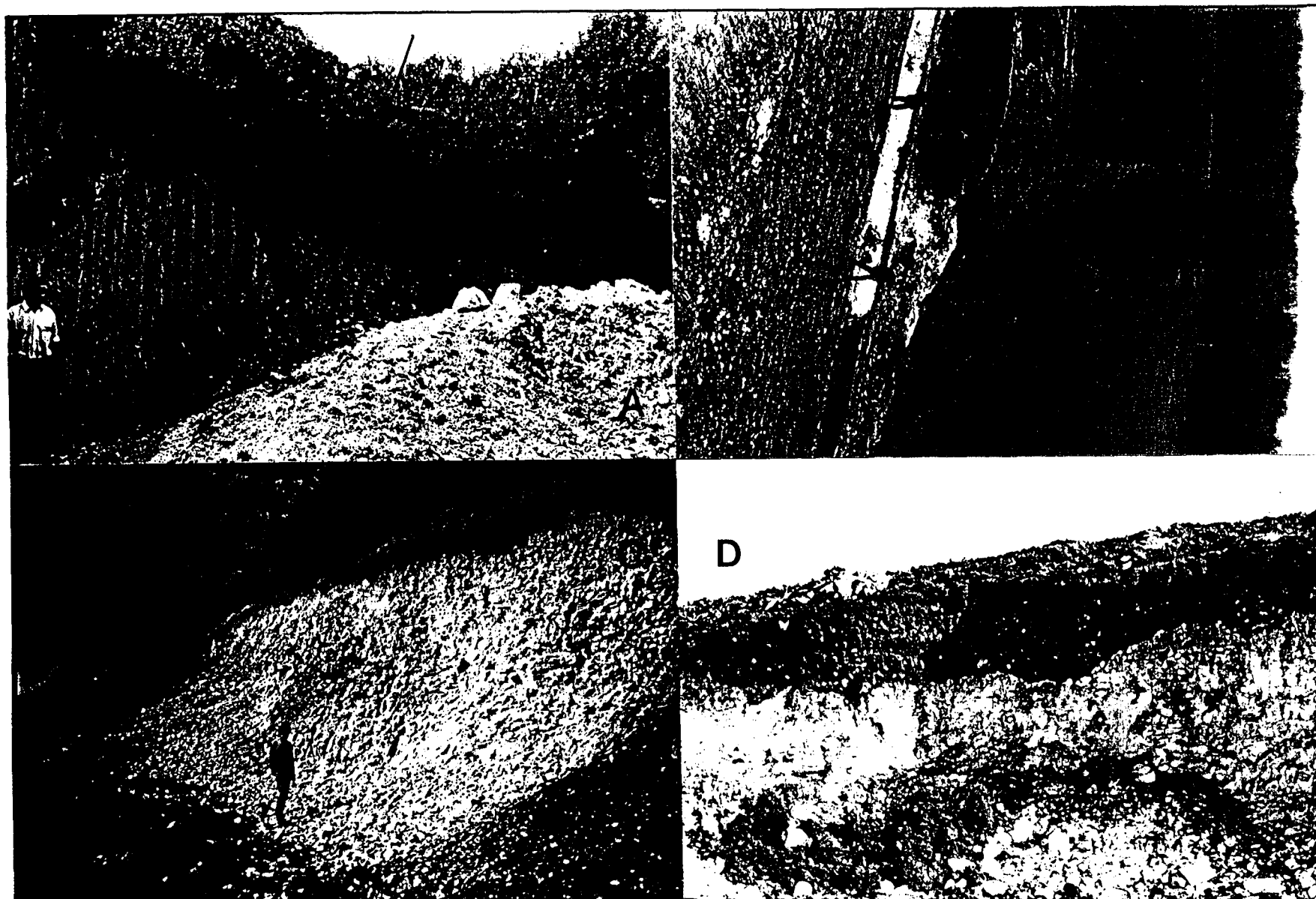


fig n°II-2: Exemples caractéristiques de rideaux morphologiques dans la craie turono-sénonienne. La forte rupture de pente sur une faible largeur interdit leur reconnaissance à partir d'un modèle numérique de terrain , secteur- A: Lisbourg, B: Arras, C: de Lumbres, D: d'Escalles.

agricoles. La permanence des rideaux serait liée ^a des phénomènes de glissement le long de diaclases existantes par dissolution du matériel crayeux sous les talwegs grâce aux circulations d'eau souterraine. Leriche (1926) signale que la plupart des principales pertes d'eau dans les vallées du Cambrésis sont situées au pied d'un rideau et que même si l'agriculture a contribué à régulariser les rideaux lorsqu'elle ne pouvait les supprimer, elle ne fut pas le principal agent de leur formation, contrairement à ce que pensait de Lapparent (1890). De plus, Gentil (1919) attribuait la formation des rideaux à des glissements, sur les pentes, de l'argile à silex provenant de la dissolution de la craie. La tendance anthropique apparaît pleinement avec Aufrère (1929), il affirme que les rideaux sont uniquement d'origine humaine et liés aux pratiques culturelles et que sans cela ils disparaîtraient. Le débat sur ce sujet est loin d'être clos et il est regrettable qu'il n'y ait pas eu d'études plus complètes depuis cette époque, à l'exception de celle de Agache (1964, 1970) portant sur la découverte, au pied d'un rideau de pieux datant des premiers agriculteurs.

Notre étude portant sur cette forme particulière des pays de craie, il nous ^à fallut ^{chercher} de nouveaux arguments permettant d'abonder dans un sens ou dans l'autre. Les photos (fig n°II-2, a,b,c, d) prises, dans le secteur du Cap Blanc-Nez, dans la région de Lumbres, de Lisbourg et d'Arras apportent quelques informations sur la nature des rideaux, que nous avons pu observer, et nous conduisent à adopter plutôt l'interprétation de Lasne et de Gosselet, c'est-à-dire une origine naturelle ayant présidée à leur genèse.

II-B-3) Nature de la surface infralandénienne:

Selon Sommé (1977), la surface de contact Landénien-Crétacé est de deux types: poches ou surface régulière.

Le contact par poches est caractéristique des régions du Cambrésis, d'Arras et du Haut-Artois et est engendré par les phénomènes de dissolution. Deux interprétations sont proposées, l'une estime que ces poches sont les restes d'une morphologie karstique pré-tertiaire (Pinchemel, 1954), l'autre considère que la formation des poches est récente et que la transgression landénienne a effacé les témoins qui auraient pu exister après l'émersion crétacée (Bonte, 1954). C'est cette dernière explication qui est retenue par Sommé (1977) car il admet, comme d'autres auteurs, suite à l'observation de coupes de terrain, que les poches n'apparaissent que dans le cas où il n'existe plus de niveaux imperméables (argile de Clary ou de Louvil) au dessus du Landénien marin et estime que la formation des poches est essentiellement d'âge Quaternaire.

Le contact par l'intermédiaire d'une surface régulière s'observe lorsque le recouvrement tertiaire est important comme par exemple dans les carrières d'Helfault (région de Saint-Omer) où il atteint plus de 30 m d'épaisseur.

En conclusion, l'invasion de la mer landénienne s'est effectuée sur une surface régulière sans accidents autres que de faibles ondulations et "rien ne permet de conclure à l'existence d'un relief différencié au moment de la transgression" (Sommé, 1977, p 101).

II-C) UTILISATION DES FORMES DE RELIEF DANS L'INTERPRETATION DE LA STRUCTURE.

II-C-1) Introduction.

Les études comparées à petite et à grande échelle, entre morphologie et tectonique cassante, ont été amorçées par Daubrée (1879) suite à ses expériences de modélisation de la fracturation sur divers matériaux; "dans les expériences sur les fractures, on a, en effet, produit des séries de cassures parallèles, qui se regroupent en systèmes ayant des orientations différentes, souvent perpendiculaires entre elles. On y voit aussi des formes coudées ou en zigzag prendre naissance, par l'intersection de deux de ces systèmes de cassures. Ce sont donc des dispositions fort analogues à celles que les formes de relief offrent si fréquemment". Appliquant ses méthodes à la Moselle, il définit cette région comme "un dallage, dont les dalles ont souvent joué les unes indépendamment des autres et, généralement, les couches se correspondent, d'un flanc à l'autre de la vallée, sans offrir d'indice de rejet". Daubrée (1879) attribue aux joints ou diaclases (sans rejet) une puissante contribution aux érosions, "rivalisant ainsi avec les paraclases ou failles, dont ils dépassent même souvent l'importance, dans le modelé".

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, 1985) ont également montré qu'il existait une convergence entre les traits géomorphologiques et les données structurales tirées de l'interprétation des sondages et de la fracturation, cela, que ce soit dans une zone à substrat crayeux sous faible couverture quaternaire ou dans des zones urbanisées ou à couverture post-crétacée importante. Les expérimentations de Porel (1988) sur le site de Béthune (Pas-de-Calais) démontrent que les axes de l'ellipse des transmissivités en ce point sont proches des directions N40, N130 qui rassemblent le plus grand nombre et les plus grandes longueurs de traits morphologiques du secteur. A partir de ces démonstrations, il a été décidé de reprendre ce type de démarche et de l'appliquer à une partie du bassin de Paris où la craie affleure au maximum. La zone d'étude couvre environ 23 000 km² et s'étend, au Sud-Est, de la bordure Ardennaise (Valenciennois) jusqu'à Rouen suivant une ligne brisée, (découpage des cartes IGN), et est limitée à l'Ouest par le trait de côte. Elle regroupe tout ou partie des régions Artois, Picardie et Haute-Normandie (fig n°II-3), ce qui correspond globalement à l'unité I définie au chapitre I.

topographiques. Il en est de même pour les rideaux, car malgré le degré de précision actuel des meilleurs MNT et les méthodes d'interpolation de la cartographie numérique (Mallet, 1974; Laborde, 1976; Burden et Faires, 1989), ces éléments morphologiques, spécifiques du substrat crayeux, n'apparaissent pas ou très peu sur les cartes numériques; ils sont donc digitalisés à partir de photos aériennes ou de documents topographiques de détail.

Ces différentes considérations, ajoutées à la quantité d'informations à prendre en compte, nous ont amené à mettre au point des programmes spécifiques d'acquisition et de traitements (Delay et al, 1991, 1992a, 1992b). Notons qu'il existe des programmes de traitements de linéaments mis au point notamment par Razack (1984) et Rossier (1988) qui ne convenaient pas pour diverses raisons à notre approche, mais en soit la démarche n'est pas nouvelle

II-C-2-2) Description du programme d'acquisition des données:

l'acquisition des données se fait par digitalisation des cartes topographiques de l'IGN (série bleue) à 1/25 000. Ce procédé, quoique nettement plus long, permet cependant à l'utilisateur d'apprécier la signification des traits qu'il saisit et, par exemple, d'éviter de prendre comme rideaux un élément qui à l'évidence provient de l'implantation d'un ouvrage de génie civil, notons également que tout objet de cet ordre situé, aux abords immédiats des villes ou villages, ou près des voies de communications (routes, autoroutes, ...) est systématiquement omis. A cet avantage, s'ajoute l'encombrement minimal que prennent en mémoire les traits alors que dans le cas d'un MNT, représenté en machine par une matrice de points cotés, moins de 10% des valeurs numériques stockées correspondent aux objets qui nous intéressent. Ainsi un micro-ordinateur peut travailler sur 15 000 à 80 000 traits suivant les traitements.

La fig n°II-4 synthétise le principe d'archivage des informations. Pour des raisons de dimension de la table à digitaliser, les feuilles au 1/25 000 sont découpées en six secteurs donnant lieu à une saisie par morceaux. Chaque fichier en machine reçoit un numéro de série: la référence du document et un "offset": le numéro de parcelle. A chaque document numérisé correspondent deux fichiers distincts:

* le fichier de localisation.

Ce fichier contient toutes les informations utiles aux divers calculs, assurant les rapprochements et les conversions nécessaires à la compilation de données d'origines différentes. On y ajoute la référence toponymique du document numérisé, puis l'échelle et les coordonnées Lambert des coins Sud-Ouest et Nord-Est. Le calculateur peut alors convertir l'information provenant de la table à digitaliser (en 1/10 de mm) en coordonnées absolues

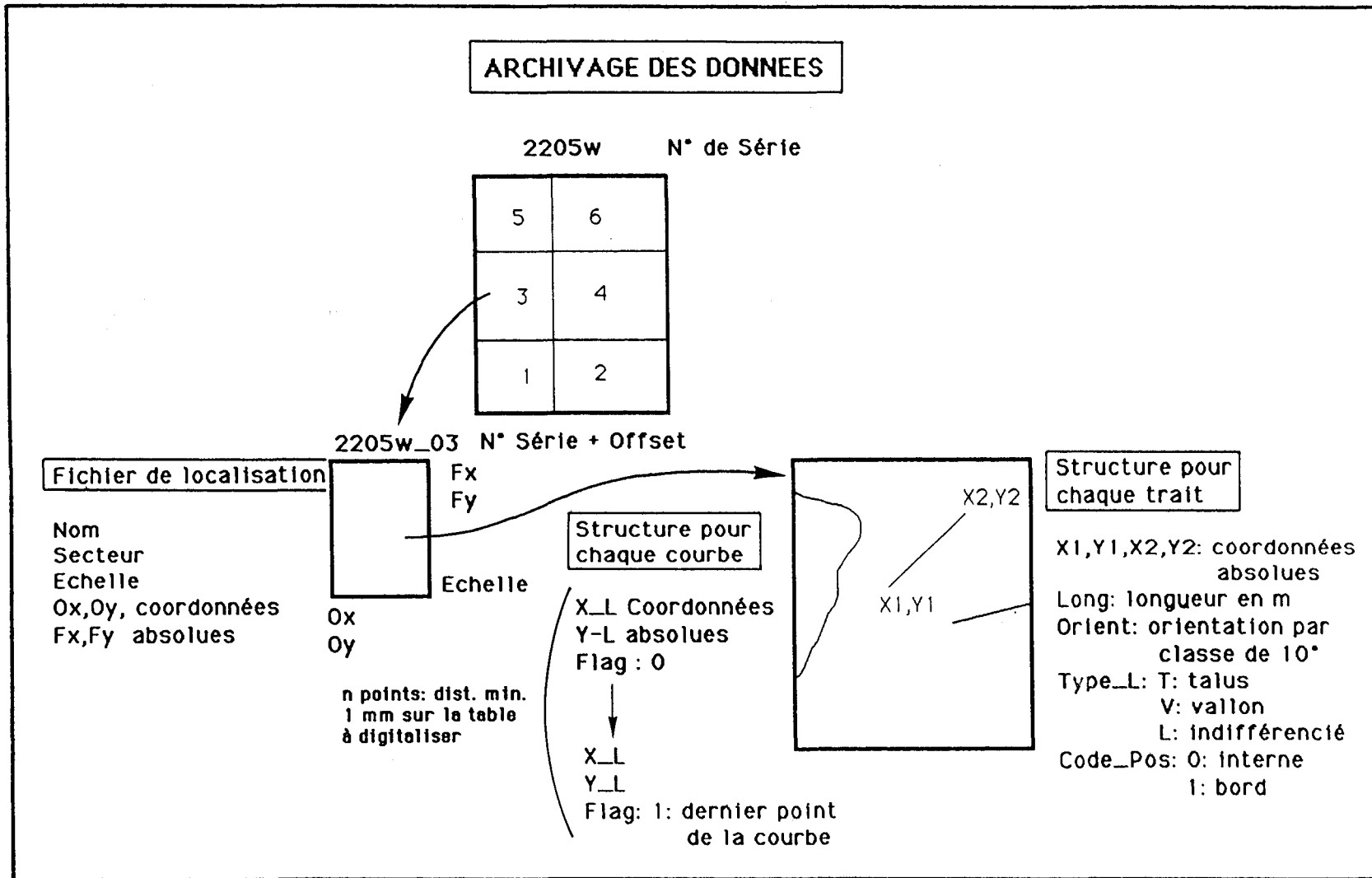


fig n°II-4: Principe d'archivage des données morphologiques. A: découpe du document initial en parcelles au format de la table à digitaliser; B et C: définitions par parcelle d'un fichier de localisation (B) et d'un fichier de données (C). Les coordonnées absolues sont ici celles définies par le quadrillage kilométrique Lambert zone I (Delay et *al.*, 1992a).

(Lambert) ce qui rend les données numérisées indépendantes du format et de l'échelle du document initial.

* le fichier de données:

- l'enregistrement d'un segment de droite fait intervenir une variable structurée où sont stockées les coordonnées des extrémités du trait, sa longueur, son orientation (par classe de 10°), son type et enfin un code de position (fig n°II-5). Ce dernier peut prendre les valeurs 0 ou 1, la première signifie que le trait digitalisé est à l'intérieur du cadre rectangulaire définit précédemment, par contre, si ce trait s'interrompt sur la bordure du cadre, le code de position prend la valeur 1, ce qui signifie, pour l'ordinateur, qu'il est possible que le trait se poursuive sur une autre carte ou secteur de carte. A chaque trait correspond 8 données, l'ensemble des traits digitalisés au cours de ce travail représente environ 800 000 informations.

II-C-2-3) Description des programmes de traitement.

* Le tracé des histogrammes.

Le code de position prend toute sa signification au moment où l'on fait tracer l'histogramme des traits par classe directionnelles de 10° (de 0 à 180° , donc 18 classes) sur l'ensemble de la carte au 1/25 000 (6 secteurs) ou de plusieurs cartes. L'ordinateur repère alors les codes de position 1 et vérifie si les traits en question ne se poursuivent pas dans un autre secteur par l'existence de traits, ayant également leur code à 1 et la même orientation en tenant compte d'une zone d'incertitude de 4 mm de diamètre, c'est à dire 100 m au regard de l'échelle de la carte. Si la corrélation est possible, les deux segments sont comptabilisés comme un seul. Ce programme permet d'effectuer deux types de traitements en fonction des deux éléments pris en compte (talwegs et rideaux):

- histogramme en % du nombre de traits par classe de 10° ,
- histogramme en % de longueurs cumulées par classe de 10° .

Il est également possible de redéfinir, à l'intérieur d'une carte ou d'un ensemble de cartes, une zone particulière en introduisant les coordonnées des coins inférieur gauche et supérieur droit, pour laquelle on désire effectuer ce type de traitement. A ce moment, l'ordinateur redéfinit les caractéristiques de tous les traits en fonction du cadre déterminé.

*Traitement des données pour l'établissement des cartes de fréquence.

Nom carte: Desvres Ouest Secteur: Feuille complete Echelle: 25000

Lambert Extr. Ox: 561.750 Oy: 1320.225 Fx: 574.585 Fy: 1340.235

X1	Y1	X2	Y2	Long.(m)	Orient.	Type-L	Code-Pos
563,545	1326,912	564,192	1325,847	1246	140	V	0
564,070	1325,595	564,195	1325,847	282	20	V	0
564,070	1325,595	564,070	1324,572	1022	0	V	0
564,067	1324,572	564,365	1324,250	439	130	V	0
563,652	1326,475	563,845	1326,405	205	100	V	0
564,150	1326,562	564,227	1326,297	276	160	V	0
564,092	1326,015	564,227	1326,297	313	20	V	0
562,915	1326,862	563,125	1326,337	565	150	V	0
563,125	1326,337	564,065	1325,585	1204	120	V	0
564,200	1324,437	564,517	1325,457	1068	10	V	0
563,482	1324,482	564,072	1324,565	596	80	V	0
562,710	1324,965	563,482	1324,482	911	120	V	0
562,162	1324,852	562,710	1324,965	559	70	V	0
561,802	1324,952	562,162	1324,852	374	100	V	0
561,977	1325,190	562,122	1324,872	349	150	V	0
561,797	1324,382	562,167	1324,845	592	30	V	1
562,140	1324,635	562,182	1324,852	222	10	V	0
562,342	1324,587	562,735	1324,940	528	40	V	0
562,707	1324,400	563,057	1324,740	488	40	V	0
563,072	1324,245	563,420	1324,510	437	50	V	0
562,967	1326,105	563,000	1325,747	359	170	V	0
562,997	1325,747	563,402	1324,985	863	150	V	0
563,400	1324,985	563,512	1324,487	510	160	V	0
563,110	1325,520	563,335	1325,750	322	40	V	0
563,257	1325,252	563,407	1325,435	236	30	V	0
562,422	1326,252	562,585	1326,637	418	20	V	0
562,422	1326,252	562,620	1325,735	554	150	V	0
562,552	1325,525	562,620	1325,735	221	10	V	0
561,820	1326,700	562,340	1325,635	1185	150	V	0
562,340	1325,632	562,572	1325,512	262	110	V	0
562,572	1325,512	562,740	1324,950	587	160	V	0
561,790	1326,137	562,077	1326,182	291	80	V	1
564,120	1326,962	565,085	1326,567	1043	110	V	1
564,940	1326,957	565,097	1326,805	219	130	V	1
565,032	1324,932	565,097	1326,952	2021	0	V	1
564,362	1324,250	565,032	1324,932	956	40	V	0
564,007	1323,027	564,365	1324,250	1274	10	V	0
562,772	1321,785	564,007	1323,027	1752	40	V	0
562,682	1321,107	562,772	1321,785	683	0	V	0
562,680	1321,107	563,782	1320,322	1353	120	V	0
562,182	1320,337	562,962	1320,900	962	50	V	0
561,765	1320,602	561,957	1320,895	350	30	V	1
562,087	1322,455	563,052	1322,050	1047	110	V	0
562,307	1322,127	562,770	1322,170	464	80	V	0
562,130	1323,737	562,307	1323,860	216	50	V	0
562,012	1323,930	562,127	1323,737	224	140	V	0
562,125	1323,730	562,267	1323,280	472	160	V	0
562,267	1323,280	562,730	1323,022	529	110	V	0
562,727	1323,022	562,757	1322,612	411	170	V	0
562,757	1322,612	563,167	1322,177	598	130	V	0
562,910	1323,945	563,152	1323,740	318	130	V	0
563,152	1323,740	563,327	1323,410	374	150	V	0

fig n°II-5: Exemple de stockage des données morphologiques, ici un extrait de la carte de Desvres à 1/25 000 pour les talwegs (V).

Ce programme permet d'obtenir cinq types de cartes à partir des éléments digitalisés. La première représente, pour chaque maille définie (le pas de la maille étant défini par l'utilisateur) une rosace des directions dont le pourcentage est supérieur ou égal à 10% l'ordinateur inscrit également dans chaque maille le pourcentage total des directions majeures et le nombre d'éléments présents à l'intérieur, ce qui permet d'appréhender de manière plus globale l'information fournie. Ensuite, on peut déterminer les cartes de fréquence, (avec le même maillage et pour des orientations prédéfinies ou pour l'ensemble), du nombre de traits par maille (10 classes précisées), du pourcentage en nombre de traits (10 classes de 10%), des longueurs cumulées (10 classes précisées) et du pourcentage en longueurs cumulées (10 classes de 10%). Comme pour le tracé des histogrammes, il est possible de redéfinir une zone plus restreinte.

*Restitutions graphiques des données.

Le programme de restitution permet de visualiser, pour les traits, un assemblage de huit cartes initialement au 1/25 000, ce qui représente à peu près 15 000 objets (maximum digitalisé pour un ensemble de 8 cartes). Sur l'écran de l'ordinateur s'affiche une surface d'environ 2080 km², on appréhende mieux de cette façon certaines continuités entre les traits morphostructuraux, ce qui n'apparaît pas toujours sur une seule carte. Ensuite, (notons, qu'il est possible de sélectionner tout ou partie des orientations), on accède à une procédure graphique, par l'intermédiaire d'une table traçante, qui permet de reproduire à toutes échelles les objets saisis (au 1/25 000). Dans le cas des cartes de fréquence, il est impossible, compte tenu du grand nombre de calculs que l'ordinateur doit effectuer, de procéder à un assemblage de plus de deux cartes.

La mise en oeuvre des logiciels d'acquisition et de traitement des traits morphologiques a permis, à la fois, la constitution d'une base de données, pour la partie Nord-Ouest du bassin de Paris, mais aussi celle d'un outil puissant de restitution cartographique indépendant du type de document initial (photographie aérienne, image satellite, carte topographique, etc...).

II-C-2-4) Relations entre les failles et le tracé du réseau hydrographique.

*Positionnement des failles.

Tracer des failles probables à partir des données morphostructurales suppose la maîtrise d'un certain nombre de paramètres, en effet pour quelle raison placer une faille dans l'axe d'un fond de vallon plutôt que sur l'une ou l'autre des bordures de versant, comment faire dans le cas des vallées disymétriques, quels sont les arguments qui permettent de rejoindre

des segments de failles, toutes ces questions doivent trouver une réponse si nous voulons poursuivre cette démarche.

C'est pour ces raisons que notre intérêt s'est porté sur les valeurs d'angle de cisaillement interne de la craie. Les expériences de mécanique des matériaux sur la craie fournissent des valeurs de l'ordre de 20 à 24° sur échantillons secs (Duthoit & Hazebrouck, 1976, Shao, 1987), généralement lorsque le taux d'humidité augmente on observe une diminution de la valeur de l'angle de cisaillement interne. Donc en toute logique, les pentes naturelles de la craie devraient être inférieure à 24° en considérant que le relief actuel s'est formé depuis suffisamment longtemps pour que l'érosion ait pu jouer pleinement son rôle.

Le stade suivant de l'expérience s'est effectué sur le terrain (Bracq, Quenton & Colbeaux) et plus précisément dans les régions de Lumbres, de Fauquembergues et de Camiers (Fond des Anglettes pour ce dernier). Nous avons mesuré systématiquement sur plusieurs versants les valeurs de pente de la base vers le sommet les valeurs obtenues sont reportées sur les profils (fig n°II-6 et n°II-7) et varient de 28 à 46°, elles sont largement supérieures à la valeur de l'angle de cisaillement interne définie précédemment en conséquence de quoi ces pentes sont instables et correspondraient à un rajeunissement du relief au cours d'une période relativement proche (fin Pleistocène). Pour appuyer cette hypothèse nous avons également observé, dans une petite carrière à flanc de versant et sur le chantier routier du contournement de Lumbres, des éboulis stratifiés de craie, la pente du contact craie saine-éboulis est respectivement de 20° et de 18° (fig n°II-8, A, B) . Cela conforte notre hypothèse selon laquelle l'existence de pentes naturelles supérieures à 20° est soumise à un contrôle tectonique qui a dû s'exprimer récemment. En fonction de ces considérations nous pouvons, après vérification sur le terrain, placer une faille dans un fond de vallon au pied du versant dont la pente est supérieure à 20°, cela est aussi valable pour les rideaux développés dans la craie leur pente atteignant souvent des valeurs de l'ordre de 30 à 60°. Cette vérification systématique sur le terrain est nécessaire et ne peut se faire à partir des cartes topographiques qui ont tendance, d'après leur mode de construction, à lisser la morphologie.

Prolonger des accidents, identifiés dans certains secteurs, nécessite d'avoir soit un autre élément identique (même orientation) mais peu éloigné sinon les correspondances deviennent plus aléatoires, soit des particularités morphologiques comme par exemple les brusques changements d'orientation ou les divergences (ramifications) des fonds de vallées qui, lorsqu'ils sont alignés, permettent d'envisager la présence d'un élément structural (faille). La fig n°II-9 permet de mettre en évidence les relations décrites précédemment, tous les changements d'orientation des fonds de thalwegs, ou lorsqu'ils se ramifient, se produisent au dessus d'une faille majeure cartographiée. Les travaux de Salperwyck (1990) montrent également qu'il existe une perméabilité plus élevée aux points de ramifications des reculées dans le bassin de la Seille (Jura) ce qui traduirait la présence d'une zone plus fracturée. Ceci n'est pas toujours mis en évidence et il faut rester prudent dans certains cas surtout quand les valeurs de pente sont faibles et les données de sondages trop dispersées.

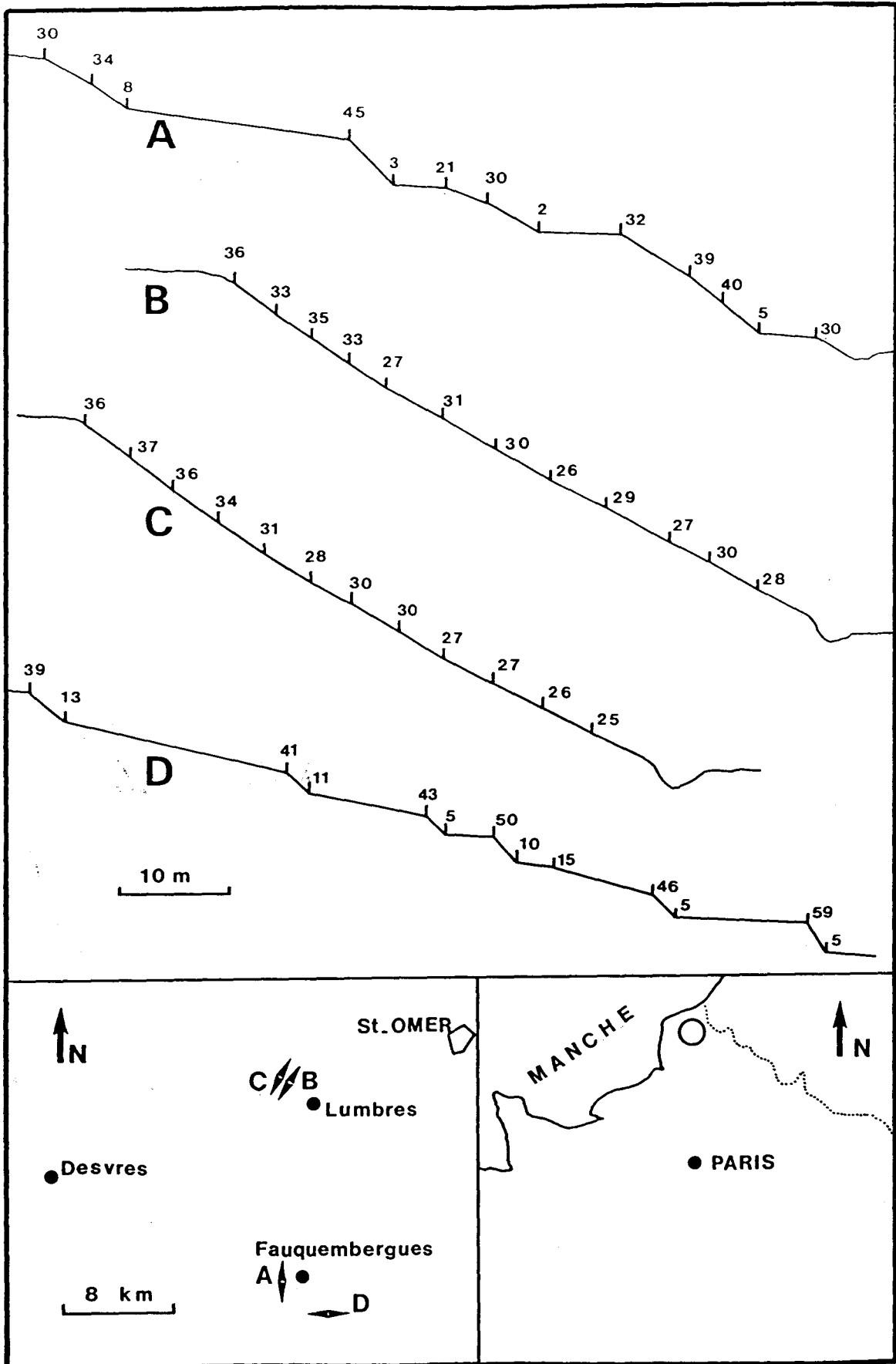


fig n°II-6: Valeurs de pente des versants crayeux dans le secteur de Lumbres.

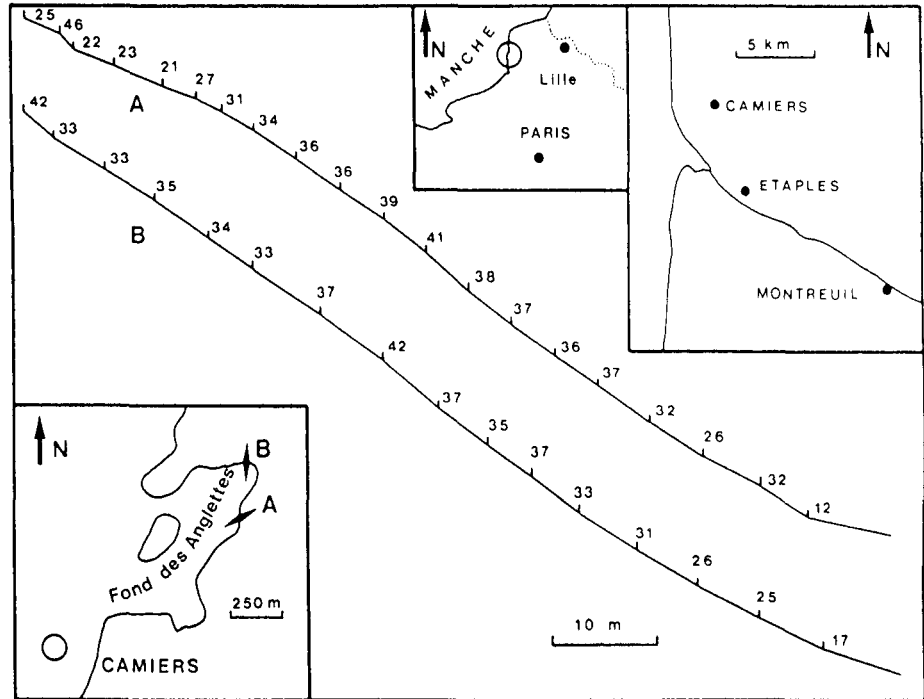


fig n°II-7: Valeurs de pente des versants crayeux dans le secteur de Camiers.

fig n°II-8: Valeurs de pente données par les éboulis stratifiés dans le secteur de Lumbres.(1. 2)

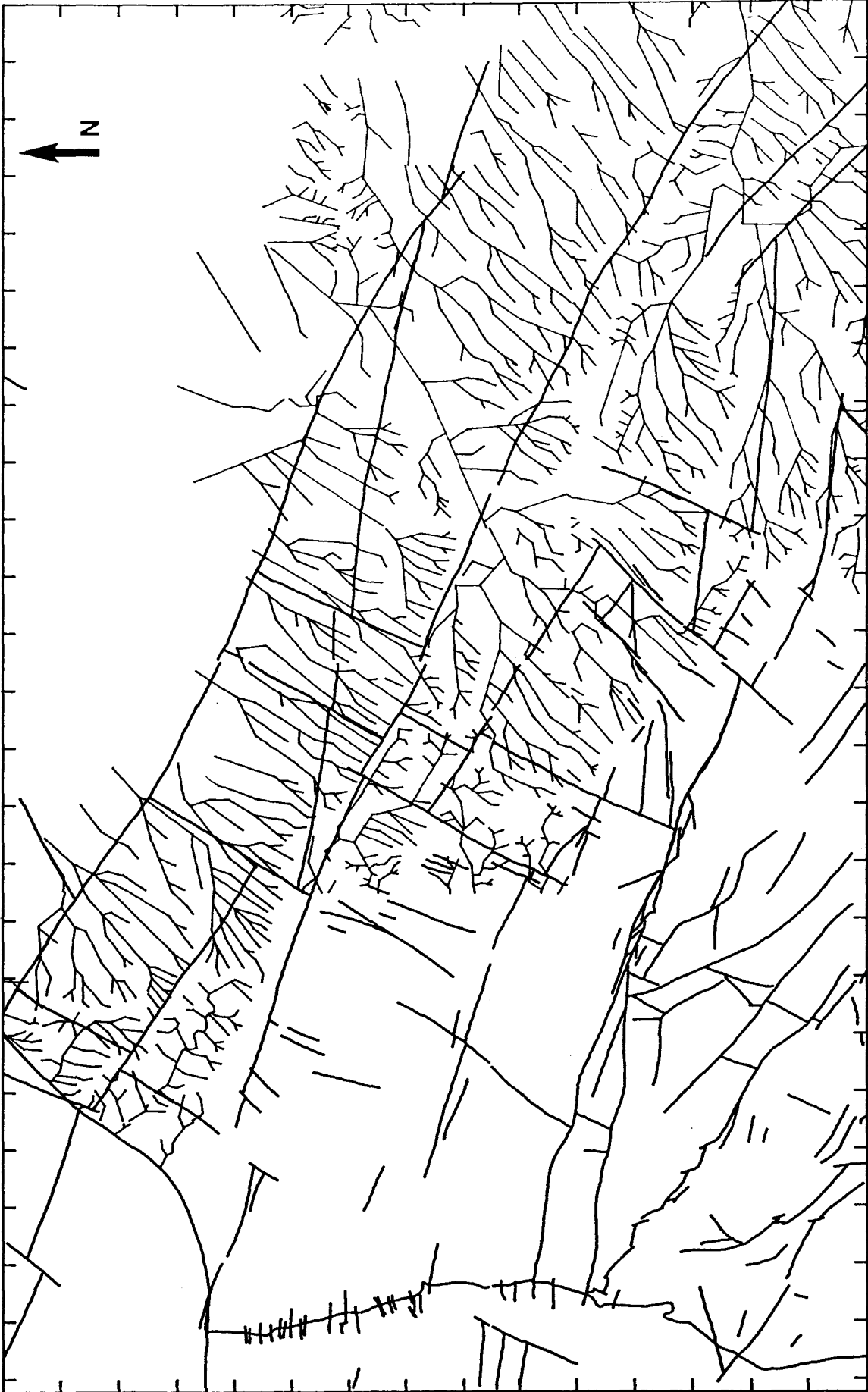


fig n°11-9: Superposition de la carte structurale de la partie Ouest du Nord-Pas-de-Calais et des traits morphologiques.

*Positionnement des failles dans les vallées asymétriques.

La description de la nature des bas-fonds (**fig n°II-10**) des hauts plateaux de Madagascar (Arthaud et *al*, 1989) permet de supposer l'existence de failles au pied des versants les plus abrupts des vallées asymétriques, cela avait déjà été signalé dans le Nord de la France (Sommé, 1977). Les données issues des forages de recherches d'eau potable dans l'Artois mettent en évidence des zones à forts débits au droit de ces mêmes versants. La convergence de ces différentes approches permet de situer et d'admettre de façon très probable la présence de failles à l'origine de cette morphologie particulière. Les valeurs de pente obtenues, permettent de penser que cette structuration tectonique est suffisamment récente pour que de telles pentes se soient conservées. De nouvelles observations de terrain (Bracq, Colbeaux, Sommé, inédit) confirment que les vallées dissymétriques, du Nord de la France, ont pour origine une activité tectonique récente. L'érosion n'a pu jouer pleinement son rôle mais elle a certainement contribué au maintien de cette dissymétrie sans être à l'origine de la genèse des vallées asymétriques comme l'ont écrit de nombreux auteurs (Pomerol & Renard, 1989; Tricart, 1981; Derruau, 1974, Vianney, 1977).

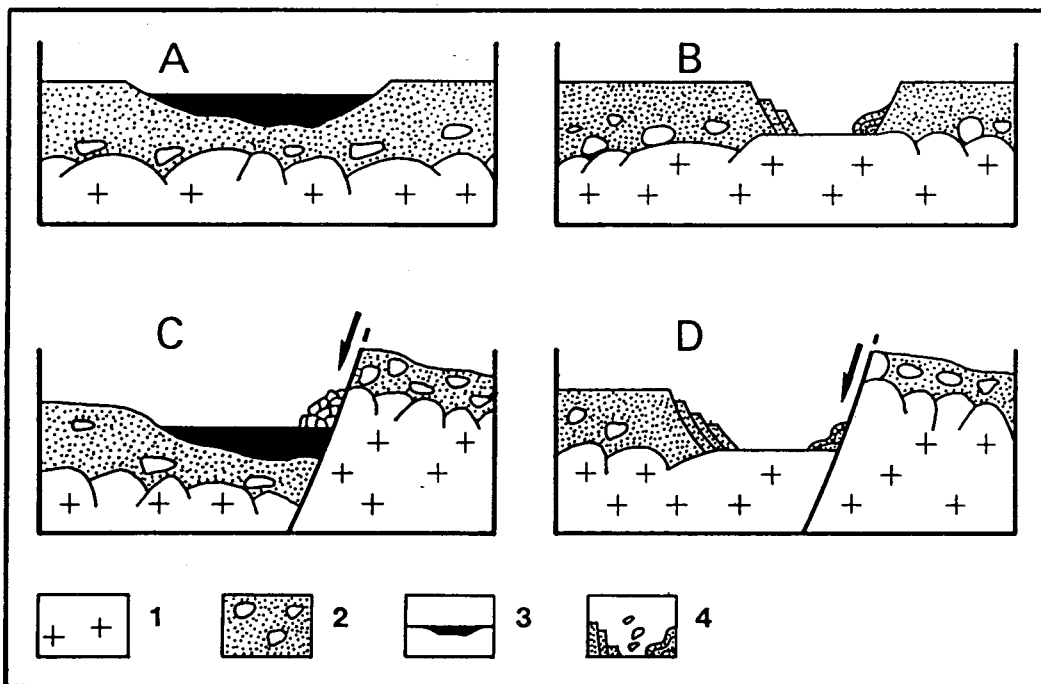


fig n°II-10: Structure schématique des différents types de bas-fonds. A: B.F. de zone stable. Matériel flué, plus ou moins encaissé dans les altérites autochtones. B: B.F. de bloc remonté par mouvements verticaux. Décapage des altérites jusqu'au substratum. C: B.F. sur faille dans un bloc affaissé. Cours rectiligne et pentes dissymétriques; sédimentation dans le bloc descendu. D: B.F. sur faille dans un bloc remonté. Cours rectiligne et pentes dissymétriques; tendance au décapage jusqu'au substratum dans les deux blocs. 1: socle, 2: altération, 3: bas-fond tourbeux rizicole, 4: éboulis, loupe de glissement, "lavaka" (d'après Arthaud et *al*, 1989).

II-D) L'EFFET D'ECHELLE SUR LA REPRESENTATIVITE DES LINEAMENTS:

II-D-1) Notion de Surface Elémentaire Représentative (S.E.R.)

Cette notion dérive de celle, classique, bien connue des hydrogéologues qui est la notion de Volume Elémentaire Représentatif. Dans notre cas, la S.E.R. possède une limite inférieure et une limite supérieure qui sont en fait une surface minimale susceptible de contenir le minimum d'informations permettant l'établissement d'une rosace de directions qui soit significative et dont la signification ne s'altère pas ou peu lorsqu'on augmente la surface prise en compte. A partir du moment où l'information s'altère, c'est-à-dire que, 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 SER. Ceci est une des définitions que l'on peut appliquer à la SER, mais il faut également tenir compte du nombre d'éléments présents, si sur une feuille topographique au 1/25 000 la densité de linéaments est élevée, la SER peut être réduite, par contre si la densité est faible alors la SER sera étendue. La notion de SER est donc tributaire de deux paramètres, la surface et la densité de traits, qui sont en fait liées. Nous avons tenté d'établir des relations entre la surface prise en compte, c'est-à-dire le nombre d'éléments présents sur cette même surface et la modification des informations perçues par l'intermédiaire des histogrammes. Notre choix s'est porté sur une zone à forte densité de traits (feuilles au 1/25 000 n° 2204, 2205, 2206 Ouest et 2104, 2105, 2106, 2204, 2205, 2206 Est, fig n°II-11, 12, le cadre de départ à pour coordonnées X1: 557,000, Y1: 1295,200: X2: 587,000, Y2: 1325,200), les surfaces prises en compte sont respectivement de 900, 400, 225, 100, 25, 9 et 2,25 km² (fig n°II-13) et correspondent aux sept zones étudiées (de O à VI). De manière à comparer le tout, nous avons reporté les différentes valeurs obtenues, pour chaque surface, sur un même histogramme et pour un même type de traits (rideaux ou talwegs, notation T ou V; rideaux et talwegs, notation A), soit en pourcentage du nombre, soit en pourcentage de longueurs cumulées (fig n°II-14, II-15, II-16) le tout par classe d'orientation de 10° (classes 1 à 18). Vu le nombre de zones et par soucis de lisibilité nous avons construit deux histogrammes pour chaque type de traitement. Le premier regroupant les zones O à III et le deuxième de IV à VI. La signification des symboles utilisés s'extrapole aisément à partir des exemples ci-après: An-O = % en nombre pour la zone O des rideaux et des talwegs; TI-IV = % en longueurs cumulées des rideaux pour la zone IV.

La comparaison (T+V=A) en nombre pour les zones O à IV (fig n°II-14 A et B) montre qu'avec une surface de 900 km² aucune classe ne dépasse le seuil de 10%, seuil que nous nous sommes fixé comme étant le pourcentage au-delà duquel l'information devient significative. En zone I apparaît le premier pic pour la classe 6 entouré par les classes 5 et 7 (9%, chacune). Au-delà, la classe 7 disparaît au profit de la 4 et de la 3, cette dernière

fig n°II-12: Carte de répartition des talwegs à partir des cartes IGN n°2104E, 2105E, 2106E, 2204E-O, 2205E-O, 2206E-O (coordonnées Lambert: X: 557, 000, Y: 1295,200; X1: 587,000, Y1: 1325,200).

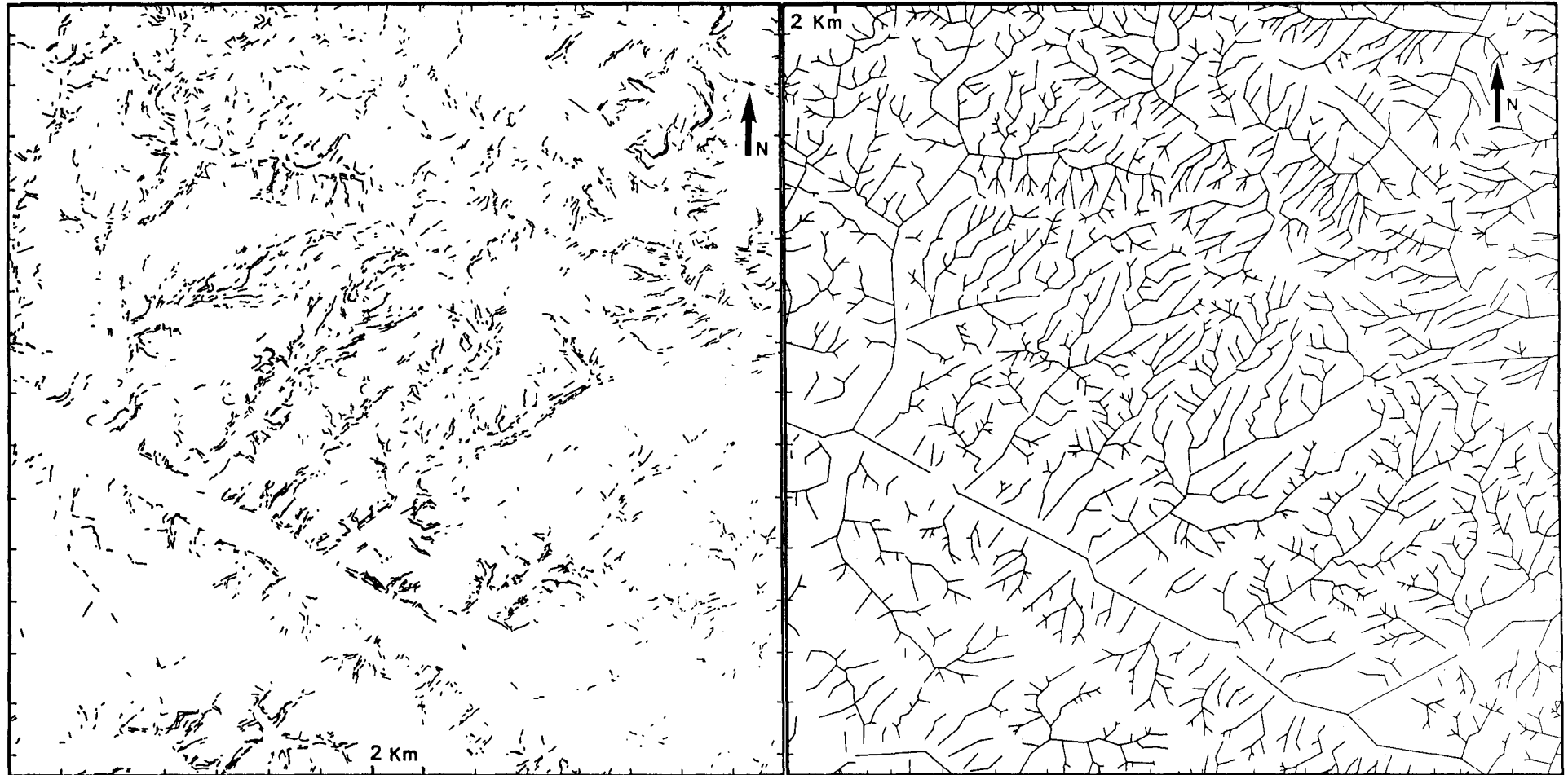


fig n°II-11: Carte de répartition des rideaux à partir des cartes IGN n°2104E, 2105E, 2106E, 2204E-O, 2205E-O, 2206E-O (coordonnées Lambert: X: 557, 000, Y: 1295,200; X1: 587,000, Y1: 1325,200).

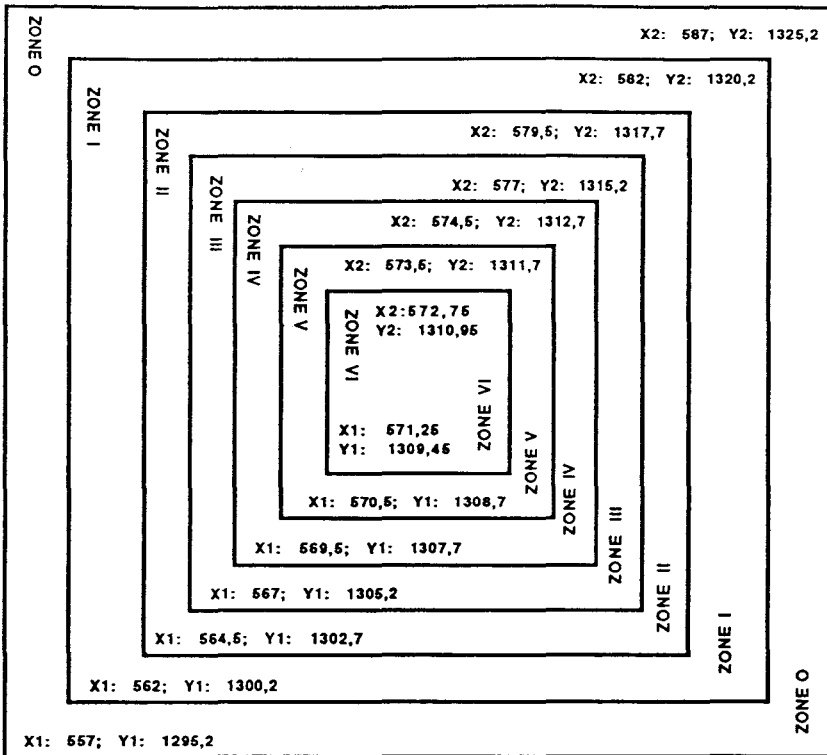


fig n°II-13: Principe du découpage pour l'établissement des histogrammes (Zones: O, I, II, III, IV, V, VI).

disparaissant en zone VI où il ne reste que les classes 4, 5 et 6 avec les classes 12, 13 et 18 à 9%. Les directions N 30-60 et N 110-130 sont reconnues régionalement par contre la direction N 170-180 est moins bien exprimée. Donc, mis à part la zone O (900km² et 7542 éléments) où aucun pic n'apparaît, l'information semble se conserver mais est beaucoup plus explicite en zone V (9 km² et 119 éléments) et en zone VI dans ce dernier cas la classe 3 disparaît, peut-être ne peut-elle s'individualiser que pour une surface donnée? Les histogramme en AI (T+V en longueur, fig n°II-14 C et D) confortent ces observations, notons toutefois que la direction N50-60 (classe 6) devient majoritaire et que la classe 13 apparue en zone V disparaît. Si l'on examine maintenant la répartition des rideaux (fig n°II-15 A et B), le premier pic s'individualise dès la zone O (classe 5) d'autres encadrent ensuite cette classe jusqu'en zone V (4 pics) mais en zone VI seuls persistent les classes 5 et 6 (direction N 40-60). Les classes 7, 3 et 4 ont disparu au fur et à mesure. En longueurs cumulées (fig n°II-15 C et D), la tendance est plus homogène autour des classes 5 et 6 pourtant la classe 11 s'affirme en zone VI. Passons aux talwegs (fig n°II-16 A et B) les pics apparaissent uniquement à partir de la zone V, classes 3, 4, 13 et 14, mis à part la 4, les autres disparaissent au profit des classes 6 et 18 en zone VI. En longueurs cumulées le premier pic apparaît en Zone I et en zone V on compte 5 pics (classes 3, 4, 5, 6 et 13).

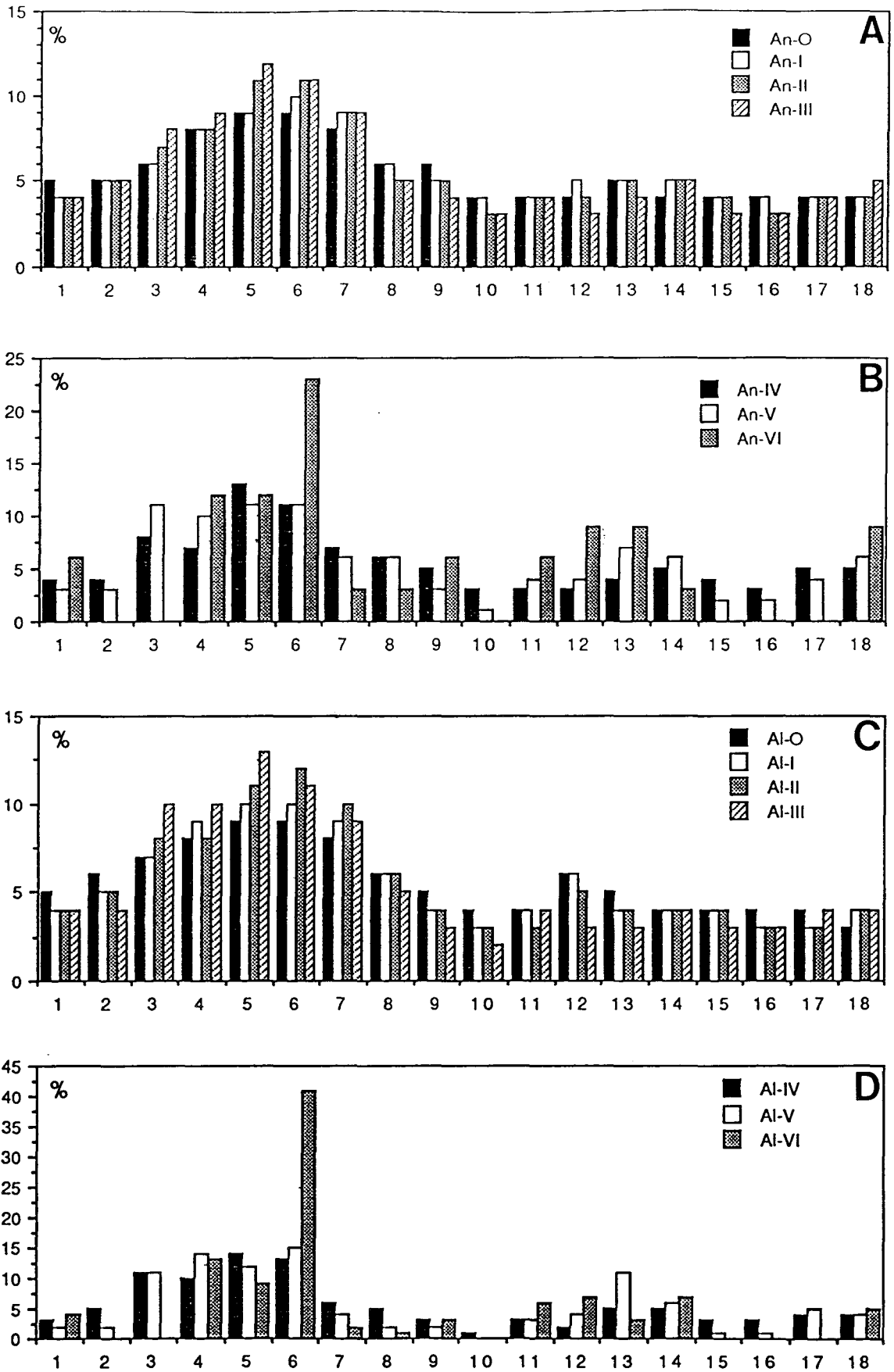


fig n°II-14: Estimation de la SER en faisant varier la surface prise en compte (A: rideaux et talwegs, en nombre et en longueurs cumulées pour les zones O à III et IV à VI).

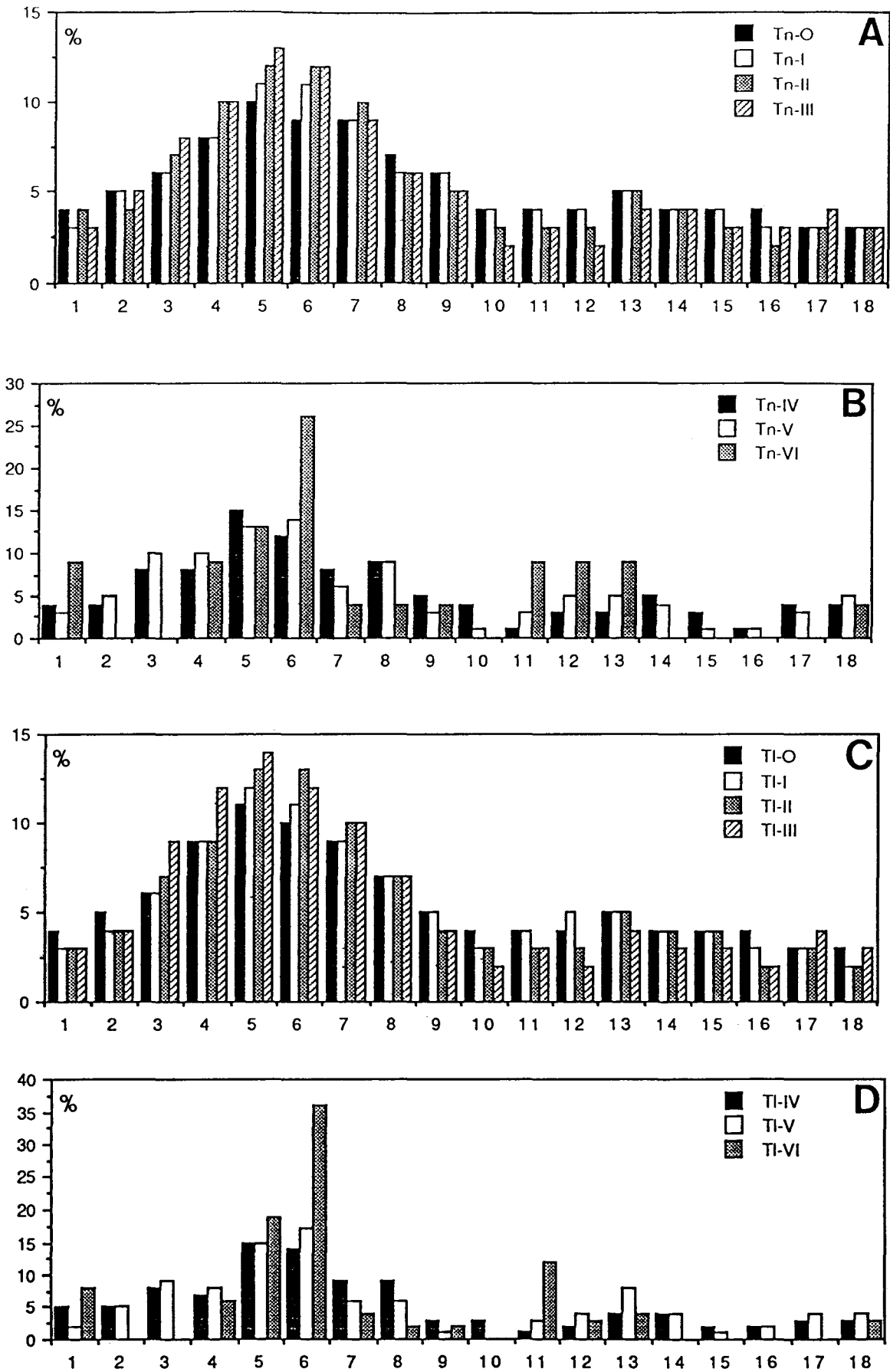


fig n°II-15: Estimation de la SER en faisant varier la surface prise en compte (T: rideaux, en nombre et en longueurs cumulées pour les zones O à III et IV à VI).

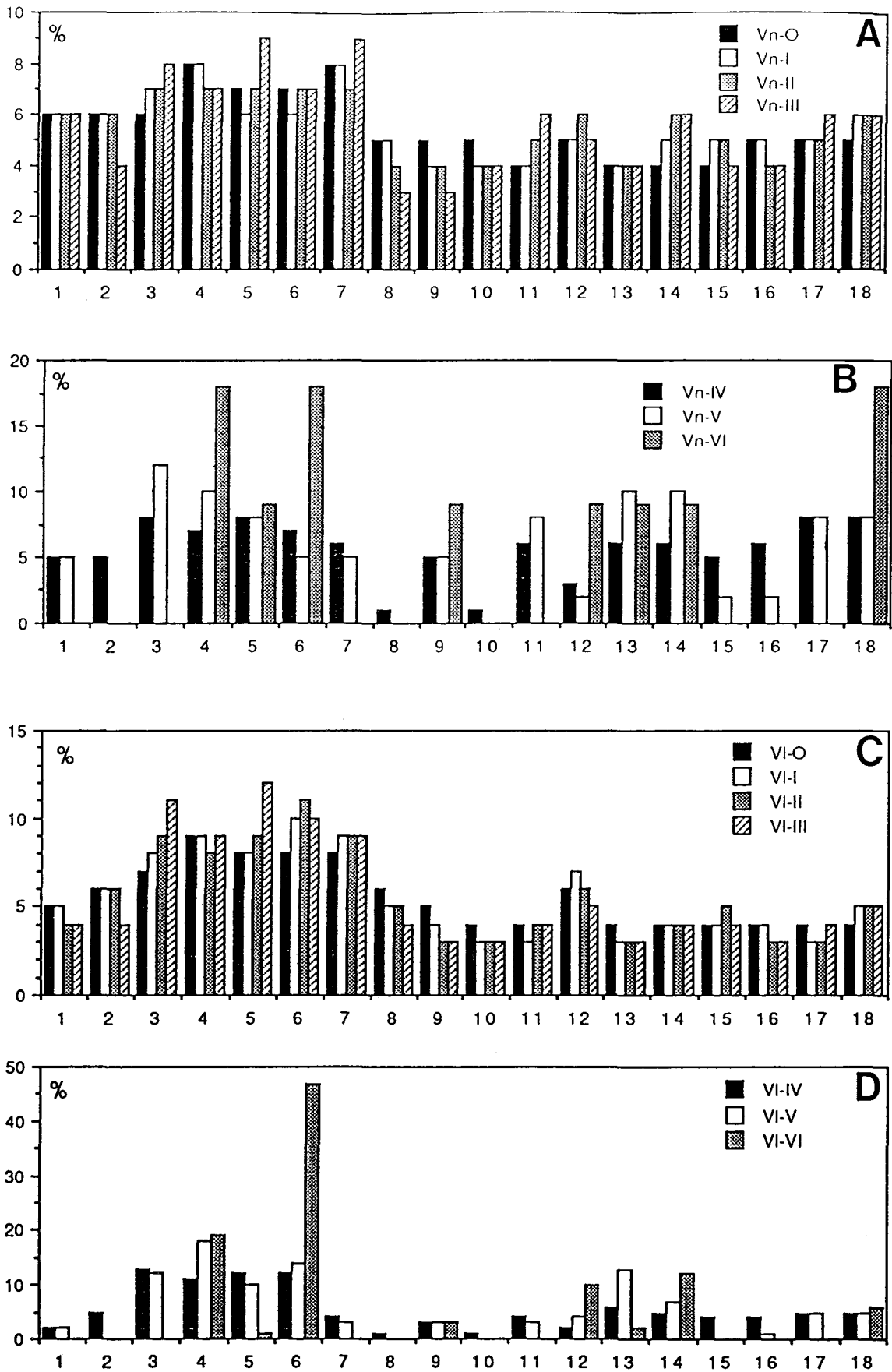


fig n°II-16: Estimation de la SER en faisant varier la surface prise en compte (V: talwegs, en nombre et en longueurs cumulées pour les zones O à III et IV à VI).

classes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
An-O	5	5	6	8	9	9	8	6	6	4	4	4	5	4	4	4	4	4	N: 7642
An-I	4	5	6	8	9	10	9	6	5	4	4	5	5	5	4	4	4	4	N: 4255
An-II	4	5	7	8	11	11	9	5	5	3	4	4	5	5	4	3	4	4	N: 2596
An-III	4	5	8	9	12	11	9	5	4	3	4	3	4	5	3	3	4	5	N: 1295
An-IV	4	4	8	7	13	11	7	6	5	3	3	3	4	5	4	3	5	5	N: 325
An-V	3	3	11	10	11	11	6	6	3	1	4	4	7	6	2	2	4	6	N: 119
An-VI	6	0	0	12	12	23	3	3	6	0	6	9	9	3	0	0	0	9	N: 34
AI-O	5	6	7	8	9	9	8	6	5	4	4	6	5	4	4	4	4	3	L: 2066,16
AI-I	4	5	7	9	10	10	9	6	4	3	4	6	4	4	4	3	3	4	L: 1101,03
AI-II	4	5	8	8	11	12	10	6	4	3	3	5	4	4	4	3	3	4	L: 641,55
AI-III	4	4	10	10	13	11	9	5	3	2	4	3	3	4	3	3	4	4	L: 309,65
AI-IV	3	5	11	10	14	13	6	5	3	1	3	2	5	5	3	3	4	4	L: 81,64
AI-V	2	2	11	14	12	15	4	2	2	0	3	4	11	6	1	1	5	4	L: 28,81
AI-VI	4	0	0	13	9	41	2	1	3	0	6	7	3	7	0	0	0	5	L: 6,72
Tn-O	4	5	6	8	10	9	9	7	6	4	4	4	5	4	4	4	3	3	N: 5203
Tn-I	3	5	6	8	11	11	9	6	6	4	4	4	5	4	4	3	3	3	N: 2978
Tn-II	4	4	7	10	12	12	10	6	5	3	3	3	5	4	3	2	3	3	N: 1851
Tn-III	3	5	8	10	13	12	9	6	5	2	3	2	4	4	3	3	4	3	N: 933
Tn-IV	4	4	8	8	15	12	8	9	5	4	1	3	3	5	3	1	4	4	N: 220
Tn-V	3	5	10	10	13	14	6	9	3	1	3	5	5	4	1	1	3	5	N: 79
Tn-VI	9	0	0	9	13	26	4	4	4	0	9	9	9	0	0	0	0	4	N: 23
TI-O	4	5	6	9	11	10	9	7	5	4	4	4	5	4	4	4	3	3	L: 724,17
TI-I	3	4	6	9	12	11	9	7	5	3	4	5	5	4	4	3	3	2	L: 414,19
TI-II	3	4	7	9	13	13	10	7	4	3	3	3	5	4	4	2	3	2	L: 259,10
TI-III	3	4	9	12	14	12	10	7	4	2	3	2	4	3	3	2	4	3	L: 130,59
TI-IV	5	5	8	7	15	14	9	9	3	3	1	2	4	4	2	2	3	3	L: 33,55
TI-V	2	5	9	8	15	17	6	6	1	0	3	4	8	4	1	2	4	4	L: 11,69
TI-VI	8	0	0	6	19	36	4	2	2	0	12	3	4	0	0	0	0	3	L: 3,08
Vn-O	6	6	6	8	7	7	8	5	5	5	4	5	4	4	4	5	5	5	N: 2459
Vn-I	6	6	7	8	6	6	8	5	4	4	4	5	4	5	5	5	5	6	N: 1284
Vn-II	6	6	7	7	7	7	7	4	4	4	5	6	4	6	5	4	5	6	N: 749
Vn-III	6	4	8	7	9	7	9	3	3	4	6	5	4	6	4	4	6	6	N: 363
Vn-IV	5	5	8	7	8	7	6	1	5	1	6	3	6	6	5	6	8	8	N: 105
Vn-V	5	0	12	10	8	5	5	0	5	0	8	2	10	10	2	2	8	8	N: 40
Vn-VI	0	0	0	18	9	18	0	0	9	0	0	9	9	9	0	0	0	18	N: 11
VI-O	5	6	7	9	8	8	8	6	5	4	4	6	4	4	4	4	4	4	L: 1341,99
VI-I	5	6	8	9	8	10	9	5	4	3	3	7	3	4	4	4	3	5	L: 686,84
VI-II	4	6	9	8	9	11	9	5	3	3	4	6	3	4	5	3	3	5	L: 383,45
VI-III	4	4	11	9	12	10	9	4	3	3	4	5	3	4	4	3	4	5	L: 179,06
VI-IV	2	5	13	11	12	12	4	1	3	1	4	2	6	5	4	4	5	5	L: 48,09
VI-V	2	0	12	18	10	14	3	0	3	0	3	4	13	7	0	1	5	5	L: 17,12
VI-VI	0	0	0	19	1	47	0	0	3	0	0	10	2	12	0	0	0	6	L: 3,64

tab n°II-1: Données utilisées pour les figures 14 à 16; An: rideaux et talwegs en nombre, AI: rideaux et talwegs en longueurs culmulées (en km), Tn: rideaux en nombre, TI: rideaux en longueurs culmulées (en km), Vn: talwegs en nombre, VI: talwegs en longueurs culmulées (en km).

En fait, 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. La notion de SER est donc tributaire non pas d'une surface régulière et immuable mais de la quantité d'informations qui y est portée. Construire un histogramme en An moyenne légèrement les directions mais apporte apparemment le meilleur compromis. Une autre information peut être obtenue, en effet, si on regarde la répartition des pics entre T et V, ils semblent distribués respectivement à droite et à gauche de la classe 5 (moyenne en direction N60 et N 50). Il existerait donc une distorsion systématique de 10° entre les deux types de trait.

De plus, sur une carte topographique nous ne travaillons pas en tenant compte des limites de blocs ou de sous-blocs (selon la définition de Colbeaux et al, 1977), chacun d'entre eux peut avoir une logique structurale différente qui va interférer sur la définition de la SER. Ces observations font que vraisemblablement la limite supérieure de la SER est en fait les limites d'un bloc à l'intérieur duquel on peut supposer qu'il y a conservation de l'information morphostructurale. L'avantage des logiciels de traitement mis au point (Delay et al, 1991, 1992, Delay & Bracq, 1992) est de permettre des superpositions de la structure tectonique d'une région étudiée et des éléments morphologiques puis de travailler, une fois les limites déterminées, sur une surface structurellement et morphologiquement homogène.

II-D-2) Etablissement des cartes de fréquence: définition du pas de la maille,

Ici encore nous nous heurtons à des problèmes de définitions toujours liés en fait à la densité des traits, mais cette fois le problème de limites évoqué dans le paragraphe précédent n'intervient plus de la même manière . Le principe du traitement est de déterminer le nombre de traits dans chaque maille suivant les orientations sélectionnées par l'utilisateur, la restitution de la réponse pouvant se faire également en pourcentage par rapport à l'ensemble des traits présents dans la maille soit en nombre soit en longueurs cumulées. Seul reste à définir le pas de la maille, ce pas ne peut être défini de manière stricte, il est plutôt fonction de l'information recherchée donc également de l'échelle à laquelle on désire travailler. Si on veut déterminer les grandes lignes structurales du Bassin de Paris il ne serait pas logique de prendre un pas de maille de 500 m, par contre il serait judicieux de travailler avec ce pas lorsque l'analyse est plus sectorielle, par exemple pour la définition de l'implantation d'un champ captant.

Les figures n°II-17 à II-29 sont des cartes de fréquences (rideaux et segments de talwegs) et dans chaque maille est inscrite une rosace des directions majeures au seuil de 10%. Chaque carte est construite avec un pas de maille différent et de plus en plus grand de manière à étudier l'évolution ou l'altération de l'information lorsque la surface, donc le

fig n°11-17 à 11-29: Variation du pas de maille et altération de l'information morphostructurale.

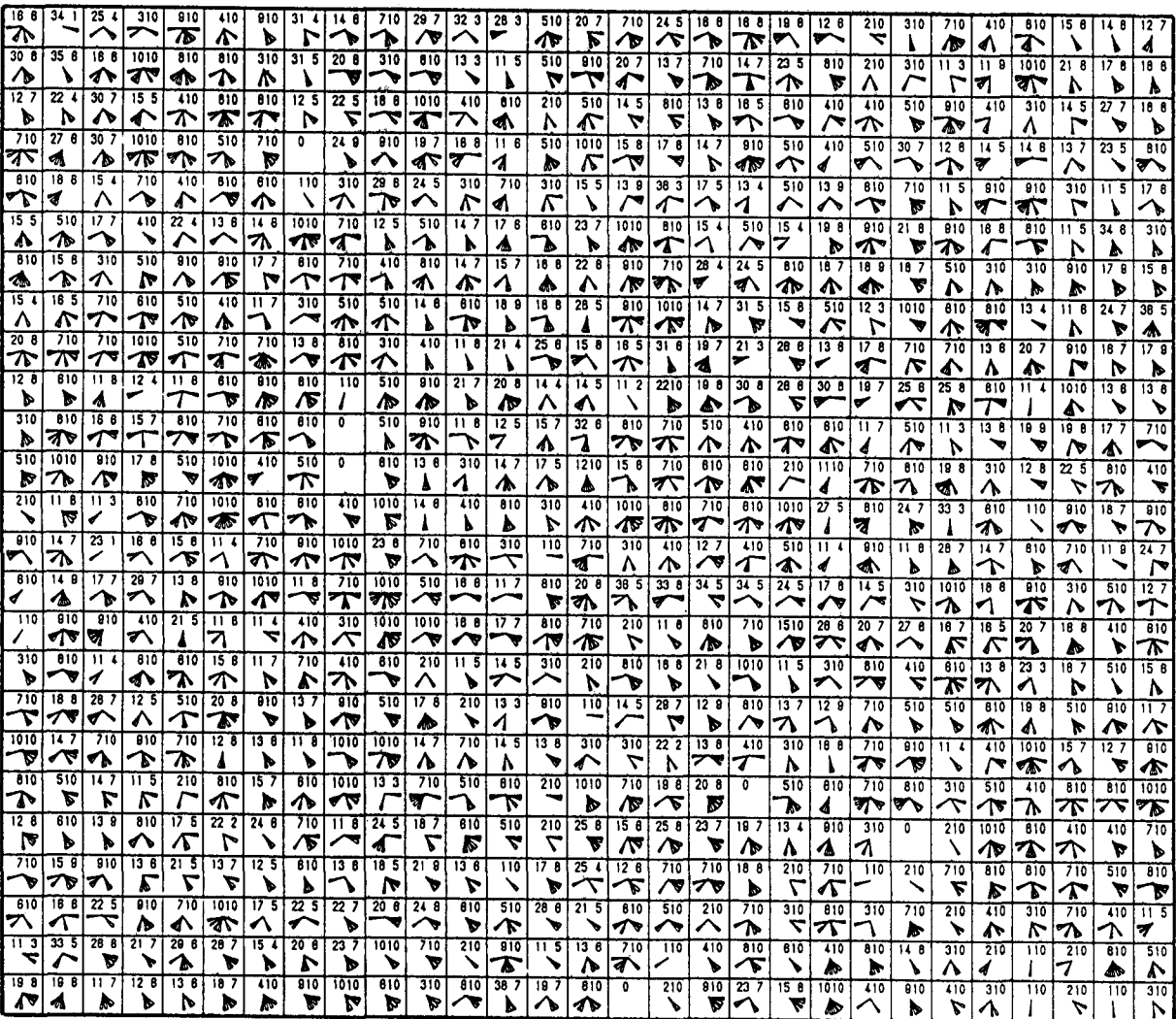


fig n°11-17: maille de 1000 m.



fig n°11-18: maille de 1500 m.

42 2	63 1	15 4	11 3	34 7	49 4	19 7	58 4	37 2	28 5	31 8	37 5	32 3	33 4	4 10	12 4	15 8	34 5	24 8
39 7	64 5	24 5	14 2	15 8	34 5	22 4	11 5	10 10	13 5	31 1	20 7	30 5	13 8	7 10	15 4	10 10	33 4	38 8
22 2	64 2	12 3	3 3	7 10	24 8	31 8	37 5	18 8	20 8	37 7	38 4	20 8	13 8	23 8	35 4	28 8	25 5	39 5
17 5	28 5	18 8	24 3	18 8	12 4	38 3	19 8	24 5	35 5	23 5	27 3	12 8	34 4	28 8	20 7	20 7	22 3	40 7
28 4	13 8	15 7	11 4	23 5	13 5	11 5	28 4	34 7	3 7	12 5	41 2	47 3	21 3	37 3	5 7	9 10	18 8	43 8
4 4	11 8	17 7	8 10	22 2	13 8	8 10	17 9	43 4	48 3	38 4	43 3	62 4	28 7	30 7	15 7	28 3	27 8	29 8
18 7	22 5	28 4	10 10	19 8	8 10	8 10	31 4	27 4	39 8	25 8	28 8	38 8	52 3	37 7	45 4	34 7	17 8	21 5
3 8	2 1	23 5	18 8	9 10	3 10	15 7	17 8	43 3	42 8	23 4	8 10	8 10	18 7	14 8	21 1	12 5	48 7	23 5
11 1	27 3	13 8	20 4	17 8	8 10	28 5	18 7	8 10	7 10	1 5	21 2	10 10	40 5	35 4	53 4	11 3	13 7	40 7
20 8	31 5	49 8	27 8	18 7	24 8	5 5	23 7	18 8	27 4	51 1	59 5	48 4	35 8	17 7	20 8	32 3	12 8	17 8
5 10	20 8	7 10	37 4	21 5	10 10	18 8	24 5	23 5	9 10	12 8	23 7	18 8	38 3	44 4	25 8	42 2	30 7	13 8
15 7	40 7	19 7	27 3	17 8	18 8	8 10	24 7	33 3	4 10	33 4	38 7	15 8	20 8	15 8	8 10	31 8	18 8	23 7
19 7	19 7	20 8	18 8	24 5	17 8	14 5	19 8	26 4	11 5	10 10	34 2	5 10	24 7	13 7	21 1	10 10	25 8	20 7
18 7	23 7	15 7	37 3	35 5	22 5	45 2	15 4	8 10	32 5	35 7	50 8	22 4	22 4	7 10	3 10	18 5	11 4	11 8
15 8	27 7	33 4	25 8	28 5	28 3	38 4	31 8	19 7	48 5	20 8	10 10	25 8	10 10	2 10	8 10	11 7	17 7	13 8
35 3	51 3	40 5	48 5	28 5	53 4	32 5	12 8	25 5	37 5	8 10	5 10	14 7	4 10	22 8	12 7	4 10	5 10	8 10



fig n°11-19: maille de 2000 m.

104	4	50	3	23	2	68	4	40	5	72	4	41	1	47	4	54	4	64	1	22	3	19	7	28	6	58	6
60	1	76	1	17	3	23	4	62	4	44	5	20	8	38	5	39	5	33	3	15	8	48	5	29	5	65	5
39	3	36	5	37	3	24	2	45	1	44	4	30	5	55	6	60	2	33	4	37	5	41	5	33	3	50	6
42	5	17	8	23	5	32	8	17	7	35	4	60	6	54	5	48	2	70	0	44	2	33	4	22	3	49	9
38	4	38	3	24	3	30	8	12	3	35	7	73	1	48	5	76	5	92	2	65	5	59	3	44	3	43	6
23	5	51	1	24	3	16	8	8	10	33	5	54	3	62	5	19	6	14	4	28	6	37	2	44	7	58	4
31	0	48	3	36	8	23	4	40	7	30	8	12	5	20	7	29	4	20	7	48	5	81	4	22	4	39	7
26	4	52	3	47	3	29	8	25	3	44	4	42	4	61	3	80	5	78	3	66	5	52	1	57	2	24	6
28	5	48	5	40	3	35	7	19	8	28	8	34	2	23	4	66	8	36	7	28	6	17	8	56	4	32	5
32	2	38	6	27	5	39	8	37	3	29	6	33	4	20	8	65	0	10	10	34	5	27	5	20	7	42	3
32	5	38	6	69	4	44	4	61	0	49	7	24	7	66	4	56	5	48	5	19	6	8	10	25	5	18	6
59	4	70	3	68	3	63	1	66	5	33	5	52	6	43	4	10	10	20	8	18	6	21	7	8	10	17	7

116	0 132	4 127	4 87	8 110	6 40	5 47	8 38	6 33	4
69	4 84	3 82	3 89	2 73	4 122	2 87	3 41	2 55	1
74	4 83	1 57	5 85	4 65	2 84	8 84	3 82	3 113	1
83	1 101	4 57	4 81	3 55	1 35	2 121	1 115	2 61	2
83	2 70	4 29	4 83	5 137	1 77	3 105	2 109	2 89	4
73	1 48	3 61	2 55	5 153	4 124	1 142	0 63	0 71	3
121	0 59	2 59	4 113	1 84	2 109	2 67	3 90	4 63	2
183	2 58	2 121	3 102	3 63	1 101	3 84	1 56	4 77	3

fig n°11-21: maille de 3000 m.



85	2 83	4 78	4 85	6 61	6 61	5 15	8 55	5 41	7 17	5 10	10
49	4 73	3 80	4 82	8 64	8 65	8 70	5 70	4 22	5 24	5 32	3
54	2 48	3 61	3 51	2 48	5 41	3 88	2 24	2 49	4 33	3 63	1
38	7 50	5 61	2 34	5 50	5 42	2 58	7 59	6 75	4 58	2 78	1
50	4 87	5 48	4 60	5 49	5 38	3 110	2 85	4 66	1 81	5 37	4
44	4 62	2 37	8 17	8 62	8 62	4 39	4 24	5 63	4 60	3 84	6
52	3 50	4 44	2 18	8 63	5 106	1 82	4 35	1 91	3 78	1 70	3
60	2 52	4 57	4 41	2 72	3 87	8 64	1 87	2 89	3 47	4 56	6
88	3 58	5 25	4 74	4 77	3 35	4 88	4 51	2 46	5 63	3 70	4
148	4 50	2 60	5 83	2 101	1 49	3 69	5 87	1 26	5 33	3 87	3

fig n°11-20: maille de 2500 m.

fig n°1-22: maille de 3500 m.

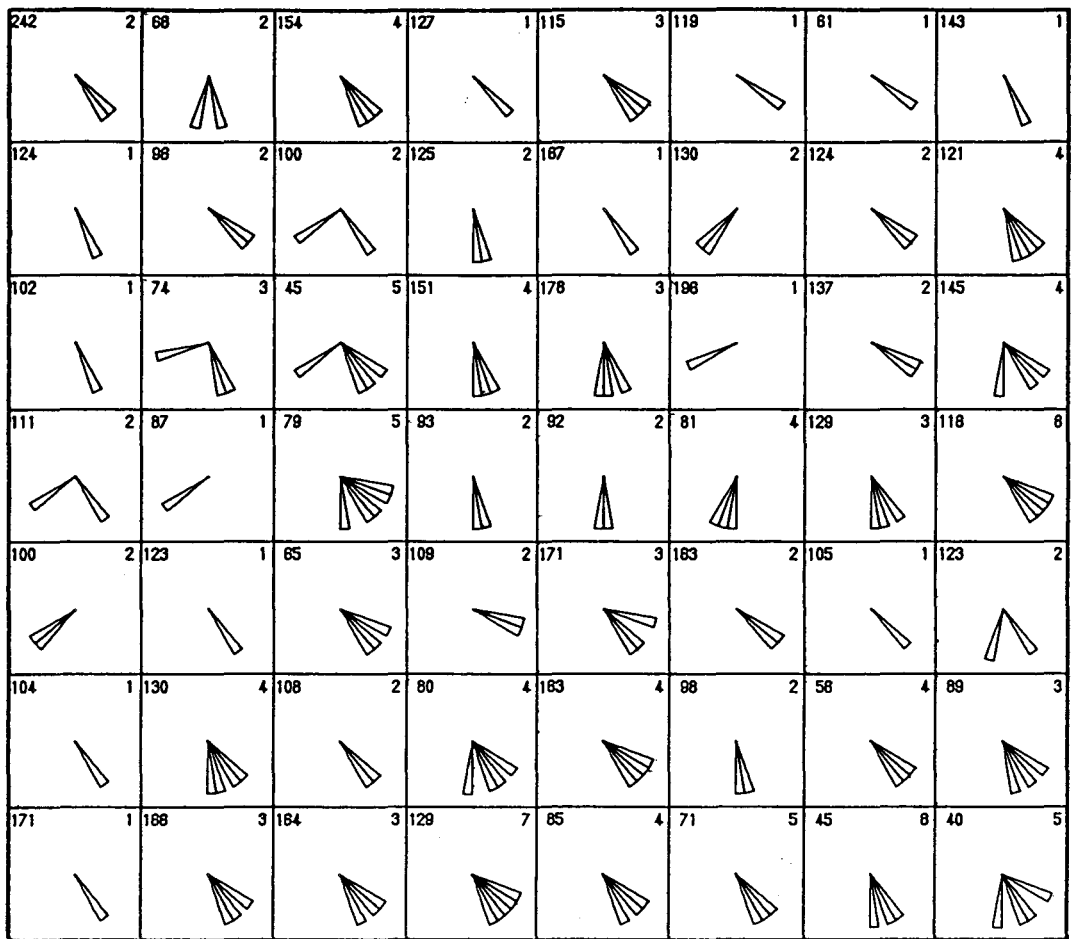
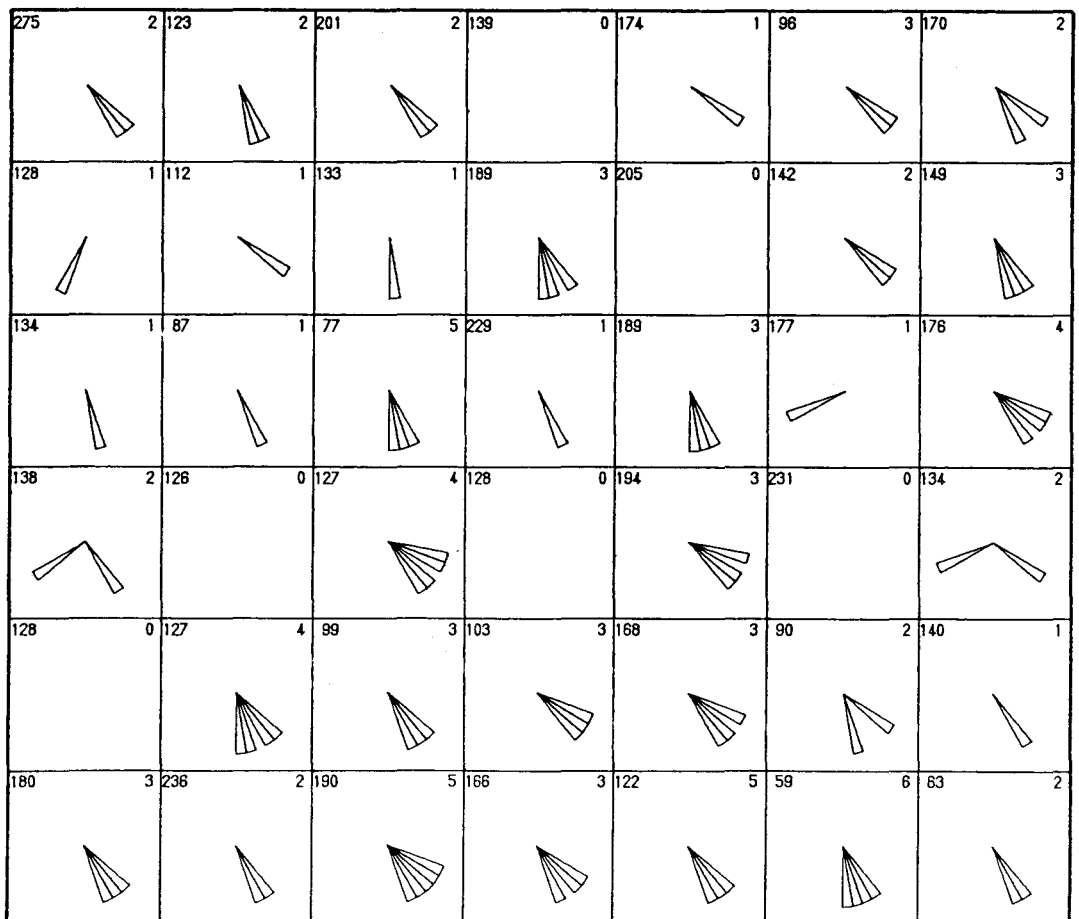


fig n°1-23: maille de 4000 m.



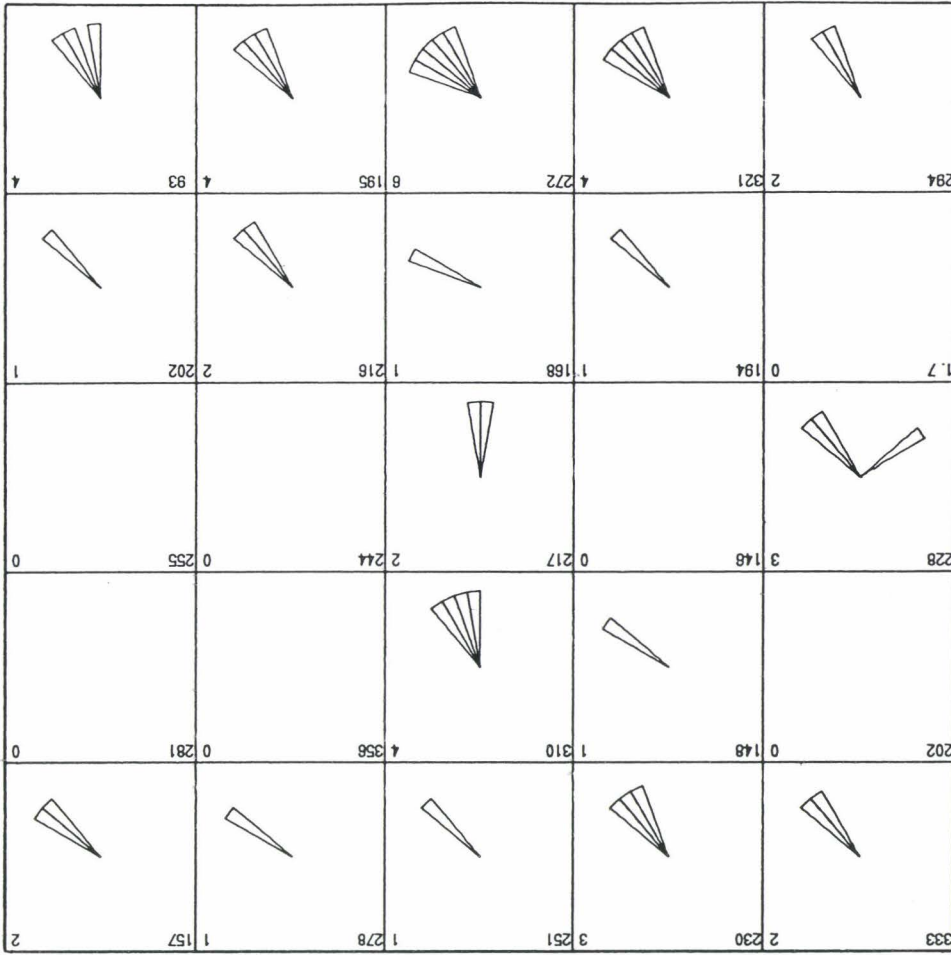


fig n°II-25: maille de 5000 m.

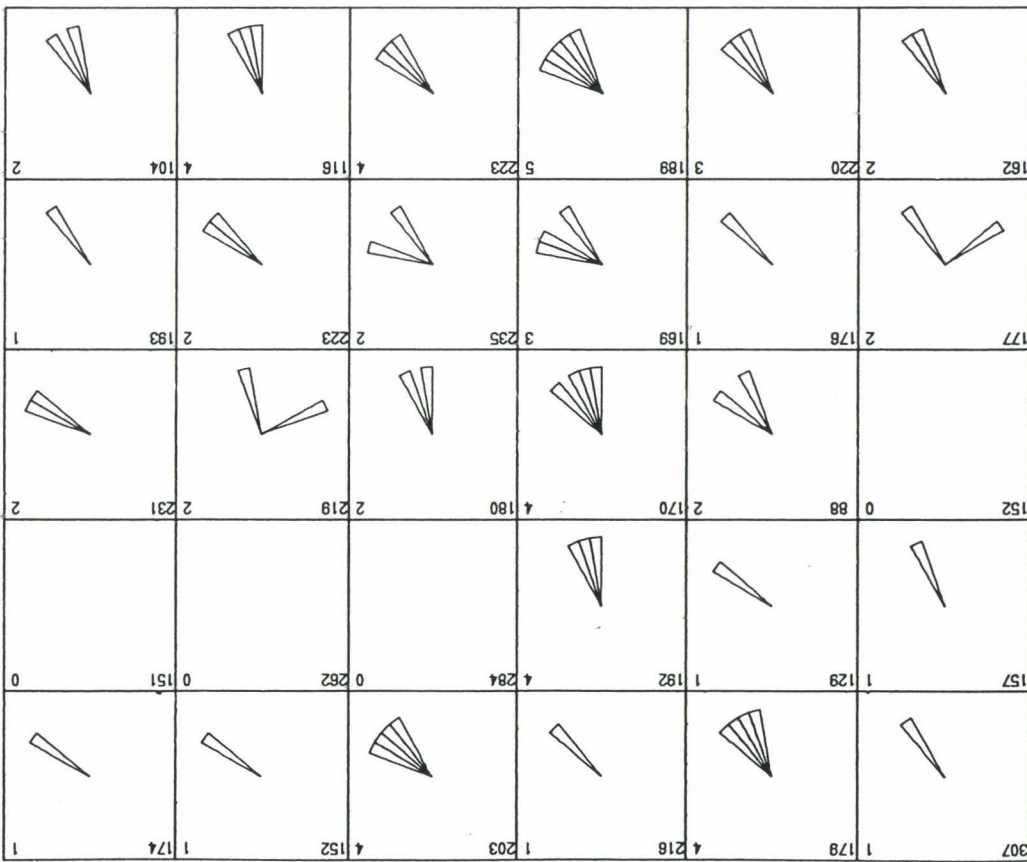
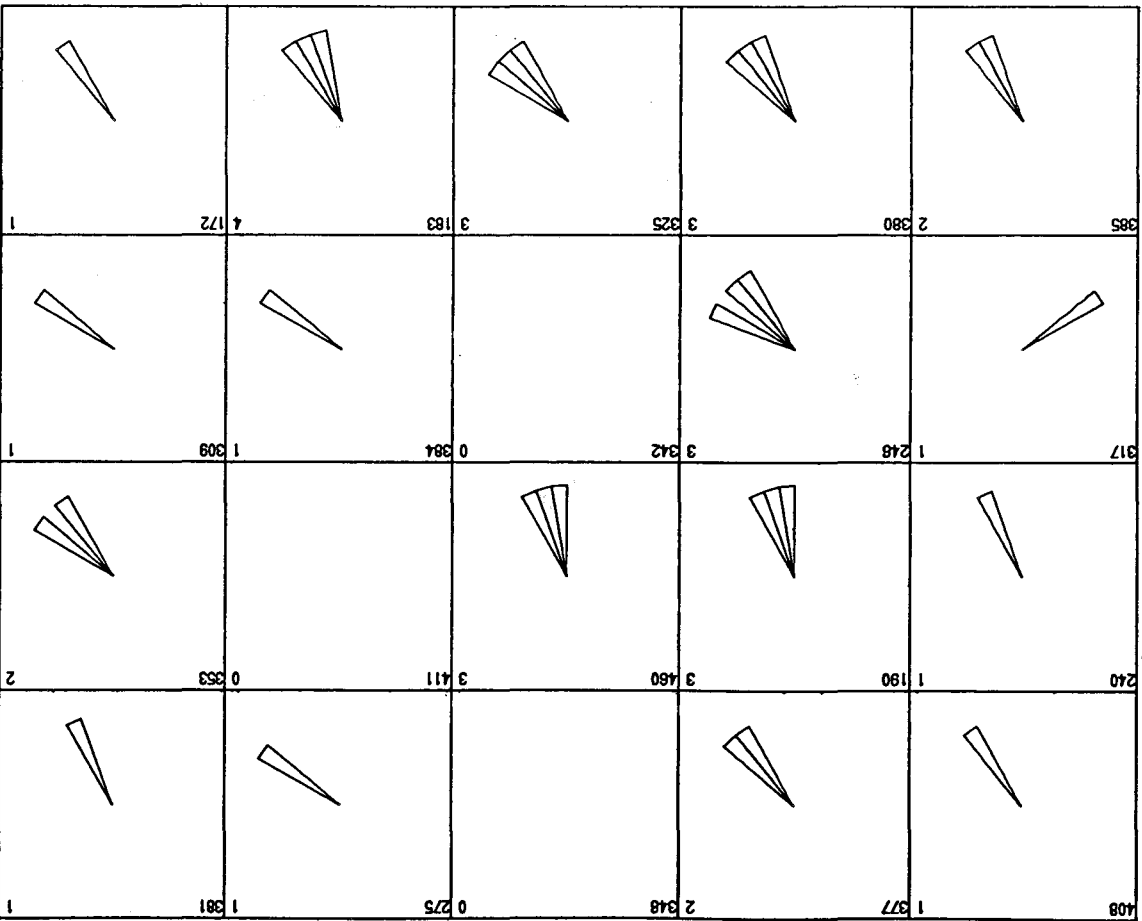
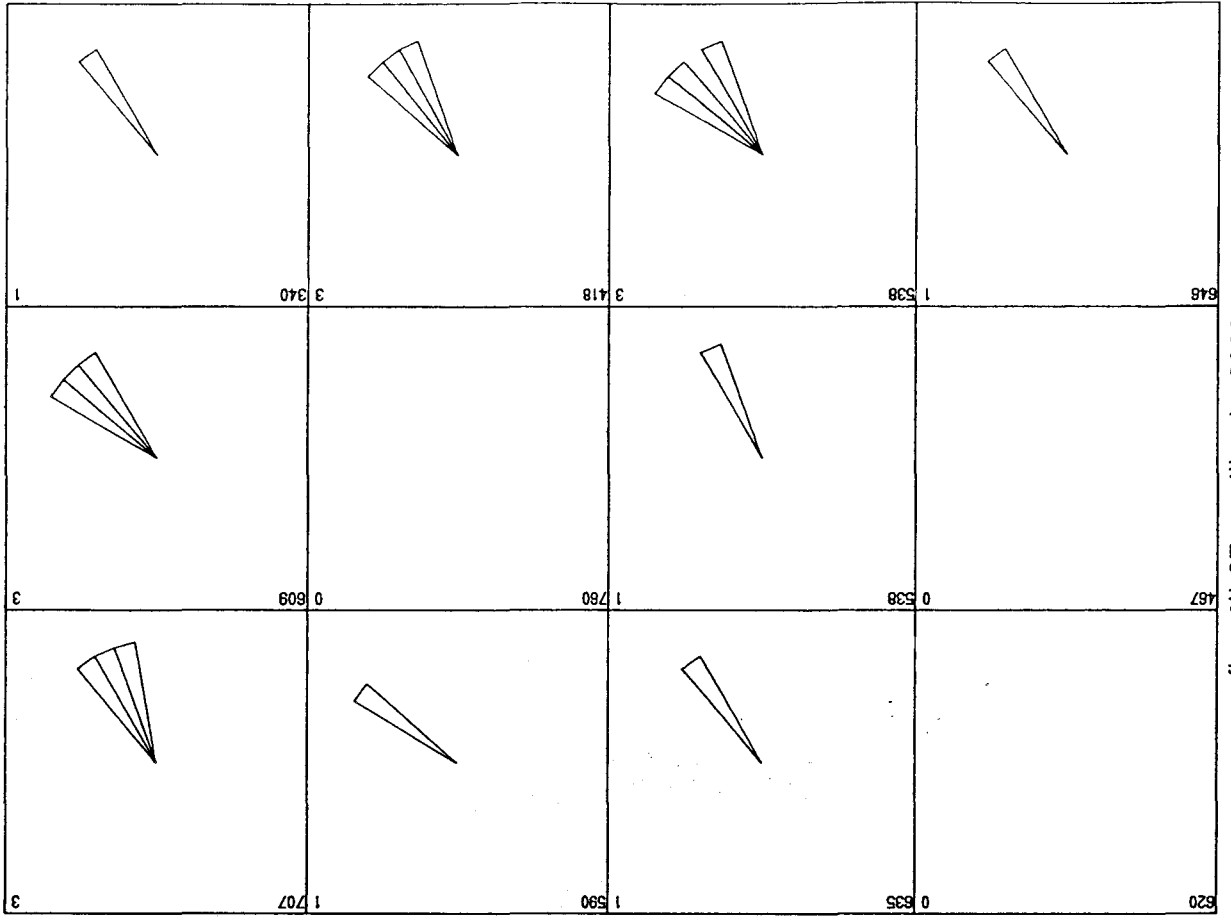


fig n°II-24: maille de 4500 m.



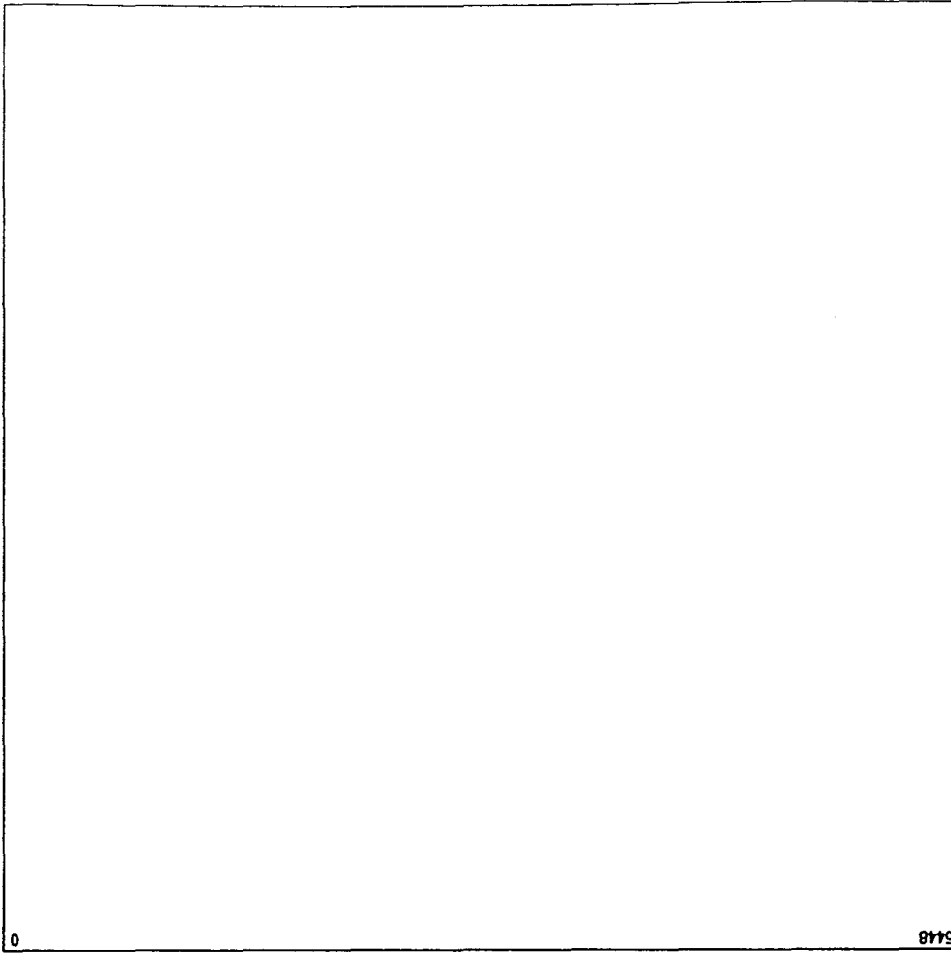


fig n°II-29: maille de 25000 m.

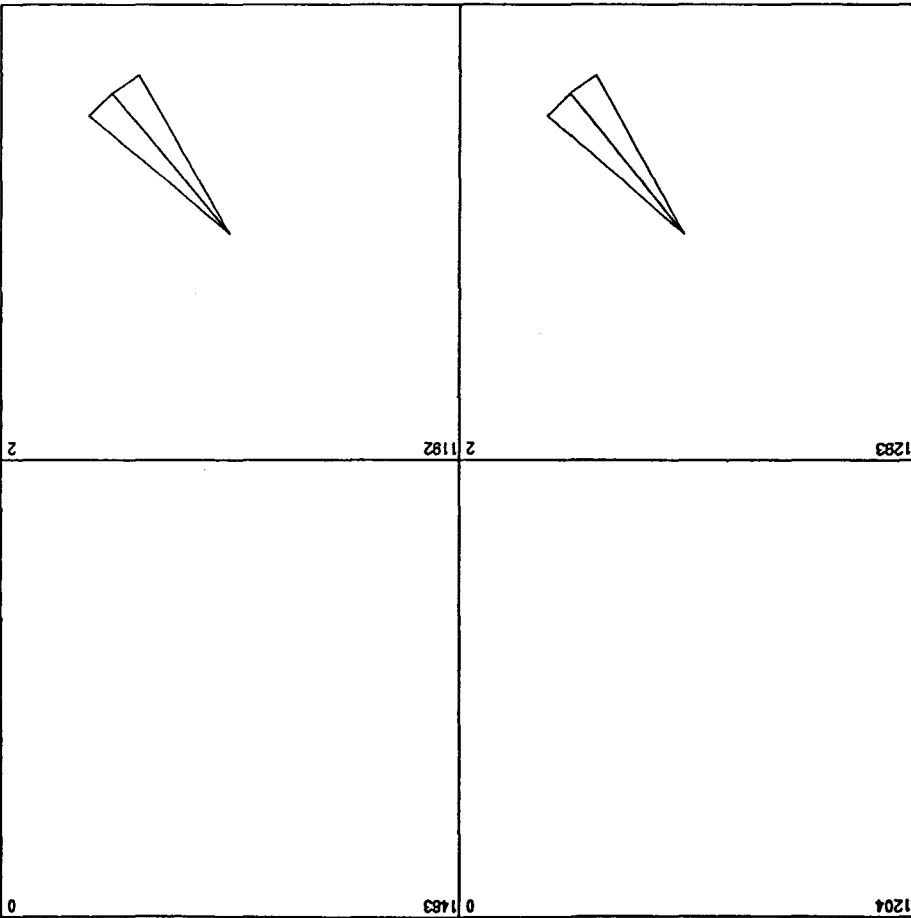


fig n°II-28: maille de 12000 m.

nombre de données, croît. A l'intérieur de chaque maille sont portés, de bas en haut, le nombre de linéaments et le pourcentage correspondant aux directions majeures ainsi définies. La zone testée a pour coordonnées (coin inférieur gauche)- X: 575,000 Y: 1301,000; (coin supérieur droit)-X: 600,000 Y: 1330,000 et correspond à la région des sources de la Lys (feuilles à 1/25 000 de l'IGN, n° 2204-Est, 2205-Est, 2304-Ouest et 2305-Ouest). La première carte (fig n°II-17 au pas de 1000 m) comporte donc 725 mailles, pour chacune d'entre elle, l'ordinateur balaye l'ensemble des données (6398), teste l'appartenance du linéament à la maille et si il dépasse le cadre défini, l'ordinateur le redécoupe et recalcule sa longueur. Pour cette carte le temps de calcul pour un PC 386 est de 2h 30 mn car tous les calculs sont effectués de manière à établir les cinq traitements possibles présentés au § c ci-dessus.

Par la suite les pas de maille utilisés sont: 1500 (fig n°II-18), 2000 (fig n°II-19), 2500 (fig n°II-20), 3000 (fig n°II-21), 3500 (fig n°II-22), 4000 (fig n°II-23), 4500 (fig n°II-24), 5000 (fig n°II-25), 6000 (fig n°II-26), 8000 (fig n°II-27), 12000 (fig n°II-28) et 25000 (fig n°II-29) m. Les coordonnées du coin inférieur gauche ne changent pas, par contre les coordonnées du coin supérieur droit changent en fonction du pas de la maille car l'ordinateur établit les nouvelles coordonnées par défaut à partir d'un nombre entier de mailles. Pour les différentes cartes, l'information s'altère à partir d'un pas de maille de l'ordre de 2000 m (une maille vide, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de direction majeure au seuil de 10%), ensuite, par augmentation du pas, le nombre de mailles dans lesquelles il n'existe qu'une seule orientation et le nombre de mailles vides s'accroît de manière significative. Le calcul du pourcentage de mailles pour lesquelles il y a perte de l'information est de 23,6% pour un pas de 3000 m, 35,7% au un pas de 4000 m, 52% au pas de 5000 m, 66% au pas de 8000 m et enfin 100% au pas de 25000 m. Dans ce dernier cas l'information disparaît complètement (fig n°II-29).

II-E) CONCLUSION DU CHAPITRE

Au cours de ce chapitre nous avons abordé la définition des éléments morphologiques utilisés lors de la digitalisation et la présentation des logiciels informatiques développés pour acquérir ces informations. A ce niveau, deux observations sont à souligner, la première concerne les rideaux qui ont, pour une partie d'entre eux, au moins, une origine naturelle vraisemblablement liée à la fracturation, la deuxième concerne les vallées asymétriques qui sont liées à une activité tectonique récente et non pas à un processus d'érosion, la faille responsable de ce relief particulier étant localisée vers le sommet du versant le plus pentu. Ensuite nous avons abordé le problème de l'effet d'échelle sur la représentativité de ces éléments et nous avons conclu que pour le calcul des fréquences par maille, il était généralement aléatoire de poursuivre le traitement au-delà d'un pas de 2000 m. Pour la

définition de la Surface Élémentaire Représentative, l'expérience montre qu'elle est surtout liée à la densité des éléments morphologiques donc fonction du secteur considéré.

En effet si la répartition des segments de talwegs semble relativement homogène (nous verrons par la suite qu'il existe tout de même certaines nuances) celle des rideaux l'est beaucoup moins, ils sont essentiellement concentrés dans les régions de l'Artois et de la Picardie.

Dans le cadre de l'étude des directions d'écoulement de la nappe de la craie ou pour le choix d'un site particulier pour l'implantation d'un forage on ne peut travailler, pour ces types d'éléments, qu'à grande échelle. A plus petite échelle, les informations sont beaucoup trop générale mais permettent, toutefois, la reconnaissance de linéaments à développement décakilométriques à hectokilométriques, c'est ce que nous allons étudier, entre autres, au cours du chapitre suivant.

CHAPITRE III



III) LES EFFETS D'ECHELLE SUR L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE ET SUR LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE CRAYEUX.

III-A) LES EFFETS D'ECHELLE SUR L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE.

III-A-1) Introduction.

Après avoir défini, les principes de fonctionnement des programmes informatiques, les éléments morphologiques utilisés et les effets d'échelle sur la représentativité des linéaments, nous allons appliquer ces méthodes sur deux grandes régions du Nord-Ouest du bassin de Paris. Nous tenterons de définir les rapports existant entre les données morphologiques, la fracturation et la ou les réponses de l'aquifère crayeux à cette échelle.

Ensuite nous tenterons de mettre en oeuvre cette démarche sur d'autres terrains que la craie et principalement sur ceux de la boutonnière du Boulonnais où se superposent principalement des formations de nature calcaire, gréseuse et argileuse. En effet il serait intéressant d'extrapoler nos méthodes et de les valider sur tous les types de terrain en vérifiant au départ la nature et la signification des éléments à digitaliser bien évidemment.

III-B) APPLICATION A LA PARTIE NORD-OUEST DU BASSIN DE PARIS.

III-B-1) La région Haute-Normandie: présentation géologique et structurale

Les dépôts du Crétacé supérieur constituent le substratum de la majeure partie de cette région. Ils sont souvent masqués par des formations superficielles parfois épaisses, du type argile de décalcification. Les premières formations du Crétacé reposent en légère discordance soit sur les terrains du Kimméridgien, soit sur ceux du Portlandien, respectivement dans le Bec de Caux et dans le rouennais-Pays de Bray (Wazi, 1988). La datation des niveaux du Crétacé est basée sur une étude de la faune d'ammonites et comparée à l'échelle chronostratigraphique existante pour l'étude du Crétacé en Normandie (cf tableau III-1 Juignet, 1974, 1980).

Les premiers dépôts du Tertiaire sont d'âge dano-montien et montrent pour diverses raisons (Wazi, 1988) que la transgression dano-montienne, probablement originaire du Nord-Ouest, s'est effectuée sous un contrôle tectono-sédimentaire. Puis la mer se retire, mais elle revient au cours du Thanétien et dépose des sables et des grès aussi bien sur les terrains du Crétacé inférieur, dans le Pays de Bray, que sur ceux du Cénomaniens-Turonien sur la bordure de l'anticlinal, c'est dire l'importance de l'érosion au cours de la période allant du Montien au Thanétien.

Étages	lithostratigraphie	étages	zones
Turonien	Craie Craie à <u>inoceramus</u> marneuse <u>labiatus</u>	Turonien inférieur	Mammites nodosoides Watinoceras coloradoense
	Craie à <u>Actinocamax plenus</u>	Cénomaniens supérieur	Neocardioceras juddii Metoicoceras geslinianum Calycoceras guerangeri
	Craie de Rouen	Cénomaniens moyen	Acanthoceras jukesbrownei Turrilites acutus Turrilites costatus
	Craie glauconieuse de St-Jouin	Cénomaniens inférieur	Mantilliceras dixonii Mantilliceras saxbii Mantilliceras carcitanense
Albien	Gaize d'Octeville Gault Poudingue ferrugineux de Cauville	Albien supérieur Albien moyen et inférieur	Dispar Inflatum Loricatus Dentatus Mamillatum Tardefucarta
Aptien supérieur	Argiles à <u>Bucaillella</u> Sables ferrugineux	Aptien supérieur	Jacobi
Kimméridgien	ou Portlandien =	Calcaires	et marnes

Tab n°III-1: Classification des formations géologiques reconnues dans le Pays de Caux (à gauche) et échelle chronostratigraphique utilisée pour l'étude du Crétacé en Normandie (à droite) in Juignet 1974, 1980.

Au cours de l'Eocène, l'anticlinal du Bray joue un rôle majeur et sépare deux domaines à sédimentation bien distinctes, fluvio-lacustre au Nord et plus marine au Sud. Le Lutétien représente également une période de forte instabilité tectonique. Au cours du Ludien la mer amorce une régression qui se traduit par une prédominance des dépôts continentaux du type chimique (gypse et calcaires lacustres). Le Stampien marque le dernier cycle transgressif dans cette région. Il est constitué essentiellement par des sables, des marnes, des argiles et des calcaires lacustres. La régression s'effectue à la fin du Stampien, le bassin de Paris est alors exondé, seul subsiste un domaine palustre à l'Ouest jusqu'à l'Aquitainien et au cours duquel se déposent les Calcaires de Beauce.

"La paléogéographie du Néogène, essentiellement continentale, résulte de mouvements épigéniques auxquels s'ajoutent, au Quaternaire, des variations eustatiques, conséquences des glaciations" (Wazi, 1988, p 18).

Le cadre structural général de la région est surtout marqué par les accidents de la Seine et du Pays de Bray (fig n°III-1).

Le relevé de la fracturation entre les Andelys et Bolbec, montre que l'évolution des méandres de la basse Seine est étroitement tributaire de la structure du substratum crétacé. La Seine suit près des Andelys l'accident dit "Faille de la Seine" orienté N 150-160 comme la majeure partie des diaclases de la craie. Vers Rouen, on observe un phénomène identique mais cette fois sur une direction préférentielle des diaclases qui est N 110-120. Il existe donc une bonne corrélation entre ces directions de diaclases et le cours de la Seine, Daubrée (1879) avait déjà travaillé sur la région et à partir de l'analyse du réseau hydrographique (fig n°III-2), il avait déterminé un schéma structural (fig n°III-3) qui n'est pas sans rappeler la fig n°III-1.

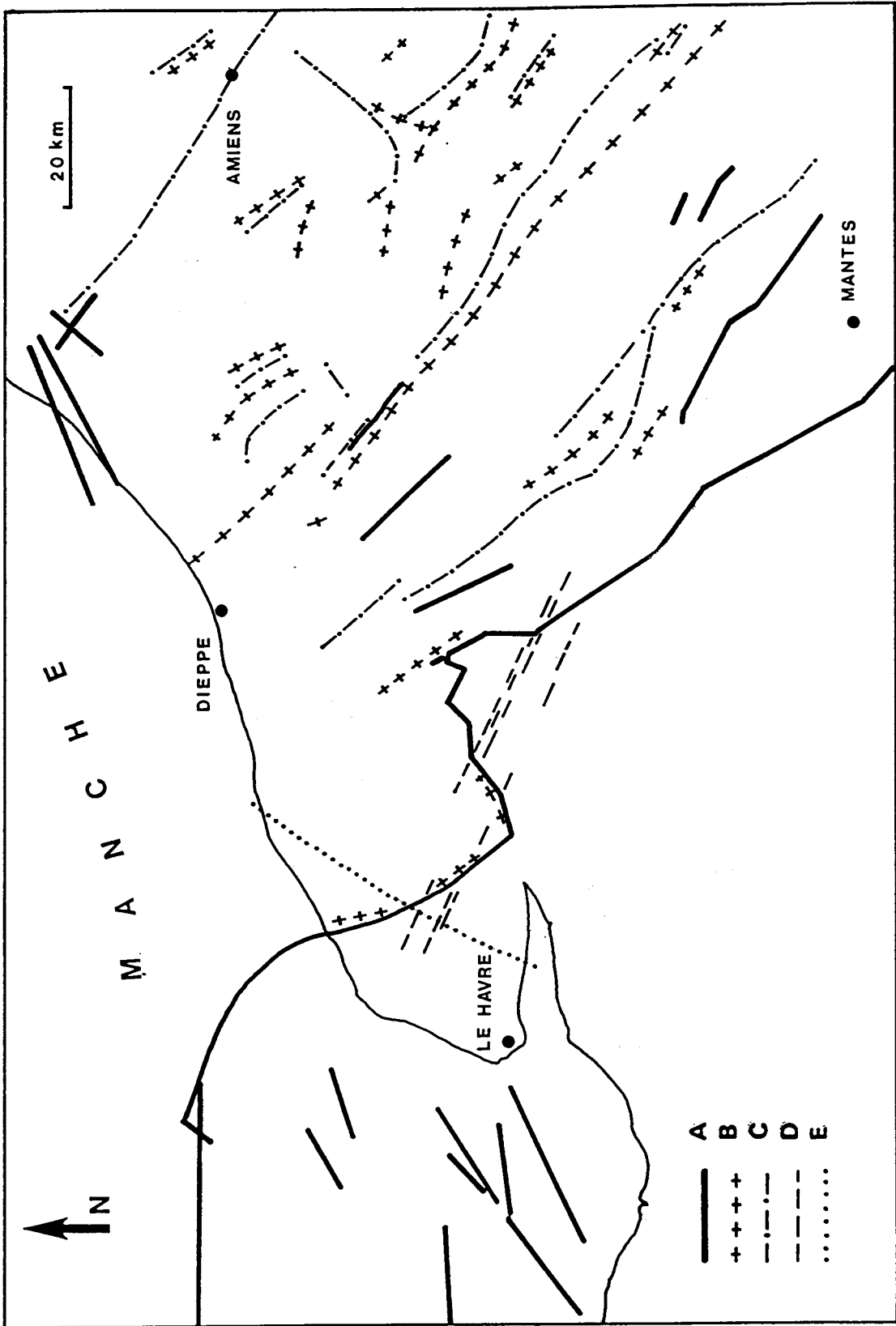


fig n°III-1: Carte structurale de la Normandie et de la Picardie A: failles, B: axe anticlinal, C: axe synclinal, D: direction des diastases, E: accident reconnu par la géophysique.

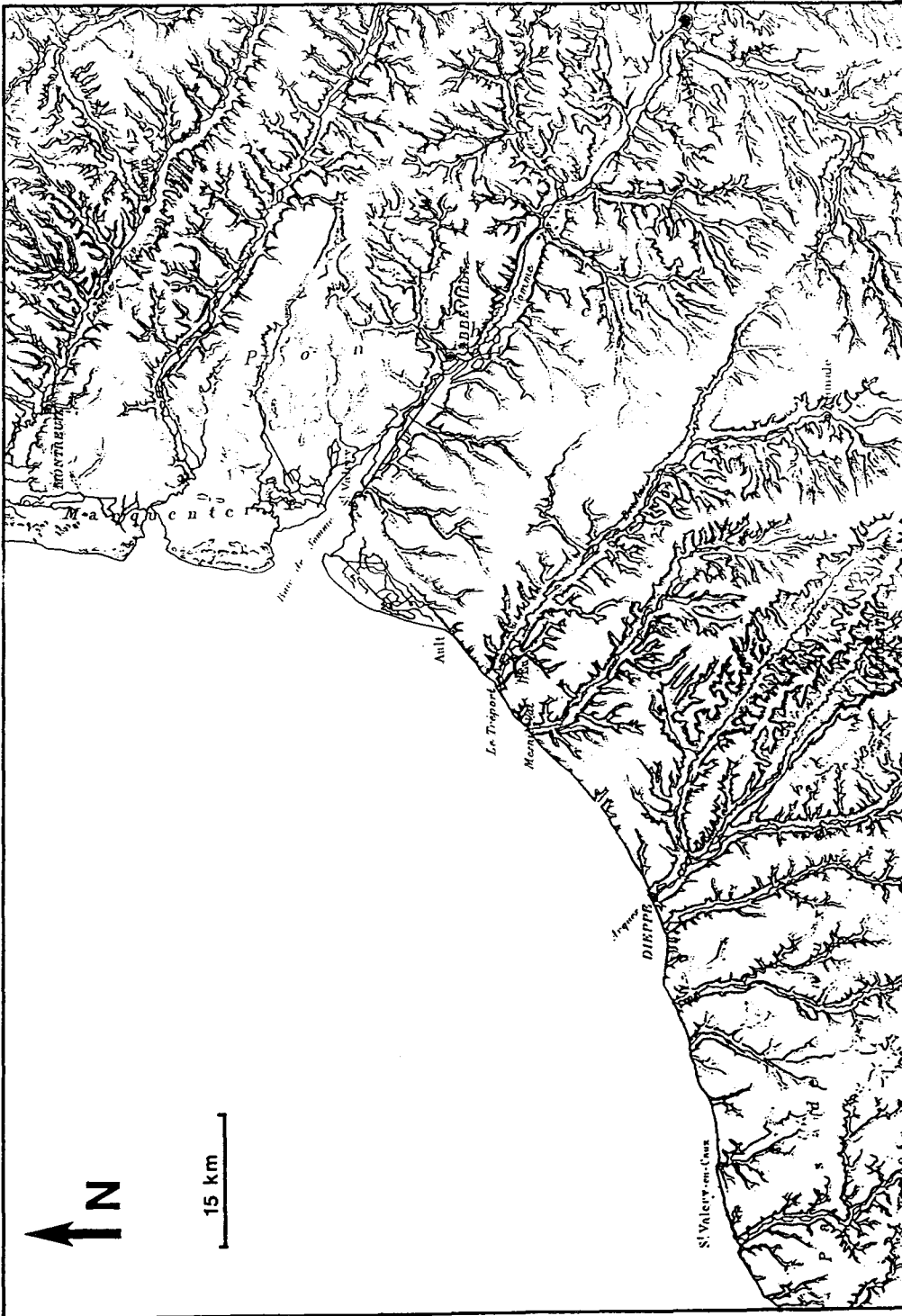


fig n°III-2: Carte des traits morphologiques de la partie Nord-Ouest du Bassin de Paris (Daubrée, 1879).

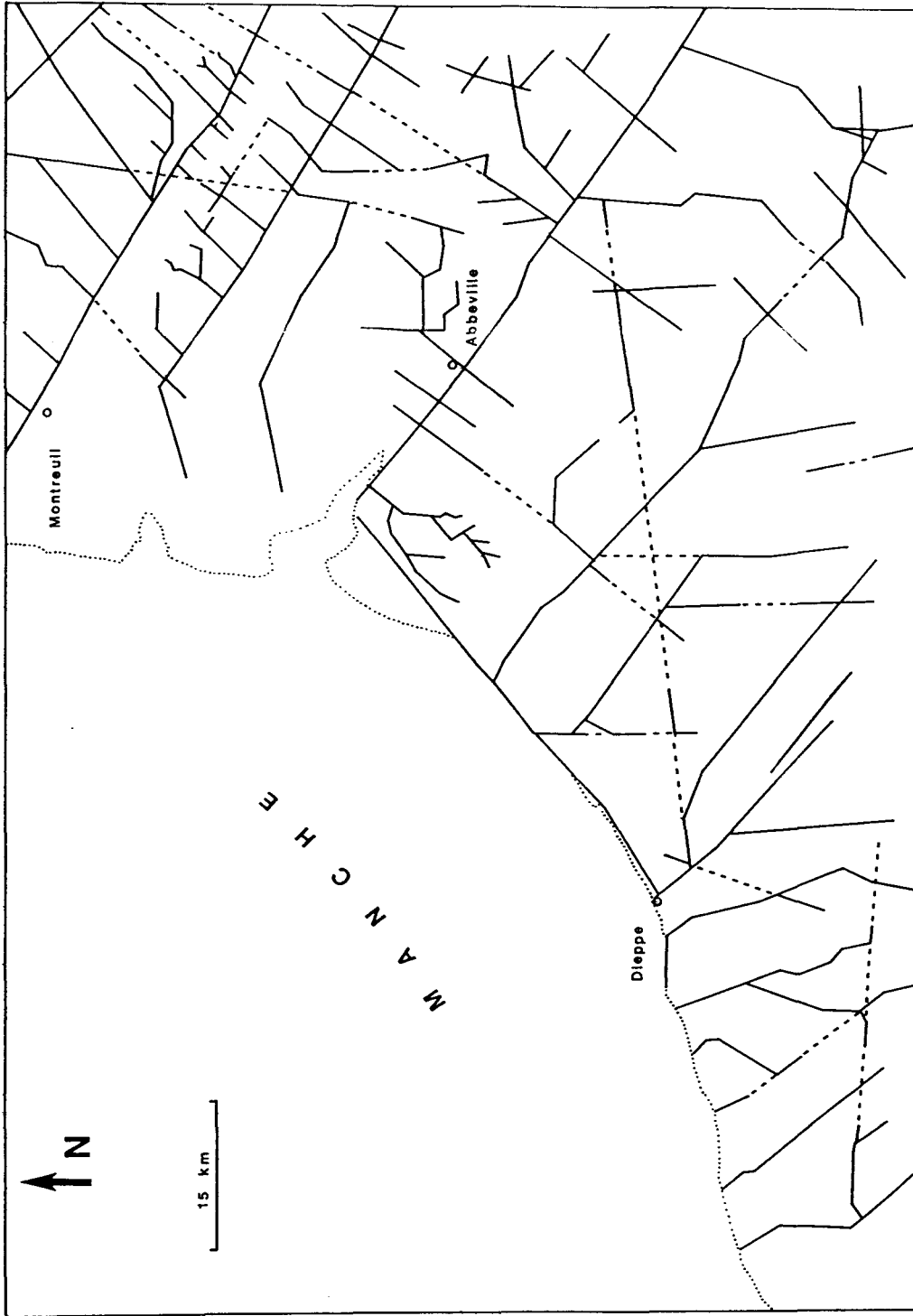


fig n°III-3: Carte structurale déduite de l'analyse du réseau hydrographique (Daubrée, 1879).

III-B-2) La région Nord-Pas-de-Calais-Picardie.

III-B-2-1) Présentation géologique.

Le Cénomaniens débute par un niveau peu épais, environ deux mètres, constitué par une craie glauconieuse contenant des galets roulés du socle primaire et des nodules de phosphates. Ce faciès est appelé "tourtia" par les mineurs et est daté du Cénomaniens Inférieur. La série se poursuit par une alternance de couches marno-crayeuses imperméable, puis par des bancs de craie plus ou moins granuleuse entrecoupé par des hard-grounds dont l'un célèbre, de grande extension géographique, correspond au "Mid-Cenomanian non sequence" des auteurs anglo-saxons (Carter & Hart, 1977. in Colbeaux, 1985). Au Cénomaniens supérieur se forment les marnes à A. plenus qui représentent un événement anoxique de grande ampleur. La fin de cet étage est marquée par un dépôt de craie noduleuse peu épais. On observe une variation géographique importante des faciès du Cénomaniens liée à une avancée progressive, vers le Nord-Est, de la transgression du Crétacé Supérieur. L'épaisseur du Cénomaniens atteint environ 70 m sur une ligne Le Touquet-Doullens et s'amenuise vers le Nord-Est pour disparaître au delà d'une ligne Dunkerque, Armentières, Orchies, Valenciennes. L'axe du Mélantais n'est donc pas atteint par la transgression cénomaniens.

La base du Turonien est marquée par l'apparition d'*Inoceramus labiatus*, en Manche et en Artois, il est caractérisé par une craie légèrement argileuse alternant avec des niveaux plus marneux, plus au sud, on passe à des marnes vertes ou bleues ("dièves") qui se prolongent jusqu'à la basse vallée de la Somme et à la vallée de l'Aisne. Puis on observe une craie grise (craie marneuse) avec parfois des surfaces durcies, surmontée par une craie grisâtre passant soit à des marnes grises ou bleutées. Au Sud des vallées de la Somme et de l'Aisne apparaît une sédimentation crayeuse avec parfois quelques niveaux de marnes vertes. Le Turonien se termine pour ces régions soit par de la craie à silex soit par des marnes blanchâtres parfois glauconieuses. Des niveaux particuliers tels que hard-grounds ou "meules" peuvent apparaître principalement pour les derniers à la fin du Turonien. Dans le Cambrésis des enrichissement en phosphate de chaux, datés du Turonien supérieur, ont été exploités autrefois. Le Sénonien basal se présente sous un faciès de craies grossières avec des niveaux indurés ("tun et meule"). Ensuite vient une craie franche parfois fortement phosphatée comme dans la Somme et dans l'Aisne. En Manche centrale et occidentale les faciès du Sénonien inférieur sont plus détritiques, la craie franche n'apparaît qu'au Campanien supérieur. Le Sénonien voit s'installer dans toute la région Nord-Pas-de-Calais une sédimentation pélagique continue, typique, de craie blanche à silex. Les variations de faciès sont donc beaucoup moins marquées qu'au cours du Cénomaniens et du Turonien. On peut pourtant distinguer des zones où la craie est plus glauconieuse comme par exemple dans la région de Lille (craie du Coniacien) ou plus phosphatée comme dans les environs d'Oignies

(craie du Campanien). Les cartes d'épaisseur des faciès Sénonien (Caulier 1974) indiquent un épaississement des dépôts vers le Sud-Ouest et le comblement des paléocreux de la région de Douai. Ce même auteur distingue à partir de l'analyse de la teneur en CaCO_3 des échantillons du sondage "des rues des vignes" cinq faciès qu'il corrèle à l'ensemble du Nord de la France.

* Faciès 1

Celui-ci correspond au Cénomaniens et indique une teneur moyenne en CaCO_3 de 80% (valeur souvent comprise entre 65 et 93%).

* Faciès 2

Il correspond au Turonien Inférieur et montre une teneur comprise entre 40 et 75% indiquant une alternance de bancs plus ou moins marneux.

* Faciès 3

Attribué au Turonien Moyen, on lui associe une teneur moyenne de 75% (entre 65 et 90%) traduisant une alternance de bancs marneux et crayeux.

* Faciès 4

Il appartient au Turonien Supérieur et montre des teneurs en carbonate de calcium plus élevées. Elles sont comprises entre 80% à la base et 92% dans la partie sommitale. Notons l'existence d'un banc marneux peu épais à ce niveau.

* Faciès 5

Ce dernier est attribué au Sénonien et présente une uniformisation des faciès avec une sédimentation pélagique calcaire très pure. Les teneurs en CaCO_3 oscillent autour d'une valeur de 95%.

Le faciès 1, correspondant au Cénomaniens, présente une diminution d'épaisseur vers l'Est et le Nord-Est, ceci découlant des directions de transgression principalement orientées du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Le faciès s'épaissit d'Ouest en Est en montrant une décroissance de résistivité selon les mêmes directions. Les dépôts du faciès 2 à Escalles sont beaucoup plus crayeux (maximum de résistivité pour ce faciès). Le faciès 3 voit son épaisseur diminuer également d'Ouest en Est surtout entre Vimy et "les rues des vignes" et ses dépôts devenir plus marneux. Quant au faciès 4, son épaisseur augmente vers l'Est, c'est la craie blanc grisâtre du Turonien supérieur. Le dernier faciès (Sénonien) montre également une augmentation de la puissance de ses dépôts d'Ouest en Est.

III-B-2-2) Structure générale.

La série crayeuse du Crétacé a subi les contre-coups tectoniques de l'orogénèse Alpine qui se traduisent par des plissements à grand rayon de courbure et par une fracturation importante (Masson 1973). La microfissuration est seule très abondante et se manifeste différemment suivant l'âge et le type de craie (Masson 1973):

- Craie blanche du Sénonien (faciès 5): fissures verticales très nettes fermées, de maille très resserrée.
- Craie grise du Turonien (faciès 3): fissures courbes plus inclinées sur l'horizontale de maille très variable.
- Craie calcaire du Cénomanién (faciès 1): fissures verticales à maille lâche souvent ouvertes.

Le système faille des assises crétacées de l'Artois est caractérisé par deux grands types de failles subverticales (Colbeaux 1975) appelées:

- Failles longitudinales de direction N 100-110°.
- Failles transversales d'orientation N 30-40°.

Les premières sont responsables de la structuration en horst de l'Artois et sont désignées sous le terme de failles épicrotées par Gosselet (1908), en outre elles sont associées à un accident de socle cisailant dextre (Colbeaux 1974).

Les secondes ont une direction typiquement hercynienne et seraient liées à la structuration en graben du Pas-de-Calais:

- Aux contraintes de compression Nord-Sud, on associe dans les terrains primaires des couples de rupture cisailant d'orientation N 20-40° et N150-170° (Colbeaux, 1975). Elles correspondraient au rajeunissement de failles du socle primaire. Les joints N 150-170° sont très pentus et présentent un caractère décrochant (Colbeaux, 1975).

- Aux contraintes de compression Est-Ouest, sont associés des couples de joints conjugués cisailants d'orientation N 70-80° et N 120-140°, ceux-ci ont été bien mis en évidence dans la région lilloise (Colbeaux et al 1975) et dans l'Artois-Boulonnais (Colbeaux, 1975).

La structure principale de la Région Nord-Pas-de-Calais est le horst de l'Artois qui affecte les terrains du Primaire au Tertiaire. Certaines failles sont remarquables comme par exemple celle de Marqueffles située au Nord-Est d'Arras, le rejet induit pouvant atteindre une centaine de mètres, Bouroz (1956) montre qu'elle possède également une composante de déplacement horizontale dextre. Sinon dans la plus grande partie de la région, les formations mésozoïques affleurantes ne sont soumises qu'à des ondulations de faible amplitude orientées principalement selon la direction des plis hercyniens.

Les travaux de Vandycke et al (1991), Vandycke, (1992) montrent que les formations crétacées du Nord-Ouest Européen ont été principalement affectées par une tectonique cassante en extension. Quatre états de contraintes principaux en extension ont été identifiés sur l'ensemble de la région, ils correspondent à plusieurs épisodes tectoniques qui se sont succédés au durant le Crétacé et le Cénozoïque (fig n°III-4). Des systèmes de décrochements ont été également mis en évidence (fig n°III-5).

"En résumé, le champ de contrainte dans le Nord-Ouest Européen a donc évolué rapidement au cours du Crétacé, il peut être mis en évidence dans chaque région, mais n'a pas été homogène à tout moment dans la zone étudiée" (Vandycke, 1992).

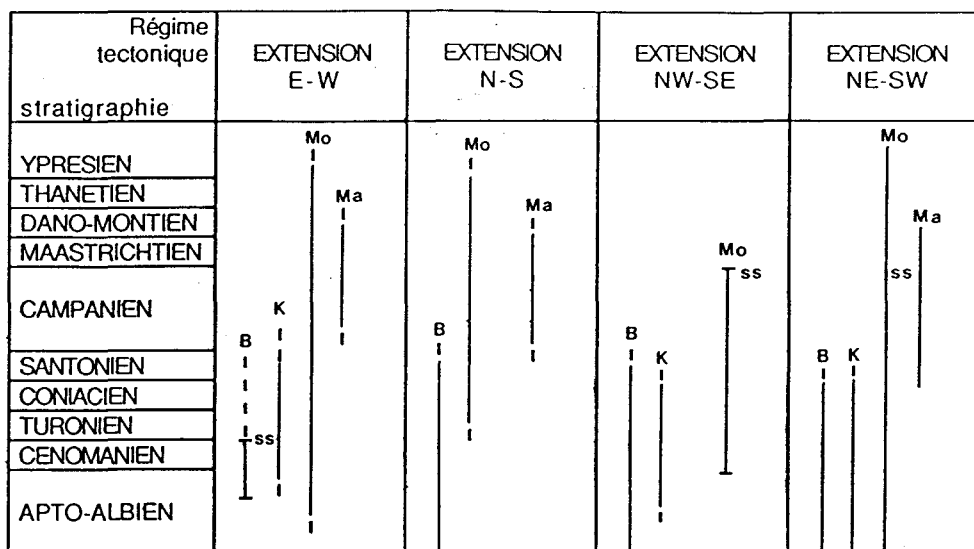


fig n°III-4: Répartition stratigraphique de l'enregistrement des extensions dans les formations du Crétacé et du début du Tertiaire. K: Kent, B: Boulonnais, Mo: Bassin de Mons, Ma: Bassin de Maastricht, ss: manifestation synsédimentaire, (Vandycke, 1992).

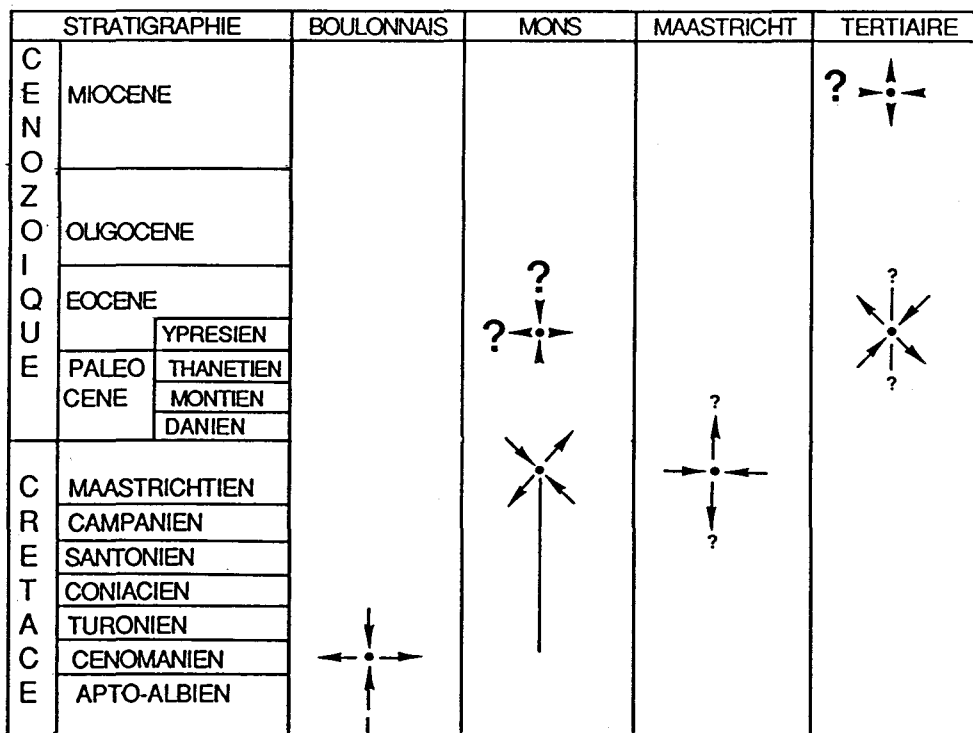


fig n°III-5: Répartition stratigraphique des régimes décrochants dans les régions d'étude. Pointes: directions supposées, flèches: directions calculées, gros point d'interrogation, sur le côté: incertitude d'existence, point d'interrogation au dessus et/ou en dessous: incertitude d'âge stratigraphique (Vandycke, 1992).

III-C) LE BOULONNAIS.

III-C-1) Présentation géologique et structurale.

Dans la boutonnière du Boulonnais, l'observation directe à l'affleurement des formations qui s'échelonnent du Dévonien au Quaternaire récent permet de mettre en évidence les principaux épisodes de structuration géologique. La fig n°III-6 résulte de la compilation des données provenant des cartes géologiques du Boulonnais et de la réinterprétation des données de forages (Colbeaux et *al*, 1992a). Les failles subverticales observées sur le terrain ou résultant de l'interprétation des données de sondage appartiennent à plusieurs familles dont les principales ont des orientations moyennes N 20-40 et N 100-110 surtout, N 60-70 et N 120-130 quelquefois, elles affectent les terrains du Paléozoïque au Quaternaire.

Les différents épisodes tectoniques post-paléozoïques sont résumés ci-dessous:

*Mis à part un rejeu en décrochement dextre de la Zone de Cisaillement Nord-Artois au cours d'une période allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, l'intervalle Jurassique-Crétacé apparaît comme une période de stabilité remarquable (Colbeaux, 1990).

* Au cours de l'Eocène, un nouveau rejeu de la Zone de Cisaillement Nord-Artois entraînera la formation du Horst de l'Artois; dans ce même environnement naîtra un ensemble de structures à fort pendage de direction N 00-45 et N 140-178 (Colbeaux, 1990).

*Au cours du Miocène prennent naissance des fractures conjuguées et à fort pendage (Colbeaux, 1990) relevées tant dans les formations paléozoïques (N 50-86 et N 107-128), que mésozoïques (N 51-86 et N 117-148).

*Au cours du Quaternaire le détroit du Pas-de-Calais s'ouvre avec une structure en graben, à la limite Pléistocène inférieur-Pléistocène moyen. Puis on note une fracturation des assises quaternaires au cours du Pléistocène supérieur et enfin un rejeu de la Zone de Cisaillement Nord-Artois au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.

Les failles visibles actuellement traduisent une tectonique polyphasée (fig n°III-7 Colbeaux, 1990).

III-C-2) Comparaison avec les données morphologiques.

Les données morphologiques ont été acquises à partir des cartes au 1/25 000 de l'IGN n° 2103 E (Marquise), 2203 O (Guînes), 2104 E (Boulogne/Mer), 2204 O (Desvres) et 2204 E (Lumbres).

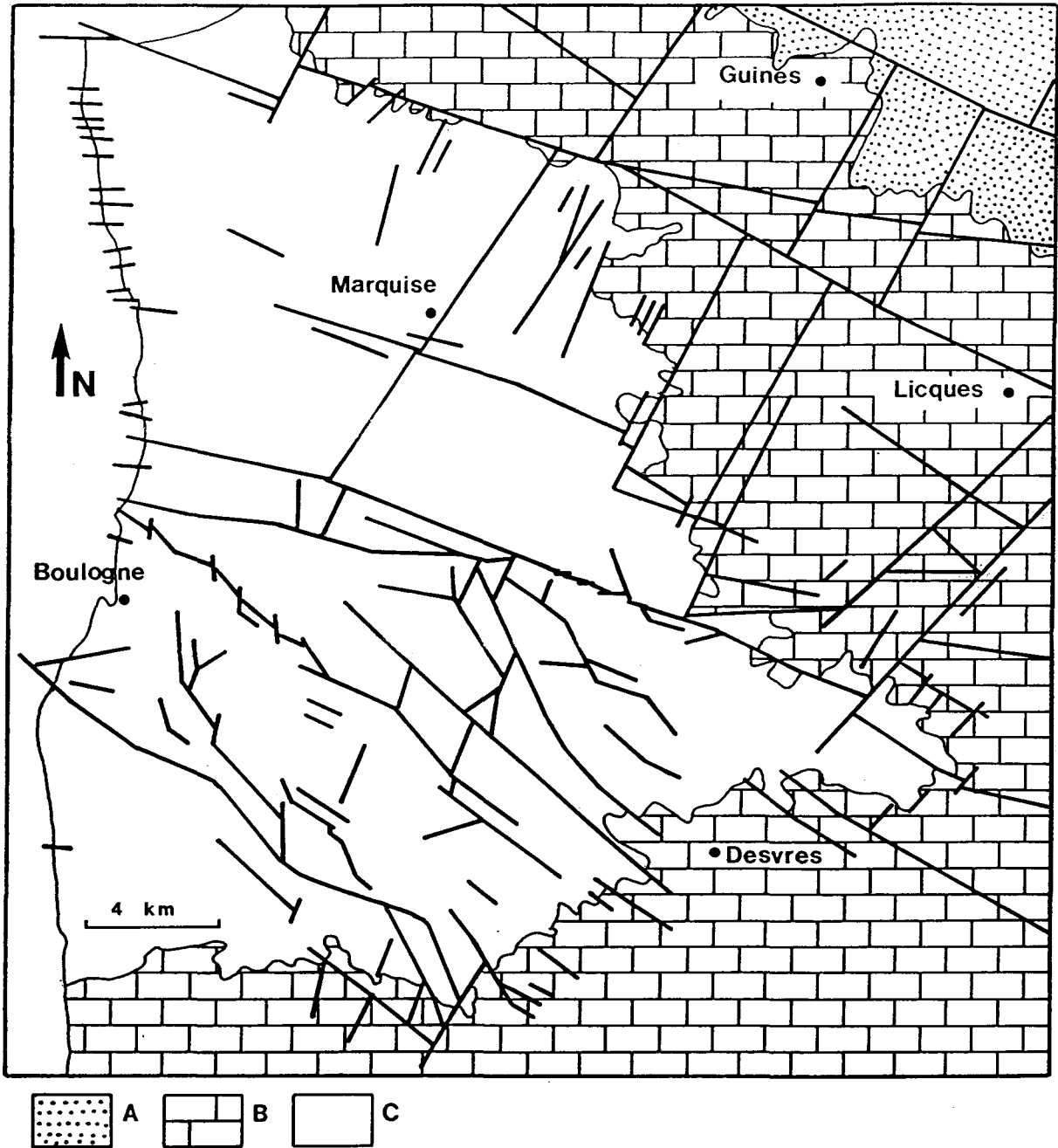


fig n°III-6: Carte structurale synthétique du Boulonnais, A: Tertiaire, B: Crétacé supérieur, C: Jurassique et Paléozoïque, (Colbeaux et *al.*, 1992a).

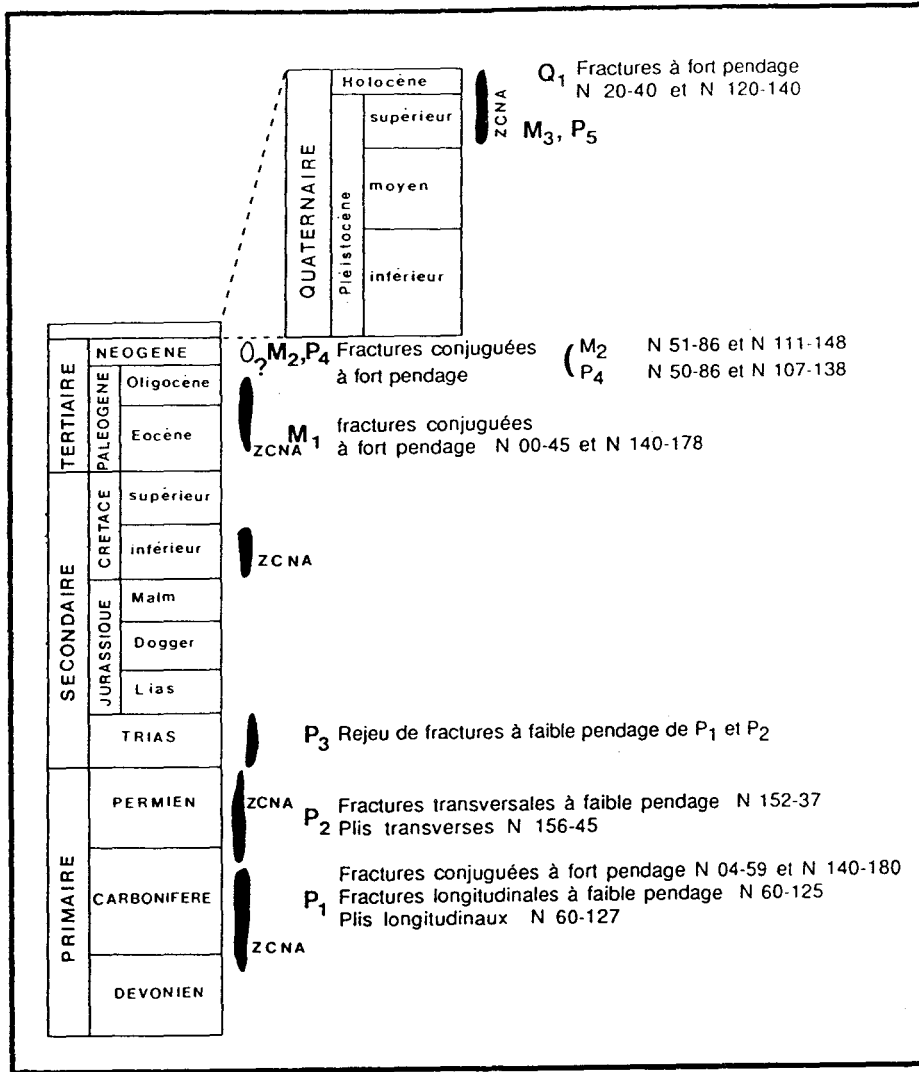


fig n°III-7: Période de fonctionnement de la Zone de Cisaillement Nord Artois (Z.C.N.A) (Colbeaux, 1990).

La restitution graphique des traits morphologiques (fig n°III-8) superposée à la carte tectonique (fig n°III-6) du secteur montre certaines convergences, la principales étant que les zones à forte densité de traits correspondent à des zones fortement fracturées ou faillées (Colbeaux & Bracq, in Deconninck et al , 1992). Il est donc probable que les traits morphologiques soient des indicateurs de la présence de failles dans ces terrains. L'intérêt de cette application provient du fait que la méthode appliquée semble tout aussi fiable dans les régions à substrat lithologiquement homogène (craie, cf § précédents) que dans des zones à substrat différencié comme celui du Boulonnais.

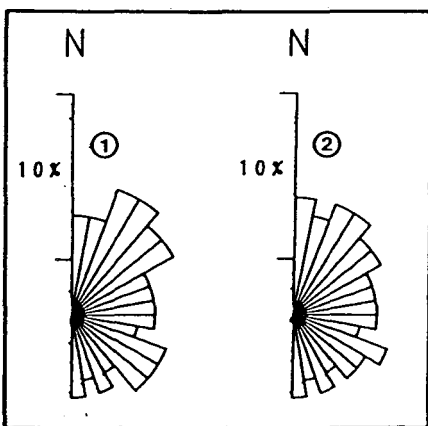
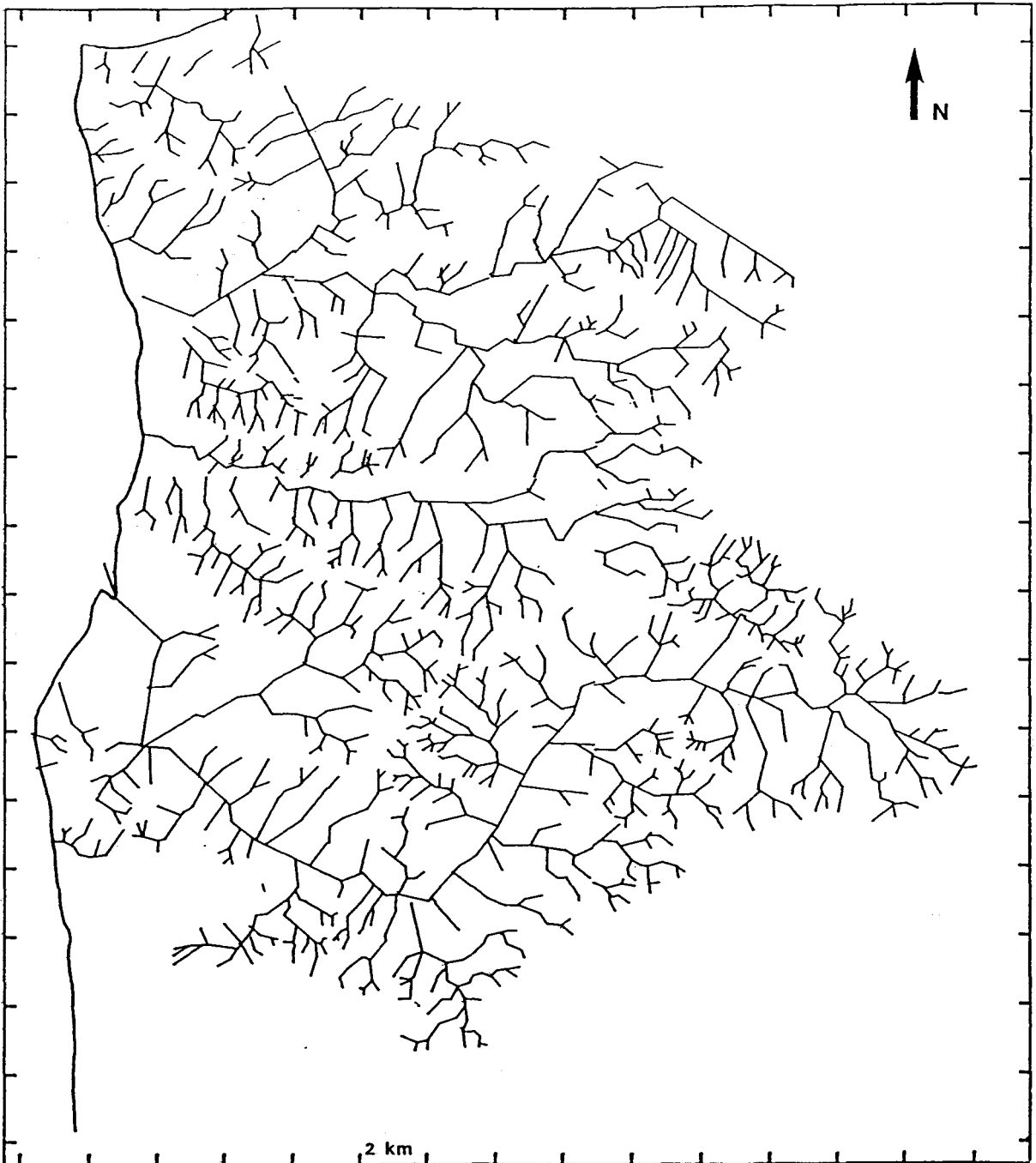


fig n°III-8: Carte des traits morphologiques (talwegs) dans le Boulonnais (terrains jurassiques) et rosaces des orientations (1: en longueurs cumulées, 2: en nombre; d'après Bracq et Colbeaux, in Deconinck et *al.*, 1992).

III-D) INTERPRETATION STRUCTURALE DE LA PARTIE NORD-OUEST DU BASSIN DE PARIS.

A partir des données morphologiques, nous avons essayé de tracer les grands alignements potentiels, les tracés obtenus (fig n°III-9 a, b) correspondent à des structures déjà repérées par d'autres méthodes. La zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A., Colbeaux, 1974) est visible au Nord du Boulonnais et on peut en suivre la trace le long de la plaine des Flandres. On met en évidence également une divergence de la Z.C.N.A. vers la bordure Sud du Boulonnais tandis que plus à l'Est elle semble prise en relais par un autre couloir de fracturation orienté N20-30 qui serait le prolongement de la Z.C.N.A. vers le Nord-Est en direction de Mons et de Namur. Un autre couloir de fracturation suivant la même orientation est visible dans la région de St-Omer, il semble se poursuivre vers le Sud-Ouest parallèlement (en partie) au littoral picard. Il correspondrait à une structure ancienne repérée dans la région de St-Omer, qui aurait joué le rôle de haut-fond lors de la formation des bassins houillers séparant le bassin du Boulonnais de celui du bassin franco-belge (Becq-Giraudon et al, 1981). L'histogramme de répartition des linéaments par classe de 10° montre deux directions majeures N 40-60 et N120-130 et une direction secondaire N 80-100.

L'analyse linéamentaire (Scanvic et al, 1977) a permis d'obtenir (fig n°III-10 a) la trame affectant la partie Nord-Ouest du Bassin de Paris (Haute-Normandie et Picardie). L'analyse statistique de l'ensemble des segments met en évidence trois directions majeures N 120-150, N 170-180 et N 50-60 proches de celles relevées dans le socle. (fig n° III-10 b). Les données issues des deux approches sont comparables sauf pour la direction N 170-180 déterminée par Scanvic et al qu'on ne retrouve pas. L'analyse du réseau hydrographique fournit certainement plus de détails donc plus de linéaments et la direction N 170-180 devient minoritaire.

L'analyse à cette échelle, du comportement hydrodynamique de la nappe de la craie et des relations possibles avec les données morphostructurales, ne permet pas de préciser, dans le premier cas, les observations générales effectuées au cours du chapitre I et est impossible dans le second compte tenu des capacités de calcul des ordinateurs.

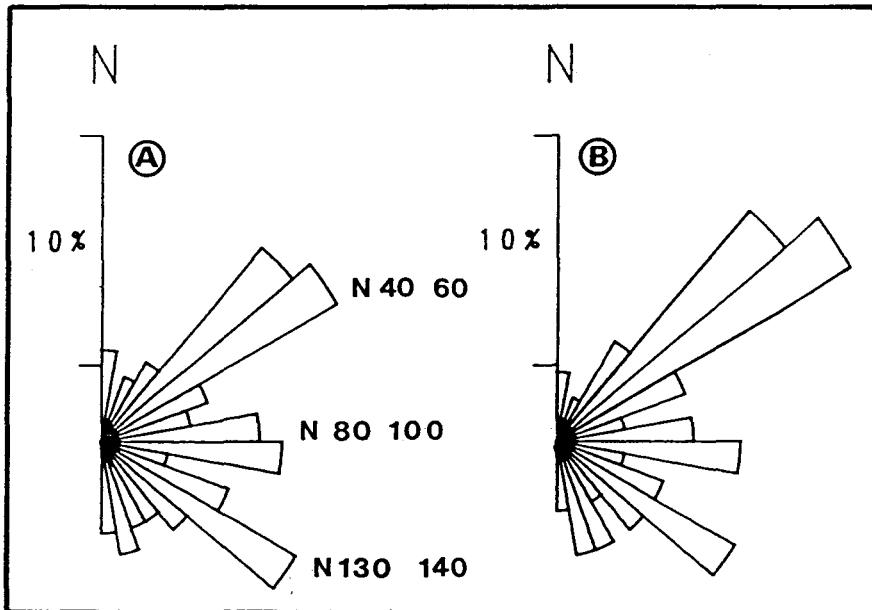
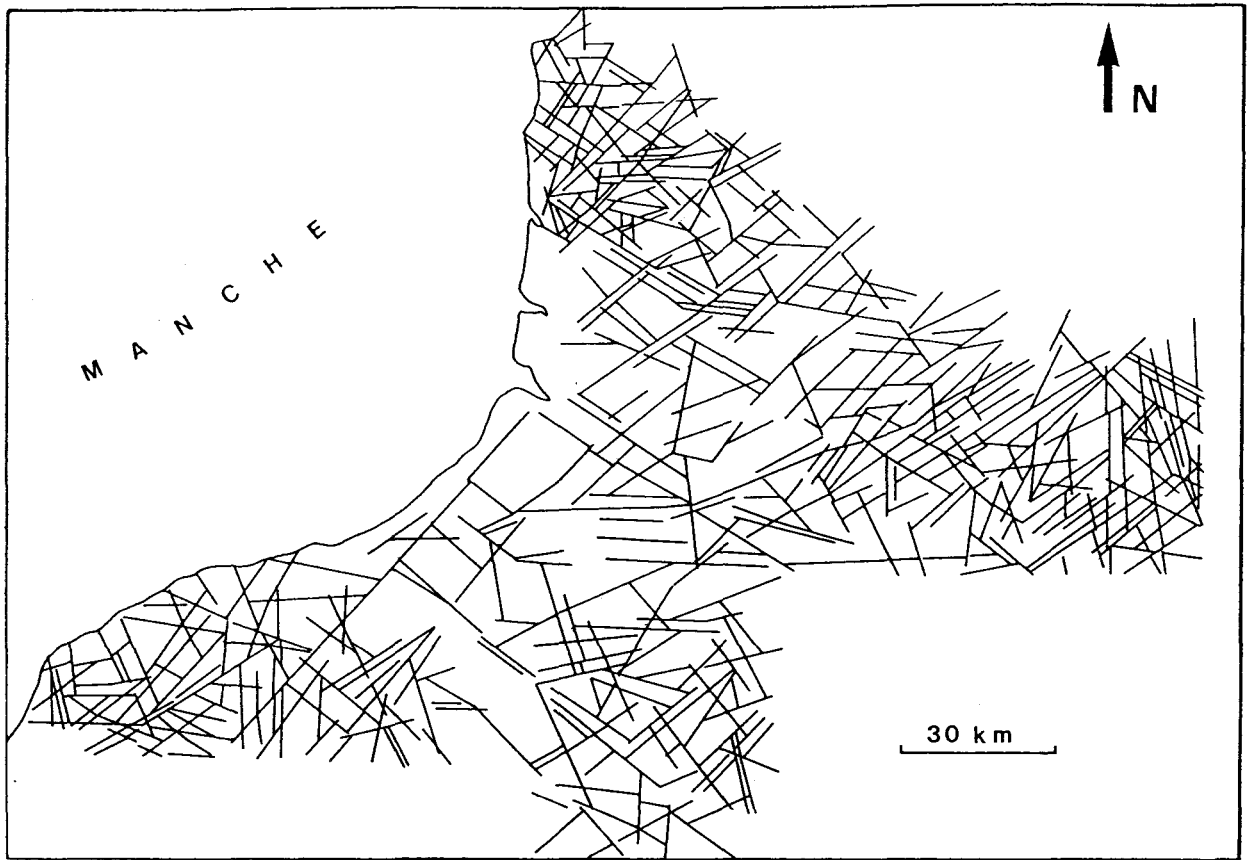


fig n°III-9: Structure du Nord-Ouest du Bassin de Paris par l'analyse du réseau hydrographique et rosaces correspondantes en nombre (A) et en longueurs cumulées (B) par classes de 10°.

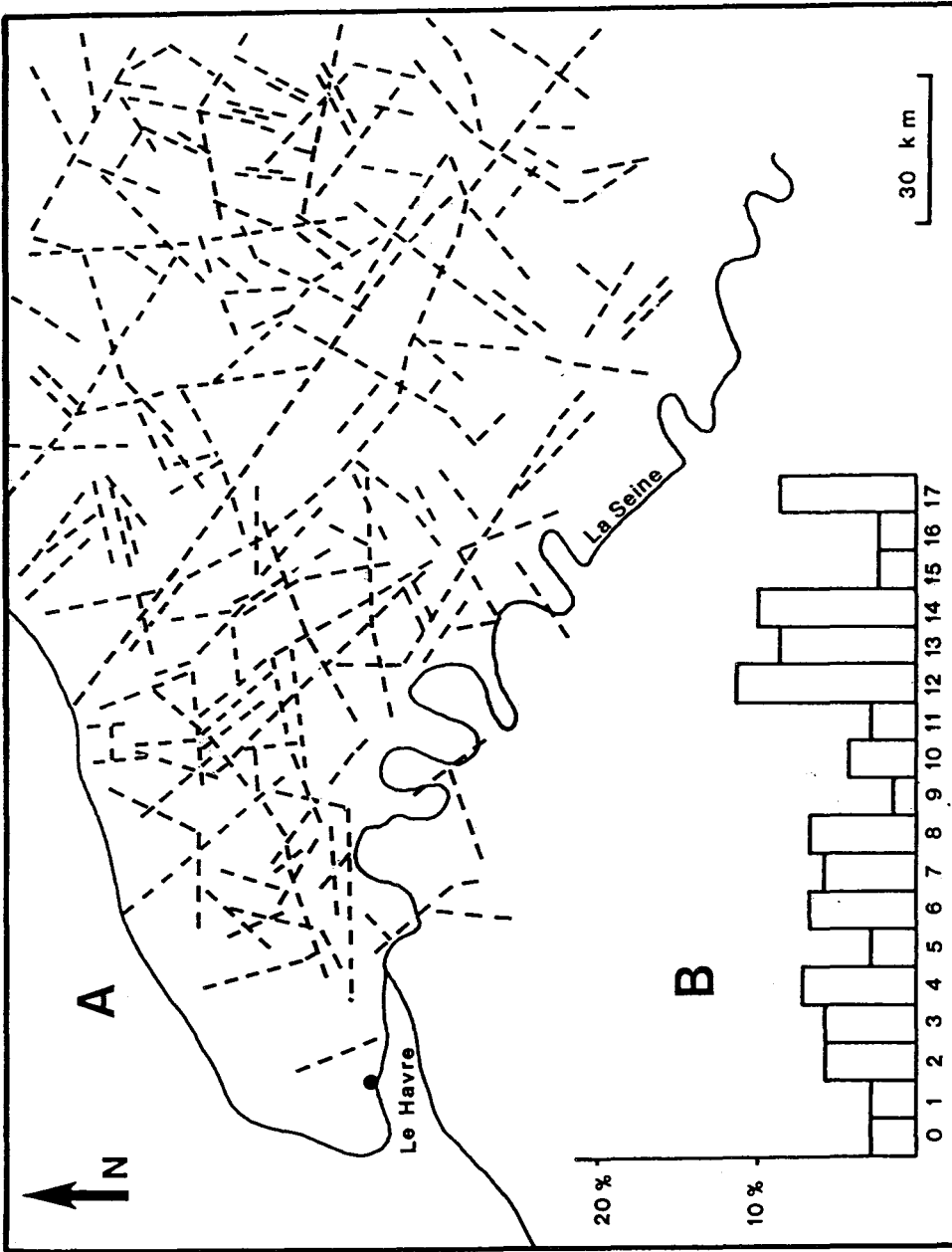


fig n°III-10: Carte des linéaments (A) déterminés par l'analyse d'images satellite (Landsat) de la bordure Nord-Ouest du Bassin de Paris et histogramme (B) correspondant par classe de 10°. (Scanvic et al. 1977).

III-E) LES EFFETS D'ECHELLE SUR LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE CRAYEUX.

III-E-1) Détermination d'un état de fracturation dans un secteur sous recouvrement Tertiaire, par l'intermédiaire des données morphologiques: application par krigeage et comparaison avec la carte des transmissivités.

Ce type d'analyse est tributaire des données de transmissivité qui sont rares et regroupées dans quelques secteurs particuliers à la bordure du recouvrement tertiaire. Cette localisation est gênante car l'information morphologique disparaît sous le recouvrement, ce qui nous oblige à obtenir, par krigeage des directions morphologiques, un complément d'informations.

III-E-2) Le krigeage.

III-E-2-1) Introduction:

Dans le domaine des sciences de l'eau il est fréquent d'établir la répartition spatiale d'une variable à partir d'un nombre limité de données ponctuelles. Cependant, la précision des résultats tirés de l'interprétation des données est fonction de trois facteurs:

- disponibilité réduite des données (pour des raisons diverses),
- répartition hétérogène à l'échelle du domaine étudié,
- qualité de l'information.

La méthode du krigeage développée par Matheron (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.

III-E-2-2) Variable régionalisée et krigeage.

Un phénomène est régionalisé s'il se déploie dans un espace et y montre une certaine structure. Une variable $Z(X)$ est dite régionalisée si elle désigne la valeur, en un point X de l'espace, d'une caractéristique du phénomène. Selon Matheron, une variable régionalisée est une fonction irrégulière, présentant deux aspects complémentaires: l'un aléatoire, l'autre structuré. Cette notion permet de définir les fonctions $Z(X)$ de l'espace dont la valeur varie d'un endroit à un autre avec une certaine apparence de continuité, sans qu'il soit possible d'en représenter la variation par une loi mathématique extrapolable.

L'estimation de $Z(X)$ et sa précision devront prendre en compte à la fois ce côté aléatoire et structuré. La structure est déterminée par la demi-variance d'accroissement qui définit la

façon dont se détériore l'information ponctuelle $Z(X)$ au fur et à mesure que l'on s'éloigne d'une distance h du point X :

$$\frac{1}{2} D^2 [Z(X+h)-Z(X)] = \frac{1}{2} E[(Z(X+h)-Z(X))^2] - \frac{1}{2} (E[Z(X+h)-Z(X)])^2$$

Une variable régionalisée est donc considérée comme la réalisation d'une fonction aléatoire. Une fonction aléatoire se caractérisant a priori par l'ensemble de ses valeurs prises dans un espace Euclidien et ce pour chacune de ses réalisations, il est nécessaire d'introduire des hypothèses, à la fois pour être capable de travailler sur des réalisations uniques de la fonction, mais aussi afin de pouvoir mettre en oeuvre une méthode d'estimation.

-hypothèse de stationnarité: elle définit la loi de probabilité sur les valeurs prises en tous points de l'espace: la loi est stationnaire par translation de l'ensemble des points,

-l'hypothèse d'ergodicité: la loi de distribution des variations du paramètre dans l'espace, sur la seule réalisation disponible, suffit à rendre compte des variations qui auraient existé en un point unique.

Dans ces conditions l'espérance mathématique de $Z(X)$ est constante et non fonction de X et la covariance n'est fonction que de h .

En fait on peut se limiter à "l'hypothèse intrinsèque", hypothèse plus faible que celle de la stationnarité, en supposant que pour tout vecteur h , l'accroissement $Z(x+h) - Z(x)$ possède une espérance et une variance indépendantes du point x .

Dans ce cas, on considère que: $E[Z(X+h)-Z(X)]=0$ et la variance d'accroissement s'exprimera par l'accroissement quadratique moyen entre deux points expérimentaux distants de h ou variogramme $\gamma(h)$:

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= \frac{1}{2} D^2 [Z(x+h)-Z(x)] \\ &= \frac{1}{2} E [(Z(x+h)-Z(x))^2] \end{aligned}$$

où $g(h)$ peut être approché sur les points expérimentaux par:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2nh} \sum_{k=1}^{nh} [Zx_i - Zx_j]_k^2$$

où $||X_i - X_j|| = |h|$ nh : nombre de couples de points distants de h .

Avant de procéder au krigeage, il faut rechercher la structure de la variabilité du paramètre étudié par l'intermédiaire du variogramme. La relation entre $\gamma(h)$ et la distance h est matérialisée par le variogramme expérimental établi par le calcul d'un certain nombre de couples de valeurs. La croissance plus ou moins rapide caractérise d'une manière statistique la façon dont se détériore l'information apportée par une mesure ponctuelle quand on s'éloigne d'un point connu.

a-Le comportement à l'origine traduit la continuité de la variable régionalisée:

* allure parabolique (tangente nulle à l'origine): ce comportement met en évidence un phénomène à haute continuité et à structuration très régulière.

* allure linéaire (tangente oblique à l'origine): variable régionalisée, continue en moyenne quadratique, mais non dérivable. Le phénomène présente une structuration moins régulière que la précédente.

* discontinue à l'origine: variable à effet de pépite (C): la variable régionalisée est très irrégulière. Cette discontinuité s'interprète par l'existence d'une micro-régionalisation d'échelle inférieure à celle du vecteur /h/. Sur le plan pratique, l'effet de pépite pose le problème de la représentativité de l'échelle d'échantillonnage adoptée et / ou de l'incertitude affectant les mesures.

* Aspect plat: variable discontinue à effet de pépite pur, c'est le cas aléatoire pur avec absence totale de corrélation (ou structure) quelle que soit la distance h.

b-Comportement aux grandes distances (l'infini):

Pour de grandes valeurs de /h/, le variogramme peut atteindre une valeur limite dite palier et s'y stabiliser. La distance au-delà de laquelle $\gamma(h)$ ne varie plus est appelée portée, elle renseigne sur l'extension de l'influence d'un point expérimental, cette régionalisation est dite de transition : deux points quelconques de l'espace, éloignés d'une distance /h/ supérieure à la portée sont pratiquement indépendants l'un de l'autre (covariance nulle entre $Z(x+h)$ et $Z(x)$).

Généralement le variogramme expérimental est établi à partir d'un petit nombre de couples de valeurs et pour des valeurs discrètes de h; il est nécessaire de l'ajuster à un modèle théorique (tab n°III-2) qui par son expression permettra le calcul de $\gamma(h)$ quelque soit h.

La présence d'un effet de pépite C se traduit par l'addition de cette quantité à un modèle classique γ_0 , en dehors de l'origine:

$$\begin{aligned}\gamma(h) &= 0 && \text{pour } h=0 \\ &= \gamma_0(h)+c && \text{pour } h>0\end{aligned}$$

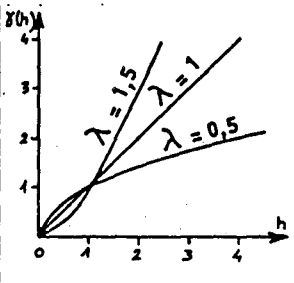
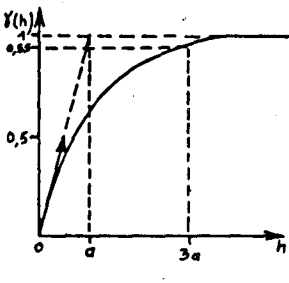
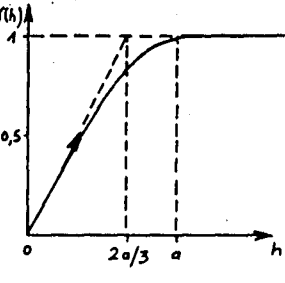
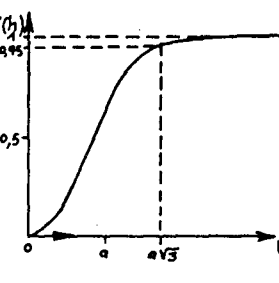
De manière générale, la valeur d'une variable $Z(X)$, observée en un point de mesure et considérée comme la réalisation d'une fonction aléatoire peut être la somme d'une composante régionale ($m(X)$: la dérive) et d'une composante aléatoire ($Y(X)$: la fluctuation locale); elle peut s'écrire:

$$Z(X) = m(X)+Y(X)$$

S'il existe une dérive, le variogramme expérimental ne tend pas vers une limite, il n'y a pas de portée et les valeurs de $Z(X)$ sont interdépendantes dans tout le champ d'étude.

S'il n'y a pas de dérive ou si elle est constante, les poids respectifs des points expérimentaux au voisinage d'un point à interpoler ne sont calculés que pour une distance inférieure à la portée du variogramme.

La méthode que nous utilisons est celle du "voisinage glissant" c'est-à-dire qu'on ne retient que les données situées au voisinage du point à estimer.

a	b	c	d
Modèle en h	Modèle exponentiel	Modèle sphérique	Modèle gaussien
			
Absence de palier	Existence d'un palier		
	Comportement linéaire à l'origine	Comportement parabolique à l'origine	
$\gamma(h) = \omega h ^\lambda$	$\gamma(h) = \omega \left[1 - e^{-\frac{ h }{a}} \right]$	<p>pour $h < a$</p> $\gamma(h) = \omega \left[\frac{3}{2} \frac{ h }{a} - \frac{1}{2} \left(\frac{ h }{a} \right)^3 \right]$ <p>pour $h > a$</p> $\gamma(h) = \omega$	$\gamma(h) = \omega \left[1 - e^{-\left(\frac{ h }{a} \right)^2} \right]$

Tab n°III-2: Modèles théoriques de variogrammes.

III-E-3) Application:

*localisation du secteur d'étude.

La zone étudiée, en ce qui concerne les données morphologiques, correspond aux cartes à 1/25 000 n° 2203E-O, 2303E-O, 2304E-O, 2305E-O et 2405E-O. Les résultats acquis sont comparés aux données recueillies (transmissivités) par Beckelynck (1981) sur un secteur relativement plus restreint.

*piézométrie de la zone d'étude:

La carte piézométrique (fig n°III-11, d'après Beckelynck, 1981; modifiée), obtenue par interpolation linéaire entre 307 données expérimentales, permet de distinguer:

- un gradient hydraulique très important en limite Sud-Ouest du Calaisis (3,5 à 1,7 %) et au Sud de la région étudiée (2,5 à 1,4 %), le long de la faille de Pernes,
- un drainage très marqué de l'Aa et de la Lys,
- une alimentation de la nappe par le cours moyen de la Hem et le cours amont de la Laquette,
- un cône de dépression dû aux prélèvements réalisés dans les secteurs de Houlle-Moulle, de Saint-Omer et d'Aire-sur-la-Lys.

*répartition des transmissivités:

C'est à partir de la reconstitution par krigeage de la piézométrie de référence qu'a été réalisée la carte des transmissivités (fig n°III-12). Les surfaces des secteurs utilisés dans les deux cas sont indiquées par la fig n°III-13.

Les principales remarques concernant la répartition des zones de transmissivité sont les suivantes:

- en limite Sud-Ouest, les régions à fort gradient piézométrique sont marquées par des faibles transmissivités. Elles varient entre $6 \cdot 10^{-5}$ et $8 \cdot 10^{-4}$ m²/s à proximité du Boulonnais, et entre $2 \cdot 10^{-4}$ et $2 \cdot 10^{-3}$ au contact de la faille de Pernes,
- les plateaux situés aux divers interfluves de la Hem à la Laquette sont caractérisés par des valeurs toujours inférieures à 10^{-2} m²/s, et en moyenne égale à $2,5 \cdot 10^{-3}$ m²/s. Localement elles atteignent même $2 \cdot 10^{-4}$ m²/s (dôme piézométrique au Sud-Est de Lumbres),
- en limite Nord-Est, l'aquifère captif éloigné de la limite de recouvrement tertiaire ne permet pas le transit d'un flux important. Les transmissivités obtenues y ont une valeur moyenne de $2,3 \cdot 10^{-3}$ m²/s,
- dans les vallées, les transmissivités sont fortes en particulier pour l'Aa (de $2 \cdot 10^{-3}$ à $2 \cdot 10^{-2}$ m²/s), la Laquette (de $1 \cdot 10^{-3}$ à $3 \cdot 10^{-2}$ m²/s) et surtout la Lys (de $6 \cdot 10^{-3}$ à $4 \cdot 10^{-2}$ m²/s),

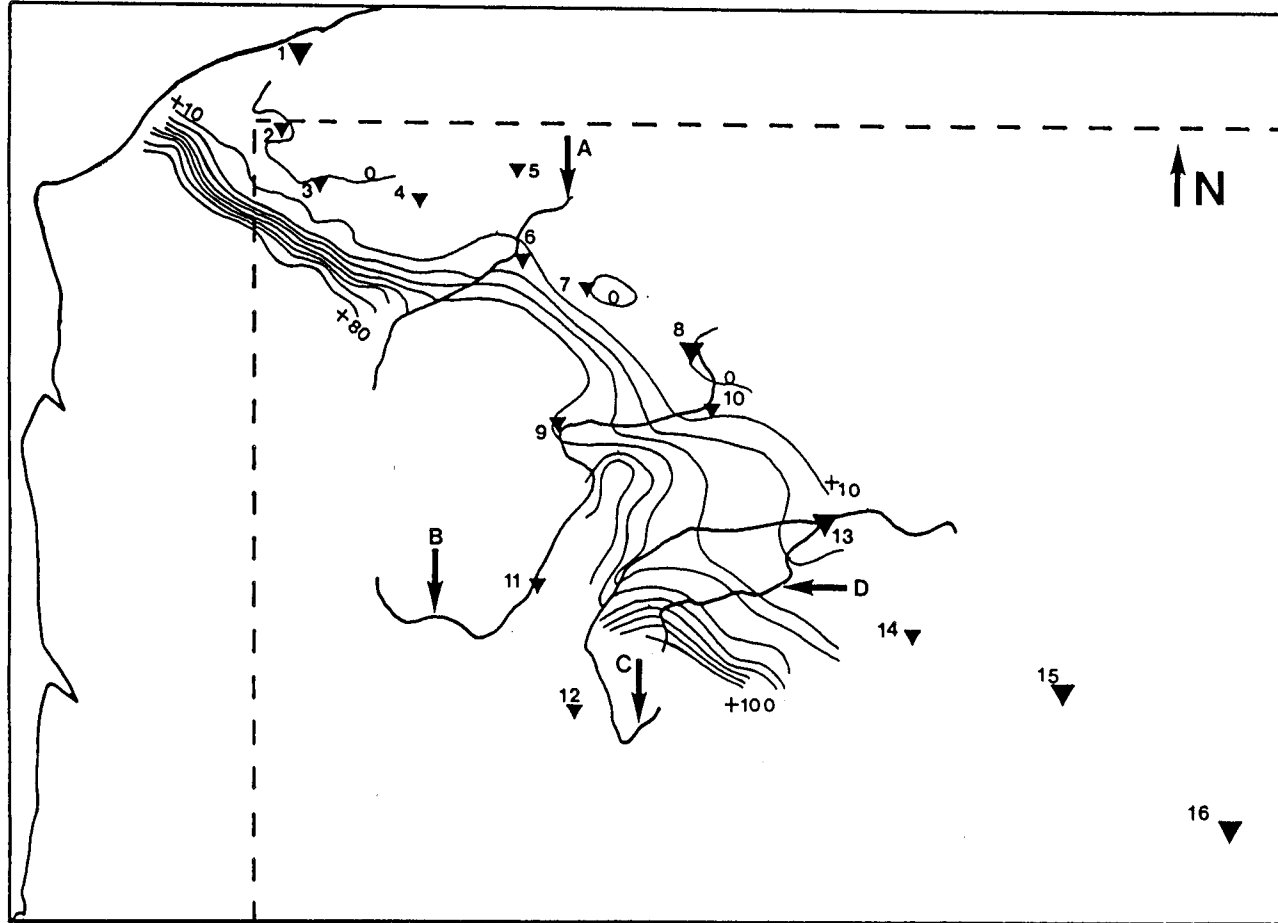




fig n°III-11: Carte piézométrique du secteur d'étude, les courbes sont dessinées de 10 en 10 m; 1: Calais, 2: Nielles-lez-Calais, 3: Guînes, 4: Ardres, 5: Audruicq, 6: Nordausques, 7: Eperlecques-Mouille, 8: Saint-Omer, 9: Lumbres, 10: Blendecques, 11: Fauquembergues, 12: Fruges, 13: Aire/Lys, 14: Lillers, 15: Béthune, 16: Lens, A: la Hem, B: l'Aa, C: la Lys, D: la Laquette, le cadre en tiretés matérialise la zone correspondant aux données morphologiques utilisées pour le krigage (Bekelynck, 1981, modifié).


REPARTITION DES TRANSMISSIVITES APRES CALAGE


LEGENDE


⊞ Limite du recouvrement tertiaire

 $5,10^{-2} > T \geq 2,5 \cdot 10^{-2}$

 $2,5 \cdot 10^{-2} > T \geq 10^{-2}$

 $10^{-2} > T \geq 5 \cdot 10^{-3}$

 $5,10^{-3} > T \geq 10^{-3}$

 $10^{-3} > T$

T : Transmissivité en m^2/s

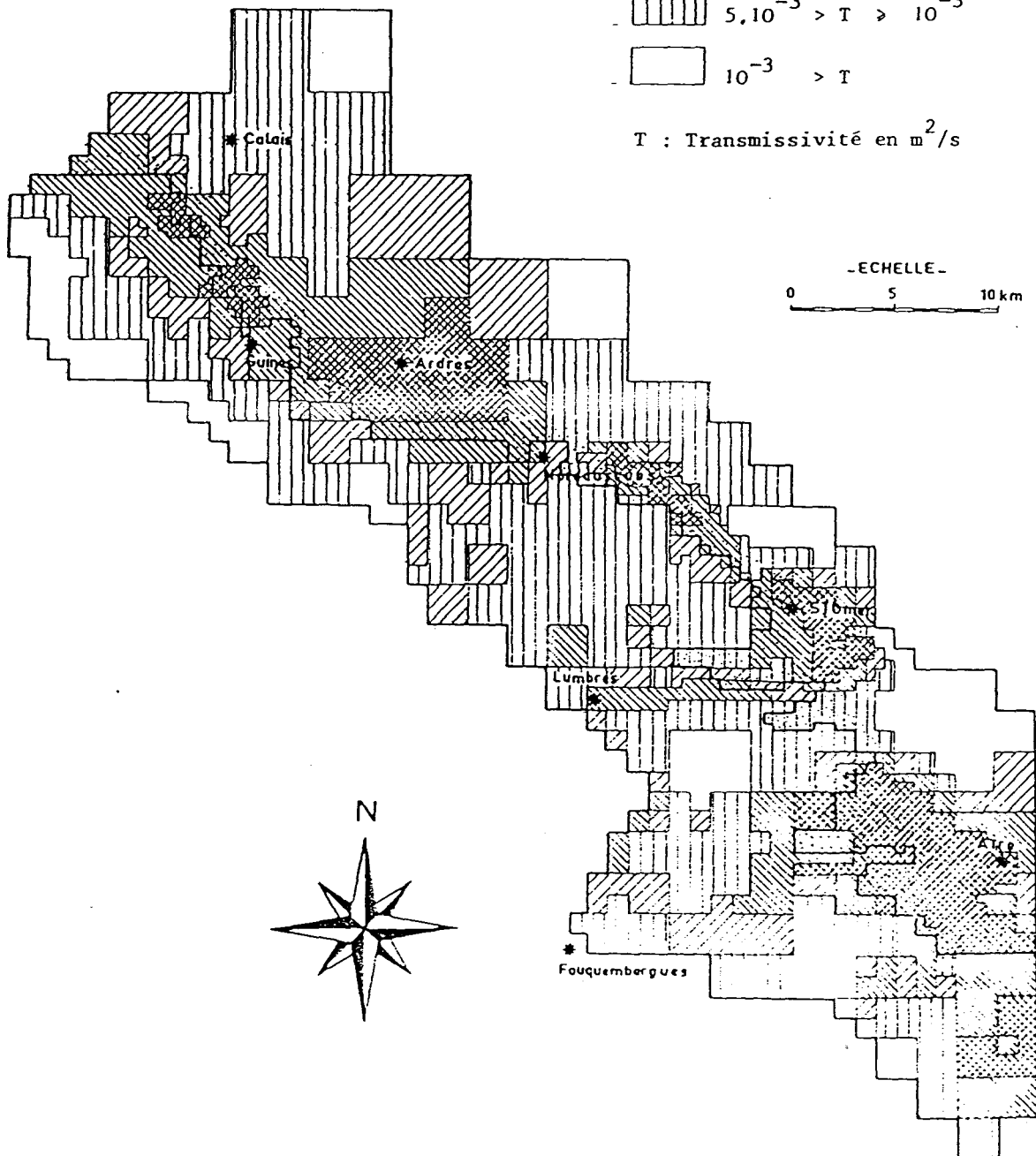


fig n°III-12: Carte des transmissivités obtenues par krigeage (Bekelync, 1981).

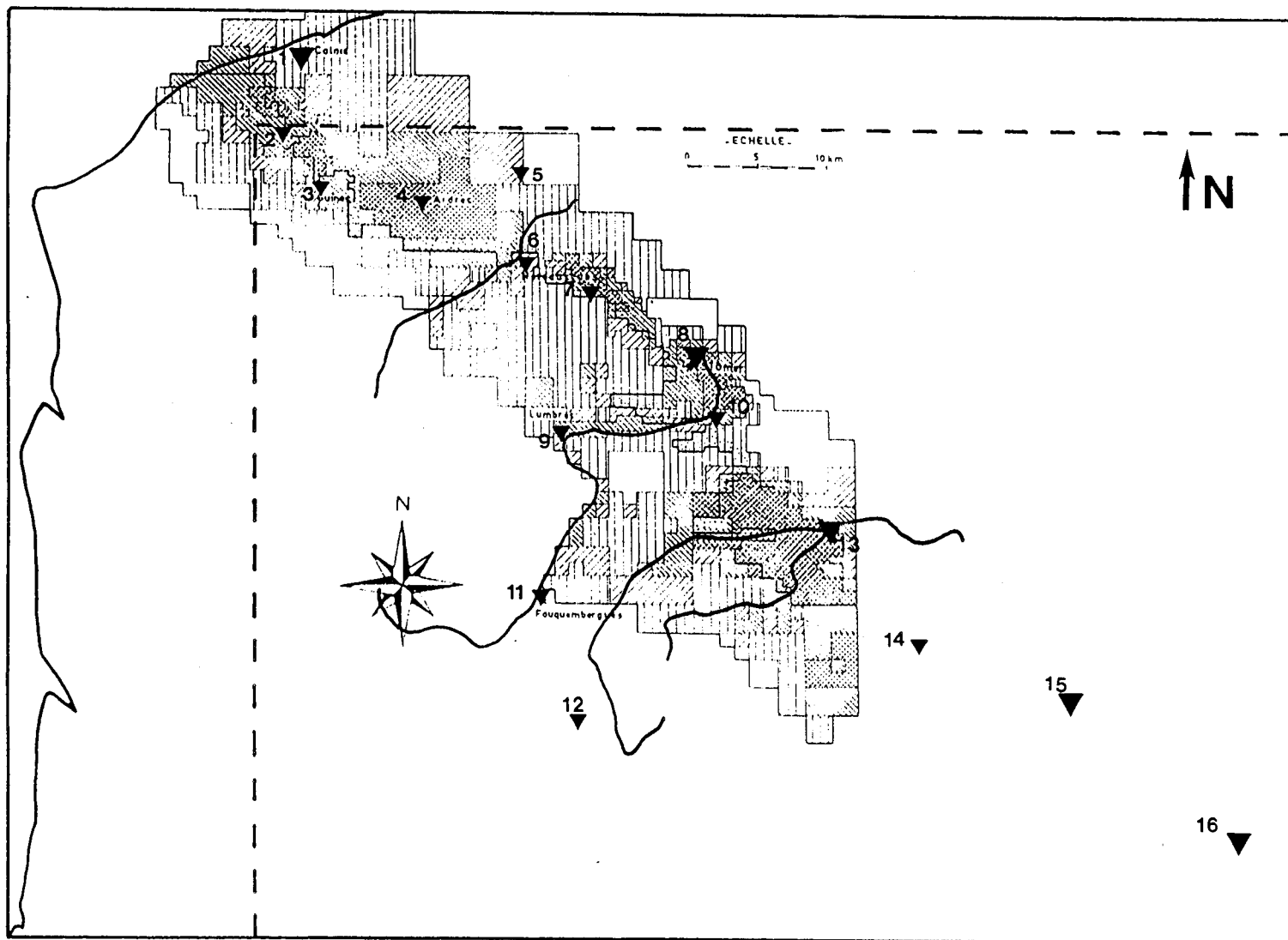


fig n°III-13: Superposition de la zone couverte par Bekelynck (1981) pour le krigeage des transmissivités (surfaces hachurées correspondant aux différentes valeurs, voir fig n°III-12) et de celle utilisée pour le krigeage des données morphologiques, autres symboles: voir fig n°III-11.

-les plus fortes transmissivités correspondent à la mise en captivité de la nappe sous le recouvrement argileux du tertiaire. On peut distinguer successivement du Nord au Sud les secteurs de Nielles-lez-Calais, Guînes ($1 \cdot 10^{-2} < T < 3 \cdot 10^{-2}$) d'Ardres ($1,5 \cdot 10^{-2} < T < 3 \cdot 10^{-2}$) d'Eperlecques-Moulle ($1,2 \cdot 10^{-2} < T < 3 \cdot 10^{-2}$), Saint-Omer_Blendecques ($1 \cdot 10^{-2} < T < 3 \cdot 10^{-2}$) et la région d'Aire où la zone de très bonnes transmissivités ($2,5 \cdot 10^{-2} < T < 4 \cdot 10^{-2}$) est particulièrement étendue.

*krigeage des données morphologiques:

Les éléments morphologiques pris en compte sont les "rideaux" (fig n°III-14) car leur répartition est plus homogène et leur densité plus grande que celle des talwegs. Nous avons choisi de kriger le nombre de rideaux par maille, au pas de 2000 m, pour toutes les orientations puis de kriger les fréquences, pour des mailles de 2000 m, pour les orientations principales de cette zone, c'est-à-dire, N 30, 40, 50, 100, 110, 120.

Les variogrammes établis à partir des données expérimentales sont représentés par les fig n°III-15A et III-15B, ceux retenus pour le krigeage sont respectivement, pour les nombres et les fréquences, un modèle exponentiel ($\gamma(h) = 130 + 150 (1 - \exp(\frac{-h}{4,5}))$) et le modèle linéaire ($\gamma(h) = 345 + 7,8h$).

Les cartes krigées pour les nombres de traits et pour les fréquences sont présentées associées aux cartes des variances (respectivement: fig n°III-16 A, B et n°III-17A, B).

La carte krigée du nombre de traits par maille pour toutes les orientations n'apporte finalement que peu d'information suite au mode de répartition des données morphologiques et au mode de calcul du krigeage. En effet, lorsque la couverture tertiaire est présente, la morphologie en terme de "rideaux" disparaît et le krigeage ne peut donner qu'une valeur très faible, en chaque maille, sous recouvrement. Il manque essentiellement, par la nature même des "rideaux" des points de "contrôle" dans la partie Nord-Est du secteur krigé et cela s'observe particulièrement sur la carte des variances (fig n°III-16B). La comparaison à une même échelle des données morphologiques krigées (en nombre) et des transmissivités (fig n°III-18) ne permet pas de mettre en relation les zones à forte transmissivités décrites précédemment.

Par contre, la carte krigée des fréquences apporte plus d'informations bien qu'il existe une zone inutilisable dans la partie Nord-Est (fig n°III-17B), mais cette fois plus restreinte. La comparaison à une même échelle des données morphologiques krigées (en fréquence) et des transmissivités (fig n°III-19) montre certaines relations avec les zones à fortes transmissivités. En effet ces dernières correspondent à des zones à fortes fréquences (supérieures à 50 %) pour les orientations sélectionnées. Certaines nuances sont à apporter, par exemple au niveau de Saint-Omer et d'Aire-sur-la-Lys (points 8 et 13) où Beckelynck (1981) détermine des zones à transmissivité élevée plutôt développées vers

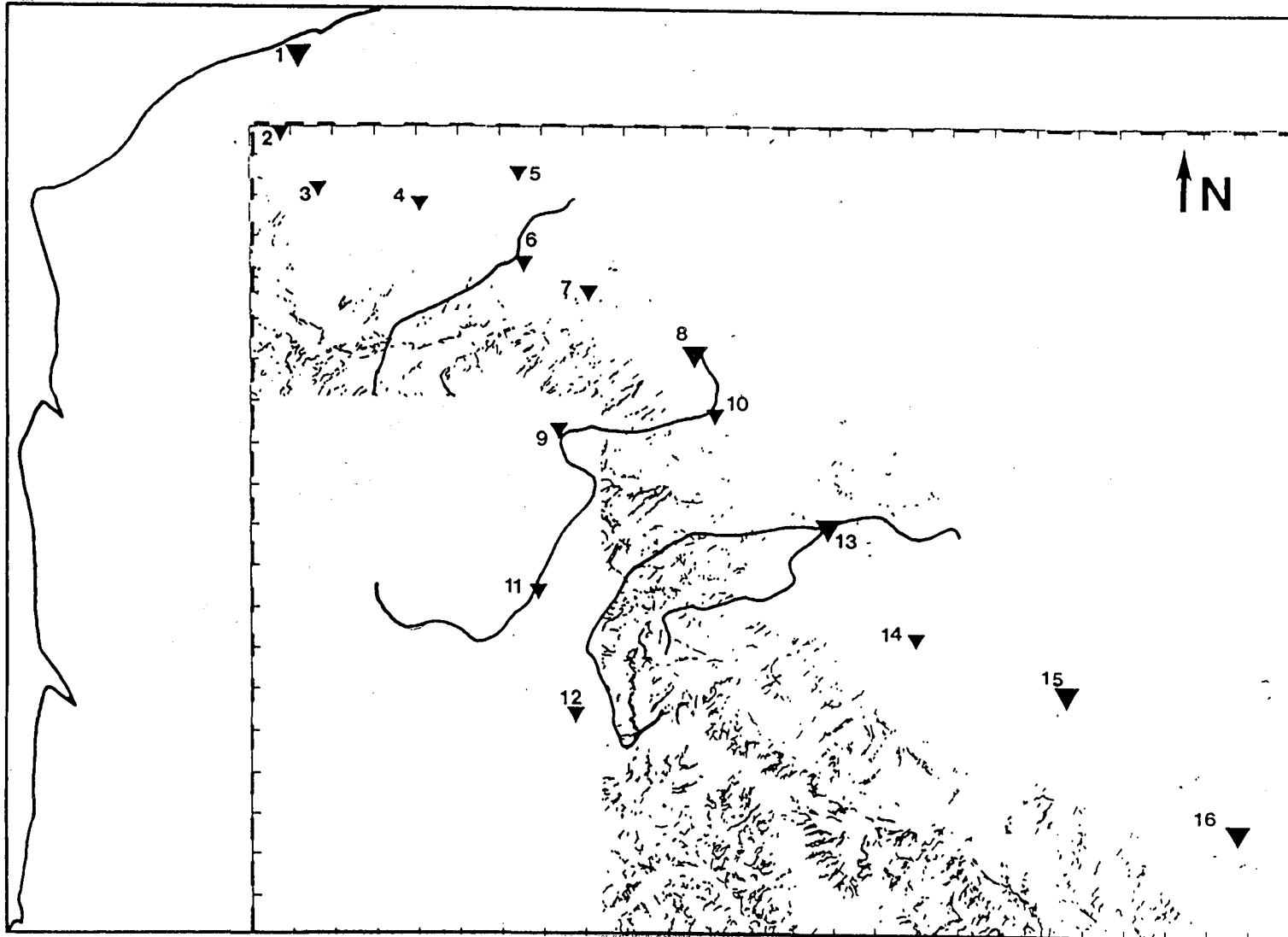


fig n°III-14: Carte de répartition des rideaux utilisés pour le krigeage, correspondant aux cartes à 1/25 000 n° 2203O-E, 2303O-E, 2304O-E, 2305O-E et 2405O-E, pour les autres symboles voir fig n°III-11.

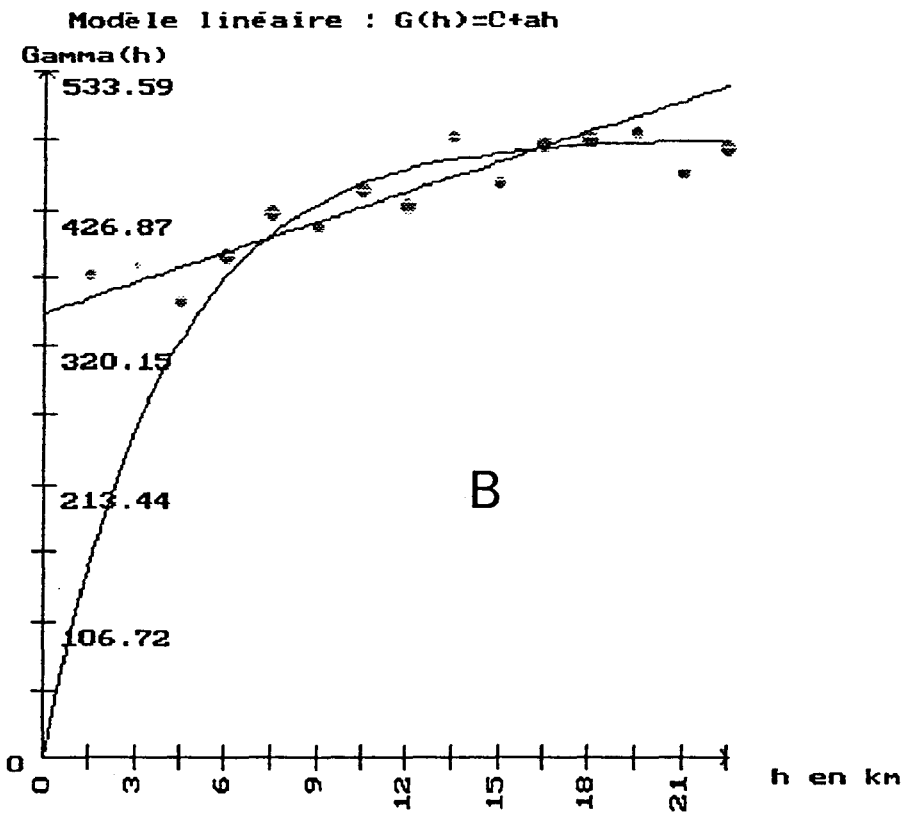
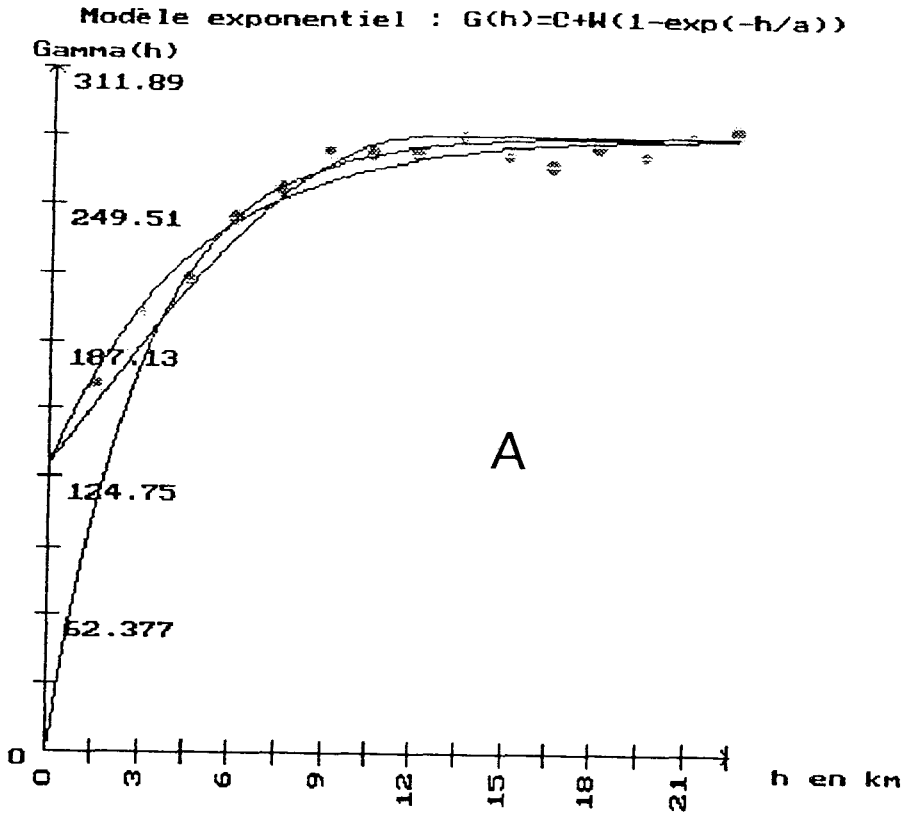


fig n°III-15: Variogrammes des nombres (A) et des fréquences (B), dans ce dernier cas les orientations sélectionnées sont N30, 40, 50, 100, 110, 120.

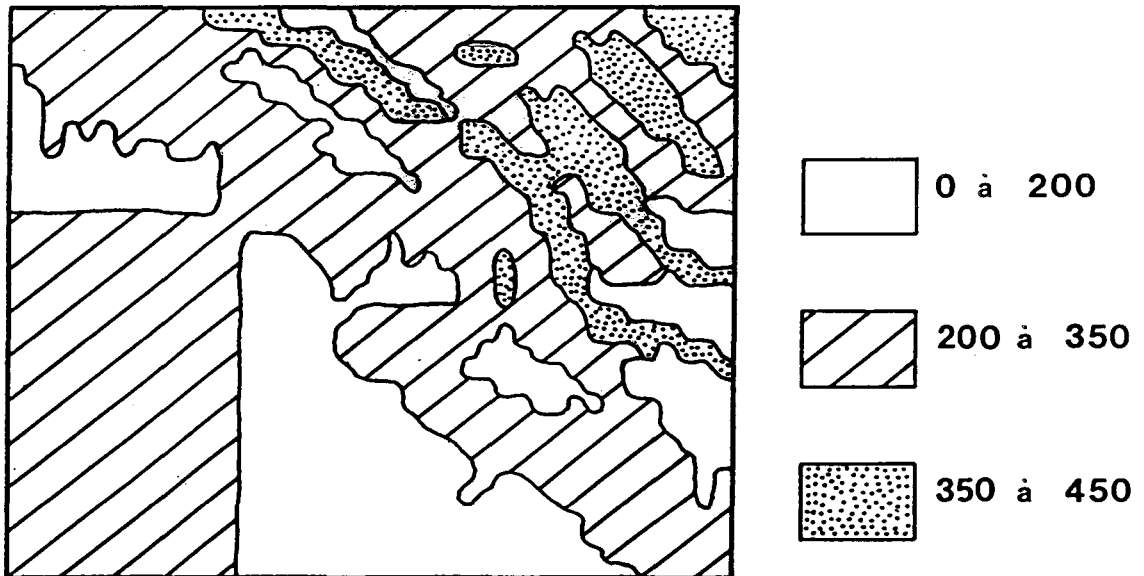
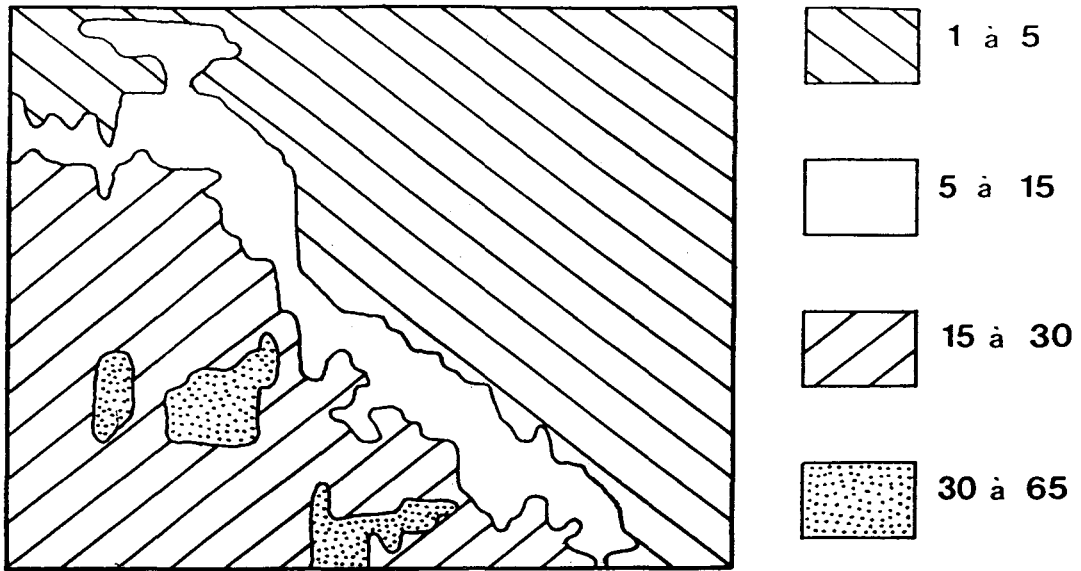


fig n°III-16: Carte krigée du nombre de traits à partir du variogramme V1 (fig n°III-15A), en haut: valeurs estimées, en bas: variance de l'estimation.

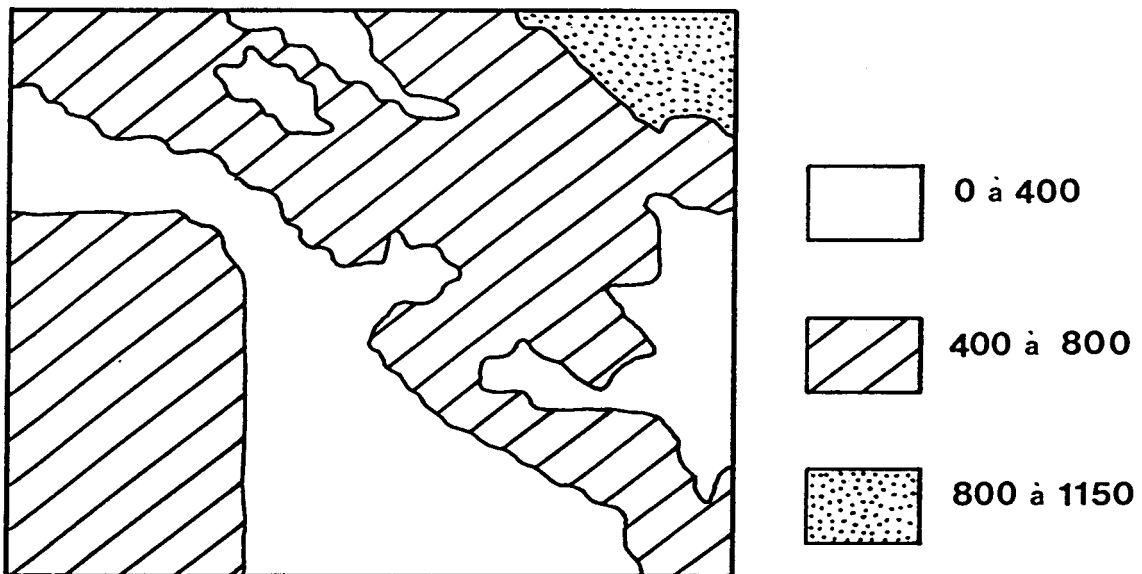
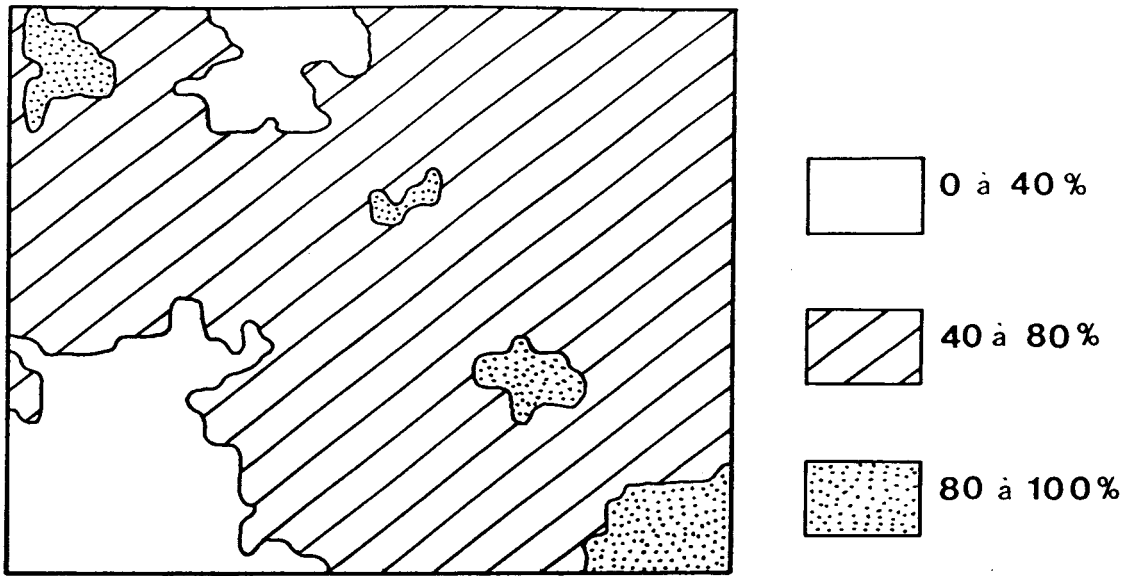


fig n°III-17: Carte krigée de la fréquence des traits pour les orientations sélectionnées (N 30, 40, 50, 100, 110, 120) à partir du variogramme V2 (fig n°III-15B), en haut: valeurs estimées, en bas: variance de l'estimation.

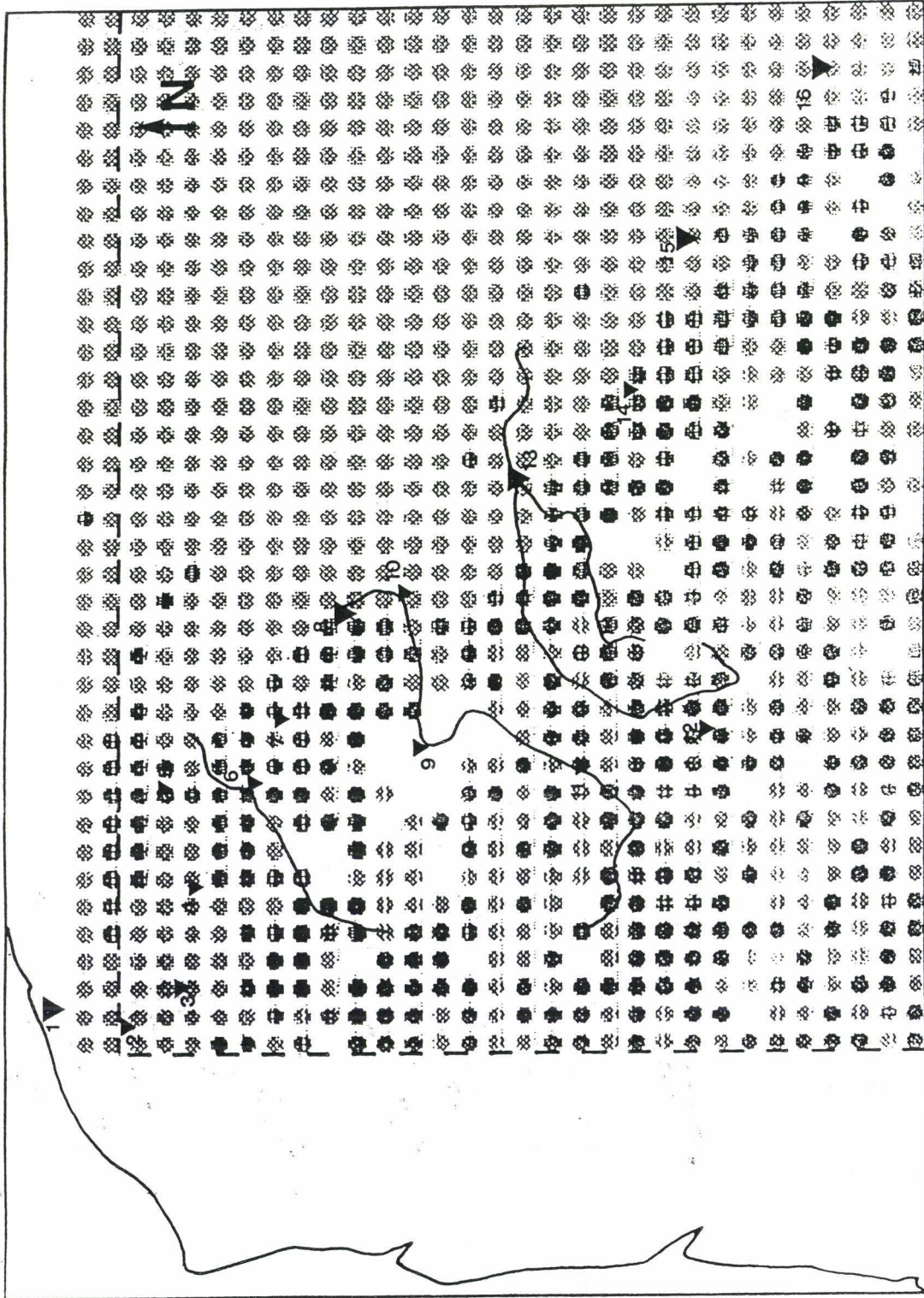


fig n°III-18: Superposition de la carte krigée (nombre) et du secteur d'étude (légende: voir fig n°III-11).

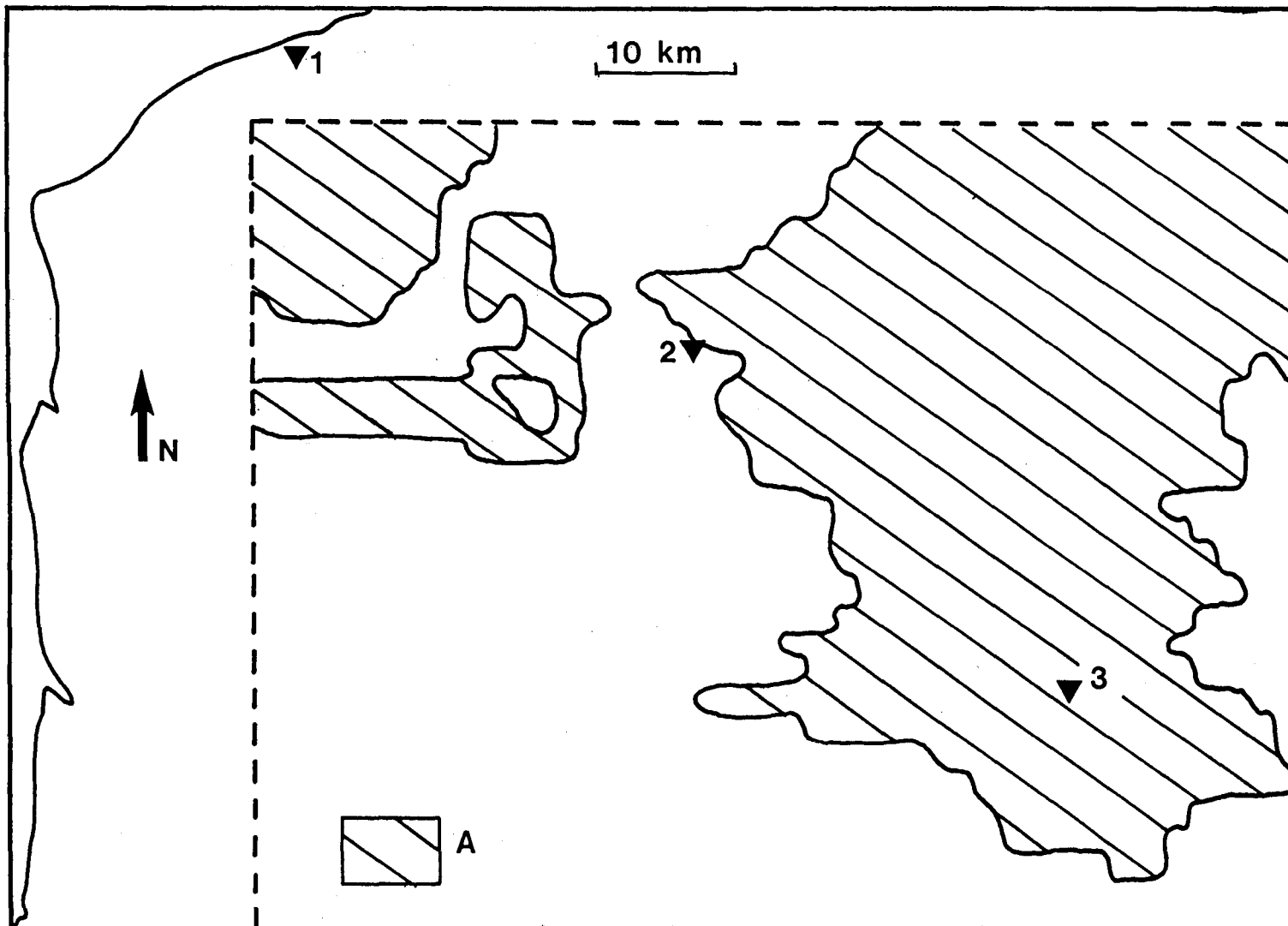


fig n°III-19: Superposition de la carte krigée (fréquence) et du secteur d'étude , A: zones à forte fréquence(>50%) suivant les orientations sélectionnées, elles correspondent aux secteurs à forte transmissivité déterminés par Beckelynck en 1981; 1: Calais, 2: Saint-Omer, 3: Béthune.

l'Ouest alors que nos données les situent légèrement plus vers l'Est. Toutefois, il faut rappeler que la carte des transmissivités est obtenue par calage de la piézométrie et non par krigage de données expérimentales et que la piézométrie de référence utilisée est " elle-même très imprécise" (Beckelynck, 1981). En tenant compte de ces facteurs d'imprécision il semble que l'utilisation des données morphologiques dans la recherche de zones à forte transmissivité soit envisageable. De plus, si on compare la carte piézométrique (fig n°III-11) et la carte krigée des fréquences, on peut noter que les zones à fort gradient hydraulique correspondent à des zones à faible fréquence et qu'inversement, les zones à faible gradient correspondent à des zones où les fréquences sont au moins supérieures à 46%.

III-E-3-1) Conclusion.

Sous réserve que d'autres expériences soient faites, l'utilisation des données morphologiques apporterait des informations sur la caractérisation de certains paramètres de l'aquifère crayeux.

III-F) CONCLUSION DU CHAPITRE.

Nous avons appliqué l'analyse morphostructurale sur un substrat autre que la craie et montré qu'il y avait de bonnes correspondances, cette démonstration était nécessaire si on ne voulait pas restreindre le champ d'application des logiciels et de l'analyse morphostructurale au domaine crayeux.

Compte tenu des observations faites précédemment (§ II-D, définition de la Surface Élémentaire Représentative et du pas de maille) on ne peut intégrer dans cette démarche (krigeage des données morphologiques et comparaison avec les valeurs de transmissivité) que des secteurs relativement peu étendus, de l'ordre de 1000 à 2000 km² ce qui correspond tout de même à une échelle d'investigation moyenne situé entre l'échelle de détermination des linéaments morphostructuraux (§ III-A) et celle de détermination d'un état de fracturation sur une surface de quelques dizaines de km² et des directions préférentielles d'écoulement, que nous étudierons au cours du chapitre suivant . Chaque échelle permet de prendre en compte certaines informations qui sont en fait complémentaires et qui concourent à une meilleure compréhension du comportement de l'aquifère crayeux.

CHAPITRE IV

IV) VALIDATION: CORRESPONDANCES ENTRE LES TRAITES MORPHOLOGIQUES, LA FRACTURATION ET LES DIRECTIONS D'ÉCOULEMENT A PARTIR DE QUELQUES EXEMPLES PONCTUELS.

IV-A) INTRODUCTION.

Après avoir mis en évidence les relations existantes à petite échelle dans la partie Nord-Ouest du Bassin de Paris, nous allons, à partir de l'étude de quelques exemples ponctuels, vérifier les correspondances à grande échelle de manière à rendre compte de l'altération ou de la conservation de l'information morphostructurale et de son influence sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère. Les exemples pris en compte sont géographiquement dispersés (Escalles, La Chapelle Saint-Louis, les Sources de la Lys, l'Ostrevent [unité I du chapitre I] et le Gâtinais [unité IV du chapitre I]) de façon à appréhender les informations obtenues le plus objectivement possible.

IV-B) LE SECTEUR D'ESCALLES.

IV-B-1) Localisation, contexte géologique et hydrogéologique.

La commune d'Escalles est située au Sud-Ouest de Calais, aux abords du Cap Blanc-Nez (fig n°IV-1). L'aquifère est constitué de craie plus ou moins marneuse, noduleuse ou franche, selon les niveaux, s'étendant de la fin du Cénomaniens moyen au Turonien supérieur-Sénonien. Malgré la présence de quelques passées marneuses au toit du Cénomaniens et dans le Turonien moyen, l'existence de nombreuses fractures permet de considérer l'aquifère comme globalement monocouche (Mania, 1978). Le niveau hydrostatique de la nappe est visible en coupe sur la falaise du Blanc-Nez au Cran d'Escalles dans la craie marneuse du Cénomaniens moyen avec un gradient de 2% dirigé N 30 (Mania, 1977). Les sources de la falaise du Cap Blanc-Nez ont déjà fait l'objet de travaux (Colbeaux & Mania, 1976), il semblait intéressant de chercher à comprendre l'origine des sources jusqu'alors attribuée à des phénomènes de décompression en bordure du massif crayeux. La présence abondante de poches de dissolution (Sommé, 1977; Bracq, 1989) dans ce secteur pouvant témoigner d'une possibilité de drainage rapide en profondeur a suscité une étude par traçage de l'aquifère crayeux.

IV-B-2) Analyse de la morphostructure et de la fracturation.

Sur la fig n°IV-2 sont tracées les lignes de fond de talwegs et les rideaux du secteur d'étude, ainsi que leur rosace de répartition en nombre par classe de 10°. On situe les

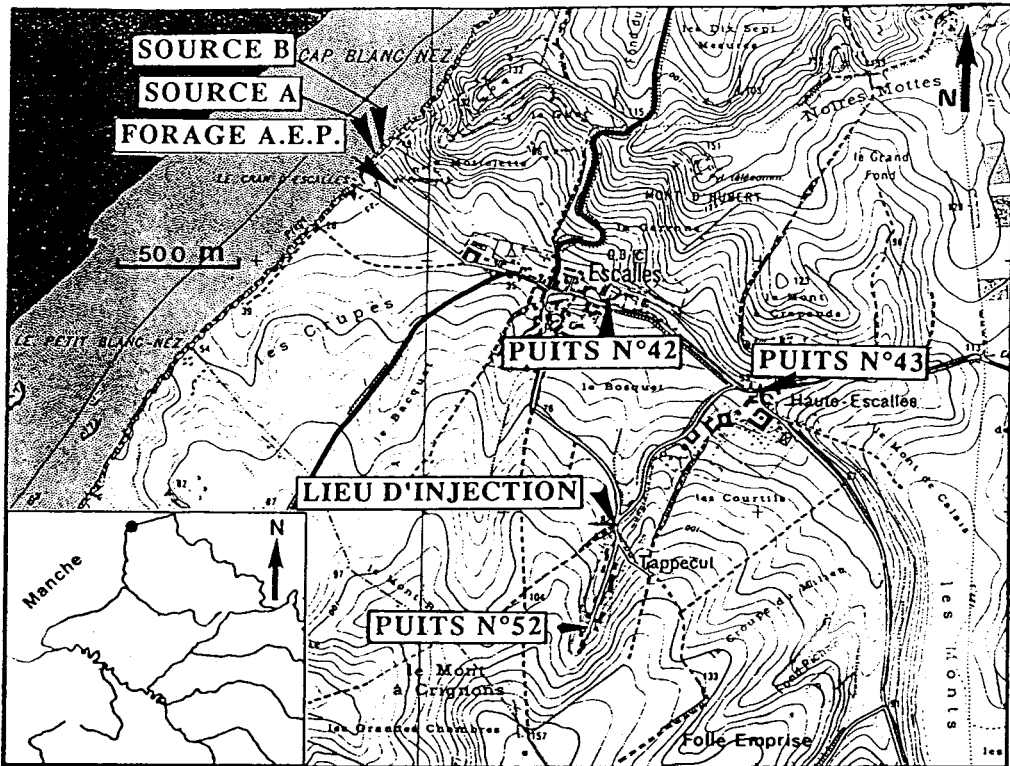


fig n°IV-1: Carte de situation et de localisation des points de référence du traçage (Bracq et *al.*, 1992a).

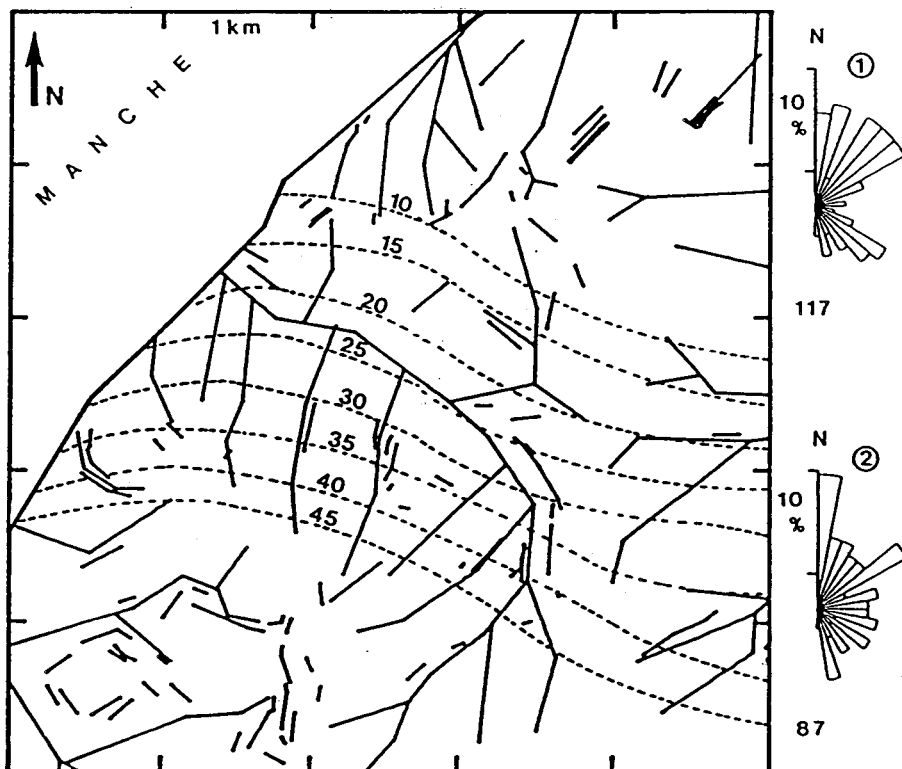


fig n°IV-2: Traits morphostructuraux (rideaux et vallons) du secteur d'Escalles. Rosaces de répartition en nombre par classe d'orientation de 10°: 1: rideaux; 2: talwegs. Le nombre de traits comptabilisés est affiché sur chaque rosaces, en tireté: courbe piézométrique (Bracq et *al.*, 1992a).

fréquences principales au seuil de 10% pour les classes N10-20, N30-50 pour les rideaux et N00, N50 pour les talwegs. Ces résultats associés aux relevés cartographiques (Bracq, 1989) laissent supposer la présence d'accidents N00, N20 et N40, N60 au sein des différents vallons secs, encaissés et étroits, qui représentent les axes de drainage pour le ruissellement mais vraisemblablement aussi pour les eaux souterraines. La fracturation principale relevée sur la falaise du cran d'Escalles, s'oriente au N130-150 (fig n°IV-3). Bien que n'apparaissant pas distinctement sur la falaise, les directions N00, N20 et N40, N60 relevées à l'intérieure des terres, correspondent à des axes de rupture principaux et les lèvres des fractures écartées de 1 à 2 cm et tapissées soit de calcite, soit de pyrite, traduisent une distension favorisant probablement les écoulements souterrains suivant ces directions.

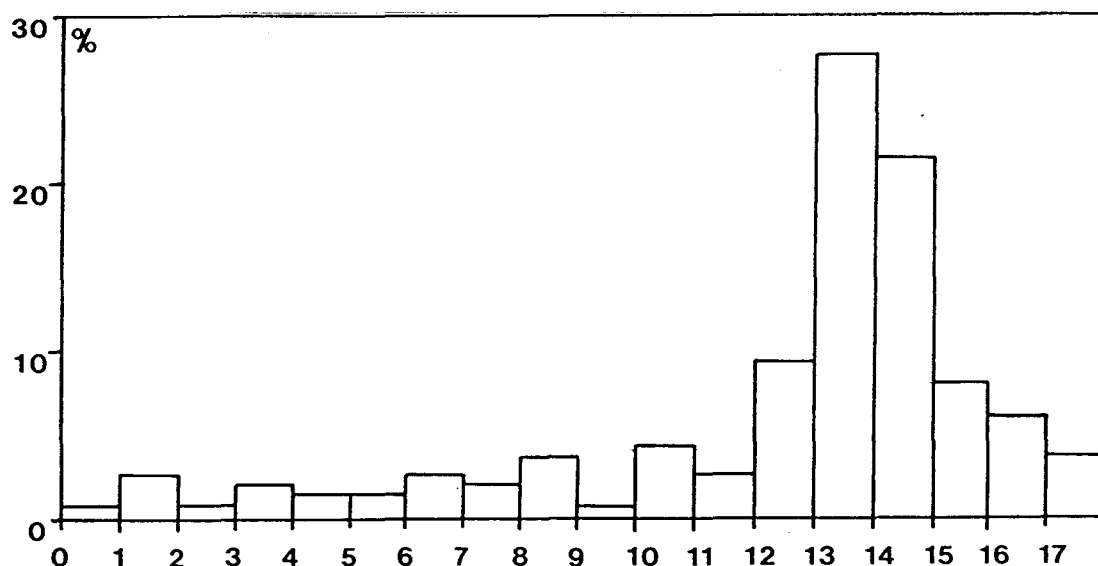


fig n°IV-3: Histogramme de la fracturation relevée sur les falaises du Cap Blanc-Nez (Bracq, 1989).

IV-B-3) Résultats du traçage (Bracq & Hanich, 1990):

Le premier pic de forte concentration est noté aux sources de la falaise (fig n°IV-4) 42 h environ après l'injection, ce qui correspond à une vitesse moyenne de transfert de l'ordre de 53 m/h (notons que ces sources sont liées à des fractures de direction N 120). Au forage, le premier pic (fig n°IV-5) est noté à la même date mais la concentration y est bien plus faible. Les pics suivants induisent des vitesses supérieures à 2 m/h qui sont incompatibles avec un transfert simple en milieu poreux. Il existe certainement un écoulement chenalisé suivant les directions du vallon de "Tappecul" et du vallon principal d'Escalles (fig n°IV-6) sub-parallèles aux deux directions morphologique majeures du secteur de traçage (fig n°IV-2). Les évidences de transfert à grande vitesse sont corroborées par les observations de la carrière souterraine de "la Folle Emprise" située 1 km au Sud-Est du puits d'injection.

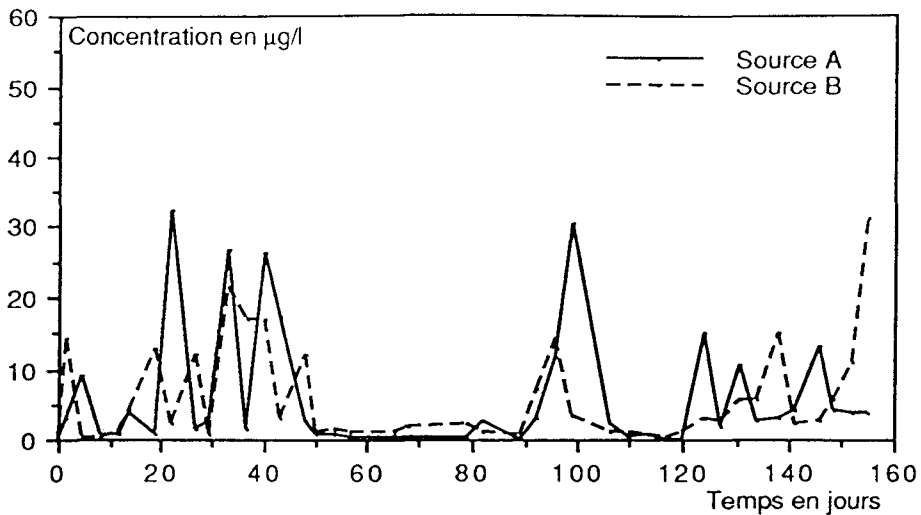


fig n°IV-4: Courbe de restitution concentration en uranine/temps pour les sources A et B (Bracq et *al.*, 1992a).

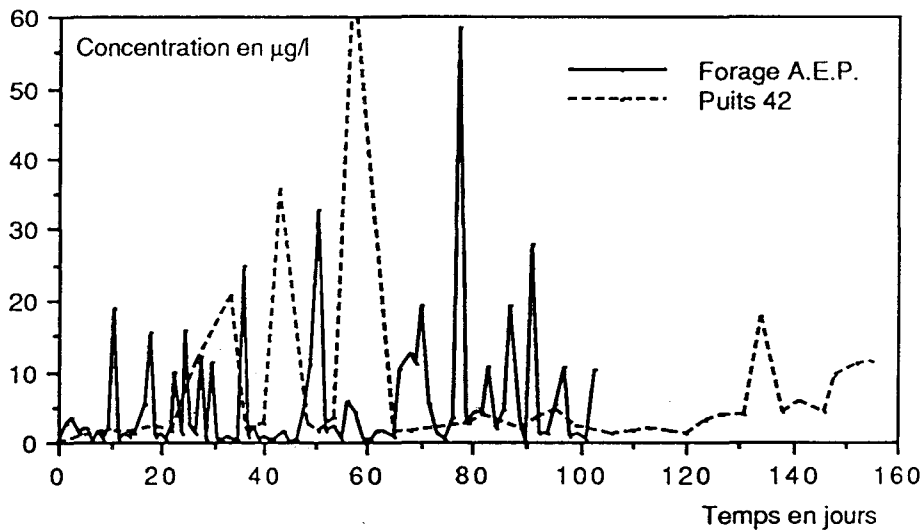


fig n°IV-5: Courbe de restitution concentration en uranine/temps de traçage pour le forage AEP et le puits n°42 (Bracq et *al.*, 1992a).

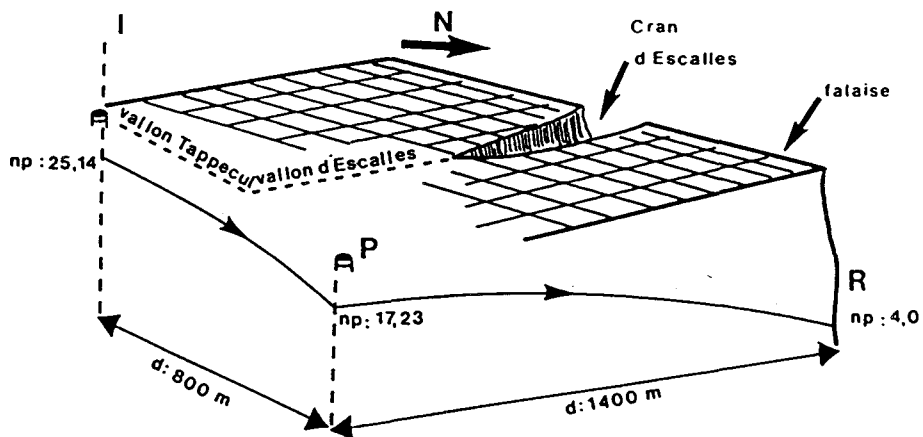


fig n°IV-6: Directions d'écoulement à grande vitesse repérées par traçage dans la nappe de la craie au Cran d'Escalles. I: puits d'injection du traceur; P: puits domestique, premier point de prélèvement; R: sources naturelles sur la falaise du Cap Blanc-Nez, deuxième point de prélèvement. np: niveau piézométrique (cote NGF) de la nappe de la craie aux points précités (Delay et *al.*, 1992a).

La craie y est fortement fracturée suivant les directions N10 et N120 des rideaux en surface (fig n°IV-7). Toujours suivant ces directions, s'est développé un drain cylindrique de 20 à 150 cm de diamètre aujourd'hui colmaté par des formations argilo-sableuses qui ont emprisonné des blocs de craie témoins d'effondrements successifs de la voûte du drain (fig n°IV-8). Une autre approche a été tentée pour essayer de comprendre les différents phénomènes interagissant sur le transport rapide du traceur.

IV-B-4) Participation rapide des eaux de surface à l'écoulement souterrain.

Il a paru intéressant de représenter graphiquement l'évolution des concentrations, en Uranine, cumulées en fonction, dans un premier temps, des excédents pluviométriques cumulés, puis dans un deuxième temps des précipitations cumulées. Le calcul des excédents a été effectué par la méthode de Thornthwaite au pas de temps mensuel qui sert de comparaison lors du calcul des excédents au pas de temps journalier par la relation $ETP_j = (T_j/7)^{1,4}$

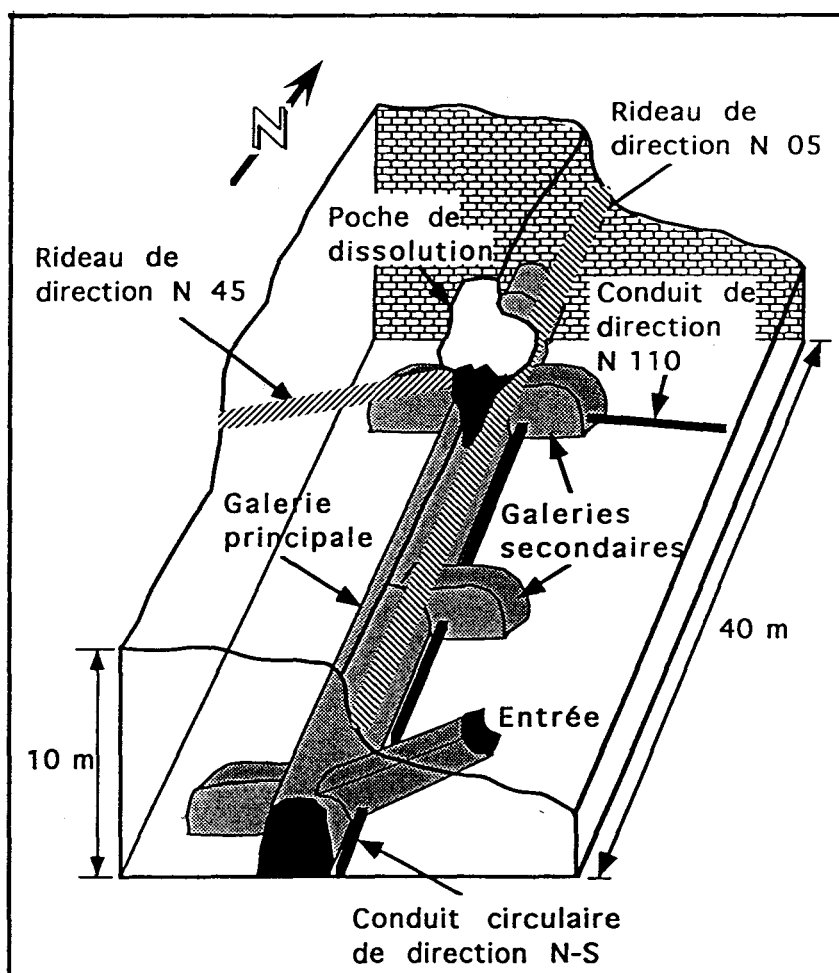


fig n°IV-7: Schéma de la carrière de la "Folle-Emprise" avec les phénomènes de dissolution observés.



fig n°IV-8: Photo d'un drain dans la carrière de la "Folle-Emprise".

(Devred, 1989), où ETP_j et T_j sont respectivement l'évapotranspiration potentielle et la température journalière. Ensuite nous avons repporté graphiquement les valeurs des concentrations cumulées et des excédents cumulés au pas de temps journalier, (fig n°IV-9). Le graphique montre une croissance de la concentration cumulée dès qu'il n'y a plus d'excédent d'eau (ou bien les précipitations sont inférieures à l'ETP, ou bien la RFU n'a pas atteint sa valeur maximale) tant pour les sources A et B en falaise que pour le puits n°42 d'Escalles. Il semblerait qu'il existe une relation assez étroite entre l'excédent d'eau et la concentration, sans déphasage entre l'arrêt de l'infiltration et la croissance de la teneur cumulée en Uranine. Ce qui conduit à comparer cette fois les valeurs de concentrations cumulées et les précipitations (fig n°IV-10). Avec des données désormais disponibles sur une période beaucoup plus longue, on remarque que le phénomène décrit précédemment se reproduit de la même façon, à chaque fois qu'il n'y a plus de précipitations. Lorsque ces dernières reprennent, les concentrations n'évoluent plus que très lentement ou se stabilisent par l'intermédiaire d'une dilution. Il y aurait donc une relation quasi instantanée entre les précipitations et la teneur en Uranine des échantillons prélevés aux sources A et B et au puits n°42 et cela à la faveur d'un réseau de fractures ouvertes et très développé (ou d'un réseau karstique) induisant une vitesse de transfert de l'ordre de 53 m/h.

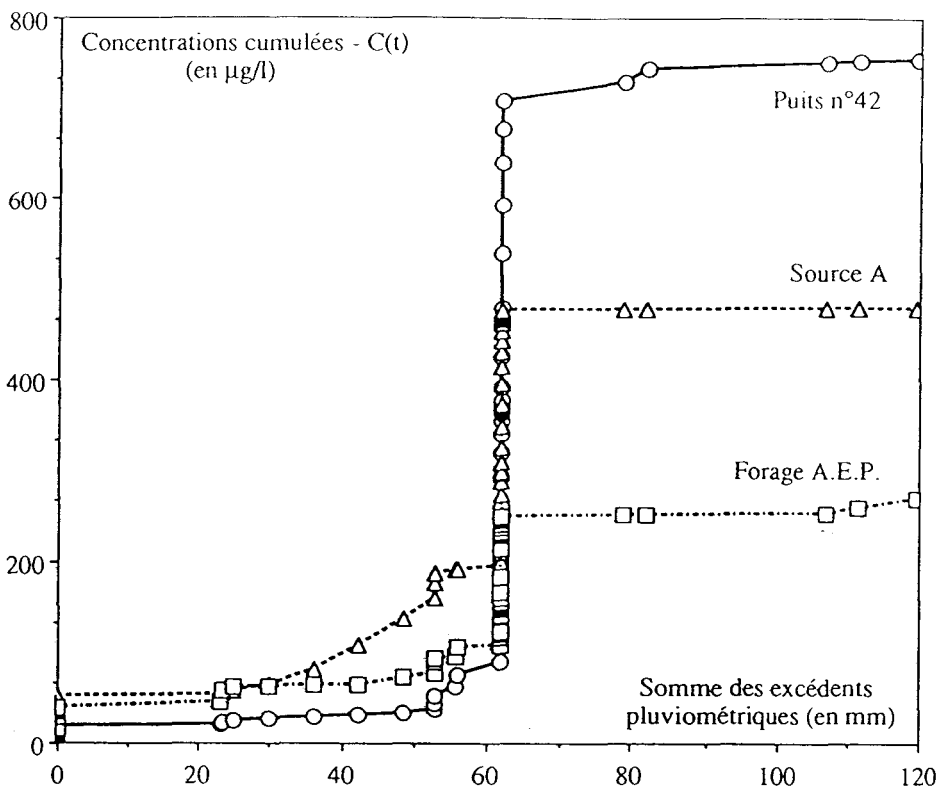


fig n°IV-9: Evolution des concentrations en Uranine en fonction des excédents pluviométriques (Bracq et *al.*, 1992a).

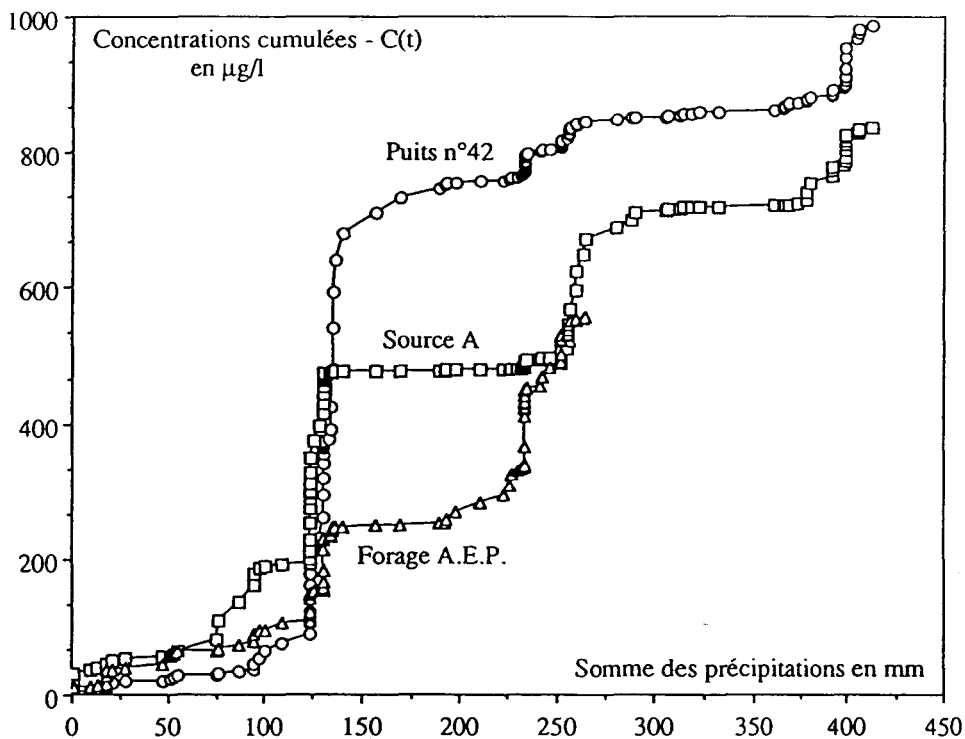


fig n°IV-10: Evolution comparée des concentrations en Uranine et des précipitations cumulées (Bracq et *al.*, 1992a).

En reprenant l'étude de l'évolution des valeurs cumulées des concentrations et des précipitations au cours du temps, (fig n°IV-11) on note que les observations effectuées auparavant se retrouvent sur ces graphiques mais, on peut distinguer deux caractères supplémentaires qui sont:

-une stabilisation de l'évolution des concentrations cumulées au cours des périodes où les précipitations sont nulles mais faisant suite à une augmentation rapide, donc une absence de transport. Il y a eu entraînement de l'Uranine stockée dans la zone non saturée de l'aquifère crayeux et il faudrait attendre les prochaines précipitations pour qu'il y ait un nouveau départ vers les sources.

-une inversion de la tendance d'évolution entre les courbes A, B et 42, à partir du 57ème jour, la courbe 42 passe au dessus des deux autres, ce qui laisserait supposer une arrivée du traceur par transfert en milieu poreux, ou par un réseau fissural fin s'ajoutant au transfert rapide par fracture. Le même phénomène semble se produire le 95ème jour pour la courbe du forage AEP, mais cela pendant un temps très court car la distance entre le forage AEP et les sources A et B est de l'ordre de 150 m ce qui est insuffisant pour permettre une individualisation de la courbe du forage.

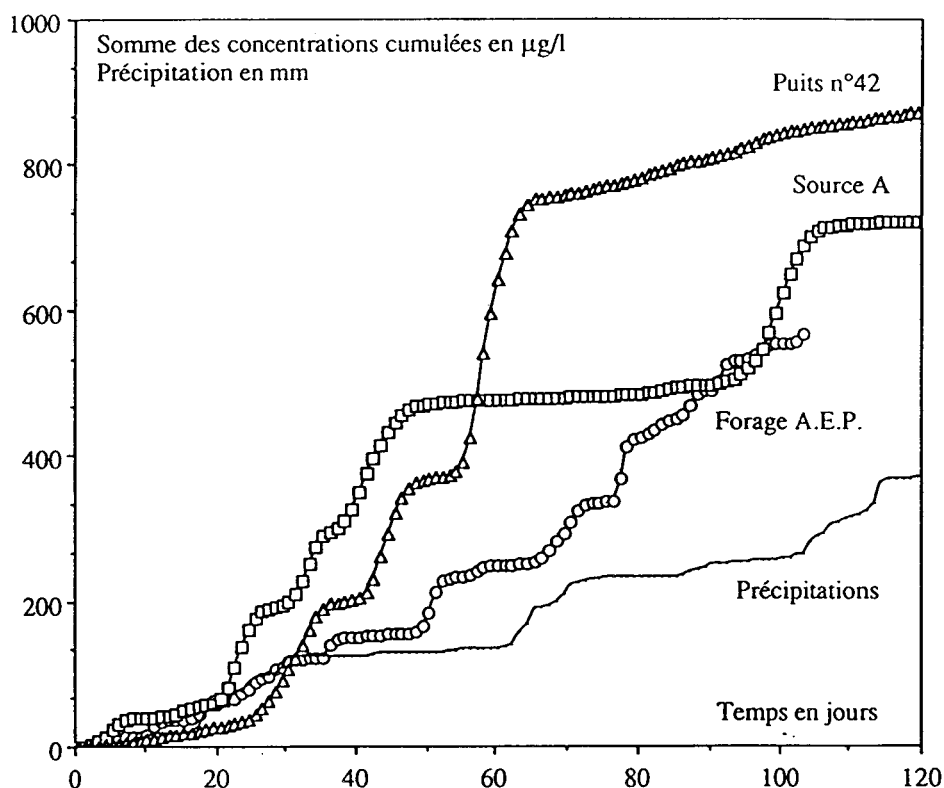


fig n°IV-11: Evolution des concentrations en uranium et des précipitations en valeurs cumulées en fonction du temps (Bracq et *al.*, 1992).

IV-B-5) Conclusion

L'analyse morphostructurale a permis d'identifier dans ce cas des directions potentielles et préférentielles (directions déduites de l'orientation majeure des talwegs et des rideaux) d'écoulements des eaux souterraines qui ont été confirmées par les données du traçage, comme ce fut le cas dans les calcaires paléozoïques de l'Avesnois (Carlier, 1983; Crampon et al, 1987).

IV-C) LA CHAPELLE SAINT-LOUIS. (Colbeaux, Bergerat, Bracq et Vandycke, inédit).

IV-C-1) Présentation.

La zone d'étude est située sur la bordure Nord du horst de l'Artois (fig n°IV-12) le long de la Hem à environ 1 km au NNW de Tournehem-sur-la-Hem. Il s'agit d'une carrière souterraine, entamant la craie turonienne, dont l'exploitation date vraisemblablement du 12^{ème} siècle. La fig n°IV-13 donne un aperçu du réseau de galeries.

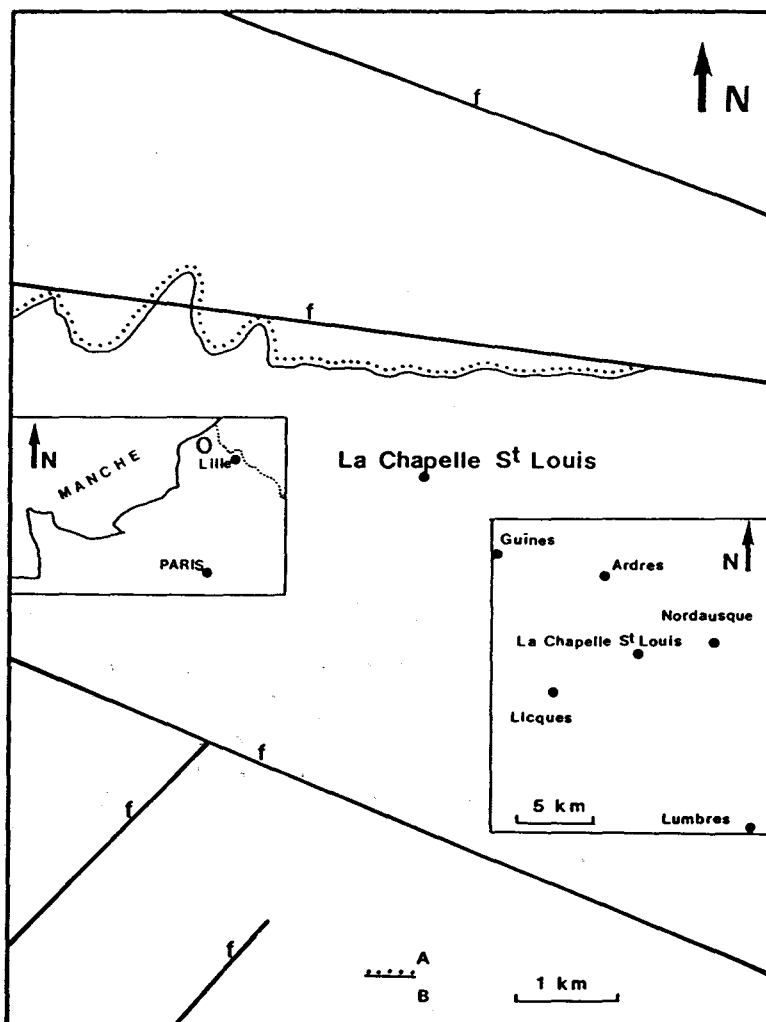


fig n°IV-12: Carte de situation de la Chapelle Saint-Louis et des principales failles déduites de l'interprétation des forages (Colbeaux, inédit) du secteur d'étude, A: limite de recouvrement tertiaire, B: Crétacé supérieur.

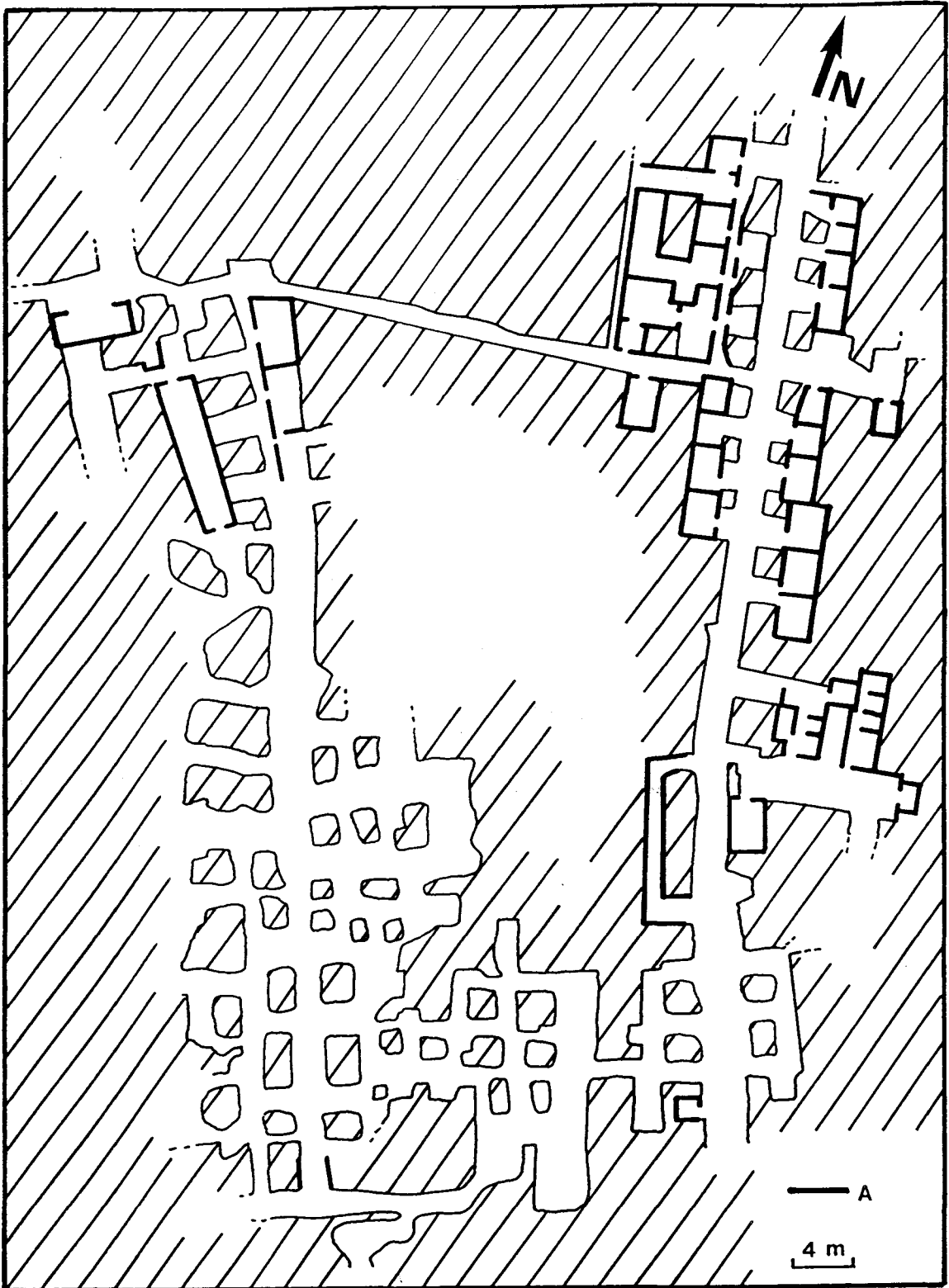


fig n°IV-13: Plan de la carrière souterraine, A: mur en brique, ancien hospital militaire; d'après les levés réalisés par les étudiants de DEUST A.E.L, 1991.

IV-C-2) La fracturation

Le relevé de la fracturation montre (**fig n°IV-14**) trois directions principales, N00-15, N65-75 et N130-145. Les deux dernières correspondent assez bien avec les données classiques de la fracturation dans la craie de l'Artois (Colbeaux, 1975, 1977; Vandycke & Bergerat, 1989, 1991; Vandycke et al, 1991) mais pas la première. Pourtant, c'est une direction déjà reconnue sur le site d'Escalles mais sa signification semble problématique.

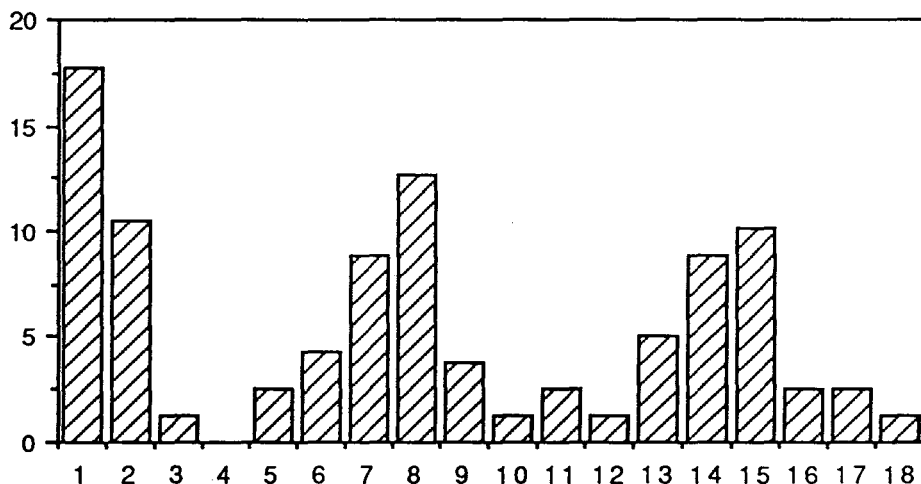


fig n°IV-14: Histogrammes de la fracturation relevée en carrière.

IV-C-3) Etude morphostructurale.

La **fig n°IV-15** présente les éléments morphologiques digitalisés dans le secteur d'étude et les failles majeures déduites de l'interprétation des sondages (Colbeaux, Inédit). Les rosaces d'orientation des traits pour les rideaux et les talwegs (**fig n°IV-16**) font apparaître des différences sensibles. Les orientations majeures sont cette fois N 40-60 (rideaux et/ou talwegs), un deuxième pic moins évident concerne la direction N 120-130. En fait les différences proviennent du trop grand nombre d'éléments pris en compte pour l'établissement des histogrammes des traits morphologiques.

Les observations réalisées dans cette carrière confirment l'existence de phénomènes karstiques dans la région, soit sous forme de drain (**fig n°IV-17**) soit sous forme de failles karstifiées (**fig n°IV-18**) qui sont comparées à d'autres exemples du secteur de Lumbres où nous avons (Colbeaux, Bracq, Sommé, inédit) également trouvé un tuf (cimentation de blocs de craie par précipitation de calcite).

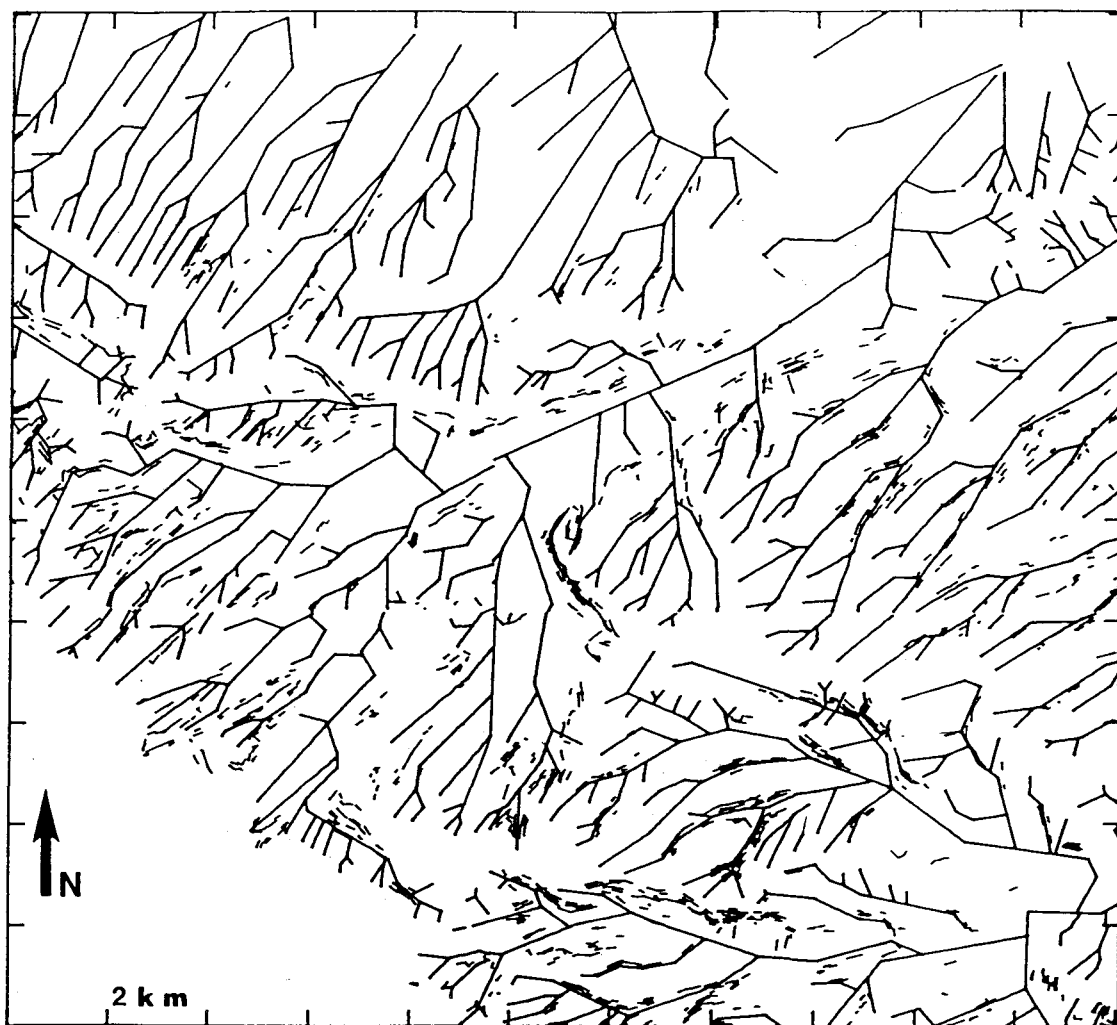


fig n°IV-15: Carte des traits morphologiques de la zone d'étude.

L'ensemble des données a fait l'objet d'un traitement général sous forme de cartes de fréquences (fig n°IV-19) puis nous avons sélectionné les orientations majeures de la fracturation (fig n°IV-20), le résultat n'est pas très probant (les nombres à l'intérieur de chaque maille correspondent, en bas: au nombre total de traits dans la maille et en haut: au pourcentage de traits dans les classes sélectionnées, il vaut de 1 à 10 c'est-à-dire de 10 à 100%). En examinant la carte des rosaces, nous avons sélectionné de nouvelles classes (fig n°IV-21) correspondant aux directions classiques de fracturation dans le Nord de la France, le résultat fut meilleur même en éliminant la classe N 00-10 relevée en carrière. Le meilleur compromis (fig n°IV-22) fut réalisé en rajoutant à la carte précédente les classes N 110, 120, 160, 170 et en enlevant la classe N 130. Il semble exister à la vue de ces résultats une divergence de l'ordre de 10° entre les directions de la fracturation et des traits morphologiques.

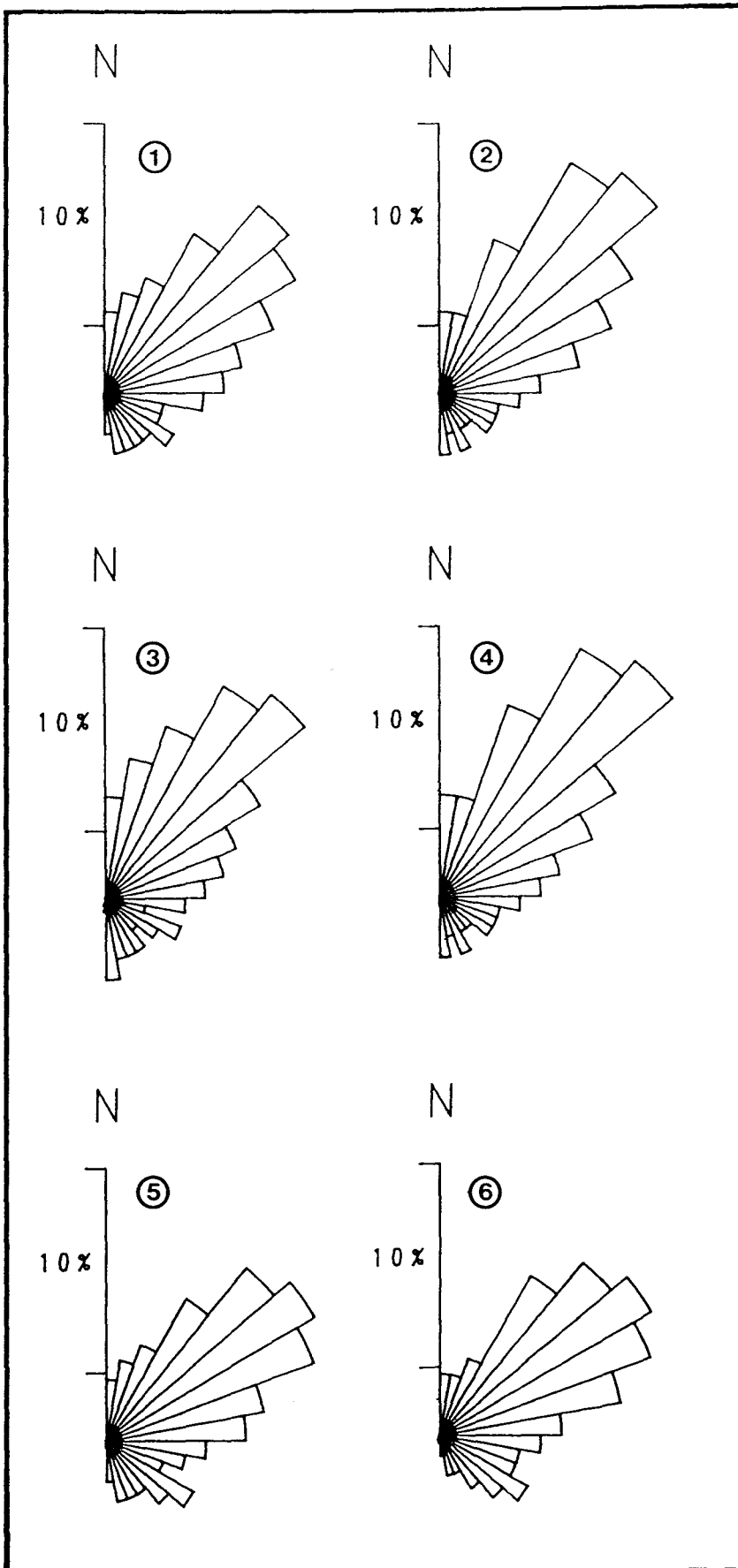


fig n°IV-16: Rosaces d'orientation des traits morphologiques, 1: rideaux et talwegs en nombre, 2: rideaux et talwegs en longueurs cumulées; 3: talwegs en nombre, 4: talwegs en longueurs cumulées; 5: rideaux en nombre, 6: rideaux en longueurs cumulées.

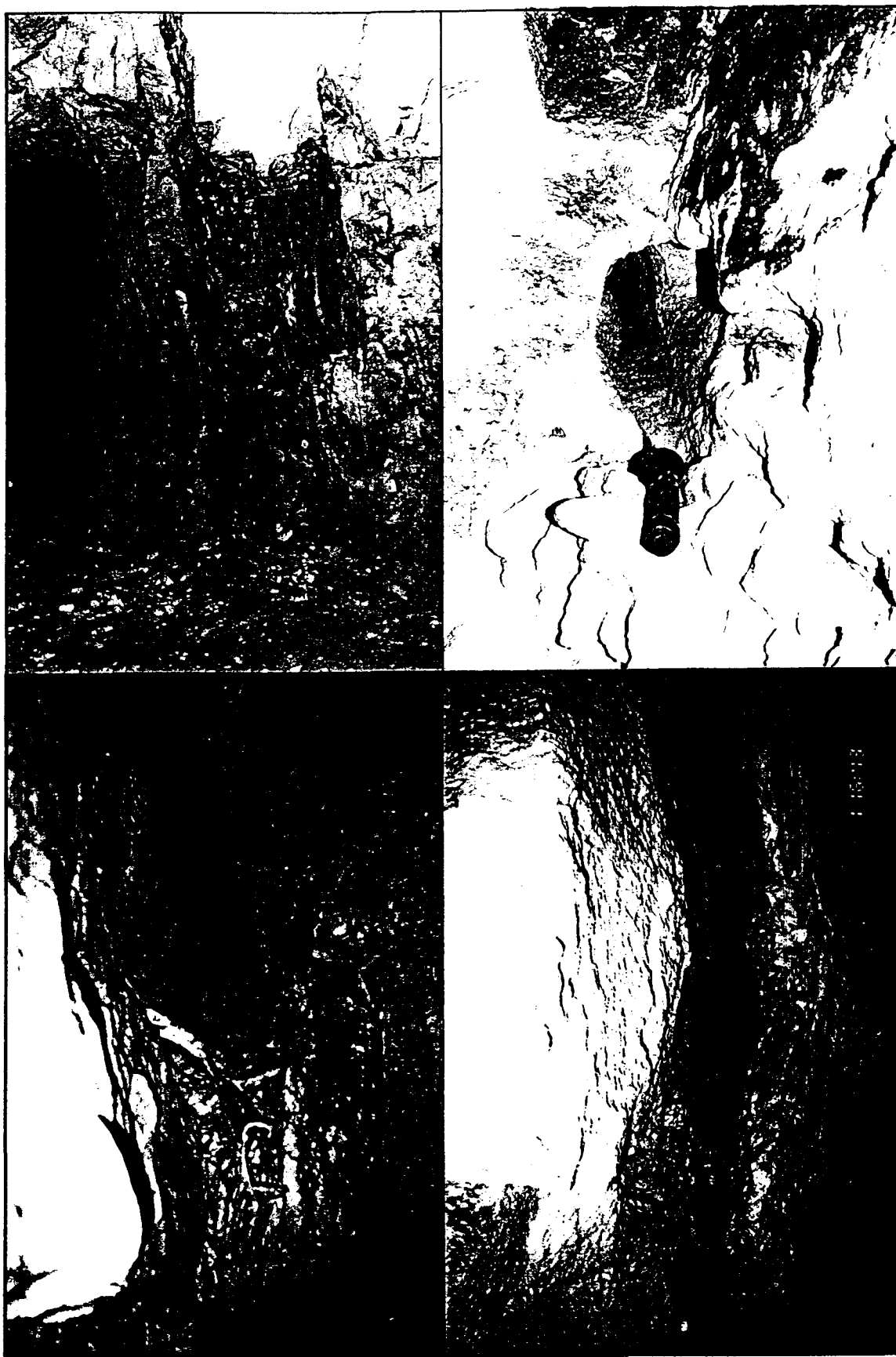


fig n°IV-17: Conduit de dissolution développé suivant un plan de faille orienté N110 et failles karstifiées comparées à celles observées dans une carrière souterraine de Lumbres.



fig n°IV-18: Exemple d'une faille karstifiée (le casque donne l'échelle).

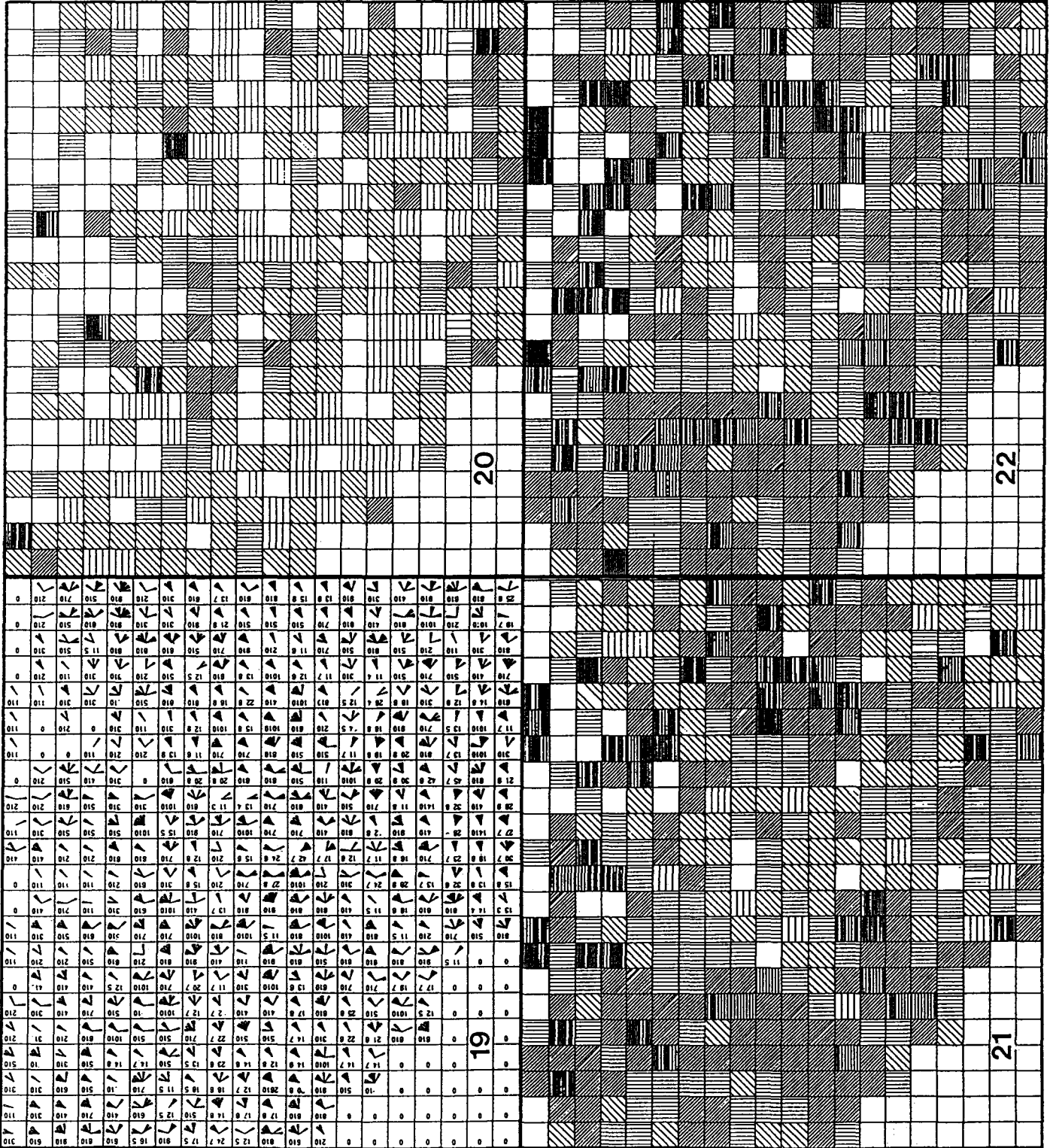
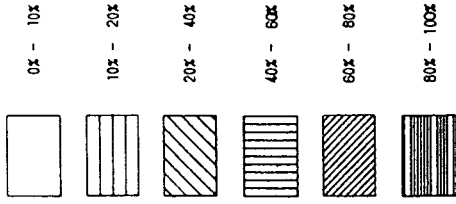


fig n°IV-19: Carte de fréquence des traits morphologiques du secteur d'étude par maille de 1000 m de côté, coordonnées Lambert zone I; X₁: 565.000, Y₁: 1332.000, X₂: 587.000, Y₂: 1352.000.

fig n°IV-20: Carte de fréquence pour les classes N 00, 10, 70, 80, 130, 140.

fig n°IV-21: Carte de fréquence pour les classes N 30, 40, 50, 80, 90, 120, 130.

fig n°IV-22: Carte de fréquence pour les classes N 30, 40, 50, 80, 90, 110, 120, 160, 170.

IV-D) LES SOURCES DE LA LYS.

IV-D-1) Localisation:

Le bassin versant de la Lys couvre 1800 km² et s'étend des collines de l'Artois à l'WSW jusqu'à la plaine Flamande à l'ENE. La Lys prend sa source à Lisbourg à l'altitude 115 m NGF et se jette dans L'Escaut à Gand (Belgique), son parcours, en France, s'inscrit globalement dans le quadrilatère Saint-Omer, Hesdin, Béthune, Fauquembergues (fig n°IV-23).

Le bassin supérieur de la Lys présente un paysage assez diversifié dominé par des plateaux culminant à 195 m d'altitude. Ils sont entaillés de nombreuses vallées sèches souvent marquées ou bordées de "rideaux". La présence de dolines actives (Dollé, 1930; Sommé, 1980) mérite d'être signalée dans la région Nord-Pas-de-Calais considérée habituellement comme non karstique.

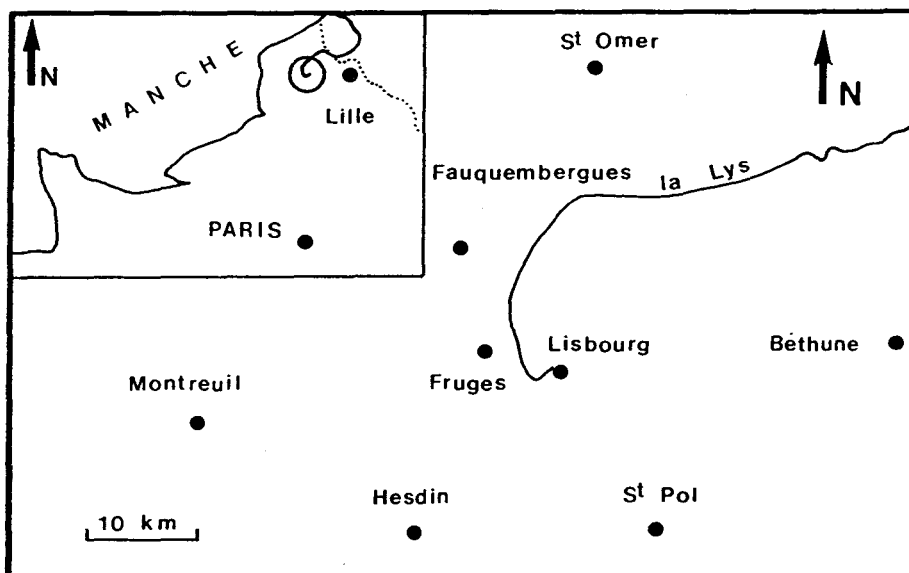


fig n°IV-23: Carte de situation de la région étudiée (Bracq et *al.*, 1992b).

IV-D-2) Contexte géologique

Le substratum de la zone d'étude est essentiellement constitué par les dépôts du Crétacé supérieur, sous forme de marnes, de craies marneuses et de craie grise ou blanche (fig n°IV-24). L'ensemble atteint une épaisseur d'environ 110 mètres.

La structure est marquée par deux familles directionnelles d'accidents reconnues régionalement N 00-40 et N 100-130.

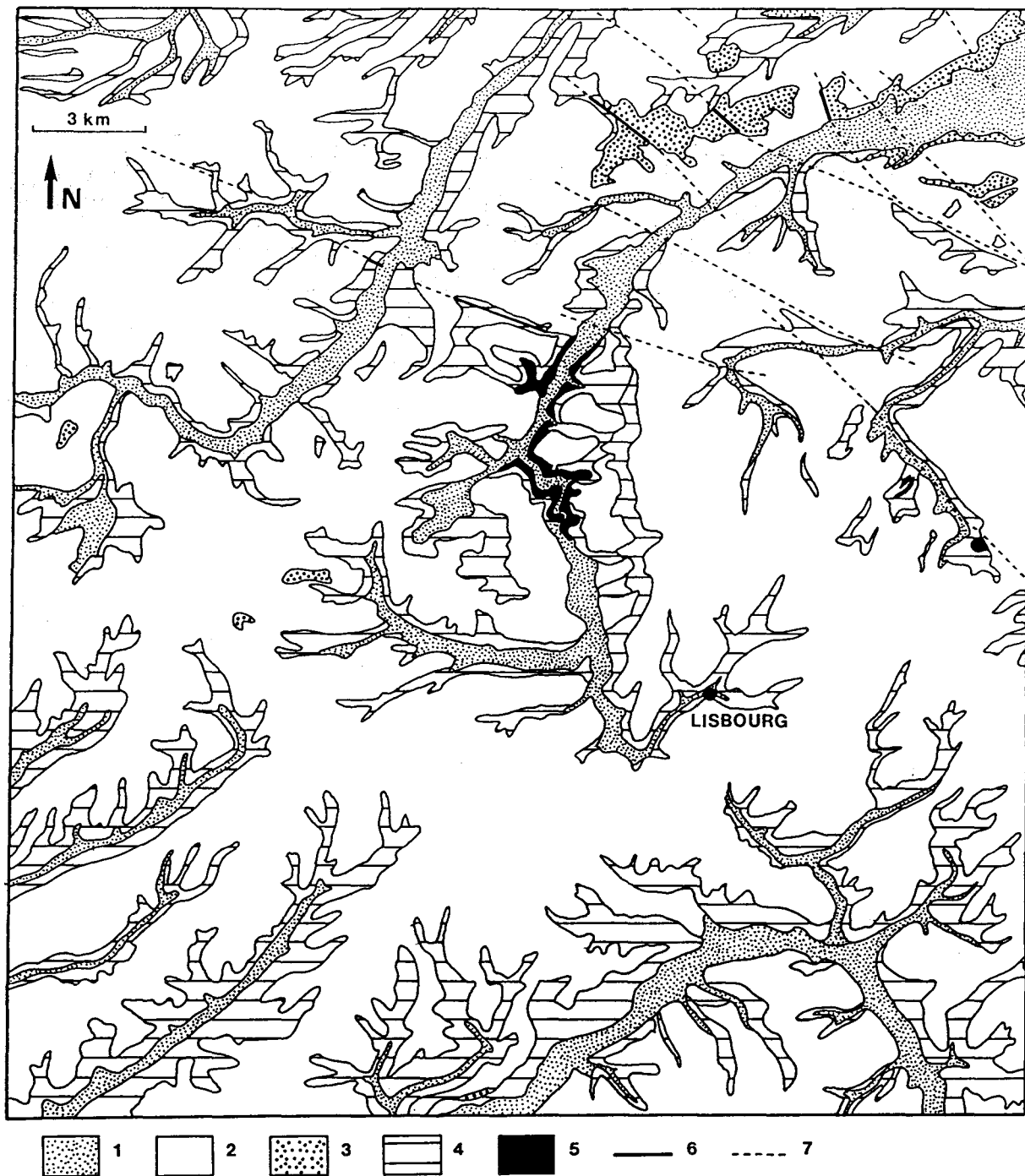


fig n°IV-24: Carte géologique et structurale schématique de la région de la Lys; 1: alluvions, 2: loess, 3: Tertiaire, 4: Crétacé, 5: Paléozoïque, 6: failles cartographiées, 7: failles probables (d'après les cartes géologiques à 1/50 000 de Lillers, Fruges, Desvres et Saint-Omer).

IV-D-3) Contexte hydrogéologique et paramètres physico-chimiques de l'eau des nappes.

En raison de l'enrichissement en argiles des marnes du Turonien inférieur et moyen il existe, dans la région Lisbourg-Fruges, deux nappes, l'une captive développée dans les niveaux cénomaniens, l'autre libre dans les niveaux turono-sénoniens. Les analyses physico-chimiques (Maqsoud, 1991) permettent de montrer:

- une variabilité de la conductivité en fonction de l'origine des eaux;
- une faible différence de conductivité entre l'eau des sources de celle de la nappe du Cénomaniens;
- un pH, sensiblement toujours proche de la neutralité, quelle que soit la provenance de l'eau;
- enfin pour la température, la nappe du Turonien reflète les variations climatiques saisonnières alors que la température des eaux des sources de la Lys comme de la nappe du Cénomaniens, ne fluctue que très faiblement ce qui indique un temps de séjour plus long à une profondeur plus importante.

L'analyse des paramètres physico-chimiques et dynamiques des nappes de la craie permet d'envisager une interconnection entre les deux nappes par l'intermédiaire d'un réseau de fractures. Les zones de fracturations permettraient ainsi un transfert de charge rapide et une réduction des différences piézométriques entre les deux nappes.

*Analyse des débits.

La Lys est alimentée par un groupe de cinq sources dont deux sont pérennes, la deuxième étant apparue le 11 février 1984 à la suite d'un effondrement (fig n°IV-25A) qui a emporté une partie de la route sus-jacente. L'eau jaillissait à environ 50 cm de hauteur (artésianisme) et avait un aspect laiteux.

L'analyse comparative des débits aux sources et des précipitations permet de mettre en évidence deux types de comportements:

-d'une part, les variations sont presque instantanées et proportionnelles à la valeur des précipitations, alors que les niveaux des nappes fluctuent avec un retard de l'ordre de quelques jours;

-d'autre part, en cas d'excédent pluviométrique, il n'y a pas de réponse des nappes alors que les débits augmentent aux sources

Les paramètres physico-chimiques de l'eau des sources et de la nappe du Cénomaniens étant très proches, on peut envisager une alimentation prédominante de la Lys par l'aquifère cénomaniens sans écarter une participation limitée des eaux du Turonien en raison des communications partielles entre les deux nappes.

*Bilan annuel.

Le bilan annuel du bassin supérieur de la Lys a été calculé sur une période allant de 1984 à 1987, de manière à vérifier la cohérence de l'ensemble des données recueillies et comparer les bassins hydrologique et hydrogéologique.

Le bassin versant amont a une superficie de 17 km², l'exutoire correspond aux sources de la Lys. Le total des écoulements pour cette période est de 10,6 millions de m³ et la lame d'eau reçue par le bassin est de 25,502 millions de m³ (Maqsoud, 1991). Ce déficit d'écoulement, déjà observé (Tayara, 1986) ne peut être expliqué même en faisant varier des paramètres comme le coefficient de ruissellement, la RFU... Le bassin hydrologique ne correspond donc pas au bassin hydrogéologique. Dans un tel cas, en région calcaire, il est généralement envisagé une capture souterraine. Notons également que des manifestations karstiques apparaissent dans ce secteur:

- réseau de dolines (fig n°IV-25B);

- présence de "vides" métriques rencontrés au cours du forage de piézomètres et de puits à usage domestique;

- turbidité des eaux: ces dernières deviennent blanchâtres après de fortes précipitations en raison d'un taux élevé de matière carbonatée en suspension;

- conduits de 10 cm de diamètre observés dans le Turonien;

- indice de saturation en CaCO₃ plaidant pour une forte dissolution.



fig n°IV-25: Photo des sources de la Lys (A) et d'une doline (B).



L'existence de phénomènes karstiques paraît donc indéniable et expliquerait le bilan déficitaire mais est-ce la seule explication envisageable?

La démarche classique lorsqu'on étudie un bassin versant, est de corréler la somme des entrées (précipitations efficaces) et des sorties (exutoires) en postulant que le bassin hydrogéologique doit correspondre au bassin versant défini sur des considérations d'ordre topographique. Parfois il n'y a pas superposition des deux entités ainsi définies et on admet qu'il existe une capture souterraine. L'étude morphostructurale que nous avons entreprise dans le secteur des sources de la Lys permet d'avancer une autre hypothèse quant à la définition du bassin hydrogéologique et ses rapports avec le bassin versant sus-jacent.

IV-D-4) Etude morphostructurale.

Les relations entre les traits morphologiques et la fracturation sont démontrées depuis les travaux de Daubrée (1879) repris par Colbeaux & Sommé (1985) et développés de manière systématique et informatisée par Delay et al (1991, 1992a et b). Les éléments pris en compte, lors du traitement informatique, sont les fonds de talwegs (fig n°IV-26A) et les "rideaux"(fig n°IV-26B). L'origine de ces derniers a donné lieu à de nombreuses discussions mais à l'heure actuelle il est indéniable qu'une partie au moins de ces éléments soit d'origine naturelle, représentant vraisemblablement des directions de fracturation comme cela avait été suggéré par Gosselet(1906) et Leriche (1926). Le secteur pris en compte pour le traitement de ces données est suffisamment vaste pour qu'elles soient représentatives et statistiquement significatives notamment lors de l'établissement des cartes de fréquences de traits sur un maillage prédéfini.

La zone couverte comporte 4485 "rideaux" et 1913 segments de talwegs. Une rosace de répartition des vallées par classe d'orientation de 10° permet de distinguer un pic principal N 30-60 et un secondaire N 160-170. et sur les rideaux deux directions principales à savoir N 50-60 et N 140-150 (fig n°IV-27). Les directions N 30-60 sont reconnues régionalement par contre les directions N140-170 ne correspondent pas à des structures majeures mais auraient pu être engendrées par le jeu des grands accidents régionaux.

Lors de l'établissement des cartes de fréquences, un premier traitement repère sur chaque maille (ici au pas de 1000 m) et par une rosace, les directions majeures au seuil de 10%; on en calcule aussi la fréquence cumulée et l'effectif correspondant (fig n°IV-28). A la lecture de cette carte, les directions principales sont N 40-60, N 130-140 et plus rarement E-W.

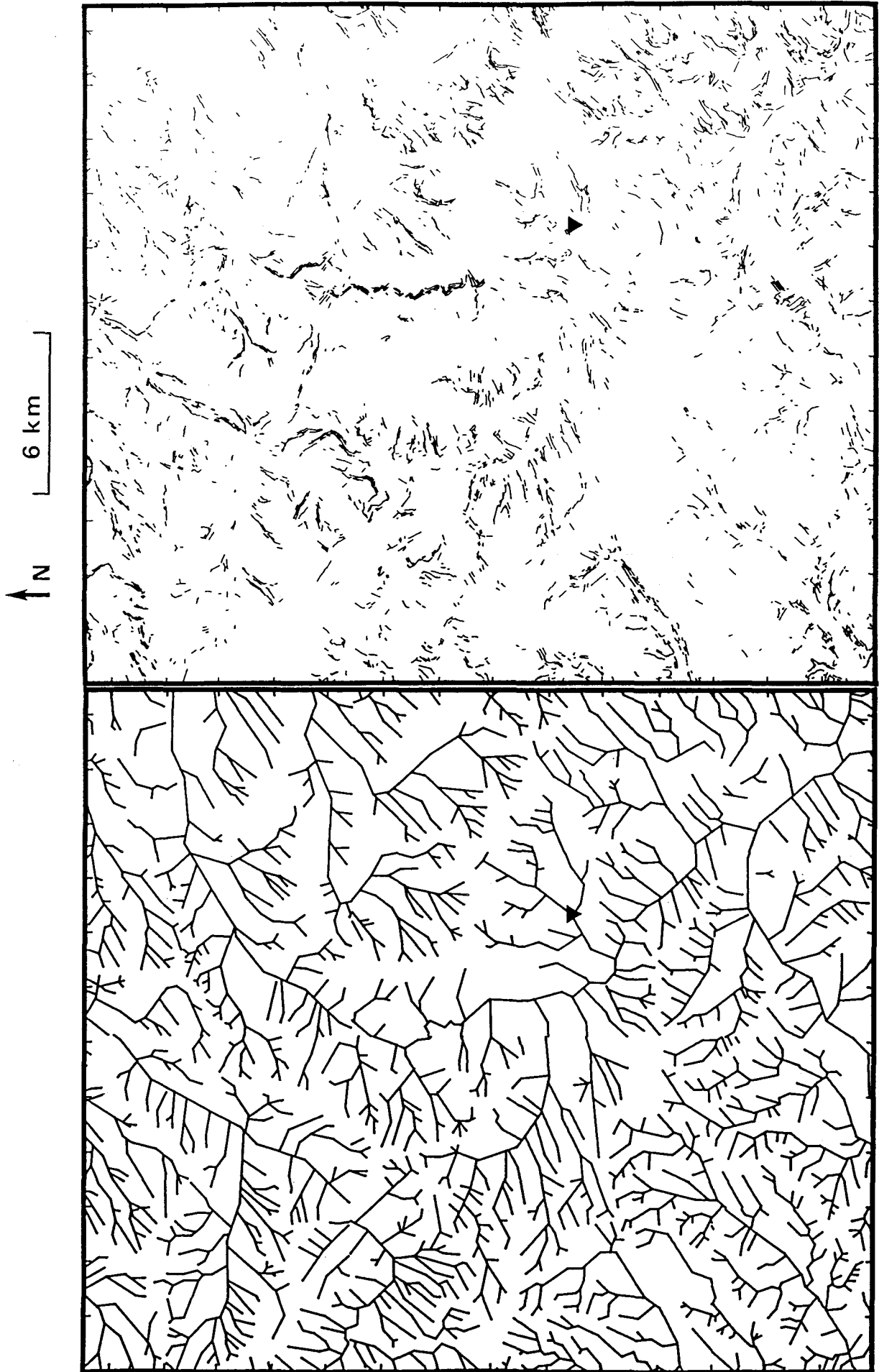


fig n°IV-26: Carte des traits morphologiques : A: talwegs, B: rideaux, (Bracq et al, 1992b).

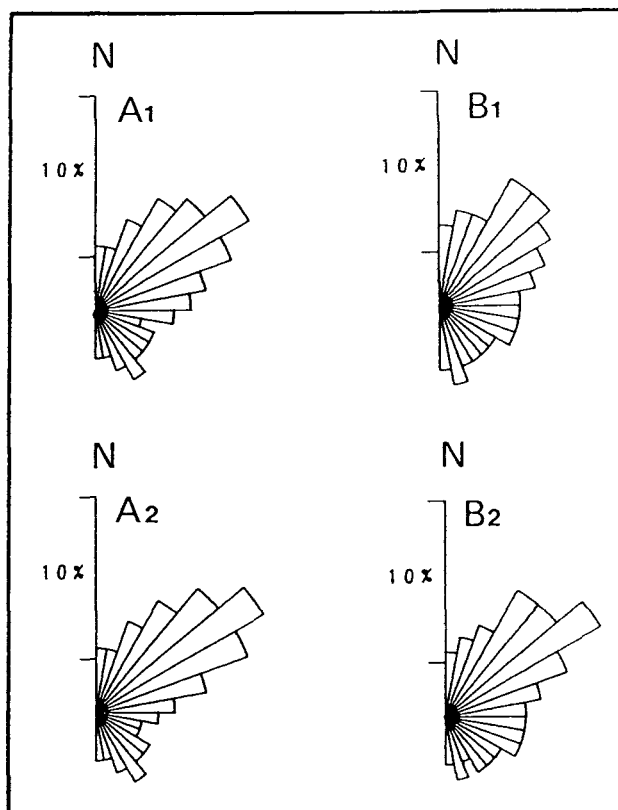


fig n°IV-27: Rosaces de répartition des traits morphologiques de la zone d'étude. A1: rideaux en nombre, A2: rideaux en longueurs cumulées; B1: talwegs en nombre, B2: talwegs en longueurs cumulées (Bracq et *al.*, 1992b)

IV-D-5) Implications.

L'établissement d'une carte des fréquences maillée avec les orientations définies précédemment nous permet de réinterpréter le schéma structural du secteur (fig n°IV-29). Il n'est pas en désaccord avec le motif établi dans la région de Douai à partir de très nombreuses données de forages (Colbeaux & Sommé, 1985). Il y a donc cohérence entre les deux méthodes et adéquation vis-à-vis de la structure à l'échelle régionale. Partant de ces résultats, le haut bassin de la Lys est affecté par un système de failles limitant un "casier" hydrogéologique (Colbeaux et *al.* 1992b) de surface plus restreinte (9,45 km²) que celle habituellement retenue sur la base de considérations topographiques. Ce casier représente la nouvelle base pour le calcul des bilans. La correspondance est alors très bonne pour les années 1985 et 1987 par contre elle est beaucoup moins évidente pour les années 1984 et 1986 qui ont été très excédentaires (l'excédent est doublé par rapport aux années 85 et 87).

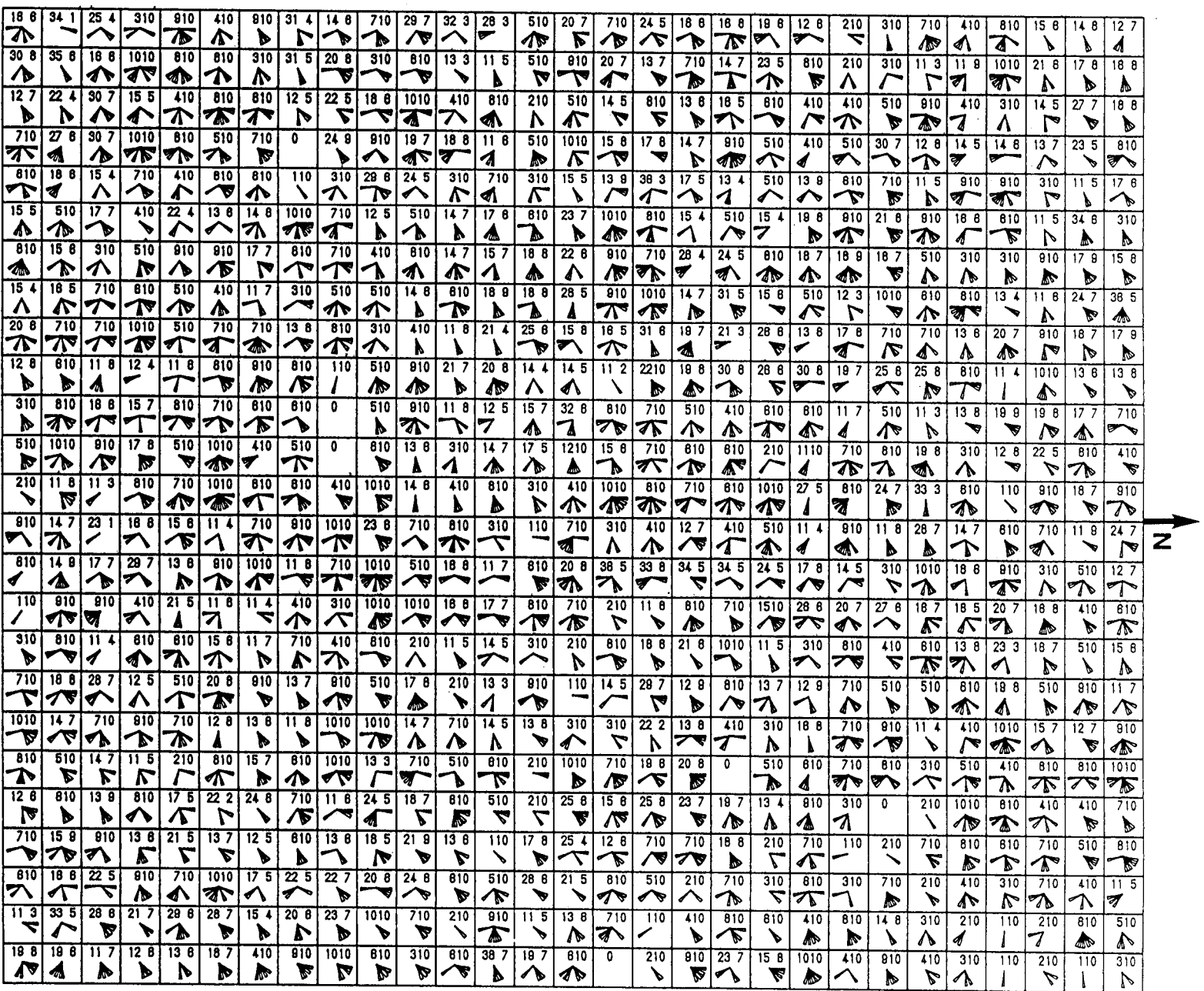


fig n°IV-28: Carte de fréquence des traits morphologiques (rosaces par classes de 10° pour les rideaux et les talwegs au seuil de 10%, maille de 1000 m de côté; Bracq et al. 1992b)

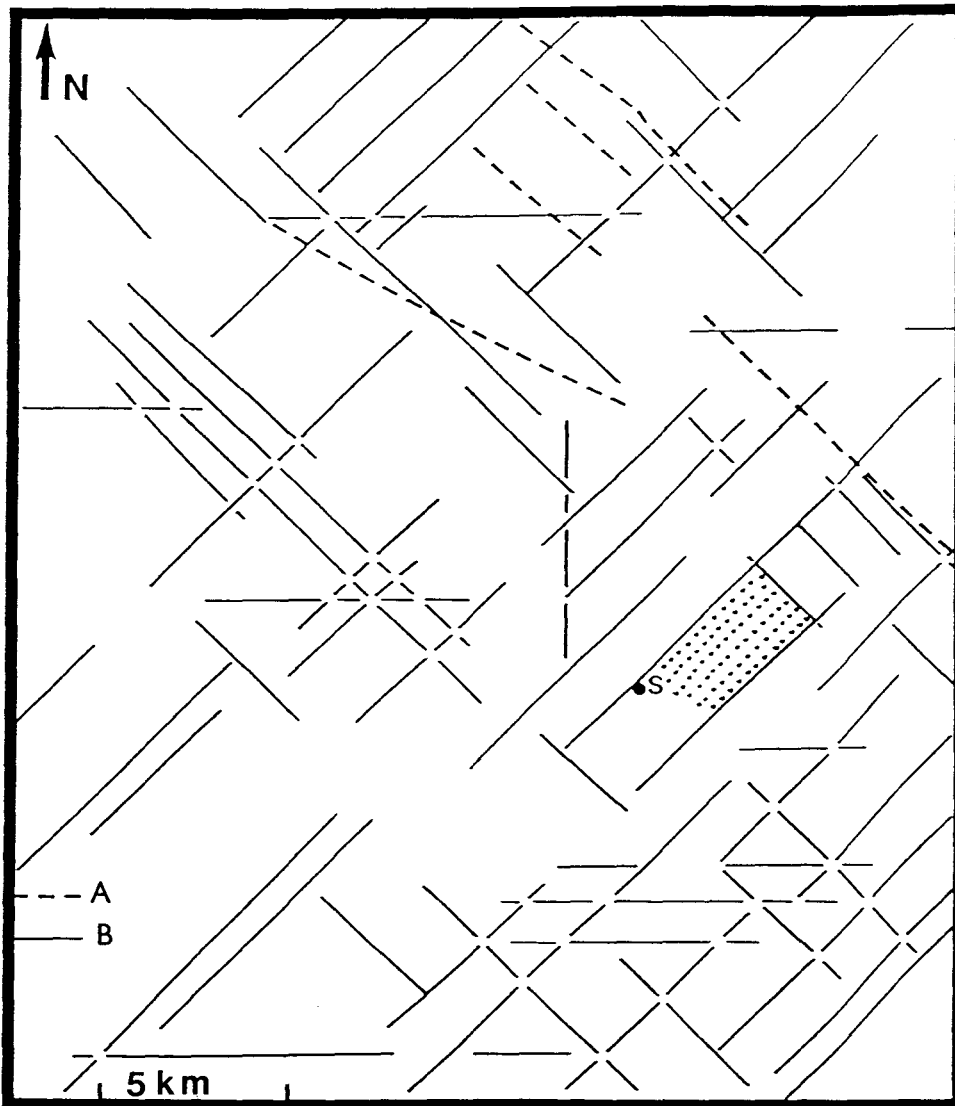


fig n°IV-29: Carte structurale interprétée à partir des données morphologiques (A: failles cartographiées, B: failles déduites, surface en points: nouvelle surface pour le calcul du bilan, S: sources de la Lys; Bracq et *al.*, 1992b).

	1984	1985	1986	1987
excédents mensuel en mm	478,9	255,9	462,5	341,7
débits en 10^6 m^3	2,59	2,59	2,34	3,10
volume entrant 10^6 m^3 (surface: 17 km^2)	8,142	4,35	7,862	5,81
volume entrant 10^6 m^3 (surface: $9,45 \text{ km}^2$)	4,525	2,418	4,371	3,23

tableau IV-1: bilan hydrologique du bassin amont des sources de la Lys suivant les deux approches.

La méthode mise en oeuvre semble donc avoir certaines limites, mais il faut rappeler que les effets de la tectonique découpent la région en blocs partiellement désolidarisés (Colbeaux et al 1977). En tenant compte de ces observations il est possible de supposer que le haut bassin de la Lys est un bloc affaissé, où, à partir d'un certain niveau piézométrique, en rapport avec les précipitations, l'eau passe au dessus des limites étanches, ou à perméabilité plus réduite du bloc (fig n°IV-30).

Il s'agit de ce que l'on peut appeler un "casier hydrogéologique" dont les limites latérales sont des failles, la limite inférieure, un imperméable quelconque et la limite supérieure est dans ce cas l'altitude à partir de laquelle l'eau passe d'un "casier" à l'autre. Cette limite supérieure peut être liée à l'altération plus ou moins prononcée des zones faillées près de la surface topographique.

La démarche est nouvelle car on ne définit plus d'anomalie entre bassin versant topographique et bassin hydrogéologique, les limites du "casier" sont déterminées par l'analyse morphostructurale et hydrogéologique. Elles peuvent correspondre ou non au bassin topographique sans qu'il soit nécessaire d'intégrer le concept de capture ou d'anomalie. Un exemple peut être trouvé en Normandie sur la feuille au 1/25 000 d'Yvetot. On peut y observer un bassin hydrographique de taille réduite qui ne possède pas d'exutoire classique et qui est donc "isolé" des grands systèmes de drainage superficiel de la région (fig n°IV-31). Les eaux de ruissellement collectées sur la surface du bassin versant vont se perdre dans une "bétoire" et le concept de capture pourrait ici trouver sa validation. Les systèmes hydrographiques peuvent être considérés comme "stables" et l'isolement de ce bassin ne peut procéder que d'une activité tectonique comme cela a déjà été signalé pour le cours de l'Iton (Roux, 1978). En fait si on admet l'existence des casiers, on est en présence d'un tel élément limité par des failles et s'intégrant dans un ensemble plus vaste qui pourrait être le système aquifère selon la définition de Margat (1978; Système aquifère: c'est l'ensemble du champ spatial continu dans lequel les effets de diverses impulsions naturelles ou artificielles, plus ou moins localisées et continues ou non dans le temps peuvent se propager librement et par conséquent influencer le fonctionnement hydraulique. C'est un système physique fini dans lequel les réactions à des actions projetées sont prévisibles, localisables et quantifiables). Les bords des casiers peuvent être étanches ou à perméabilité très réduite ou alors permettre le passage de l'eau, par débordement et/ou par l'intermédiaire de drains. Nous ne définissons pas cela en terme de capture qui signifie: "s'emparer de", mais comme la réalisation ou le retour vers un état d'équilibre, à un moment donné perturbé par des phénomènes néotectoniques. Il faut donc admettre l'existence d'une phase tectonique relativement importante au cours du Pleistocène. L'activité tectonique au cours du Quaternaire a été signalée dans différentes régions et par de nombreux auteurs: Colbeaux & Sommé (1985), Colbeaux (1990) et Vandycke (1992) pour le Nord de la France; Wazi (1988), Wyns (1977) pour l'Ouest du Bassin de Paris et de manière plus générale par

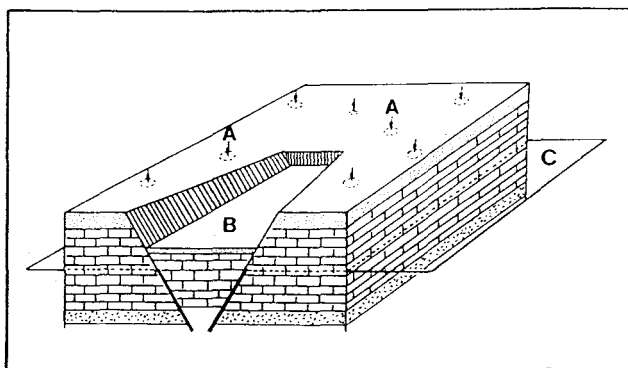


fig n°IV-30: Schéma de présentation du concept de casier hydrogéologique, A: doline, B: bloc effondré, C: niveau piézométrique, (Bracq et al., 1992b).

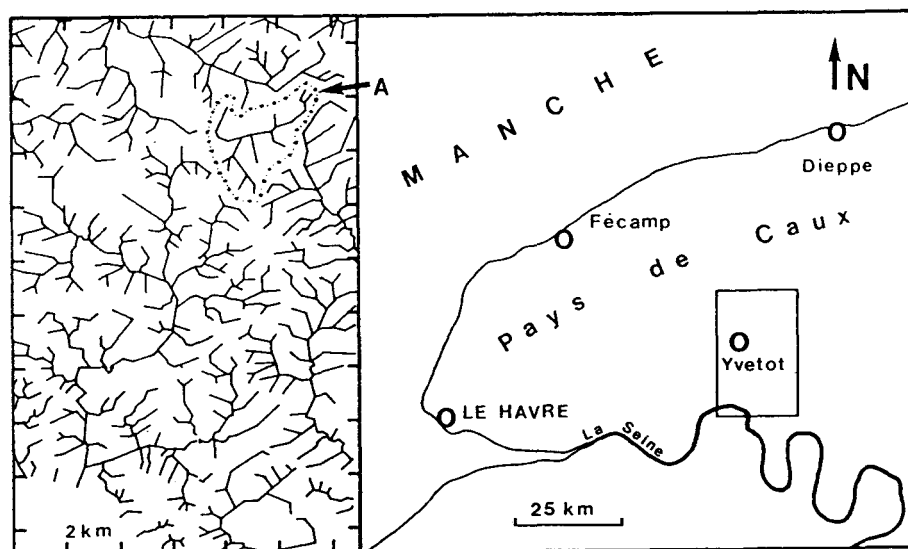


fig n°IV-31: Carte de situation du secteur d'Yvetot, A: limite du bassin isolé des grands systèmes de drainage, (Bracq et al., 1992b).

Letouzey (1986) pour la plate forme Nord-Ouest européenne. Cette instabilité, parfois encore active (Fourniguet, 1987; Camelbeeck, 1989), est à l'origine de la désorganisation des écoulements souterrains, ces derniers étant aujourd'hui observés dans leur phase de rééquilibrage.

IV-D-6) Conclusion.

Cette démarche ne prétend pas répondre de façon exhaustive à tous les cas, mais pourrait permettre une approche nouvelle dans la connaissance du fonctionnement de l'aquifère crayeux en relation avec une stucturation tectonique parfois très récente. Cette méthode pourrait être appliquée notamment sur les bassins de la Luce, du Saint-Landon, de la Scie et du Dun, pour lesquels un déficit d'écoulement parfois très important a été remarqué (Matheron & Roux, 1978).

IV-E) LES CARRIERES DE L'OSTREVENT, (fig n°IV-32):

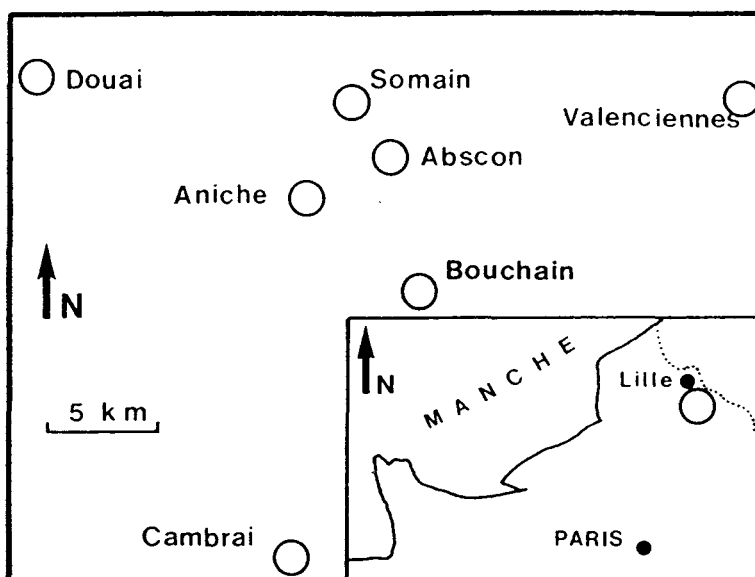


fig n°IV-32: Carte générale de localisation.

IV-E-1) La carrière de Somain.(fig n°IV-33, C1):

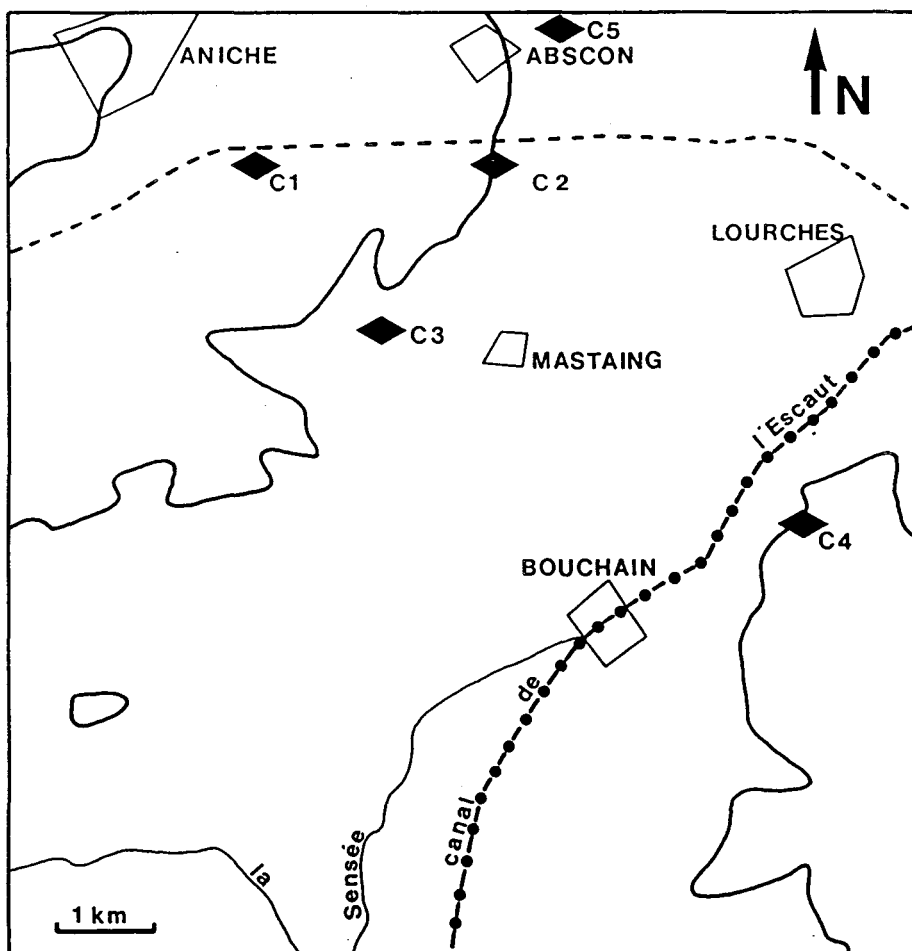


fig n°IV-33: Carte de localisation des carrières étudiées (C1: Somain, C2: Abscon, C3: Mastaing, C4: Neuville sur Escaut, C5: Escaudain).

IV-E-2) Localisation et contexte géologique (Bracq et al, 1993c):

*localisation

La carrière d'Aniche est située sur la Feuille de Valenciennes au Sud-Ouest de cette ville entre Somain et Aniche. On observe vers l'Ouest un plateau essentiellement crayeux et vers l'Est un recouvrement tertiaire parfois très épais entaillé profondément par les affluents de l'Escaut qui ont creusé jusqu'au substratum marneux (Turonien moyen, marnes bleues). Au Nord commence le bassin tertiaire d'Orchies. L'interprétation des données de sondages (Colbeaux, inédit) met en évidence deux grands systèmes de failles d'orientation N30 et N110-120, les premiers décalant les seconds (fig n°IV-34).

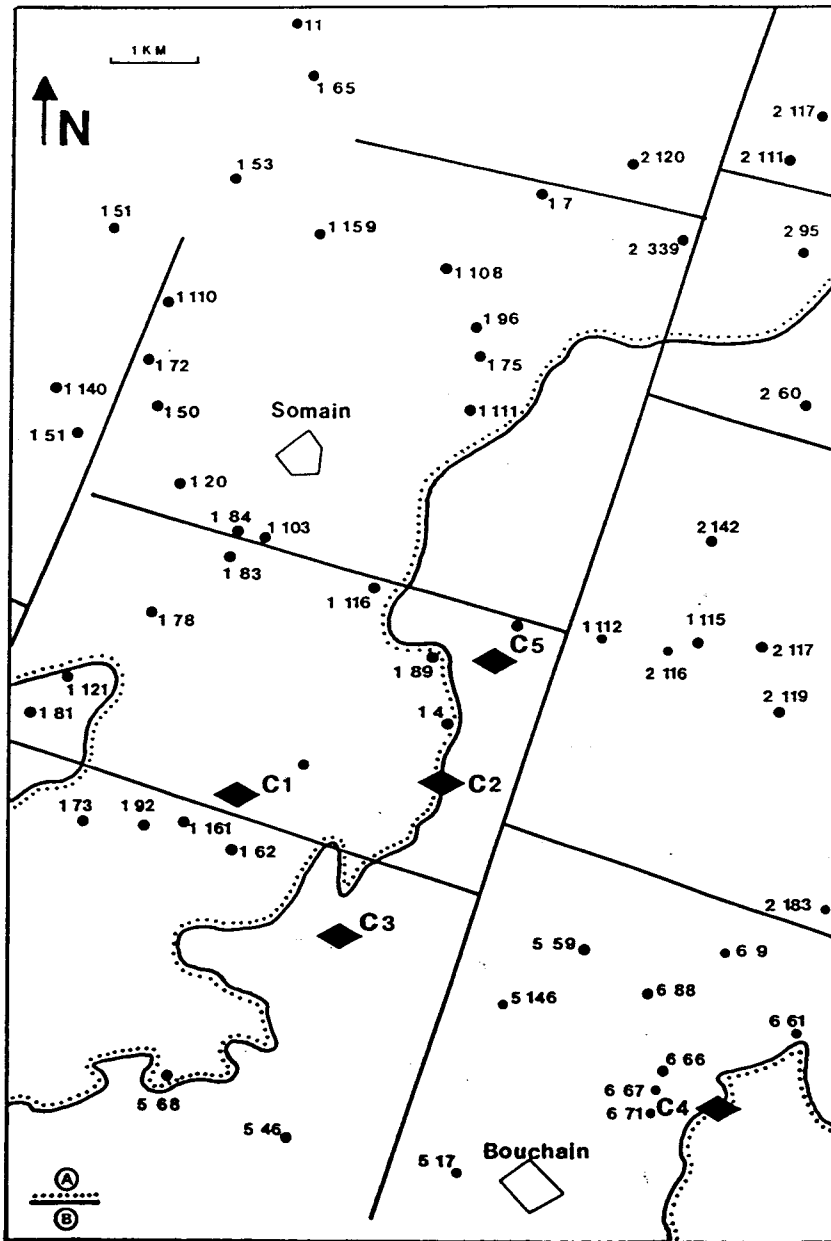


fig n°IV-34: Carte géologique et de situation de la région de Somain et des carrières étudiées avec les failles déduites de l'interprétation des sondages, 1 84: indice BRGM du sondage, A: Tertiaire, B: Crétacé supérieur (Colbeaux, inédit).

*Observations stratigraphiques (carte géologique de Valenciennes):

Crétacé: C4, Sénonien: craie blanche traçante à rares silex. Cette craie est séparée de l'assise inférieure par un ou plusieurs bancs de "Meule" et de "Tun". De cette disposition type, on n'observe guère qu'un horizon constitué de craie grise sableuse et glauconieuse parfois très dure à petits nodules de phosphate.

Il existe une particularité au niveau du flanc Ouest de la carrière, c'est la présence d'un niveau montrant des passées de craie grise noyées dans une matrice de craie blanche. Cette observation ne se retrouve pas dans le reste de la carrière. Une lame mince réalisée dans ces matériaux permet d'observer les relations entre les deux types de craie. Les nodules grisâtres sont en fait des blocs anguleux emballés dans la matrice de craie blanche. Ceci suggère une instabilité, qui peut être d'origine tectonique, au cours de la sédimentation.

Tertiaire: Θ 2a: Argile de Louvil et Tuffeau de Valenciennes:

Ce sont des sables consolidés par un ciment d'opale donnant des grès tendres et poreux parfois calcarifères. Des intercalations argileuses sont fréquentes à l'intérieur du tuffeau (généralement de 5 à 8 m, c'est l'argile de Louvil).

Le complexe de base: il est constitué de sables, de craie et de silex vraisemblablement lié à la transgression tertiaire et à l'existence d'une zone de haut-fond (située au Sud de la feuille) qui serait le prolongement de l'axe de l'Artois séparant le Bassin d'Orchies du Bassin de Paris.

La série la plus complète (4 à 5 m) à l'affleurement dans la carrière est représentée par la fig n°IV-35. Elle est homogène sur l'ensemble de la zone d'étude, seule la teinte peut

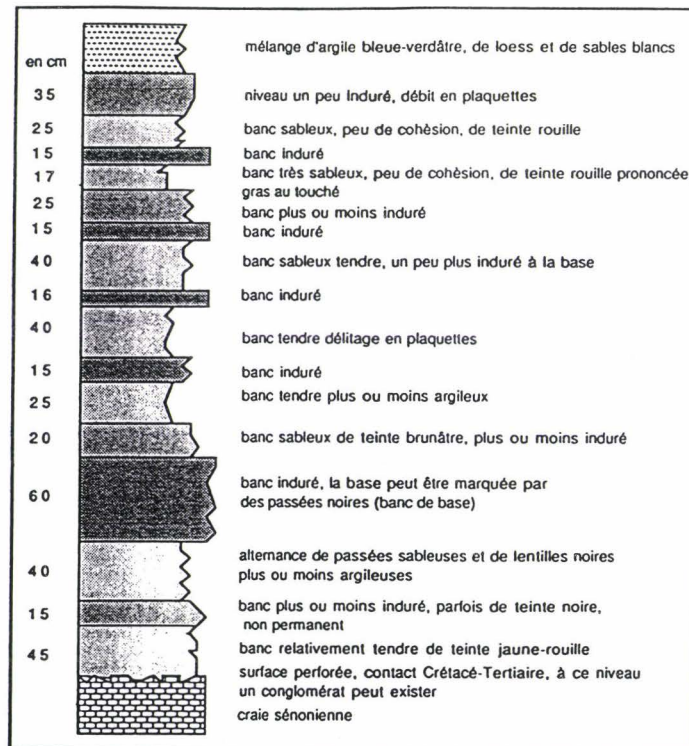


fig n°IV-35: Succession lithologique rencontrée dans la carrière.

varier (teneur plus forte en argile noire), cela reste localisé aux environs de la partie Ouest. Le sommet du log serait formé par l'argile de Clary (Gosselet, 1909).

Des datations sont possibles à partir de la macrofaune, dents et lamellibranches présent dans le tuffeau. Un conglomérat à silex apparaît parfois, il est systématiquement bordé par des failles et pourrait être daté par la macrofaune.

***le Substrat landénien du secteur:**

Cette analyse provient essentiellement des travaux récents de Fourrier (1991), en effet peu de travaux, mis à part ceux de Gosselet (1897); Lequeux (1934) et Sommé (1977) ont été réalisés sur l'identification du substrat des formations superficielles. Les données proviennent de 184 sondages effectués à la tarière à main et de 35 sondages archivés au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées (fig n°IV-36). Une coupe géologique dans le sens Nord-Sud (fig n°IV-37) montre les différents substrats rencontrés qui sont respectivement, l'argile d'Orchies yprésienne, les sables d'Ostricourt (assise supérieure du Landénien), les sables tuffacés et l'Argile de Louvil (assise inférieure du Landénien) et enfin la craie sénonienne. La pente du contact Crétacé supérieur-Tertiaire est d'après le dessin régulière et très faible malgré une légère augmentation vers le Sud. Voyons maintenant les caractéristiques principales du faciès représenté dans la carrière étudiée. Le tuffeau est décrit par Fourrier (1991) comme un dépôt légèrement carbonaté (moins de 15% de calcaire à l'état diffus) fortement compact à petites indurations gréseuses de taille millimétrique à centimétrique et présentant une forte dominance de la fraction sableuse très fine (50 à 65% <100 µm). En fait dans notre cas, il semble que seule la partie inférieure du tuffeau soit carbonatée suite à un faible recouvrement permettant une infiltration des eaux pluviales et la dissolution des carbonates. Nous pouvons par contre préciser la succession lithologique du tuffeau (cf § précédent) qui est constitué par une alternance de bancs indurés, d'épaisseur variable entre eux mais constante au niveau de chaque banc, et de bancs plus tendres à délitage en plaquettes.

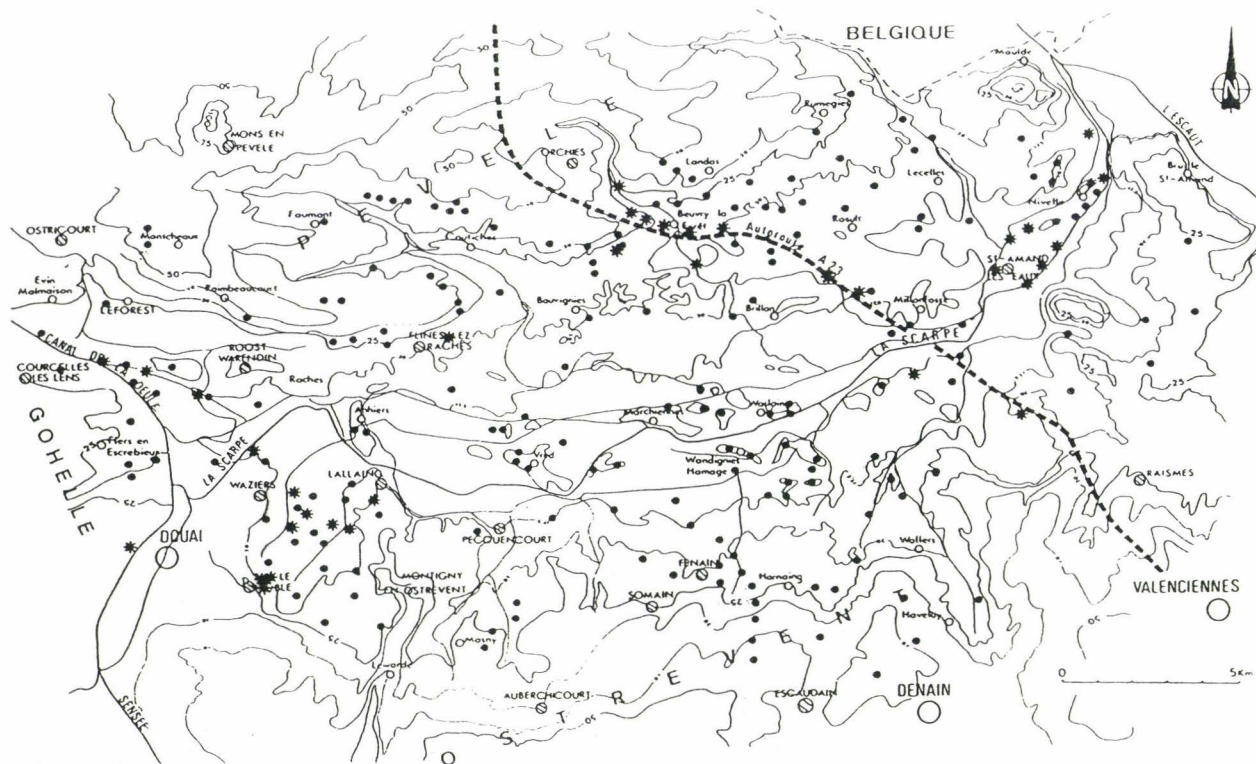
***le Quaternaire:**

Le recouvrement par les loess est très faible, de l'ordre de 1,5 à 2,5 m est se serait mis en place entre 25 000 et 13 000 ans (Sommé, 1992, comm pers). Ces épaisseurs correspondent aux données relevées par Fourrier (1991) sur la partie Sud de la région qu'il a étudié.

IV-E-3) Fracturation et brèches hydrauliques

***fracturation et analyse de l'allure de la surface de contact Crétacé-Tertiaire**

Les fractures affectant la craie, le Tertiaire et décalant ce dernier, se répartissent suivant plusieurs orientations, bien qu'il puisse exister à l'intérieur de ces orientations des



A ●
 B *
 C —20—

fig n°IV-36: Localisation des sondages ayant atteint le substrat de la plaine de la Scarpe, A: sondages de l'auteur, B: sondages des Ponts et Chaussées, C: isohypse de la topographie de surface (Fourrier, 1991).

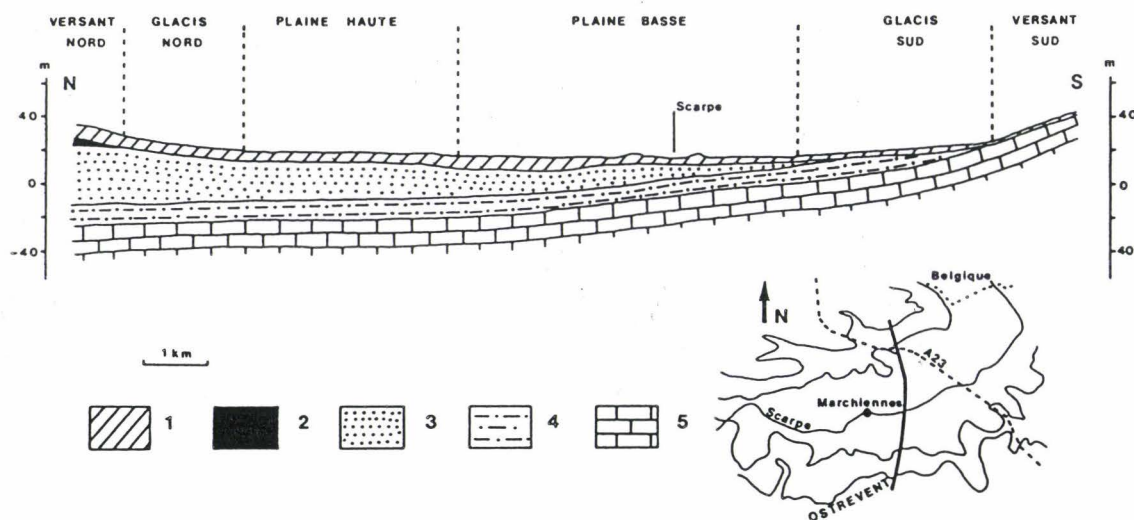


fig n°IV-37: Coupe géologique schématique Nord-Sud dans la plaine de la Scarpe et ses bordures, 1: formations superficielles, 2: Yprésien: argile d'Orchies, 3: Landénien: sables d'Ostricourt, 4: Landénien: argile de Louvil (argile et tuffeau), 5: Sénonien: craie (Fourrier, 1991)

fractures qui n'affectent pas le Tertiaire ou qui l'affecte sans le décaler. Certaines failles semblent avoir rejoué sans que cela puisse se manifester ailleurs (suivant les même directions). Plusieurs fractures ont des surfaces courbes et ont tendance à se recourber fortement au passage Crétacé-Tertiaire.

Les brèches hydrauliques (Fuchtbauer & Richter, 1983; Murphy, 1984; Vachard et al, 1987; Coulon & Frizon de Lamotte, 1988; Bordet et al, 1989) et les failles affectant le Crétacé et le Tertiaire peuvent être regroupées en deux ensembles distincts, l'un N30-90 et l'autre N110-160 dans lequel prennent place les brèches. Ce dernier groupe semble être, d'après les données de terrains, antérieur au premier et aurait été engendré par le jeu en décrochement dextre des failles N100-110 déduites de l'interprétation des sondages (Colbeaux, inédit). Le groupe N30-90 serait issu du jeu en décrochement senestre cette fois des failles N10-20. C'est cet épisode tectonique qui affecte préférentiellement le Tertiaire en terme de rejet vertical. En effet, mis à part l'influence des failles, le contact Crétacé-Tertiaire, dans cette carrière, est plan et légèrement incliné vers le Nord. Le calcul de la pente moyenne du contact donne une valeur de 0,4% qui est vraisemblablement plus faible encore car nous avons ici une influence tectonique. D'autres observations dans d'autres carrières corroborent ce fait, par exemple la carrière d'Helfault (Pas-de-Calais; Colbeaux et al, 1992a). La réalisation de coupes à partir des données de forages (fig n°IV-38)

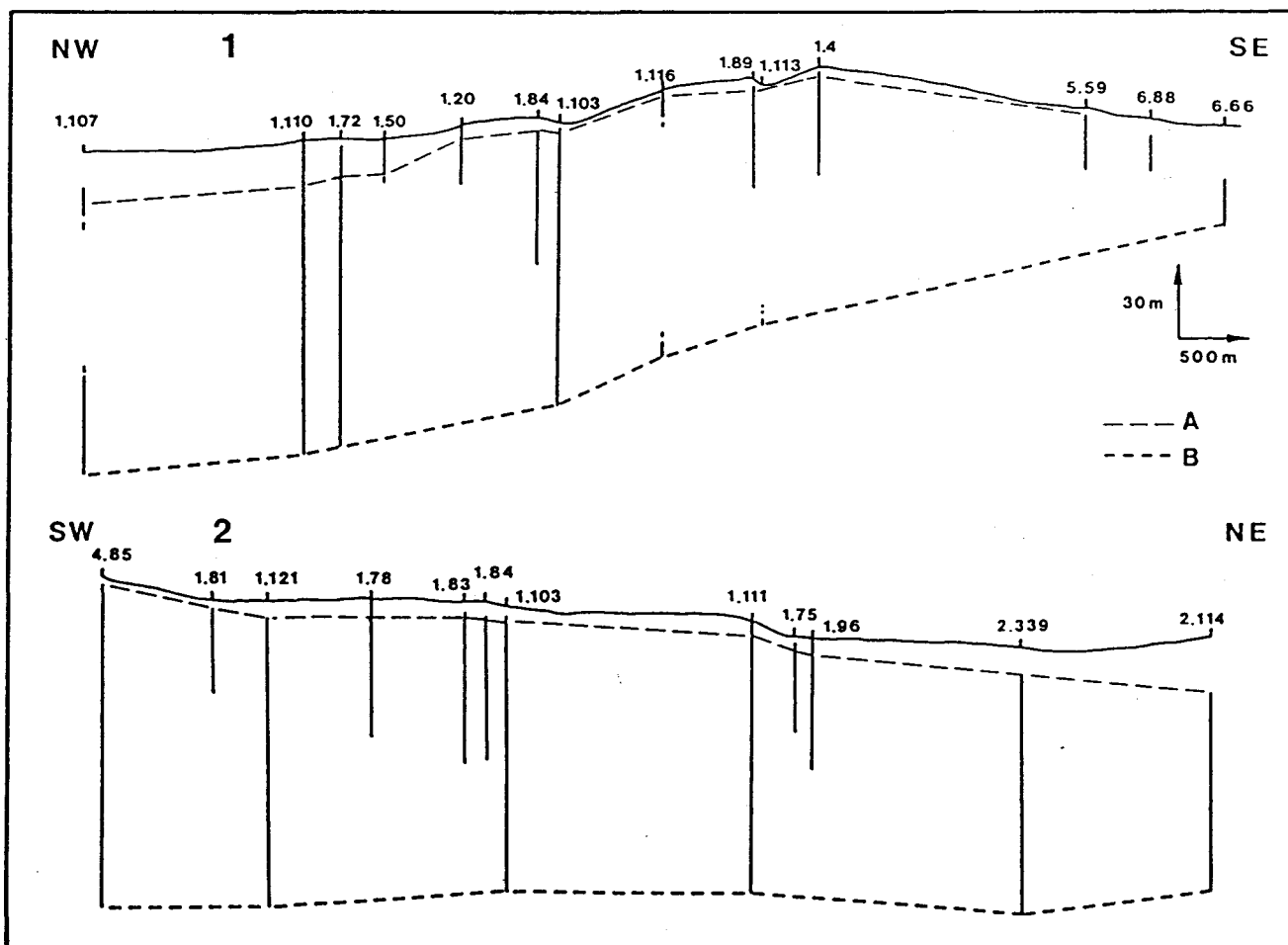


fig n°IV-38: Coupes NW-SE (1) et NE-SW (2) effectuées à partir des données des sondages, A: toit du crétacé; B: toit du Primaire.

permet un certain nombre d'observations notamment sur la possibilité de rejeu de certaines failles par rapport à d'autres et sur la nature du contact Crétacé-Tertiaire. En effet certaines parties du secteur montrent un contact toujours plan et subhorizontal alors que pour d'autres, la pente du contact peut atteindre des valeurs de l'ordre de 0,8 à pratiquement 2% suivant des directions diverses . Ces valeurs sont incompatibles avec les données relatives à l'allure de la surface de transgression tertiaire (landénienne) car la craie est un matériau très tendre qui a été complètement aplani lors de l'invasion marine, en effet il existe un hyatus de la fin du Crétacé jusqu'au dépôt du Landénien (tuffeau) trop important pour qu'il y ait eu conservation d'un relief dans la craie, la nature de cette dernière (sensibilité à la destruction, dissolution) joue également dans le sens d'une non conservation de paléoreliefs (Sommé, 1992, com pers). C'est bien ce qui est observé en carrière où le contact est pratiquement horizontal. (confirmé par les données de sondage, fig n°IV-39).

Ces facteurs nous permettent d'envisager la présence d'accidents au niveau de ces zones à forte pente, ceux-ci sont également confirmés pour certains secteurs par l'observation de décalages importants de niveaux repères comme le toit du Paléozoïque ou le toit du Turonien moyen.

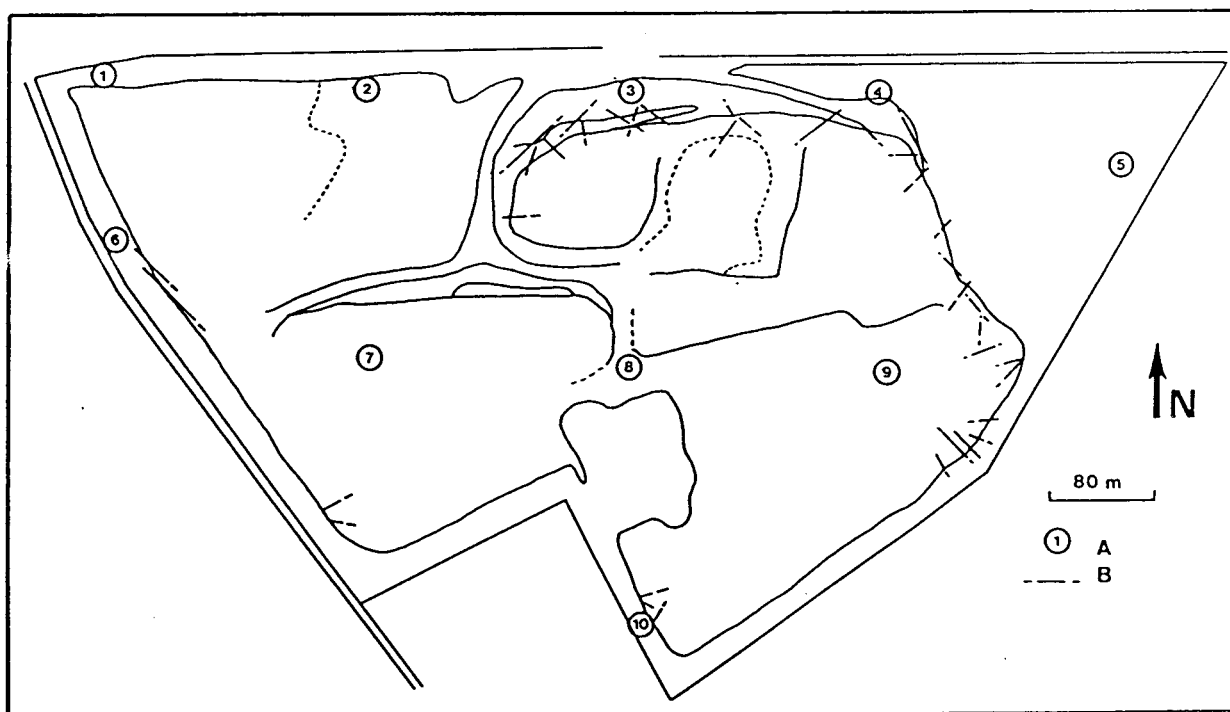


fig n°IV-39: Plan de la carrière de Somain, localisation des principales failles (B) et des forages (A: de 1 à 10).

L'interprétation en terme d'isobathes du toit de la craie sous recouvrement tertiaire par l'analyse des sondages ne paraît pas justifiée, il serait plus vraisemblable d'en interpréter les variations en terme de failles décalant le toit du Crétacé.

*nature et description des brèches hydrauliques (Vachard, comm.pers).

Les brèches hydrauliques sont apparemment toujours situées suivant la même orientation N130-140.

Plusieurs lames minces ont été réalisées, l'observation permet de déterminer (fig n°IV-40: **A,B,C,D**):

Microfaciès: la craie montre un wackestone bioclastique plus ou moins perturbé à Foraminifères benthiques, prismes d'Inocérames, vertèbres de poissons, etc...

Le dépôt tertiaire est un calcaire fortement sableux avec quelques spicules et grains de glauconie. Le remplissage des dyckes neptuniens est selon le cas: très riche en spicules; riche en grains de quartz; entièrement dépourvus de grains. De rares grains de glauconie existent aussi. Les spicules sont des éléments squelettiques de Spongiaires Géodiidés (formes eurybathes allant de 0 à plusieurs milliers de mètres de profondeur) ayant connu ici une très forte productivité. On a à la fois des spicules réniformes ou sterraster et des spicules allongés qui sont soit des oxes soit des dichotriaenes.

Les figures diagénétiques sont assez peu nombreuses (par rapport à la panoplie complète observable dans les dyckes neptuniens):

- orientation des oxes,
- plages à grains concentrés (soit quartz soit spicules), autres vides de grains,
- plages à convolutes,
- plages à boue perturbée avec figures de Lowe,
- apparemment pas de phénomènes explosifs, coupelles et piliers, ciments divers,
- légers phénomènes géochimiques et mécaniques aux épontes.

Toutes ces figures sont liées à des échappement de fluides concomitants d'une certaine élutriation.

Interprétation:

Ces observations permettent d'interpréter les conditions géologiques au Tertiaire de la manière suivante:

- A) la craie évolue durant une certaine période après son dépôt. Une émergence est probable (sans qu'elle en soit affectée)
- B)il y a une remise en eau du bâti crayeux (tectonique de blocs?). La surface de la craie redécapée est colonisée par des organismes qui y creusent des terriers.
- C)ces terriers sont remplis par le sédiment tertiaire qui commence à se déposer (ce qui prouve que ce n'est pas une "craie tubulurée" du Crétacé qui existe aussi).
- D)on a à cette période: la craie, les terriers remplis, le sédiment tertiaire.
- E)un peu plus tard,se place une phase de structuration avec chocs sismiques. Création de fentes ouvertes verticales plus ou moins étoilées: dyckes neptuniens et brèches internes.
- F)suite à des mouvements per descensum le sédiment pénètre jusqu'au fond de ces fractures. Il scelle ainsi cette phase tectonique synsédimentaire.

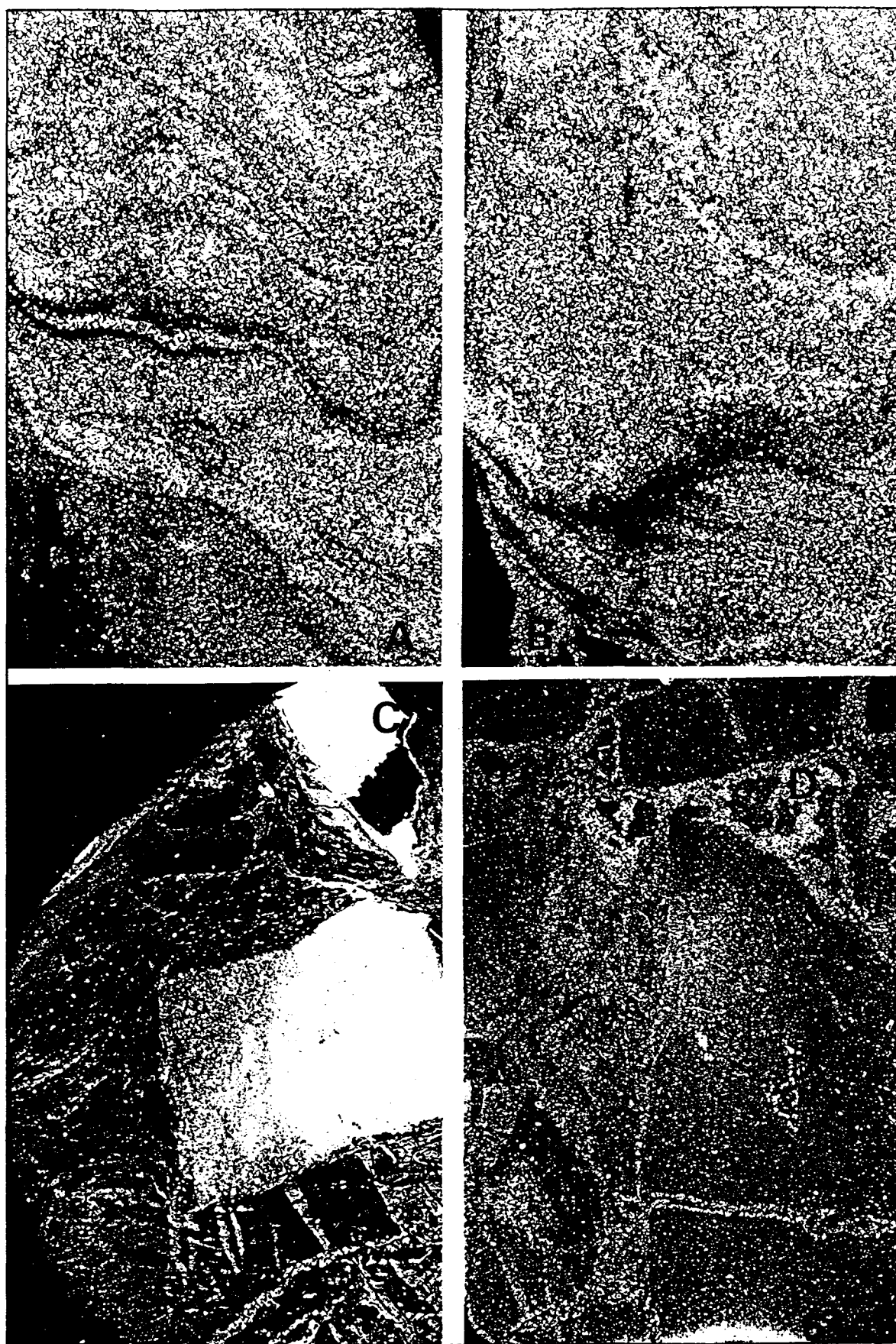


fig n°IV-40: Photos de détails des brèches hydrauliques.

G)l'histoire du remplissage se complète par des phénomènes plus ou moins tardifs d'expulsion d'eau et acquisition des microfaciès observés.

H)le dépôt du Tertiaire continue, se cimente plus ou moins et acquiert son aspect actuel dans un délai plus ou moins bref.

Remarque: les dyckes neptuniens révèlent une tectonique complexe comportant: des effondrements de blocs, des phases de distensions majeures et une ou plusieurs phases postérieures de compression, et ceci sur une période de temps très courte.

IV-E-4) Analyse morphostructurale et comparaison avec la fracturation.

L'analyse des éléments morphologiques(**fig n°IV-41A**) a pour support les feuilles à 1/25 000 (série bleue) de l'IGN portant les numéros 2606 Ouest et 2506 Est. La zone couverte a pour coordonnées (Lambert, zone I):

point inférieur gauche: X: 652,000 et Y: 1281,000

point supérieur droit: X: 676,000 et Y: 1295,000

La surface ainsi délimité est de 336 km² et le nombre d'éléments linéaires pris en compte est de 263 pour les rideaux et de 293 pour les fonds de thalwegs.Le tracé des histogrammes (**fig n°IV-41B**) par classes de 10° comparé à celui établi pour la fracturation (**fig n°IV-41C**) montre une bonne correspondance sur pratiquement tous les pics sauf pour la classe N 170-180. En effet on observe peut de failles ou de joints suivant cette direction dans la carrière, par contre de nouvelles observations effectuées dans une autre carrière située 2 km au Sud-Est(**fig n°IV-33, C3**) font apparaître clairement la direction N 170-180. Il se pose donc le problème de correspondance entre les faits ponctuels (mesures en carrière) et ceux issus de l'analyse morphologique, la zone couverte n'a pas la même étendue et les informations prises en compte n'ont pas la même signification. En effet on tente généralement de comparer des analyses de micro-tectonique à une tectonique régionale qui elle a une influence au moins directe sur l'installation et le fonctionnement du réseau hydrographique et une incidence vraisemblable sur la présence des rideaux. Cet effet d'échelle est parfois oublié suite à un manque chronique d'affleurements dans notre région, nous avons démontré qu'il existait une très bonne correspondance entre les deux approches, mais il semble difficile pour l'instant de déterminer un état de fracturation ponctuel exact (exemple d'un site de forage etc...).

A partir de l'analyse morphologique seules les directions majeures peuvent être données.

*détermination des champs de contraintes.

Le traitement des mesures de fracturation (programme Tenseur, Angelier) donne trois états de contrainte en extension et un en décrochement (**fig n°IV-42**) mais il ne nous est pas possible pour l'instant d'établir une chronologie entre ces différentes phases.

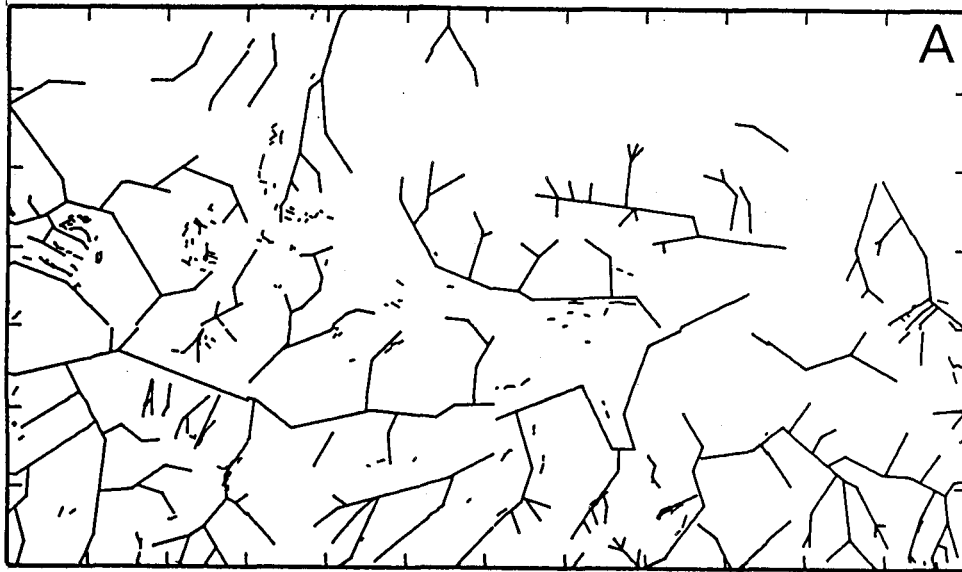


fig n°IV-41: A: carte des traits morphologiques et B: rosaces par classes de 10° pour les rideaux (1: en nombre, 2: en longueurs cumulées) et les talwegs (3: en nombre, 4: en longueurs cumulées).

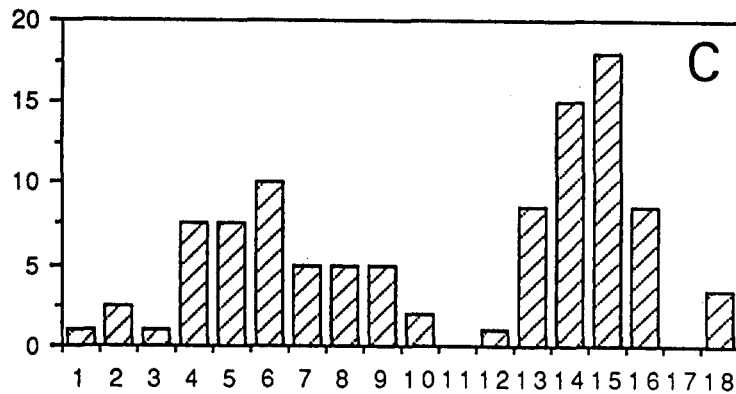
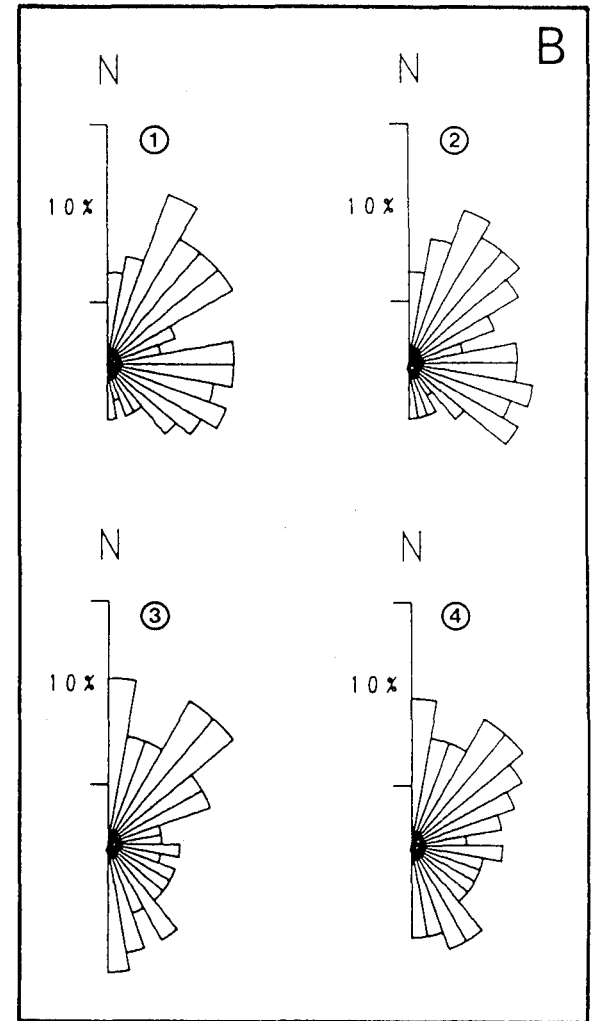


fig n°IV-41C: Histogramme de la fracturation relevée dans la carrière de Somain.

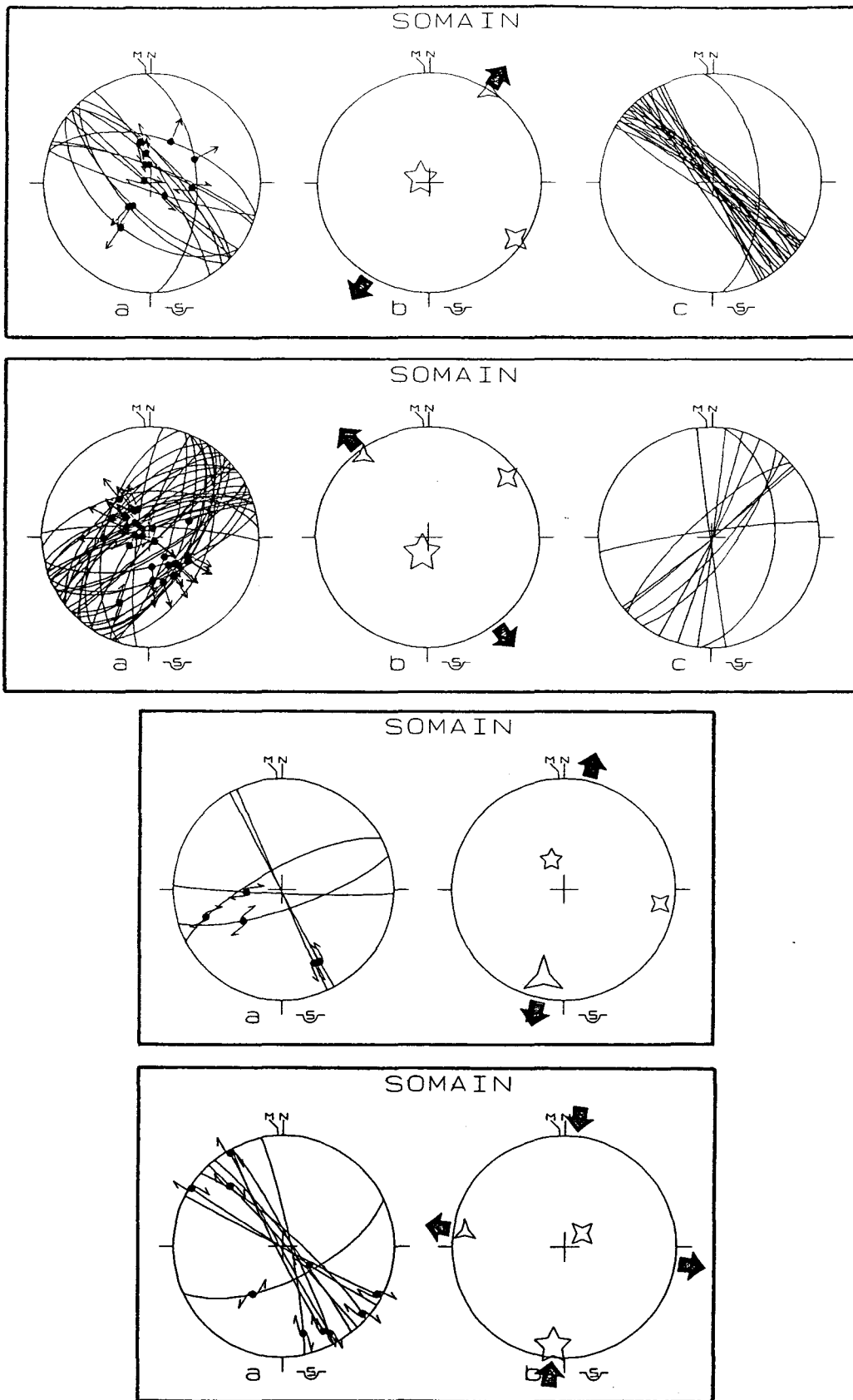


fig n°IV-42: Paléo-tenseurs de contrainte dans les formations crétacées et tertiaires de la carrière C1, à gauche: projection cyclographique des failles, à droite: projection des axes principaux du tenseur de contrainte calculé correspondant, étoiles à 5, 4 et 3 branches, respectivement σ_1 , σ_2 , σ_3 .

IV-E-5) Hydrogéologie de la région de Somain.

La carrière, d'une profondeur maximale de 32 m recoupe la nappe qui affleure de manière quasi permanente; les fluctuations du niveau piézométrique sont en moyenne de l'ordre de 2 à 3 m, le maximum observé étant de l'ordre de 6 m en 1987-1988. Actuellement le niveau est très bas suite aux années exceptionnellement sèches depuis 1988 et les carrières d'Abscon et de Mastaing sont également à sec. La configuration piézométrique générale montre un écoulement dirigé vers le Nord (fig n°IV-43).

Nous avons observé sur certaines failles (orientation: N70-80) des venues d'eau, en règle générale, ces failles correspondent à des zones où le Tertiaire est affecté et où le contact Crétacé-Tertiaire est décalé. La circulation de l'eau doit parfois se faire de manière brutale et importante, il en est pour preuve l'arrachement d'une partie de la paroi de la carrière suite à de très fortes précipitations à caractère orageux en juillet 1991 et 1992.

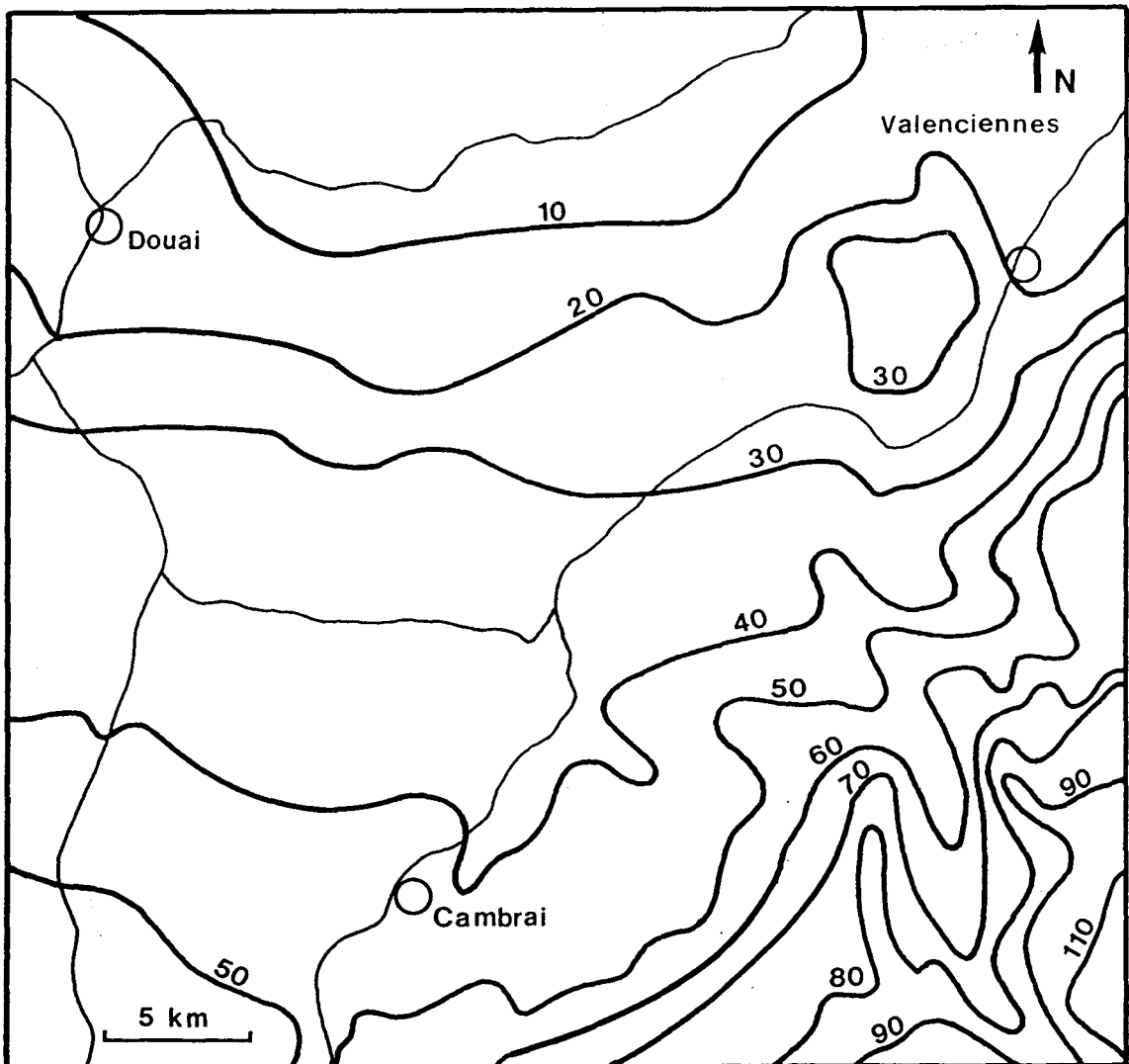


fig n°IV-43: Carte piézométrique de la région de Somain.

IV-E-6) La carrière d'Abscon.

Elle est située à environ 2 km à l'Est (**fig n°IV-33, C2**) de la précédente et entaille la craie blanche sénonienne, le recouvrement est composé de formations tertiaires et des loess. Le contact entre la craie et les formations tertiaires mérite qu'on s'y attarde un peu. En effet ce que nous avons observé ne correspond pas exactement à ce qui a été décrit précédemment (§ II). On observe dans la carrière un contact classique de type plan avec environ 2,5 à 3 m de Tertiaire et un contact par "poches" mais également un contact par l'intermédiaire de grabens étroits dans lesquels le Tertiaire est piégé, en effet, il n'y a aucune trace de dissolution à la base de ces "poches" par contre elles sont limitées par des failles striées. L'âge de cette structuration semble assez difficile à établir. Au sujet des poches de dissolution, on observe dans la partie Est un effondrement du Tertiaire, les produits de l'altération glaciaire qui surmontent le Tertiaire ont disparu à cet endroit, cette poche est colmatée par des loess qui sont eux mêmes affectés par des fractures (ou des fentes de tassement) de direction N110 (comme le contact Crétacé-Tertiaire). Le passage Tertiaire-loess se fait par l'intermédiaire de marches d'escalier. Il semble qu'au moins une des phases de formations des poches de dissolution puisse être daté de la fin du Pléistocène (25 à 13 000 ans).

IV-E-7) La carrière de Mastaing.

Elle est creusée dans la craie sénonienne jusqu'à une profondeur de 30 m, à ce niveau correspond la zone de battement de la nappe. C'est à la profondeur de 26 m que nous avons observé un conduit karstique (**fig n°IV-44 A**) de 15 cm de diamètre développé dans la craie saine mais découpée par un ensemble de joints et de failles dont l'orientation respective est N 170-180 et N 80, d'autres conduits ont été également observés (**fig n°IV-44 B,C,D**), l'ensemble se situant à peu près à la même altitude et toujours sur des joints affectants la craie.

La craie est recouverte par des loess sur une épaisseur d'environ 0,1 à 0,5 m au maximum, le contact est légèrement onduleux mettant en évidence une phase d'altération.

IV-E-8) La carrière de Neuville sur Escaut.

Elle est située sur la bordure Est de la vallée de l'Escaut à 1 km au Nord-Ouest de la ville de Bouchain (**fig n°IV-33, C4**). Cette carrière entame la craie sénonienne sur une épaisseur de 20 à 25 m. La craie est recouverte soit directement par les loess soit par une faible épaisseur de Landénien, piégé comme à Abscon, dans des grabens, auquel se superposent les loess. Ces derniers ont une épaisseur variable, elle est de l'ordre de 1,5 m à l'Ouest atteint 5

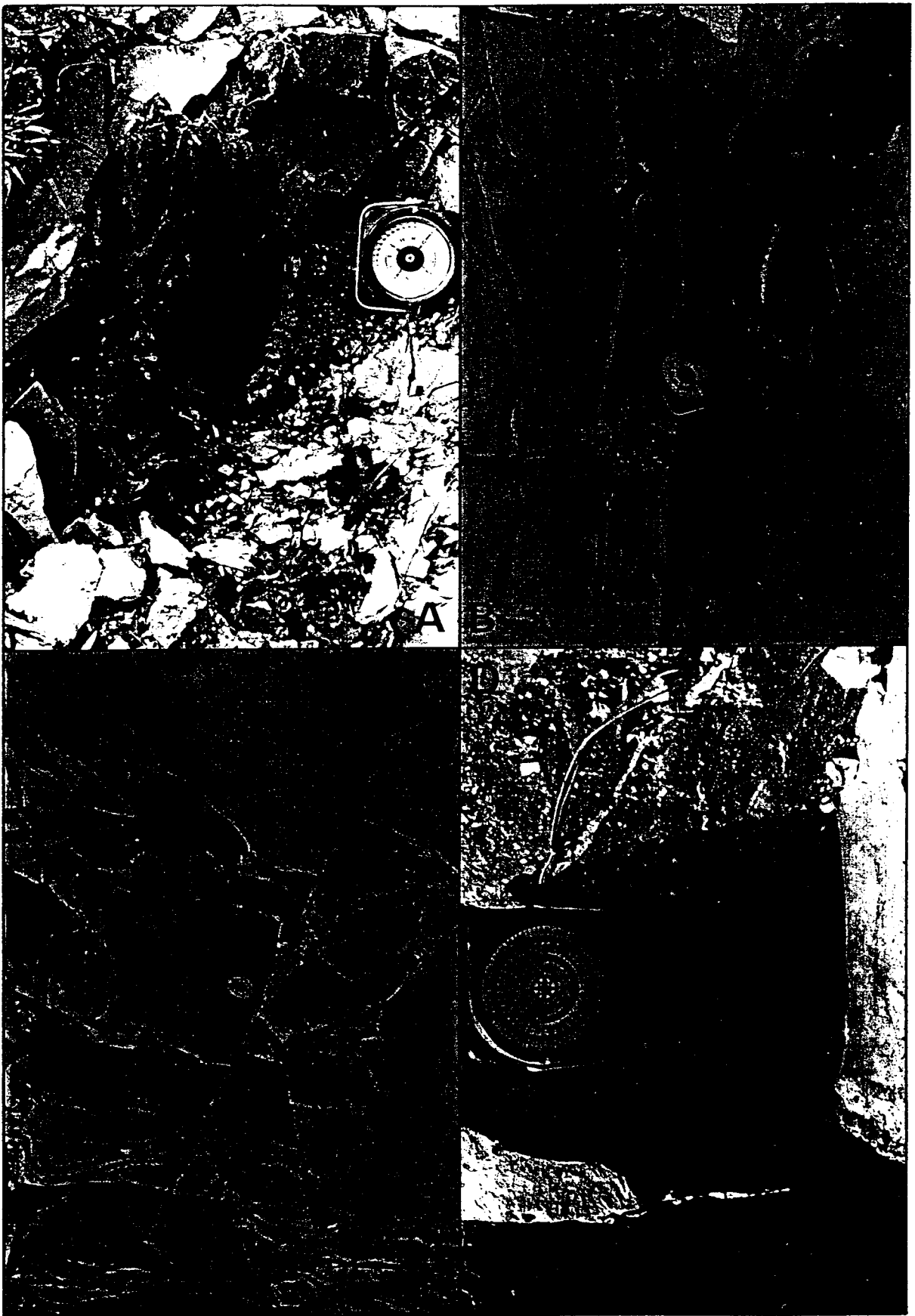


fig n°IV-44: Photos des différents drains karstiques (A,B,C,D) rencontrés dans la carrière de Mastaing.

à 6 m vers l'Est. La surface de contact Craie-Tertiaire et/ou loess est plane mais montre un décalage vertical de l'ordre de 3 m entre la partie Ouest et Est vraisemblablement dû à un accident d'orientation N-S. Cette orientation est commune à l'ensemble des carrières du secteur étudié.

IV-F) Conclusion:

Les observations que nous avons effectuées sur Escalles, les Sources de la Lys et l'Ostrevent permettent d'envisager l'existence de phénomènes karstiques dans le Nord de la France. Une autre approche, à partir de l'étude de la répartition des dolines et des creuses comparée au Gâtinais, (Colbeaux et al, 1992b) confirme également cette idée. Les nouveaux éléments que nous examinerons (IV-H) montrent que l'activité karstique pourrait être relativement ancienne mais qu'elle se poursuit de différentes manières de nos jours.

IV-G) LE GATINAIS.

IV-G-1) Localisation.

Ce secteur est situé au Sud-Est du Bassin de Paris entre la Loire et la Seine et regroupe trois régions naturelles, le Gâtinais de l'Est, la Puisaye et le Berry (fig n°IV-45 A).

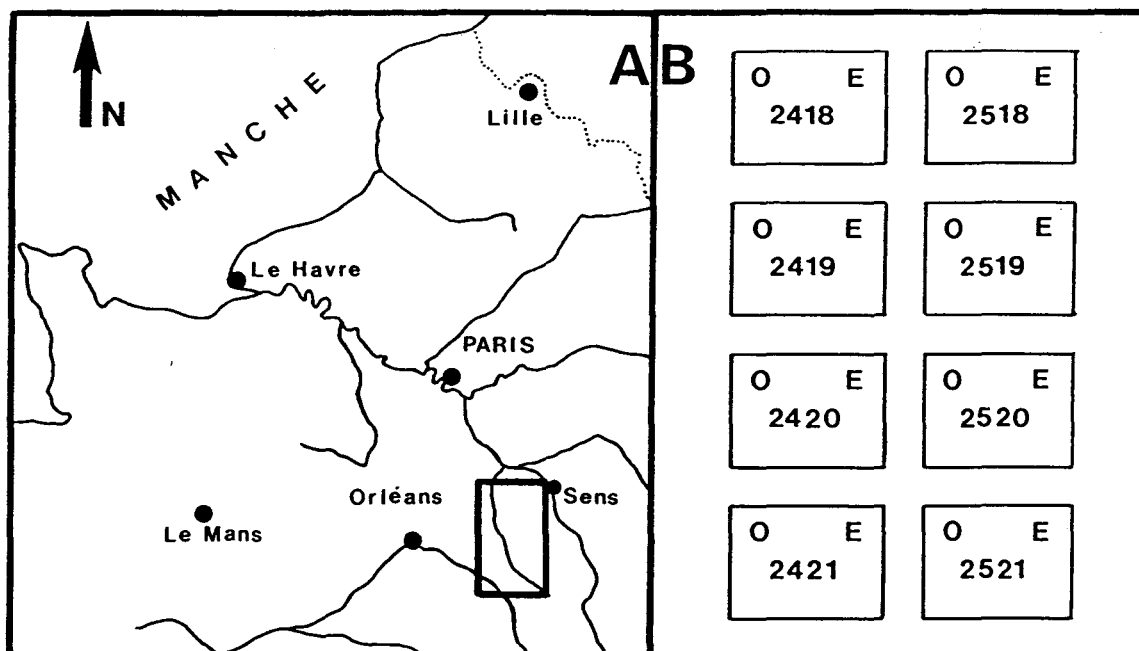


fig n°IV-45: Carte de localisation du domaine d'étude et des cartes au 1/25 000 digitalisées.

IV-G-2) Contexte géologique général.

*géologie:

Le substratum de la région est formé par les dépôts carbonatés d'âge Cénomaniens à Campaniens. Ils affleurent dans les vallées ou à la faveur des accidents tectoniques. Au Nord de la Loire, ce sont des faciès essentiellement crayeux, parfois indurés ("castine") et seule la partie terminale du Crétacé supérieur correspond à un faciès silico-alumineux (Lasne, 1992). Par contre ce type de faciès est beaucoup plus développé au Sud de la Loire et conduit à des formations correspondant à des gaizes ou des spongolithes. Ces terrains sont recouverts par les formations continentales tertiaires, constituées soit de matériaux remaniés du Crétacé supérieur, soit de formations fluviales d'âge Eocène à Oligocène ou de calcaires palustres et lacustres oligocènes. L'ensemble du recouvrement peut atteindre une quarantaine de mètres d'épaisseur. Les dépôts burdigaliens sont faiblement représentés dans ce secteur (fig n°IV-46).

*structure:

Les différentes couches géologiques sont inclinées de 2 à 5° vers le Nord-Ouest. Des failles sub-méridiennes verticales à compartiment Ouest surélevé, en général, découpent le secteur. Elles sont issues du bâti hercynien mais ont joué au cours du Crétacé et au cours d'une période post Tertiaire voir Actuelle. En effet l'établissement des cours d'eau et le relief qui en résulte ne semblent pas indépendants des accidents Nord-Sud (Lasne, 1992). On note également la présence de dômes anticlinaux orientés Est-Ouest et ENE-WSW qui ont influencés l'implantation de certaines rivières comme par exemple l'Ouanne (fig n°IV-46).

IV-G-3) Interprétation des résultats de forage et définition des zones de productivité.

Les études menées par Lasne et Lepiller (1992) sur la productivité des forages (264) ont abouti à la définition de zones de productivité (fig n°IV-47) dont les principales caractéristiques sont résumées dans le tableau IV-2.

IV-G-4) Utilisation des données morphologiques: analyse morphostructurale.

Les méthodes que nous avons développées essentiellement dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris devaient être également justifiées dans une autre région. L'abondance des données disponibles dans le Gâtinais permettait de confronter les différentes approches utilisées.

La digitalisation des informations morphologiques concerne 15 cartes au 1/25 000 (liste: fig n°IV-45 B) ce qui représente une surface de plus de 4300 km² pour 9175 segments de vallée (fig n°IV-48), 1065 dolines et 130 références toponymiques évoquant l'existence de phénomènes karstiques.

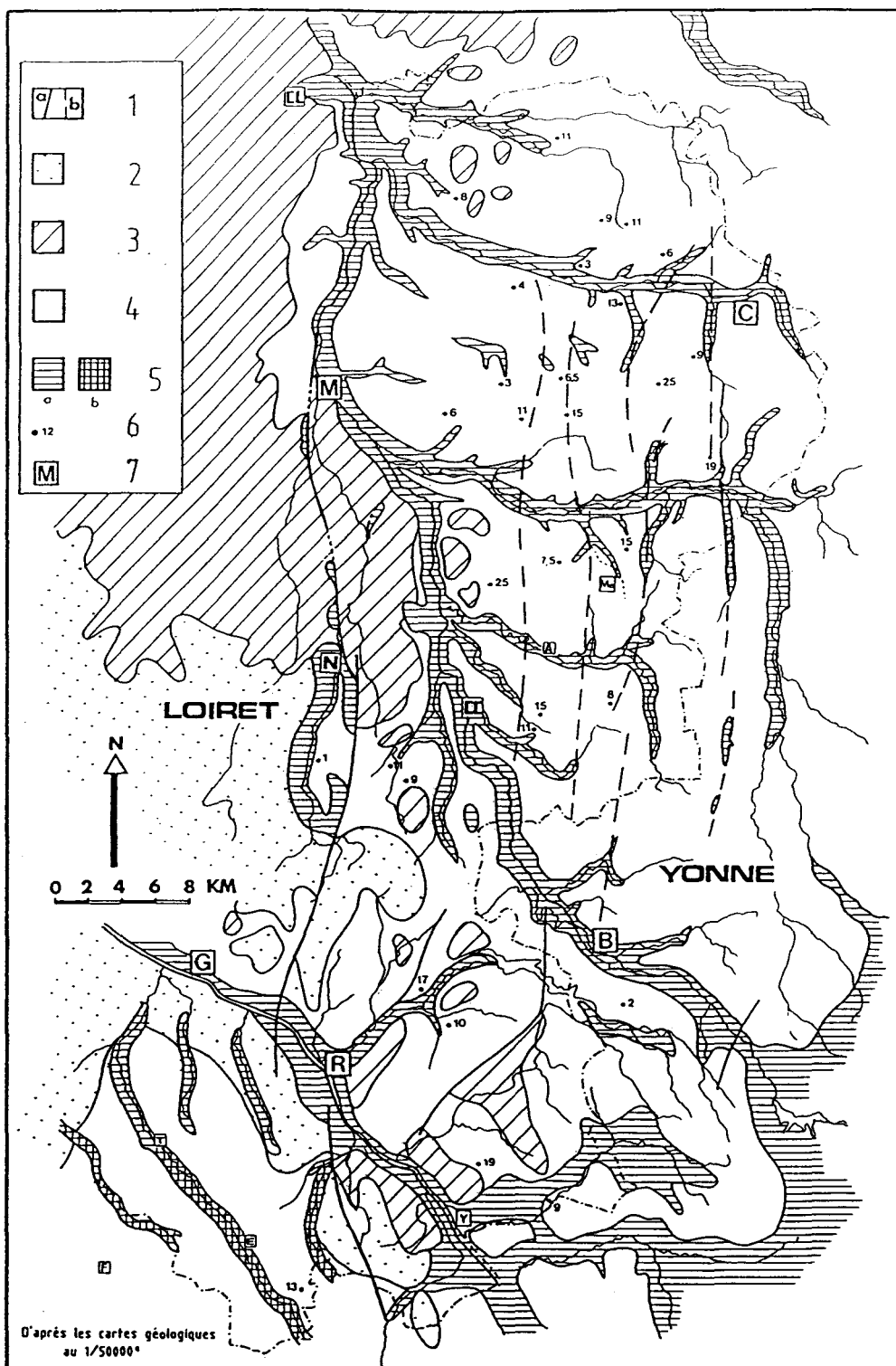


fig n°IV-46: Carte géologique schématique de la région, 1: failles principales, a: Cartographiques, b: reconnues par forages pétroliers; 2: Miocène (Burdigalien-Helvétien), sables et argiles; 3: Eocène-Oligocène, calcaires lacustres et marnes; 4: Eocène-Paléocène?, complexe argilo-sableux à silex; 5: Crétacé supérieur (Cénomaniens-Campanien) a: Craie à silex, b: Faciès silico-alumineux (Cénomaniens-Turonien moyen); 6: épaisseur approximative de la couverture sur craie; 7: principales localités: M: Montargis, C: Courtenay, G: Gien, (Lasne, 1992).

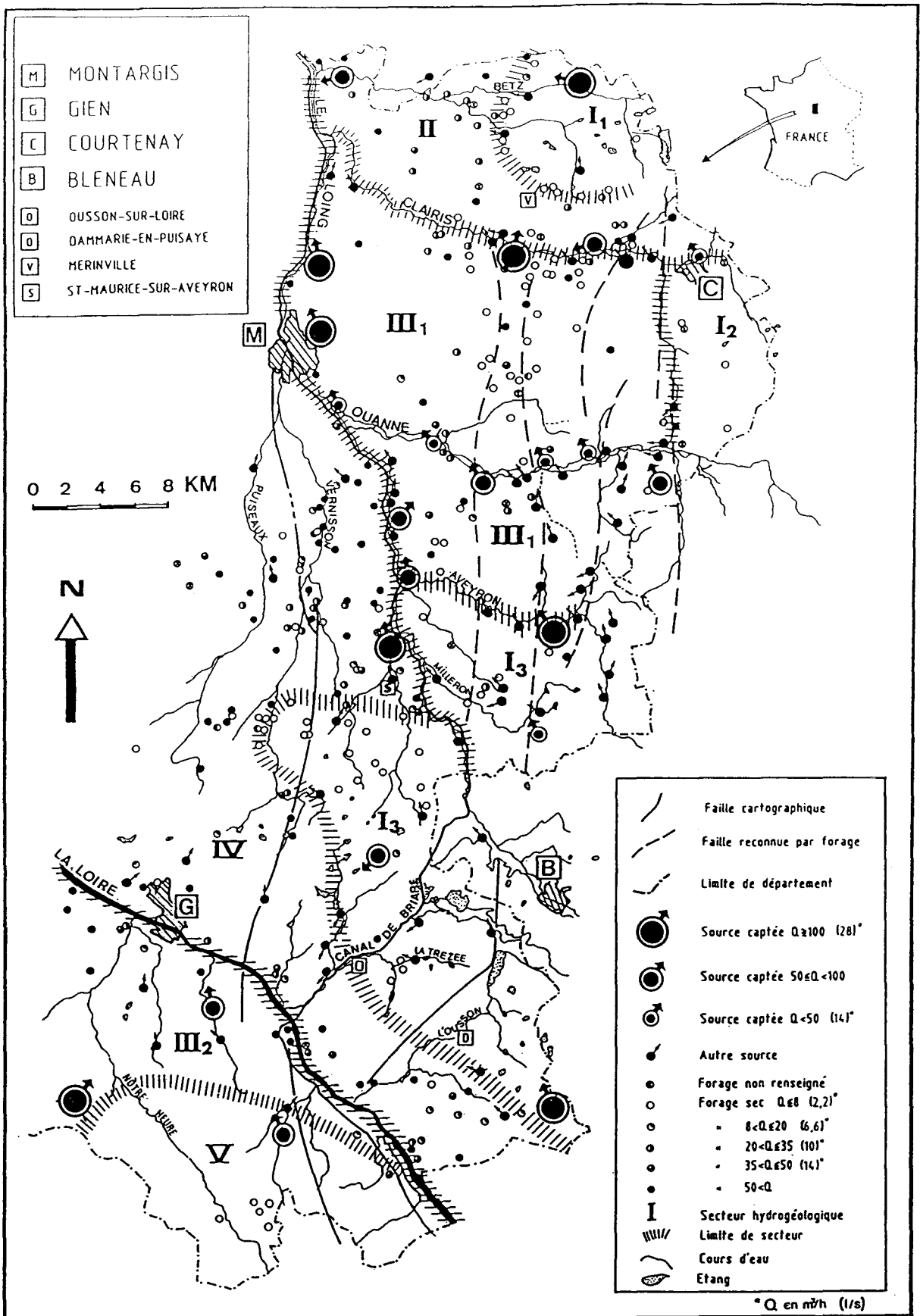


fig n°IV-47: Carte des zones productives (Lepiller et Lasne, 1990).

	zone I	zone II	zone III	zone IV	zone V
localisation géographique	au Nord de la Clairis (secteur I1). A l'Est de la zone III1 (secteur I2). Puisaye (secteur I3).	Au Nord de la clairis, à l'Ouest et au Sud de la zone I1	A l'Est du Loing entre Clairis et Aveyron (III1). Au Sud de la Loire (III3).	A l'Ouest du Loing et de la zone I3 jusqu'à la Loire.	Au Sud d'une ligne Blancfort-Autry le Chatel-Beaulieu.
succession stratigraphique résumée	Couverture tertiaire argileuse épaisse et peu perméable. Craie du Crétacé supérieur: (C.S)	Couverture tertiaire peu épaisse ou érodée. Craie: (C.S)	Couverture tertiaire peu épaisse ou érodée. Craie: (C.S)	Molasse, calcaires lacustres (tertiaire). Formation argileuse à galets peu épaisse. Craie: (C.S).	Calcaires lacustres (tertiaire). Craie à faciès silico-alumineux (C.S).
productivité des forages	forte proportion de forages secs.	forages improductifs rares.	coexistence de forages très productifs et de forages secs.	proportions dominante de forages productifs.	très faible productivité des forages
réseau hydrographique superficiel	dense et fonctionnel	allochtone: fonctionnel avec pertes	allochtone; fonctionnel.	essentiellement allochtone avec pertes de cours d'eau.	assez dense et fonctionnel.
modalités d'alimentation de l'aquifère	très réduite, éventuellement par drainage.	forte, par infiltration de la lame d'eau efficace et pertes de cours d'eau.	moyenne, par infiltration de la lame d'eau efficace.	forte, par infiltration de la lame d'eau efficace et pertes de cours d'eau.	très réduite.
morphologie de la surface piézométrique	nappe subaffleurante. Dômes réguliers à versants assez pentus.	zone non saturée développée. Nombreux axes de drainage en liaison avec les pertes de cours d'eau.	zone non saturée développée. Piézométrie déprimée par les axes de drainage. Organisation des écoulement en systèmes.	nappe assez proche du sol en relation directe avec les cours d'eau	nappe peu profonde.

Tableau n° IV-2 : principales caractéristiques des zones de productivité (Lasne, 1992).

La réalisation d'une carte de synthèse des dolines à 1/300 000 permet d'observer une disposition structurée des données de type karstique. En effet on observe des zones à très forte densité (fig n°IV-49) cotoyant des zones à très faible densité, de fait on peut limiter des blocs par des failles probables de directions N 30-50 et N 110-130 compatibles avec les failles N-S reconnues par forages pétrolier si on admet pour ces dernières un jeu ou rejeu récent avec une composante décrochante ajoutée à la composante verticale mise en évidence par ces mêmes forages. Cette différence de répartition des dolines est également mise en évidence dans un secteur du Jura, le bassin des reculées de la Seille (Salperwyck, 1990). A partir de la cartographie des dolines, Salperwyck détermine des alignements en reliant trois dolines au minimum et confronte les orientations des segments de trait aux directions de la fracturation. La correspondance est franche pour certaines orientations mais pas pour toutes.

Les failles tracées à partir des limites du réseau de dolines puis confrontées au réseau de talwegs montrent qu'il existe une très bonne corrélation et la réinterprétation structurale de la région (fig n°IV-50) ne semble pas être une pure vue de l'esprit. Toute cette série de blocs a été soulevée récemment permettant au karst de se développer (réajustement d'un

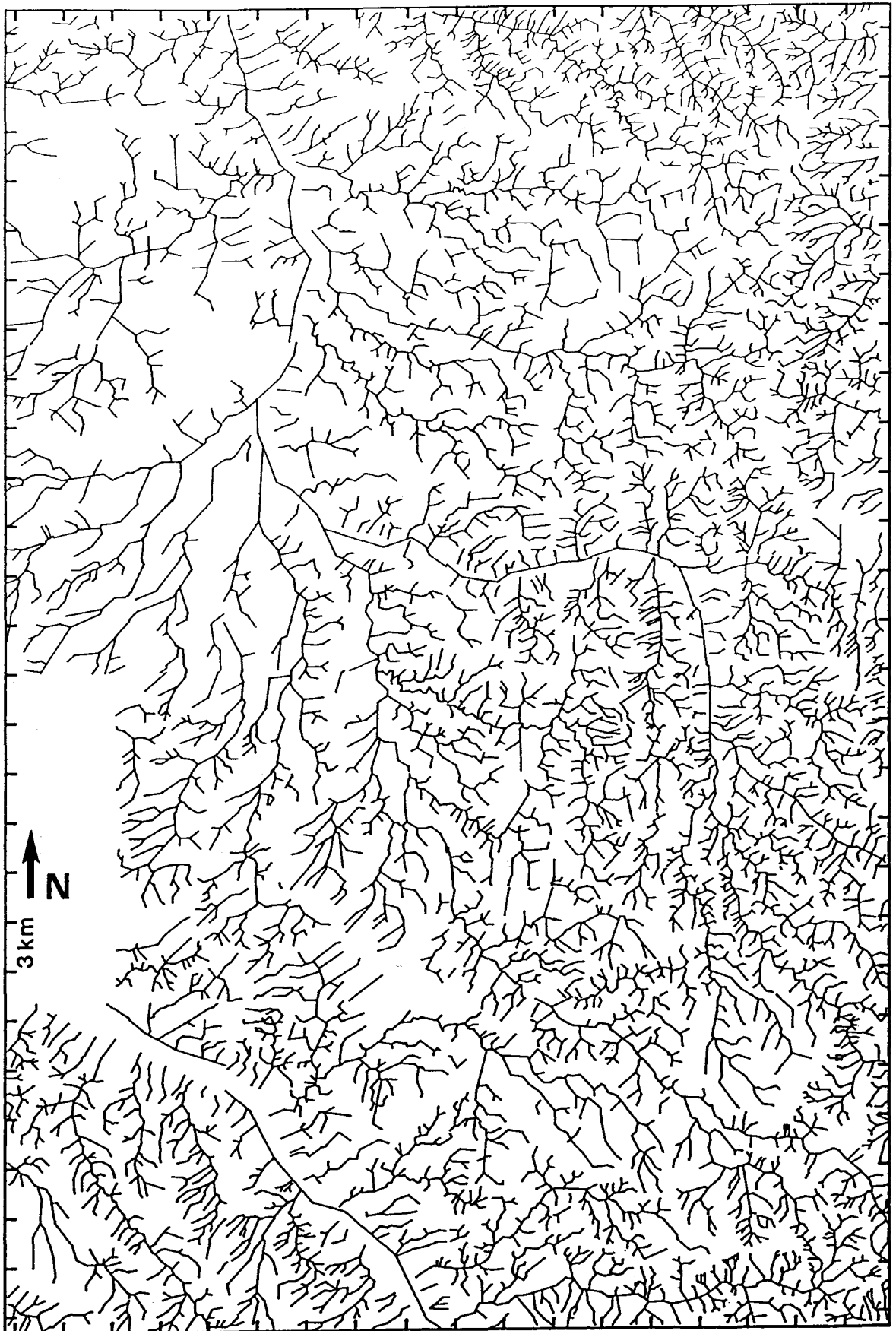


fig n°IV-48: Carte des traits morphologiques digitalisés.

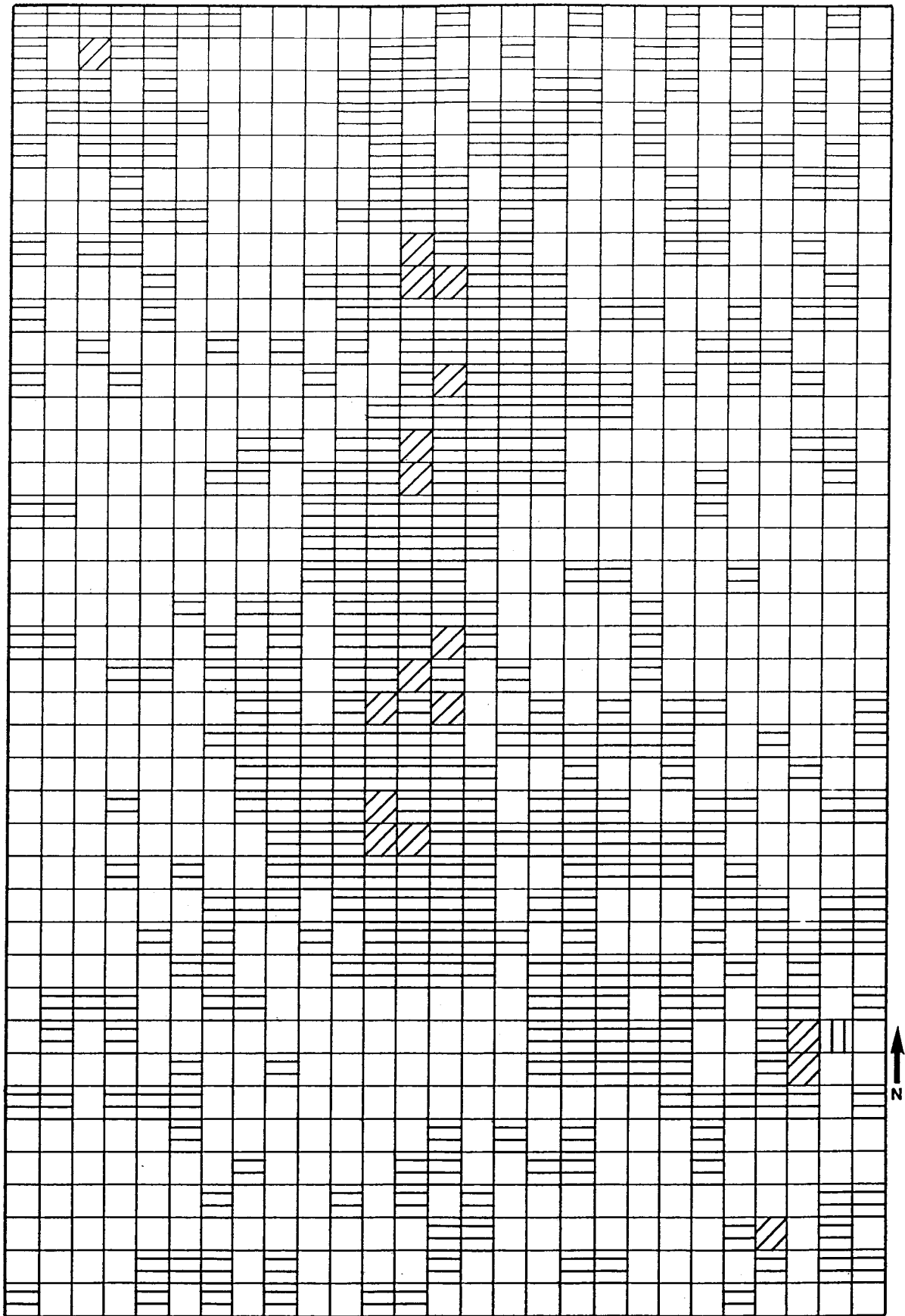
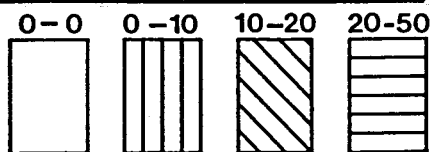


fig n°IV-49: Carte de fréquence des dolines.



équilibre perturbé) et d'être toujours visible en surface (dolines) nous serions également en présence de ce que nous avons appelé précédemment des casiers hydrogéologiques. Ajoutons à cela une bonne connaissance géologique de la région (fig n°IV-46) et on peut délimiter les unités hydrogéologiques définies par Lasne (1992). Le travail effectué à partir de l'analyse statistique des productivités des forages (Lasne, 1992) permet de préciser et de valider la méthode que nous avons développée.

La figure n°IV-51 synthétise l'ensemble des informations issues des deux approches et permet de définir de manière plus précise le découpage proposé par Lasne (1992). L'analyse poussée des éléments morphologiques permettrait vraisemblablement la définition de secteurs à forte probabilité pour la réussite des forages d'eau même dans des zones considérées comme très défavorables actuellement.

IV-G-5) Quelques remarques et hypothèses:

Bakalowicz (1977) distingue deux types d'infiltration, l'une rapide conduit en profondeur des eaux très agressives (dissolution du CO₂ plus rapide que celle de la roche) et favorise la mise en place de l'endokarst, l'autre plus lente contribue essentiellement à la genèse des formes karstiques de surface et de subsurface. D'après nos observations tant sur le terrain que par l'étude des indices morphologiques à partir des cartes topographiques nous pouvons mettre en évidence dans le Gâtinais et le Sénonais deux zones distinctes. La première montre de nombreuses dolines (formes exokarstiques) et les traçages effectués sont soit négatifs ou donnent des vitesses maximales de l'ordre de 30 à 35 m/h pour une distance maximale de 9000m, aucun réseau pénétrable n'a été découvert jusqu'à présent. Des indices de vides ou de cavités explorables n'ont pas été reconnus dans cette région. Dans la seconde, on observe très peu d'indices exokarstiques par contre le développement de l'endokarst y est très important, reconnaissance d'une rivière souterraine située à 60 m de profondeur etc... Les données de Salperwyck (1990) sur le bassin des reculées de la Seille (Jura) permettent de faire également cette constatation. Quatre réseaux karstiques, le Gouffre des Frites, le réseau de la Borne aux Casots, la Grotte de Bobignon et le réseau des Grottes du Dard ayant respectivement un développement de 333, 10511, 197 et 1428 m sont "installés" dans des secteurs à faibles densité de dolines. Ces observations sont corrélables par analogie à ce que l'on peut observer au contact Crétacé-Tertiaire. En effet il existe des secteurs où aucune fracturation affectant ce contact n'est décelable par contre, dans d'autres il est affecté par de nombreuses failles normales et parfois par des décrochements. La question qui se pose pour les phénomènes karstiques est de connaître l'influence de l'épaisseur et de la nature du recouvrement. Dans le Gâtinais et le Sénonais, l'épaisseur du recouvrement et sa nature (mis à part les dépôts tertiaires de cette région) ne semblent pas jouer un rôle significatif. Les secteurs à dolines correspondraient par analogie de comportement aux zones non fracturées (infiltration lente) et les secteurs sans dolines mais à endokarst développé, aux

fig n°IV-50: Carte structurale interprétée à partir des données morphologiques (M: Montargis, G: Gien, B: Bleneau, C: Courtenay).

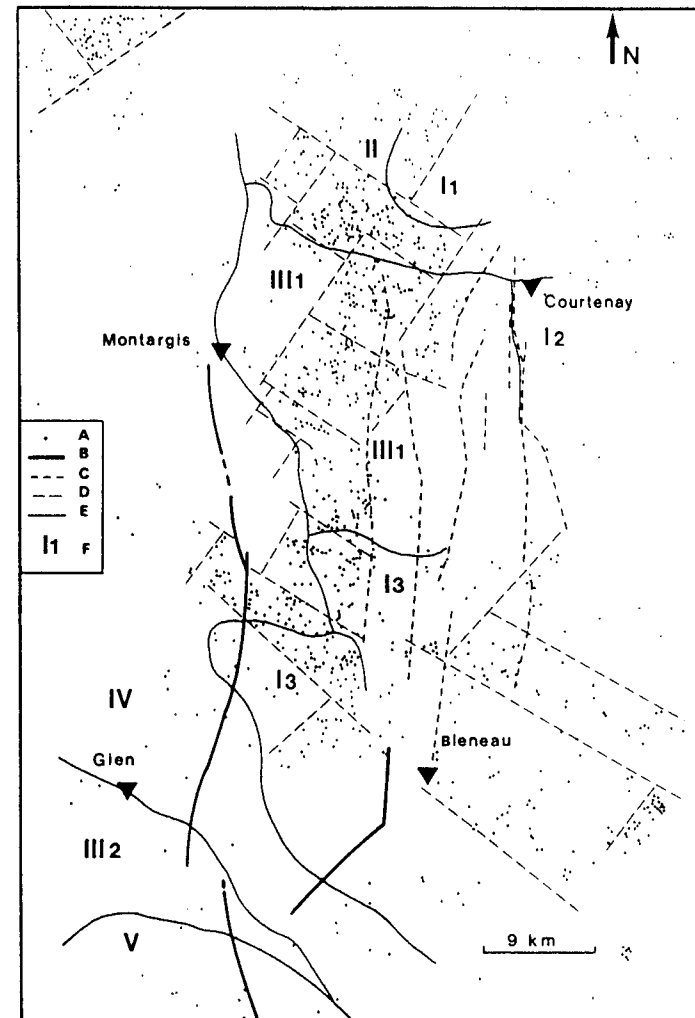
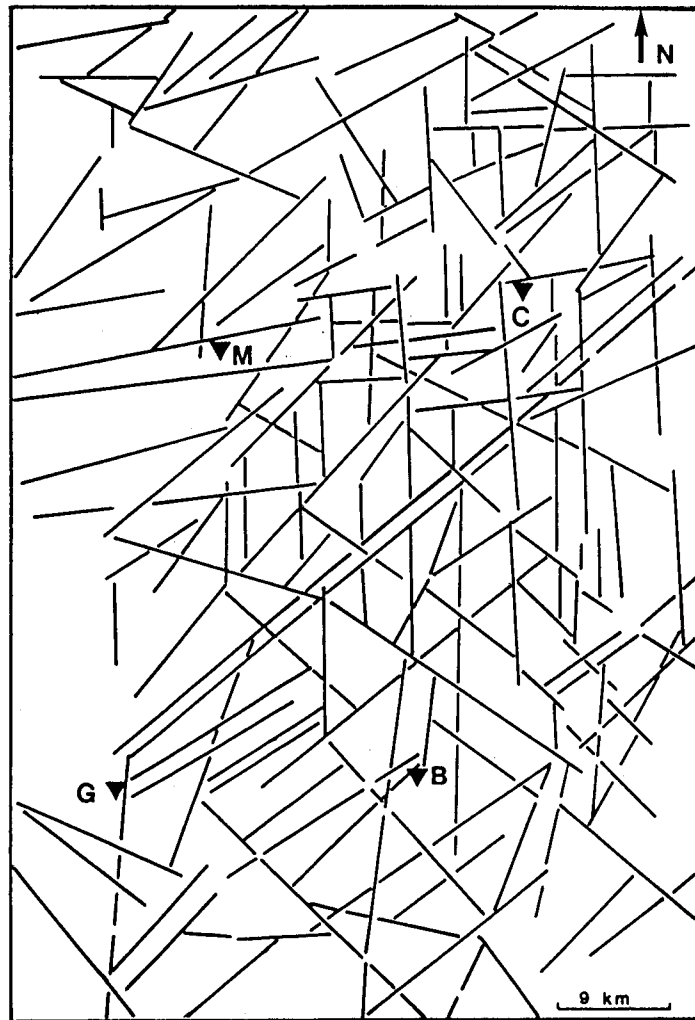


fig n°IV-51: Carte de synthèse (A: doline, B: faille cartographique, C: faille reconnue par forage, D: limite de zone à forte densité de dolines, E: limite de secteur hydrogéologique, F: secteur hydrogéologique).

zones fracturées (infiltration rapide). La nature de ces distinctions est donc à rechercher ailleurs, la cause de ces différences pourrait être recherchée dans le mode de réponse de compartiments de terrains à une sollicitation d'origine tectonique qui peut se réorienter en fonction du bâti structural existant. Cela pourrait entraîner la surrection de certains compartiments non touchés par la fracturation alors que d'autres restés à un même "niveau", ou alors bloqués par d'autres pour différentes raisons, auraient subi une fracturation plus intense. Les expériences de modélisation des réseaux de fractures en fonction de contraintes montrent qu'il existe toujours des secteurs non affectés et on observerait la même chose à une échelle différente. Ce sont ces nuances qui conditionnent la nature des écoulements karstiques.

Une autre hypothèse peut être formulée, celle d'une microfracturation plus importante au niveau des zones à forte densité de dolines qui serait absente dans les zones à faible densité. En conséquence de quoi il y aurait dans les premières zones une dispersion des points d'absorption qui irait dans le sens d'un développement des formes exokarstiques et dans les secondes une concentration des eaux de ruissellement vers quelques points privilégiés d'absorption assurant la formation d'un endokarst conséquent.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Qu'est-ce que l'effet d'échelle? prenons un exemple simple, celui de la densité de population. En France, la densité de population est de l'ordre de 80 habitants au kilomètre carré cette valeur est fonction de l'échelle d'investigation donc valable dans ce cas à petite échelle (la surface prise en compte est très grande). Si on étudie ce paramètre à une échelle plus grande, c'est à dire pour une surface plus réduite on a, par exemple, pour le département du Nord une densité de population de l'ordre de 400 habitants au kilomètre carré et enfin à une échelle encore plus grande donc pour une surface encore plus réduite si on prend comme exemple l'agglomération de Lille on peut avancer une valeur de densité de l'ordre de 1000 habitants au kilomètre carré. Ceci représente un effet d'échelle, en effet un même paramètre étudié, celui de la densité de population, est quantifié par trois valeurs en fonction de l'échelle d'investigation. Chaque valeur prise séparément est vraie selon l'échelle d'étude adoptée mais ne peut être extrapolée au risque de fausser la perception que l'on peut avoir d'un phénomène. Par exemple si la densité de population à l'échelle de la France est de 80 habitants au kilomètre carré alors l'agglomération de Lille doit avoir la même densité de population donc à partir d'une donnée vraie à une certaine échelle on introduit lors du changement d'échelle une aberration qui peut être plus ou moins importante en fonction de la transposition effectuée.

En hydrogéologie comment peut on étudier cet effet d'échelle et est-il aussi simple à formuler?

Au cours de ce travail nous nous sommes intéressé à l'aquifère crayeux qui contient la plus grande nappe libre de France en effet, la craie crétacée s'étend sur près du 1/5 de la superficie totale de la France, tout en n'affleurant que sur 1/8, dans la moitié nord du pays. Cette large auréole du bassin de Paris rejoint au Nord le bassin de Mons en Belgique. Le développement du faciès crayeux au Crétacé supérieur n'est pas constant selon les régions: les variations latérales de faciès peuvent engendrer une disposition multicouche de l'aquifère, par ailleurs affecté de plis et de failles qui, avec les axes drainants des principales vallées, le découpent en systèmes quasi indépendants. Mais le caractère essentiel de ce milieu carbonaté reste sa double porosité: porosité matricielle élevée d'une roche en elle-même très peu perméable et porosité faible d'un milieu fissural et sectoriellement karstique, dans lequel les perméabilités élevées permettent une exploitation de ressources considérables et d'intérêt vital (potentiellement, plus de 10 milliards de m³ par an en moyenne). En effet pour certaines régions la nappe de la craie est parfois l'unique possibilité d'alimentation en eau.

Il faut souligner, lorsqu'on parle de l'effet d'échelle, qu'on considère souvent cet effet comme un ensemble d'observations et de tentatives de corrélations sur des surfaces de plus en plus réduites (passage du bassin de Paris à un secteur de quelques km²), ou de plus en plus grandes. On utilise donc des représentations en deux dimensions (carte de synthèse) de différents paramètres même si dans la réalité certains d'entre eux font appel à la troisième dimension comme par exemple une carte piézométrique mais, cette méthode est relativement limitée car on ne peut que nuancer les propos tenus de manière générale sur une surface plus étendue. Par contre à l'échelle du forage apparaît une bien plus grande variabilité des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère crayeux et de la matrice (sl), nous intégrons réellement cette fois une nouvelle dimension qui est la profondeur, c'est à ce niveau que se rencontre les plus grandes différences pour des forages parfois très proches, d'où les difficultés rencontrées lors de l'établissement de modèles. La quatrième dimension intervenant dans cette étude est celle du temps surtout en ce qui concerne l'hydrochimie, et donc la pérennité de la qualité des réserves en eau. Elle intervient également sur la vitesse, de renouvellement des réserves, de transport dans les réseaux karstiques ou faillés... A l'échelle du bassin de Paris jusqu'au secteur de quelques km², des hypothèses simplificatrices permettent l'établissement de modèles mais à l'échelle de l'affleurement tous ces paramètres interfèrent. L'étude de l'effet d'échelle montre qu'il existe une gradation spatio-temporelle de la complexité des paramètres de l'aquifère crayeux et qu'il est ardu, à l'heure actuelle, d'intégrer l'observation ponctuelle dans un schéma global.

Comme nous venons de le démontrer, l'effet d'échelle en hydrogéologie est quelque chose de très complexe car il englobe de fait les quatre dimensions et le problème ne peut pas être formulé de manière aussi simple que l'exemple présenté au départ. D'autres méthodes d'investigations permettent toutefois de palier certains de ces inconvénients, en effet, les conditions générales ou locales d'écoulement peuvent être appréhendées par l'analyse morphostructurale, c'est ce que nous avons développé et vérifié au cours des chapitres III et IV. L'acquisition des données morphologiques n'aurait pu se faire sans l'aide de l'outil informatique, ce qui a abouti à la création de logiciels spécifiques (Delay et *al*, 1991, 1992, Delay et Bracq, 1993). Mais il a fallu vérifier sur le terrain la validité des objets que nous prenions en compte. De ce point de vue, les résultats sont très probants, nous sommes actuellement à peu près certains qu'une grande partie des rideaux est d'origine naturelle et dans au moins plusieurs cas, leur origine est tectonique. Quant aux vallées dissymétriques, de nouvelles observations de terrain (Bracq, Colbeaux, Sommé, inédit) confirment que les vallées dissymétriques, du Nord de la France, ont pour origine une activité tectonique récente. L'érosion n'a pu jouer pleinement son rôle mais elle a certainement contribué au maintien de cette dissymétrie sans être à l'origine de la genèse des

vallées asymétriques. Les failles responsables de leur formation sont situées vers le sommet du versant le plus raide.

Un autre problème s'est posé au cours de nos travaux, celui de l'effet d'échelle sur la représentativité des éléments morphologiques (talwegs et rideaux). En fait, 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. La notion de Surface Elémentaire Représentative est donc tributaire non pas d'une surface régulière et immuable mais de la quantité d'informations qui y est portée. Construire un histogramme de distribution du nombre de rideaux et de talwegs lisse légèrement les directions mais apporte apparemment le meilleur compromis.

Il semble donc aléatoire de poursuivre le traitement, pour ce secteur (§ II-D), au-delà d'un pas de 2000 m, dans ce cas le nombre de linéaments dans chaque maille est compris entre 8 et 104, la moyenne étant de 40.

La définition de la Surface Elémentaire Représentative et du pas de maille pour le calcul des fréquences est fonction du nombre de linéaments par unité de surface, donc en définitive du secteur considéré.

Dans le cadre de l'étude des directions d'écoulement de la nappe de la craie ou pour le choix d'un site particulier pour l'implantation d'un forage on ne peut travailler, pour ces types d'éléments, qu'à grande échelle. A plus petite échelle, les informations sont beaucoup trop générales mais permettent, toutefois, la reconnaissance de linéaments à développement déca-kilométriques à hecto-kilométriques.

Compte tenu des observations faites précédemment sur la définition de la Surface Elémentaire Représentative, du pas de maille et enfin de la rareté des données concernant les caractéristiques physiques de l'aquifère crayeux nous avons comparé les données morphologiques krigées avec les valeurs de transmissivité sur un secteur relativement peu étendu, de l'ordre de 1000 à 2000 km². Les résultats obtenus, de manière indirecte certes, permettent toutefois d'envisager un développement de cette démarche et l'acquisition de certains paramètres de l'aquifère crayeux pour une échelle d'investigation moyenne sur des secteurs où il n'existe que peu ou pas d'informations hydrogéologiques, les seules disponibles étant plutôt de nature morphologique.

Chaque échelle permet de prendre en compte certaines informations qui sont en fait complémentaires et qui concourent à une meilleure compréhension du comportement de l'aquifère crayeux. Toutefois, l'analyse à l'échelle du Nord-Ouest du bassin de Paris, du comportement hydrodynamique de la nappe de la craie d'une part et d'autre part des relations possibles avec les données morphostructurales, ne permet pas de préciser, dans le premier

cas, les observations générales effectuées au cours du premier chapitre et est impossible dans le second.

Nous avons vu également que l'analyse morphostructurale à permis d'identifier, dans le cas du traçage d'Escalles, des directions potentielles et préférentielles (directions déduites de l'orientation majeure des talwegs et des rideaux) d'écoulement des eaux souterraines qui ont été confirmées par les données du traçage, comme ce fut le cas dans les calcaires paléozoïques de l'Avesnois (Carlier, 1983; Crampon et al, 1987). Une autre expérience de traçage a été réalisée dans la région des Andelys (Sud-Ouest de Rouen) et les premiers éléments en notre possession montrent un contrôle indéniable de la morphostructure sur les directions d'écoulement. En effet la piézométrie générale du secteur est telle qu'il était impossible, à priori, d'obtenir un résultat positif (présence d'Uranine) dans un des forages contrôlés, mais les échantillons analysés ont infirmé cette conception et confirmé l'intérêt d'une étude morphostructurale détaillée avant toute expérience de traçage.

Nous avons appliqué l'analyse morphostructurale sur le haut bassin des sources de la Lys ce qui nous a permis de valider un concept nouveau, celui de "casier hydrogéologique". Cette démarche ne prétend pas répondre de façon exhaustive à tous les cas, mais pourrait permettre une approche nouvelle dans la connaissance du fonctionnement de l'aquifère crayeux en relation avec une structuration tectonique parfois très récente. Cette méthode pourrait être appliquée notamment sur les bassins de la Luce, du Saint-Landon, de la Scie et du Dun, pour lesquels un déficit d'écoulement parfois très important a été remarqué (Matheron & Roux, 1978).

Les observations que nous avons effectuées sur Escalles, les Sources de la Lys et le Cambrésis permettent d'envisager l'existence de phénomènes karstiques dans le Nord de la France. Une autre approche, à partir de l'étude de la répartition des dolines et des creuses comparée au Gâtinais, (Colbeaux et al, 1992) confirme également cette idée. Les nouveaux éléments que nous avons examinés, au cours de ce travail, montrent que l'activité karstique pourrait être relativement ancienne mais qu'elle se poursuit de différentes manières de nos jours.

Une des applications possibles de ces travaux est la prospection de ressources en eau. En effet, de nombreux auteurs ont mis en évidence les relations entre le développement des réseaux de failles ou de fractures et les possibilités de débits des ouvrages implantés dessus. Par exemple Engalenc (1982) montre qu'au point de rencontre de deux ou de plusieurs fractures, en région de socle, le cumul des contraintes provoque une fissuration et une altération d'un volume important de roche, ce qui se traduit par une bonne conductivité

hydraulique. On n'observe pas d'échec en schiste ou en granite lorsqu'on plante un forage sur un noeud de fractures kilométriques. D'autres études menées sur d'autres secteurs permettent d'avoir des informations complémentaires, Sarrot-Reynaud (1988) remarque qu'il existe des fractures fermées suivant certaines directions et que d'autres, bien qu'ouvertes malgré la profondeur (1000 m), sont presque sèches et, enfin, qu'une direction très faiblement représentée sur l'affleurement, mais plus sur photo aérienne, correspond à des fractures aquifères, cette direction étant celle des grands accidents régionaux (chaîne de Beledonne et massif des Grandes Rousses). Dans les calcaires, les directions de fracturation semblent bien conservées de la surface vers la profondeur, mais l'ouverture de chaque famille de fractures ne semble pas être identique d'un compartiment à l'autre. Sarrot-Reynaud a donné les critères qu'il estime pouvoir intervenir dans la compréhension de ces phénomènes:

*l'étude des contraintes peut aider à prévoir les ouvertures de fissures mais ce n'est pas toujours valable.

*l'échelle des observations doit être adaptée à celle des phénomènes susceptibles d'avoir engendré les discontinuités dont la répartition statistique est rarement homogène.

*l'échelle des observations doit être adaptée à l'importance des mouvements tectoniques responsables des déformations étudiées.

Les effets des contraintes tectoniques sont importants au niveau des circulations des eaux souterraines car les fissures se colmatent très rapidement quelle que soit la nature de la roche, s'il n'y a pas maintien de certaines conditions telles que: persistance du potentiel de drainage, agrandissement des fissures par altération ou dissolution et jeu tectonique actuel principalement en distension (Avias, 1982). Ces observations rejoignent celles de Feuga et al (1990) et de Sobotha (1982), ce dernier écrivant: "l'écoulement est, dans certains secteurs, privilégié grâce à une activité tectonique continue ou récente. Il est donc nécessaire de connaître à quelles périodes a pu se produire tel ou tel état de contrainte, ou quel est l'état de contrainte actuel".

En fonction de ces connaissances et des données morphostructurales il est possible de connaître les directions privilégiées d'écoulement dans le cas de pollutions accidentelles ou pour la recherche en eau et la définition des périmètres de protection.

Il faudrait selon Faillat (1986), mettre en relation de façon sûre la télédétection et la fracturation hydrauliquement active, cela peut être appliqué à partir des données morphostructurales, des connaissances de terrain et d'une certaine maîtrise des événements tectoniques qui se sont produits au cours des temps et notamment au cours des périodes les plus récentes (Quaternaire).

L'activité tectonique au cours du Quaternaire a été signalée dans différentes régions par de nombreux auteurs: Colbeaux & Sommé (1985), Colbeaux (1990) et Vandycke (1992) pour le Nord de la France; Wazi (1988), Wyns (1977) pour l'Ouest du Bassin de Paris et de manière plus générale par Letouzey (1986) pour la plate forme Nord-Ouest européenne. La difficulté résulte en fait du peu d'observations de la fracturation des formations quaternaires. A ce jour et dans le Nord de la France le seul exemple parfaitement daté est celui du site préhistorique de Biache-Saint-Vaast où la phase de déformation tectonique majeure qui affecte le site est daté de -200 000 BP. Cette instabilité, parfois encore active actuellement (Fourniguet, 1987; Camelbeeck, 1989), a pu être plus ou moins continue. Les écoulements souterrains ont été et sont conditionnés par l'activité tectonique qui engendre des affaissements ou des remontées de blocs homogènes et crée des limites plus ou moins étanches ou à perméabilité plus faible (casier hydrogéologique). Ceci entraîne une réorganisation des écoulements qui tendent vers une hiérarchisation ("état d'équilibre") pouvant englober plusieurs éléments (casiers), cet assemblage conduirait à la formation d'un système stable qui correspondrait à la définition des systèmes hydrogéologiques.

Les informations apportées par l'analyse morphostructurale sont en fait complémentaires de celles que peuvent fournir les mesures de fracturations sur les affleurements ou les analyses de photos aériennes ou satellitaires. Cette constatation a été faite de nombreuses fois et pour des régions différentes, par exemple, Salperwyck (1990) pour le Jura et Razack (1984) pour le Sud de la France. Les avantages indéniables que présente l'analyse morphologique sont le nombre d'éléments (100 000 segments digitalisés ce qui représentent 800 000 informations) et leur précision (saisie effectuée à 1/25 000) ce qui permet, grâce aux logiciels informatiques de travailler à toutes les échelles et d'avoir de très bonnes correspondances comme ce fut le cas pour les traçages d'Escalles et des Andelys ou pour la détermination des grands alignements du réseau hydrographique qui sont comparables à ceux déduits de l'analyse des images satellitaires.

Certaines conclusions ou observations réalisées au cours de ce travail sont résumées sous la forme d'un tableau (tab V-I). Les paramètres interférant dans la nature de l'aquifère crayeux sont très nombreux; et son étude est compliquée par les notions d'espace, de profondeur et de temps ainsi que par la notion d'échelle d'investigation. En effet quelques paramètres sont étudiables et quantifiables à une échelle donnée ou sur une gamme d'échelles. La piézométrie, par exemple, peut être étudiée de l'échelle du bassin de Paris (100 000 km²) à l'échelle locale (1 km²) sans que l'on puisse noter de fortes variations. Mais ce type d'analyse en coordonnées X,Y n'est représentatif du niveau piézométrique qu'à un instant donné, car on peut également analyser l'effet du temps, c'est à dire l'évolution de la hauteur d'eau sur une ou plusieurs années voire, parfois, sur un siècle.

D'autres paramètres spécifiques des propriétés physiques de l'aquifère sont caractérisés par une grande variabilité suivant les trois directions de l'espace en conséquence, l'échelle d'étude est extrêmement réduite et correspond à l'échantillon de craie.

L'analyse des paramètres peut se faire suivant une gamme d'échelles en coordonnées X,Y (surface), Z (profondeur) et en fonction du temps, notons que ce dernier facteur entre en ligne de compte quelle que soit l'échelle d'investigation. Nous avons associé sur la partie droite de ce tableau une liste non exhaustive des moyens d'étude relatifs aux différents paramètres présentés en fonction également de l'échelle d'investigation.

PARAMETRES		ECHELLES								MOYENS D'ETUDE	
		BASSIN DE PARIS 100 000 Km ²	UNITE (I à IV) 25 000 Km ²	REGION 10 000 Km ²	SYSTEME (MARGAT) 1 000 Km ²	SOUS-SYSTEME 100 Km ²	LOCALE 1 Km ²	FORAGE 0,01 à 0,1 Km ²	ECHANTILLON DE CRAIE cm ²		
X	PIEZOMETRIE	■	■	■	■	■	■	■	■	Cartographie de synthèse	
	QUALITE-POLLUTION	■	■	■	■	■	■	■	■		
	AXES DE DRAINAGE	■	■	■	■	■	■	■	■	Levers de terrain	
	DIRECTIONS D'ECOULEMENT	■	■	■	■	■	■	■	■		
	MORPHOSTRUCTURE-LINEAMENTS	■	■	■	■	■	■	■	■	Analyse morphostructurale	
	ALIMENTATION, RESSOURCES, PRELEVEMENTS	■	■	■	■	■	■	■	■		
Y	MORPHOSTRUCTURE - TRANSMISSIVITE	■	■	■	■	■	■	■	■	Télétection	
	ANOMALIES PIEZOMETRIQUES	■	■	■	■	■	■	■	■		
	MORPHOSTRUCTURE - FRACTURATION	■	■	■	■	■	■	■	■	Géostatistique	
	FRACTURATION	■	■	■	■	■	■	■	■		
Z	KARST	■	■	■	■	■	■	■	■	Traçages	
	ECHANGES ENTRE NAPPES	■	■	■	■	■	■	■	■		
	ANOMALIES PIEZOMETRIQUES	■	■	■	■	■	■	■	■	Géophysique	
	FRACTURATION, TRANSMISSIVITE, PERMEABILITE, PRODUCTIVITE, POROSITE, ACQUISITION DE LA QUALITE NATURELLE, VITESSE D'INFILTRATION ET D'ECOULEMENT	■	■	■	■	■	■	■	■		
	FACIES DE LA CRAIE	■	■	■	■	■	■	■	■	Modélisation	
T	KARST, FLUCTUATIONS PIEZOMETRIQUES, EVOLUTION DE LA QUALITE, POLLUTION, BILAN, ACQUISITION DE LA QUALITE NATURELLE, VITESSE DE TRANSPORT OU DE TRANSFERT	■	■	■	■	■	■	■	■		Mesures de terrain Pompages d'essai Analyse chimiques Diagraphie Essais Géophysique Traçages M.E.B Modélisation
		■	■	■	■	■	■	■	■	Analyses chimiques Traçages Isotopes Chroniques Modélisation	
		■	■	■	■	■	■	■	■		

Tab V-1: l'effet d'échelle sur les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère crayeux.

Les différentes approches utilisées au cours de ce travail concourent à une meilleure compréhension de l'aquifère crayeux, même si quelques unes semblent n'avoir que peu de rapport avec l'hydrogéologie elles restent néanmoins nécessaires. On ne peut prétendre connaître l'hydrogéologie de manière globale sans essayer de comprendre pourquoi certaines morphologies ou faits existent ou n'existent plus et quelles seront les évolutions de certains paramètres de l'aquifère crayeux, ou par exemple des ressources en eau. Ce serait, comme un historien qui ne s'intéresserait qu'au moment présent sans envisager les différents éléments ayant abouti à l'événement historique ou les implications ou les conséquences de cet événement pour notre avenir.

Milieu vulnérable, quand il n'est pas protégé par un recouvrement moins perméable, suffisamment épais et continu, l'aquifère crayeux est de plus en plus contaminé, en particulier par les nitrates, même si une infiltration généralement lente peut encore faire illusion sur la qualité des eaux les plus profondes. Il reste néanmoins quelques secteurs où les eaux souterraines présentent une excellente qualité. Leur avenir dépend fondamentalement de la connaissance précise du mode de renouvellement et des conditions locales d'écoulement qui permettront de prendre les mesures de protection, de contrôle et d'aménagement indispensables, dans le cadre d'une gestion rationnelle globale des ressources en eau et de l'aménagement du territoire.

La suite de ce travail passe par une approche fractale du réseau hydrographique et surtout de la répartition des rideaux qui est en cours, ce qui devrait amener une meilleure connaissance de ces derniers. De plus l'étude des déformations tectoniques quaternaires contribuera vraisemblablement à la compréhension des particularités de certains écoulement et il serait également intéressant de connaître la nature des remplissages des conduits karstiques et de certaines failles karstifiées. Le but est de savoir qu'elles sont les directions susceptibles d'être hydrauliquement très actives dans le champ de contraintes actuelles.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

AGACHE R. (1964).-Archéologie aérienne de la Somme. sp., vol., Bull. Soc. Préhistoire. Nord., 6, 66 p.

AGACHE R. (1970).-Détection aérienne de vestiges protohistoriques, gallo-romains et médiévaux dans le bassin de la Somme et ses abords. sp., vol., Bull. Soc. Préhistoire. Nord., 7, 230 p.

Agence Financière de Bassin Artois-Picardie et B.R.G.M. (1990).-Conception et réalisation de documents cartographiques sur la qualité des eaux souterraines dans le bassin Artois-Picardie. R 31587 NPC 4S 90.

Agence Financière de Bassin Seine-Normandie. (1986).-L'alimentation en eau potable. La protection et le traitement des eaux souterraines. Cahiers Techniques, 12, 160 p, 5 annexes.

Agence Financière de Bassin Seine-Normandie; Direction Régionale des affaires Sanitaires et sociales d'Ile de France Centralisatrice de Bassin. (1988).-La qualité physico-chimique des eaux souterraines du Bassin Seine-Normandie. 12 p, 1 tab, 6 cartes.

Agence Financière de Bassin Loire-Bretagne .(1991).-Cartes des teneurs en chlorures et en sulfates de la partie crayeuse du bassin, inédit.

ALBINET M. (1967).-Carte hydrogéologique du Bassin de Paris. 1/500 000. B.R.G.M, Orléans.

ARCHAMBAULT J, DELU R et FOUGEIROL D. (1978).-Recherches d'eau pour la ville du Havre dans les régions d'Etretat et d'Yport. Colloque de Rouen. Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris. BRGM. p 1-4.

ARCY D. d'. (1969).-Contribution à l'étude hydrogéologique du Bassin de l'Authie. Thèse 3ème cycle, Paris.

ARCY D. d'. (1978).-Influence de certaines particularités morphotectoniques de la série crayeuse du Nord de la France sur l'écoulement des eaux souterraines. Coll. Régional. ROUEN. Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris . B.R.G.M, Orléans. p 5-20.

ARNOULT PH. (1981).-Gestion quantitative et qualitative des eaux souterraines en zone agricole . Application à la nappe de la craie de l'Artois et du Cambrésis . Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 176 p.

AUFRERE L.(1929).-Les rideaux: étude topographique. Ann. Géogra. Paris. XXXVIII, pp 529-560.

ARTHAUD F, GRILLOT J.C. et RAUNET M. (1989).-Contrôle néotectonique des directions de drainage sur les hauts plateaux de Madagascar. C.R. Acad. Sci., t 308, II, pp 527-530.

AVIAS J.V. (1982).-Sur la méthodologie d'étude de la décompression superficielle, morphologique et tectonique des milieux fissurés. Application à la recherche et à l'exploitation des aquifères de ces milieux. "Les milieux discontinus en Hydrogéologie"., Coll., Orléans-la-Source, 16 et 17 Novembre. BRGM, 45, pp 47-51.

BAGON M. (1960).-L'hydrologie karstique superficielle et souterraine et les problèmes relatifs à la circulation des eaux dans les terrains à perméabilité croissantes. Soc. Hydrotech. France, C.R des Sixièmes Journées de l'Hydraulique, t II, pp 341-348.

BAKALOWICZ M. (1977).-Relations entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification. Proc. 7th Intern. Speleol. Congress, Sheffield, pp 10-12.

BAKALOWICZ M. (1979).-Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doc. Etat. Univ. Paris VI. 269 p.

BALLIF J.L. (1978).-Porosité de la craie, appréciation de la taille et de la répartition des pores. Ann. Agron. 29 (2), p 123-131.

BECQ-GIRAUDON J-F, COLBEAUX J-P. et LEPLAT J. (1981).-Structures anciennes transverses dans le bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais. Ann. Soc.Géol.Nord., 101, pp 117-121.

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 3ème cycle,Univ. Lille I, 132 p.

BERGER G, CAULIER P, LANDREAU A et MAZENC B. (1985).-Dénitrification naturelle dans les aquifères captifs. Colloque sur la pollution par les nitrates. Quels responsables ?, causes et préventions. 23 et 24 octobre 1984. Cahier n° 21 et 22. pp 52-57.

BERKALLOF E. (1970).-Interprétation des pompages d'essais. Cas des nappes captives avec une strate conductrice d'eau privilégiée. Bull. BRGM. 2ème série. III, n°1, pp 33-53.

BERNARD D, BONNET M. et LANDREAU A. (1978).-Acquisition de la composition chimique de l'eau au cours de l'infiltration en milieu naturel crayeux. Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, Orléans, pp 53-65.

BERNARD D. (1979). -Contribution à l'étude hydrogéochimique de la nappe de la craie dans le Nord de la France . Etat et acquisition du chimisme de l'eau . Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 180 p.

BERTRAND L. et GRINGARTEN A.C. (1978).-Détermination des caractéristiques hydrauliques des aquifères fissurés par pompages d'essai en régime transitoire: application aux nappes de la craie. Rapp. B.R.G.M. 78 SGN 669 GEG. 32 p.

BERTRAND M, MARGRON M. et PIRAUD M. (1989).-Mesure et calcul de la perméabilité des craies cénomaniennes. 7 p, 9 fig., in "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. 336 p.

BLAVOUX B et PANETIER J.M. (1978).-Quelques caractéristiques de la nappe de la craie dans la région de Joigny-Toucy (Yonne), perméabilité, piézométrie, hydrochimie et étude isotopique au moyen de l'oxygène 18. Coll. Régional. ROUEN. Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris . B.R.G.M, Orléans. pp 67-74.

BLIN-LACROIX J.L et THOMAS A. (1988).-La géométrie fractale: un outil particulièrement adapté à la modélisation des réseaux de fractures karstifiées. Ann.Sc.Univ. Besançon. Mém. hors série n°6.

BODELLE J. et MARGAT J. (1980).-L'eau souterraine en France. Coll: Les objectifs scientifiques de demain. MASSON, Paris. 208 p.

BONTE A. (1954).-Poches de dissolution, argile de décalcification et grès mamelonnés dans la région d'Arras (Nord-Pas-de-Calais). Ann. Soc.Géol.Nord., LXXXIV, pp 67-93.

BONTE A. (1971).-Poches de dissolution et argile résiduelle. Ann. Soc.Géol.Nord., XCI, p 39-46.

BORDET P, MONTENAT C, OTT D'ESTEVOU Ph. et VACHARD D. (1989).-La brèche rouge de Carboneras: un olistostrome volcano-sédimentaire tortonien (cordillères bétiques orientales-Espagne). IGAL, p 285-298.

BOUROZ A. (1956).-Contribution à l'étude des failles épicrotécées de l'Artois. Ann. Soc.Géol.Nord., 76, pp 51-62.

BRACQ P. (1989).-Linéaments, fracturation et néotectonique dans les collines crayeuses de l'Artois, quelques hypothèses. Mém. D.E.A. Univ. Lille I. 54 p.

BRACQ P. et HANICH L. (1990).-Recherche par traçage de l'existence possible d'une relation hydraulique souterraine entre le secteur prévu pour l'implantation d'un site d'épuration (hameau de Tappecul) et le captage communal d'alimentation en eau potable. Rapport Lab. Hydrogéol., Univ. Lille I, 18 p.

BRACQ P, HANICH L, DELAY F. et 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 t. 163, 2, pp 195-203.

BRACQ P, COLBEAUX J.P, MAQSOUUD A, DELAY F. et 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. "Hydro. en Pays Calcaire", Proceedings, Neuchâtel, Suisse, Ann. Sc. Univ. Besançon, 1, pp 77-87.

BRACQ P, BERGERAT F, COLBEAUX JP, DELAY F, DUPUIS Ch, LAMOUREUX Ch, ROBAZYNSKI F, SOMME J, VACHARD D. et VANDYCKE S. (1993) - Tectonique polyphasée et fracturation hydraulique au passage Crétacé-Tertiaire dans le nord de la France: exemples de carrières de l'Ostrevent (inédit).

BRAILLON J.M. (1976).-Contribution à l'étude des caractères hydrogéologiques des régions minières et lilloise (Nord-Pas-de-Calais) en vue de leur cartographie. Thèse 3^{ème} cycle, Univ.lille I, 86 p.

BRIQUET A. (1930).-Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. A. Colin. Paris, 439 p.

BURDEN R.L et FAIRES J.D. (1989).-Numerical analysis, fourth edition, PWS.Kent.Eds, Boston, 729 p.

CALBA F, CHARRIERE G, CONRAD G, LEFEBVRE D. et RODET J. (1979).-Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du Pays de Caux. Bull. Trim. Soc. Géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre, t LXVI, fasc 4, 4e trim, pp 45-68.

CALBA F. (1980).-Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse 3ème cycle, Paris VI.

CAMELBEECK T. (1989).-L'activité sismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. Ann. Soc. Géol. Belgique, 112, 2, pp 431-441.

CAOUS J.Y. et COMON D. (1987).-Atlas hydrogéologique de l'Oise. B.R.G.M., Orléans.

CAOUS J.Y, CAUDRON M. et MERCIER E. (1983).-Atlas hydrogéologique de l'Aisne, et carte hydrogéologique du département de l'Aisne, 1976. B.R.G.M, Orléans.

CAOUS J.Y. et ROUX J.C. (1981).-Ressources en eau souterraine de la Picardie (France). Bull B.R.G.M. sect III, n° 1, pp 19-52.

CARLIER E. (1983).-Influence de la fracturation sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif des calcaires paléozoïque de l'Avesnois(Nord). Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 224 p.

CARNEZ J.L. (1974).-Contribution à l'étude hydrochimique de la nappe de la craie. Mém. DEA. Univ. Lille I, 162 p.

CASTANY G. et MEGNIEN Cl. (1974).-Les bassins de la Seine et des cours d'eau normands. Fasc. 4 eaux souterraines et atlas (cartes hydrogéologiques à 1/500 000), Ed. Agence Financière de Bassin Seine-Normandie. Paris.

CAULIER P. (1974).-Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques de la région du Nord. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 156 p.

CAULIER P, PHILLIPART A. et TALBOT A. (1978).-Mise en production de l'aquifère crayeux de la haute-Lys (Pas-de-Calais). Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, Orléans, pp 125-135.

CAYEUX L. (1935).-Les roches sédimentaires de France, les roches carbonatées. Masson.

CHAUVE P, PEGUENET J, TISSOT G. et TRESSE P. (1979).-Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche-Comté. Univ. Besançon. 20p.

CHAUVE P, DUBREUCQ F, FRACHON J.C, GAUTHIER A, METTETAL J.P. et PEGUENET J. (1987).-Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche-Comté. Ann.Sc. Univ. Besançon. Mém n°2, 24 p, 17 pl.

CHEMIN J. et HOLE J.P. (1980).-Atlas hydrogéologique de l'Eure. B.R.G.M, Orléans.

CHEMIN J. et HOLE J.P. (1981).-Atlas hydrogéologique de la Seine-Maritime. B.R.G.M, Orléans.

COLBEAUX J.P. (1974).-Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. C.R Acad. Sci. t 278, pp 1159-1161.

COLBEAUX J.P. (1975).-Géométrie et cinématique de la fracturation dans le Boulonnais. Extension vers l'Est. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 141 p.

COLBEAUX J.P, DEBRABANT P, LEPLAT J. et ROBASYNSKI F. (1975).-Les craies de Sainghen en Mélantois (Nord): faunes du passage turono-coniacien, tectonique cisailante, physico-chimie. Ann.Soc.Géol.Nord, 95, pp 17-35.

COLBEAUX J.P. et 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 colloque "d'Hydrologie en Pays Calcaire". Ann. Sci. Univ Besançon . Fasc. 25, 3ème série, 1976, pp 179-194.

COLBEAUX J-P. (1977).-Géométrie et cinématique de la fracturation dans le Nord de la France. Bull.BRGM. Section IV, 4, pp 339-335.

COLBEAUX J-P, BEUGNIES A, DUPUIS Ch, ROBASYNSKI F. et SOMME J. (1977).- Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. Ann.Soc.Géol.Nord, 97, pp 191-222.

COLBEAUX J.P, LEPLAT J, PAEPE R. et 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, t XCIII, pp 179-188.

COLBEAUX J.P, DUPUIS CH, ROBASYNSKI F, AUFFRET J.P, HAESAERTS P. et 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, pp 41-54.

COLBEAUX J.P, SOMME J. et TUFFREAU A. (1981).-Tectonique quaternaire dans le Nord de la France: l'apport du gisement paléolithique de Biache-saint-Vaast. - Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire, 3-4, pp 183-192.

COLBEAUX J.P. et 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. Et. Quaternaire, 1, pp 33-39.

COLBEAUX J.P. et SOMME J. (1985).-Signification des analyses de linéaments dans le Nord de la France. Hommes et Terres du Nord. pp 195-200.

COLBEAUX J.P. (sous la coordination de). (1985).-Géologie du Boulonnais. Sciences et Nature n°3, 176 p. Espace Naturel Régional.

COLBEAUX J.P, SOMME J. et TUFFREAU A. (1988). -Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - Mém. Soc. Préhist. Fr., Paris, 21, pp 61-67.

COLBEAUX J-P. (1990).-Analyse des structures postcalédoniennes (Nord de la France, Sud de la Belgique) Thèse Doc. Etat. Univ. Lille, 358 p.

COLBEAUX J.P, AMEDRO F, BERGERAT F, BRACQ P, CRAMPON N, DELAY F, DUPUIS Ch, LAMOUREUX Ch, ROBASYNSKI F, SOMME J, VANDYCKE S. et VIDIER J.P. (1993a).-Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le Bassin de Paris: le Boulonnais. Bull. Soc. géol. France, (sous presse).

COLBEAUX J.P, BRACQ P. et SOMME J. (1993-b).-Karst et casier hydrogéologique: une nouvelle conception de l'aquifère crayeux du Nord de la France, comparaison avec la morphologie karstique du Gâtinais et mise en évidence du rôle de la néotectonique. Bull. Ass.Fr.Et.Quaternaire. (sous presse).

COULON M. et FRIZON de LAMOTTE D. (1988).-Les craies éclatées du secteur d'Omey (Marne, France): le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. Bull. Soc. Géol. France, t IV, n°1, pp 177-185.

COQUE R. (1988).-Géomorphologie. Armand Colin. Paris, 452 p.

COTTEZ et DASSONVILLE (1965).-Carte de la surface piézométrique de la nappe de la craie dans la région du Nord. (1/200 000). BRGM.

CRAMPON N. (1983) .-Qualité de la nappe de la craie dans les zones rurales de l'Artois et du Cambrésis . Essais de typologie de la pollution azotée . Rapport à la Chambre Régionale de l'Agriculture du Nord et du Pas-de-Calais , 62 p.

CRAMPON N, CARLIER E, COLBEAUX J.P, DROZ B. et LEMPEREUR R. (1987).-Guides structuraux de l'écoulement souterrain dans les formations paléozoïques carbonatées de l'Avesnois (Nord de la France). Bull. Soc. Géol. France, (8), t III, n°4, pp 783-796.

CRAMPON N, LEVASSOR A, COLBEAUX J.P, POREL G, CHESNEAU A. et 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, pp 141-149.

→ CRAMPON N, ROUX J.C. et BRACQ P. avec la collaboration de DELAY F, LEPILLER M, MARY G, RASPLUS L. et ALCAYDE G. (1993).-Hydrogeology of the chalk in France. In "Hydrogeology of the Chalk of North-West Europe". Oxford University Press, (sous presse).

DAUBREE A. (1879).-Etudes synthétiques de géologie expérimentale. t 1, Dunod, Paris, 478 p.

DECONINCK J.F, BRACQ P, COLBEAUX J.P, PROUST J.N. et VIDIER J.P. (1992).-Cadre structural et sédimentologique des formations kimméridgiennes du Boulonnais. Rapp. int.I.F.P., 80 p.

DELAY F, BRACQ P. et de MARSILY 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, pp 21-24.

DELAY F, BRACQ P. et 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., 163, 3, pp 345-352.

DELAY F et BRACQ P. (1992).-Analysis of the spatial distribution of morphological features applied to the needs of hydrogeology, Geosciences & Computers (acceptée pour publication le 28/01/1993).

DELU R, HOLE J.P et ROUX J.C. (1978).-Vulnérabilité de la nappe de la craie aux pollutions dans le bassin géologique d'Yport. Coll. Rouen. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". BRGM. pp 187-199.

DERRUAU M. (1974).-Précis de géomorphologie. 6^{ème} édition. Masson. Paris, 453 p.

DEVRED D. (1989).-Etude pluviométrique du bassin de la Sambre, étude hydrologique du sous-bassin de la Solre. Thèse Doc. 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 381 p.

Direction Régionale des Affaires Sanitaires et Sociales, Hygiène du Milieu. (1988).-Qualité de l'eau distribuée dans le Loiret. 68 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.

DOLLE L. (1930).-Les marcs du haut plateau d'Artois. C.R. Acad. Sci. t 190, pp 1314-1316.

DROGUE C. (1974).-Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage.C.R.Acad.Sci., 278, pp 2621-2624.

DROZ B. (1985).-Influence de la structure et de la nature des terrains du Valenciennois sur la qualité de la nappe de la craie (Nord de la France). Apport du krigeage à l'hydrochimie régionale; gestion qualitative des eaux souterraines. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 205 p.

DUERMAEL G, RAMPON G, MORFAUX P, PICOT G. et LAURENTIAUX D. (1966).-Hydrogéologie de la région Champagne-Ardenne. Vertus_Châlons-sur-Marne_Vitry-le-François_Féré-Champenoise. Cartes 1/100000. Ed. B.R.G.M.

DUTARTRE Ph, KING Ch, MOTTI E. et POINTET T. (1990).-Utilisation de l'imagerie SPOT en prospection hydrogéologique au Burkina-Faso. Hydrogéologie, n°2, pp 145-154.

DUTHOIT B. et HAZEBROUCK R. (1976).-Propriétés mécaniques de craies. Relation avec leur microstructure. Rôle de l'environnement . Thèse 3^{ème} cycle, Univ.Lille I. 244 p.

ELBERENTZ P, MATHIEU G, PANEL R. et ROUX J-C. (1978).-Présentation de l'Atlas de vulnérabilité de la nappe de la craie de Seine-Maritime. Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris" . B.R.G.M, Orléans, pp 241-251.

ENGALENC M. (1982).-Rôle de la photo-interprétation dans la détermination des facteurs influençant la productivité des fractures du socle cristallin. "Les milieux discontinus en Hydrogéologie"., Coll., Orléans-la-Source, 16 et 17 Novembre. BRGM, 45, pp 291-299.

FAILLAT J.P. (1986).-Hétérogénéité et effet d'échelle dans les aquifères fissurés. Approche par pompages d'essai sur station expérimentale (Afrique de l'ouest). Hydrogéologie, n°1 pp 65-76.

FEUGA B, FEYBESSE J-L, LOISEAU Ph. et DROGUE C. (1990).-Fracturation et hydrogéologie profonde d'un socle ancien: l'exemple du Cézallier (Massif Central français). Bull. Soc. Géol. France, VI, 5, pp 797-807.

FORKAZIEWICZ J. (1978).-Méthode d'interprétation des pompages de longue durée dans la craie. Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, Orléans, pp 285-292.

FOURRIER H. (1991).-Précisions sur le substrat landénien des formations superficielles de la plaine de la Scarpe et ses bordures (Nord de la France). Ann.Soc.Géol.Nord., 1, 2 série, pp 19-27.

FOURNIGUET J. (1987).-Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. - Mém. B.R.G.M., 127, 173 p.

FUCHTBAUER H. et RICHTER D.K. (1983).-Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. *Geologische Rundschau*, 72, 1, Stuttgart. pp 53-66.

GENTIL L. (1919).-Sur la genèse des formes de terrains appelés rideaux en pays crayeux. *C.R.Acad.Sci.*, CLXIX, pp 145-148.

GEZE B. (1965).-Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. *Chronique d'Hydrogéologie*, n°7., pp 9-39.

GOSSELET M.J. (1897).-Cours de géographie physique du Nord de la France et de la Belgique: l'Ostrevent. *Ann.Soc.Géol.Nord.*, 16, pp 243-262.

GOSSELET M.J. (1904).-Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc 1, région de Douai. Imprimerie Nationale Paris. 141 p.

GOSSELET M.J. (1906).-Observations sur les creuses de l'Artois et de la Picardie et réflexions sur l'importance de la dissolution souterraine de la craie. *Ann. Soc. Géol du Nord*, t XXXV, p 237.

GOSSELET M.J. (1908).-Note sur quelques failles communes aux terrains crétaciques et houillers de l'Artois. *Ann.Soc.Géol.Nord*, XXXVII, p 80.

GOSSELET M.J. (1909).-Aperçu géologique du département du Nord; terrains primaires et terrains crétaciques. *Ann.Soc.Géol.Nord.*, 38, pp 36-38.

GOSSELET M.J. (1911).-Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc 3, région de Béthune. Imprimerie Nationale Paris. 181 p.

GRILLOT J-C. et DROGUE C. (1977).-Sur le rôle de la fracturation dans l'organisation de certains phénomènes karstiques souterrains. *Norois*, 95 bis, pp 11-21.

HLAVEK R. et MEGNIEN Cl. (1960).-L'eau souterraine dans la craie du bassin des sources de la Vanne (Yonne). *Soc. Hydrotech de France*, C.R des Sixièmes Journées de l'Hydraulique, t II, pp 349-355.

JUIGNET P. (1974).-La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn. Thèse Doc.Etat, Univ. Caen, 806 p.

JUIGNET P. (1980).-Trangression-Régression, variations eustatiques et influence tectonique de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif Armoricain. *Cretaceous Research*, 1, pp 341-347.

KING C, HOLE J.P. et AUMONIER F. (1990).-Sols sensibles à l'érosion et turbidité aux captages. Application régionale de la télédétection: le Pays d'Ouche (Eure). *Hydrogéologie*, n°2, pp 129-138.

LABORDE J-P. (1976).-Notion d'indice de pente. Approche par le calcul automatique. *Sci. Terre, série, info. Géol. Nancy*. 8, 121 p.

LALLEMAND-BARRES A. et LANDREAU A. (1986).-Carte à 1/1500 000 des teneurs en nitrates des nappes phréatiques de la France. Etat des connaissances. 2ème édition 1986. Rapp. B.R.G.M. 87 SGN 237 EAU.

LANDREAU A. et LEMOINE B. (1977).-Carte de la qualité des eaux souterraines de la France (à 1/100000) et notice explicative. Rapp. B.R.G.M. 77 SGN 606 HYD.

LANDREAU A. et ROUX J.C. (1985).-Répartition des teneurs en nitrates dans les eaux souterraines en France. AIDEC. Colloque sur la pollution par les nitrates. Quels responsables? causes et préventions. 23 et 24 octobre 1984. Cahier n° 21 et 22, janvier 1985, pp 3-45.

LAPPARENT A. de. (1890).-Note sur la formation des ressauts de terrain dit rideaux. *Bull.Soc.Géol.Fr*, pp1-7 et *C.R.Ac.Sci.*, LXI, pp 660-661.

LASNE M.H. (1890).-Sur les terrains phosphatés des environs de Doullens. Etages Sénonien et terrains superposés. *Bull. Soc. Géol. France.*, 3e série. t XVIII, pp 441-490.

LASNE E. (1992). Etude de la structure et du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique d'un système hydrologique karstique en milieu crayeux. Conceptualisation et modélisation de ce milieu à triple porosité. Exemple du système des Trois-Fontaines, Saint-Loup-de-Genois, Loiret. Thèse, Univ. Orléans, 437 p.

LASNE E. et LEPILLER M. (1989).-Carte piézométrique de l'aquifère de la craie dans l'Est du département du Loiret (1/100 000). Univ. Orléans.

LAUTRIDOU J.P, MONNIER J.L, MORZADEC-KERFOURN M.T, SOMME J. et TUFFREAU A. (1983).-Les subdivisions du Pleistocène de la France septentrionale: stratigraphie, paléogéographie et préhistoire. - In Glaciations quaternaires dans l'Hémisphère Nord Prog. Inter. Corré. Géol., Prague, 148-170.

LAUTRIDOU J.P, MONNIER J.L, MORZADEC-KERFOURN M.T, SOMME J. et TUFFREAU A. (1986).-The Pleistocene in Northern France. - In Quaternary Glaciations of the Northern Hemisphere, Quater. Sc. Rev., 5, 387-393.

LEPILLER M. (1975).-Le système karstique de Villequier (Seine-Maritime). Etude hydrogéologique, hydrochimique et sédimentologique d'une circulation souterraine typique du Crétacé Supérieur normand. Bull. trim. Soc. Géol. Normandie, amis Mus. Havre, vol. 62, n°2, pp 51-85.

LEPILLER M. (1990).-Réflexions sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin parisien à partir de quelques exemples régionaux (Normandie, Gâtinais), (à paraître, Hydrogéologie, 1, 1993).

LEPILLER M. et LASNE E. (1990).-Contribution à l'étude de la productivité des forages à l'amélioration de l'exploitation des ressources en eau de la craie. Exemple du Gâtinais, de La Puisaye et du Berry (Sud du Bassin Parisien-France). Inédit.

LEPLAT J. (1973).-Les cavités souterraines de la craie dans le Nord de la France. Bulletin de liaison des Ponts et Chaussées, 63, pp 29-56

LEPLAT J, SOMME J, COLBEAUX J.P. et PAEPE R. (1985).-Carte géologique de la France à 1/50 000: Hazebrouck, B.R.G.M., Orléans.

LEQUEUX A. (1934).-Les alluvions de l'Escaut et de la Scarpe d'après de nouveaux sondages. Ann.Soc.Géol.Nord., 49, pp 108-118.

LERICHE M. (1909).-Observations hydrographiques dans la haute vallée de l'Escaut et dans les vallées affluentes. Ann.Soc. Géol. Nord. t XXXVIII, pp 79-85.

LERICHE M. (1926).-Les rideaux du Cambrésis et du Vermandois. Bull. Serv. Carte. Géol. France. t XXXI, 1926-27, n°166.

LE ROUX A. (1973).-Texture et comportement des craies. Bulletin de liaison des Ponts et Chaussées. "La craie", C.R des journées d'études organisées les 3 et 4 novembre 1971 à Rouen, spécial V, p 49-53.

LETOUZEY J. (1986).-Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and the structural interpretation in a platform basin. Tectonophysics, 132, pp 215-231.

MANGIN A. (1974).-Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse. Doc. Etat, Univ. Dijon, Ann. Spéléologie, t 29, 1974 et t 30, 1975. C.N.R.S. Moulis.

MANIA J. (1977).-Gestion des systèmes aquifères. Application au Nord de la France. Thèse Doc. d'Etat, Univ. Lille I. (1977) et mém. n° XV. Soc. Géol. Nord (1978).

MANIA J, ROSSIGNOL F. et TALBOT A. (1978).-Diagraphie des vitesses d'écoulement dans la nappe de la craie du Nord de la France. Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, Orléans.

MALLET J-L. (1974).-Présentation d'un ensemble de méthodes et techniques de la cartographie automatique numérique. Sci. Terre. Série Info. Géol. Nancy, 4, p 219.

MAQSOUUD A. (1991).-Etudes géomorphologique et hydrogéologique du bassin supérieur de la Lys. Mém. D.E.A. Univ. Lille I, 70 p.

MARCHET P. (1991).-Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement: application au Nord-Ouest du Causse de Martel (Quercy - France). Thèse 3ème cycle, Univ. Toulouse.

MARGAT J. (1978).-Définition des systèmes aquifères des pays de craie du Nord de du bassin parisien (Artois, Normandie, Picardie, Champagne). Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, Orléans, pp 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. et LANDREAU A. (1986).-Etude du transfert et de l'évolution des nitrates dans les aquifères au moyen du traçage isotopique naturel ^{15}N , Hydrogéologie, n°1, pp 77-86.

MARSILY (de) G. (1984).-Méthodes et domaines d'application de la mécanique des fluides en milieux poreux et fissurés. Ann. des Mines de Paris, n°5, pp 5-10.

MARY G. (1988).-Piézométrie de la nappe de la craie dans le département de la Sarthe (1/100 000). Univ. du Maine.

MARY G. (1990).-Hydrogéologie des formations crayeuses du Maine. (non publié).

MASSON M. (1973).-Pétrophysique de la craie. Bulletin de liaison des Ponts et Chaussées. "La craie", C.R des journées d'études organisées les 3 et 4 novembre 1971 à Rouen, spécial V, pp 23-47.

MATHERON G. (1970).-Structure aléatoire et géologie mathématique. Centre de morphologie mathématique de Fontainebleau. Rev. Inst. Inter. Stat., V., 38, 1, 1970.

MATHERON J.P. et ROUX J.C. (1978).-Etude du régime des cours d'eau de la craie du Nord-Ouest du bassin de Paris, contribution à la connaissance des écoulements de la nappe de la craie.Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, Orléans, pp 415-435.

MEGNIEN C. (1959).-Le karst et la nappe de la craie Turonienne et Sénonienne du Bassin de la Vanne (Yonne). Bull. Soc. Géol de France. 7, 1. pp 456-460.

MEGNIEN C. (1960).- Observations hydrogéologiques sur le Sud-Est du Bassin de Paris . Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne . Thèse 3ème cycle, Univ. Paris .

MEGNIEN Cl. et al. (1970).-Atlas des nappes aquifères de la Région Parisienne. B.R.G.M, Orléans.

MEGNIEN Cl. (1979).-Hydrogéologie du centre du Bassin de Paris, contribution à l'étude de quelques aquifères principaux . Thèse Doc. d'Etat, Univ. Paris VI. (1978) et mém. B.R.G.M n°98. 532 p.

MEGNIEN Cl. (1980).-Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. B.R.G.M n° 101.102.103.

Ministère chargé de la Santé. Préfecture de la région Centre. Direction Régionale des Affaires Sanitaires et Sociales. (1990).-La qualité des eaux distribuées en région Centre. 28 p.

MORFAUX P. (1976). -Esquisse hydrogéologique de la Champagne crayeuse (1/320 000). B.R.G.M.

MURPHY F.C. (1984).-Fluidized breccias: a record of brittle transitions during ductile deformation. *Tectonophysics*, 104, pp 325-349.

OZER A, MARION J.M, ROLAND C. et TREFOIS J.H. (1988).-Signification des linéaments sur une image SPOT dans la région Liégeoise. *Bull. Soc. Belge de Géol.* t 97 fasc. 2, pp 153-172.

PANETIER J.M. (1966).-Etude de la surface piézométrique de la nappe de la craie dans le Sénonais et le Gâtinais. C.R.E.G.R et B.R.G.M. Doc. n° DS 66. A 113.

PAEPE R. (1965).-Evolution géomorphologique de la plaine de la Lys et des Monts de Flandre. - *Bull. Soc. Géol. Belgique*, 74, pp 1-18.

PAEPE R. et SOMME J. (1975).-Marine pleistocene transgressions along the flemish coast (Belgium and France). - In *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, Intern. Geol. Correl. Prog. , Prague, 2, pp 108-116.

PHILLIPART A. et 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. n° 76 SGN 252 NPA.

PINCHEMEL Ph. (1954).-Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin Parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres. *Etude de géomorphologie*. A. Colin. Paris. 502 p.

POMEROL C. (1975).-Stratigraphie et paléogéographie. Ere Mésozoïque. Doin. Paris, 383 p.

POMEROL C. et RENARD M. (1989).-Eléments de géologie. Armand Colin, Paris, 3ième édition, 616 p.

POREL G. (1988).-Transfert de soluté en aquifère crayeux. Causes de modifications des résultats de traçages. Thèse 3ème cycle. Univ. Lille I, 327 p.

POREL G, COLBEAUX J.P, CRAMPON N. et BRACQ P. (1989).-Implantation d'un puits de pompage d'eau potable aux alentours du terminal de Coquelles. Phase 1: Reconnaissance. Rapport TML, 49 p.

→ QUERIERE P. de LA. (1972).-Esquisse hydrogéologique du Noyonnais et du Soissonais. Relations entre les nappes perchées de l'Eocène, la nappe de la craie, sous les plateaux et dans les vallées de l'Oise et de l'Aisne. Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Paris VI.

QUERIERE P. de LA. (1978).-Essais d'infiltration en puits ou en forages creusés dans la craie non saturée en eau de Haute-Normandie. Coll. Régional. ROUEN. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". B.R.G.M, pp 311-333.

QUERIERE P. de LA. et ROUX J.C. (1971).-Carte du toit de la craie sous recouvrement tertiaire dans le Sud de la Picardie. Bull. B.R.G.M. 2^{ème} série, n°2, pp 47-49.

RASPLUS L. (1990).-Hydrogéologie de la craie en Touraine et ses abords. (non publié).

RASPLUS L. et ALCAYDE G. (1991).-Hydrogéologie de la craie en Touraine et ses abords. (non publié).

→ RAZACK M. (1984).-Application des méthodes numériques et statistiques à l'identification des réservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie. Thèse Doc. Etat. Univ. Montpellier II, 384 p.

RENAULT Ph. (1967).-Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Ann. Spéléologie, t 22, 1967 et 23, 1968. Thèse Doc. Etat, C.N.R.S. Moulis.

RICOUR J. (1985).- La craie. Ses caractéristiques physiques, minéralogiques, chimiques, ses usages. Note interne, BRGM-SGRNPC, 7 mars 1985., 9 p., 1 fig.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. COORD., FOUCHER J-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANIN F., MANIVIT H. et SORNAY J. (1980). -Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de l'étude de sept groupes paléontologiques: foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaune. Rev. micropal., v 22, 4, pp 195-321.

ROBASZYNSKI F. et HAESAERTS P. (1986).- La couverture crétacée et quaternaire du Boulonnais et des environs de Saint-Omer. Livret-Guide session extr. Bull. Soc. belg. Géol.

RODET J. (1978).-Caractéristiques du karst crayeux en Haute-Normandie. colloque de Rouen. "Hydrogéologie du bassin de Paris". BRGM. pp 513-522.

RODET J. (1988).-Coll. Karst et Quaternaire du Bec de Caux.

RODET J. et JUIGNET P. (1990).-Karst et Quaternaire du Bec de Caux. Les craies: sédimentation et tectonique. Livret guide de l'excursion des 13 et 14 octobre 1990. Ass.Géol.Bassin.Paris/Ass.Fr.Et.Quaternaire, 70 p.

ROSSIER Y. (1988).-Présentation d'un logiciel d'analyse des linéaments et de comparaison de diverses représentation linéamenteuses. Ann.Sc.Univ. Besançon. Mém. hors série n°6 p 169.

ROUX J.C. (1963).-Contribution à l'étude hydrogéologique du Bassin de la Somme . Thèse 3ème cycle, Univ. Paris., 509 p.

ROUX J.C. (1977).-Pollution de la nappe de la craie sous les zones industrielles de la vallée de la Seine dans l'agglomération rouennaise. In: Proc. Symp. Amsterdam, Publ. AIHS, n° 123, pp 408-420.

ROUX J.C. (1978).-Les écoulements de type karstique dans la craie de Normandie. Coll. Rouen. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". BRGM. pp 531-553.

ROUX J.C, CAOUS J.Y. et COMMON D. (1978).-Atlas hydrogéologique de la Somme. Notice, synthèse et index. Cartes hydrogéologiques du département de la Somme, 4 pl, 1980. B.R.G.M, Orléans.

ROUX J.C, ARTIS,H. et TREMEMBERT J. (1978).-Atlas hydrogéologique départemental de la Seine-Maritime. Synthèse générale des données sur les nappes au 1/100 000. B.R.G.M, Orléans.

ROUX J.C et TREMEMBERT J. (1978).-Le réseau de contrôle piézométrique de la nappe de la craie en Haute-Normandie. Essai de prévision régionale d'étiage lors de la sécherresse de 1976. Coll. Rouen, "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris" . B.R.G.M, pp 593-604.

SALPERWYCK M. (1990).-Structure et réponses hydrochimiques d'un système karstique de plateau (bassin des reculées de la Seille, Jura). Ann. Sc. Univ. Besançon., Mém. hors série n°10, 242 p.

SARROT-REYNAULD J. (1988).-Interprétation des relevés de fracturation et de fissuration aux différentes échelles d'observation. Ann.Sc.Univ. Besançon. Mém. hors série n°6, 293 p.

SCANVIC J-Y et al. (1977).-Tectonique du Nord-Ouest de la France d'après les photographies de satellite. Carte à 1/500 000. Doc. B.R.G.M. Orléans.

SCANVIC J-Y et WEEKSTEN G. (1978).-Applications de la télédétection à la recherche d'eau en milieu crayeux. Coll. Rouen. "Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris". BRGM. pp 605-611.

SHAO J-F. (1987).-Etude du comportement d'une craie blanche très poreuse et modélisation. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I, 138 p.

SIBRAVA V. BOXEN D.Q. & RICHMOND D.M. (1986). - Quaternary glaciations in the northern hemisphere. - Quat. Sc. Rev., 5, 511 p.

SMALL R.J. (1972).-The study of landforms. A textbook of geomorphology. Cambridge Univ. Press. 486 p.

SOBOTH A. (1982).-Apport de la géologie structurale à l'identification des zones de circulation des eaux souterraines en milieu fissuré. "Les milieux discontinus en Hydrogéologie"., Coll., Orléans-la-Source, 16 et 17 Novembre. BRGM, 45, p 431.

SOMME J. (1967). -Tectonique récente dans la région de Lille. - Rev. Géom. Dyn., pp 55-65.

SOMME J. (1977).-Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. Thèse Doc Etat, Univ. Paris, 810 p.

SOMME J, PAEPE R, BAETEMAN C, BYENS L, CUNAT N, HARDY A.F, HUS J, GEERAERTS R, JUVINE E, THOREZ J. et VANHOORNE R. (1978).-La Formation d'Herzeele: un nouveau stratotype du Pléistocène moyen marin de la Mer du Nord. - Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire, 1-3, pp 81-149.

SOMME J. (1979).-Quaternary coastlines in Northern France. - In The Quaternary History of the North Sea. - Acta univ. Upsaliensis, Uppsala, 2, pp 147-158.

SOMME J. (1980).-Carte du Nord de la France: Géomorphologie, Formations superficielles, Quaternaire, 1/200 000, 2 feuilles en couleurs, C.N.R.S., Paris.

SOMME J. (1985).-Le Cénozoïque: Tertiaire et Quaternaire, in Géologie du Boulonnais, Public. Ass. Espace Naturel Régional, Sciences et Nature, 3, pp 92-103.

SOMME J. (1988).-Géomorphologie de la zone terminale du Tunnel sous la Manche dans le Nord de la France. Hommes et Terres du Nord, 1988, 3, pp 155-161.

TAYARA Z. (1986).-Etude hydrologique du bassin supérieur de la Lys. Mém. Maîtrise. Univ. Lille I, 83 p.

TARBOTON D.G, BRAS R.L. et RODRIGUEZ-ITURBE I. (1988).-The fractal nature of river networks. Water. Resour.Res, 24, pp 1317-1322.

TILLIE B. (1980) .-Gestion quantitative et qualitative des eaux souterraines en zone agricole . Application à la nappe de la craie de l'Artois et du Cambrésis . Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 130 p.

THEROND R. (1973).-Recherches sur l'étanchéité des lacs de barrages en pays karstique. Eyrolles, Paris, 444 p.

TRICART J. (1981).-Précis de géomorphologie. t II: Géomorphologie dynamique générale, 345 p; t III: Géomorphologie climatique, 313 p. S.E.D.E.S, Paris.

VACHARD D, BARRIER P, MONTENAT Ch et OTT d'ESTEVOU Ph. (1987).-Dykes neptuniens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de failles du détroit de Messine au Plio-Quaternaire. Doc et Trav. IGAL. n° 11, p 127-141.

VACHIER P, DEVERE L. et FONTES J.Ch. (1987).-Mouvement de l'eau dans les zones non saturées et alimentation de la nappe de la craie de Champagne (France): approches isotopique et chimique. "International symposium on the uses of isotop techniques in water resources development". Vienna. 1987. I.A.E.A-SM-299/O 53. 22 p.

VANDYCKE S. et BERGERAT F. (1989).-Analyse micro-tectonique des déformations cassantes dans le bassin de Mons. Reconstitution des paléo-champs de contrainte au Crétacé-Tertiaire. Ann. Soc. Géol. Belgique, t 112, fasc 2, pp 469-478.

VANDYCKE, S. et BERGERAT, F. (1991). Faulting analysis of cretaceous formations of Boulonnais, N France. TERRA abstracts, 3, p 371.

VANDYCKE S, BERGERAT F. et DUPUIS CH. (1991).-Meso-Cenozoic faulting and inferred palaeostresses in the Mons Basin, Belgium. - Tectonophysics, 192, pp 261-271.

VANDYCKE S. (1992).-Tectonique cassante et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Nord-Ouest européen. Implications géodynamiques. Thèse Univ. Paris VI, 210 p.

VIAL J. (1985).-Conséquences de l'ingestion de nitrates et de nitrites sur la santé des consommateurs. AIDEC. Colloque sur la pollution par les nitrates. Quels responsables? causes et préventions. 23 et 24 octobre 1984. Cahier n° 21 et 22, janvier 1985, pp 3-45.

VIANNEY J.R. (1977).-Géomorphologie des plates formes continentales. Doin, Paris.

WAZI N. (1988).-Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute-Normandie). Stratigraphie et tectonique. Thèse Doc. Etat, Univ. Rouen, 573 p.

WYNS R. (1977).-Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin de Paris: méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. Bull. Soc. Géol. France, 19, pp 1093-1101.

Ouvrages généraux consultés mais non cités dans le texte.

Colloque Régional de ROUEN. (1978).-Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris . B.R.G.M, Orléans.

Colloque. (1988).-Karst et Quaternaire de la Basse-Seine. Actes du Museum de Rouen.

Colloque. (1984).-Sur la pollution par les nitrates, quels responsables? Causes et préventions. A.I.D.E.C. cahiers n° 21 & 22 . 1985.

DELATTRE C, MERIAUX E, WATERLOT M, MARLIERE R et al. (1973).-Région du Nord-Bassin de Mons, guide géologique régionaux. 150 p.

GOSSELET M.J. (1905).-Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc 2, région de Lille. Imprimerie Nationale Paris. 98 p.

GOSSELET M.J. (1913).-Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc 4, région de Valenciennes. Imprimerie Nationale Paris. 222 p.

KOHLBECK F et SCHEIDEGGER A-E. (1986). -The power of parametric orientation statistics in the earth sciences. Mitt. österr. geol. Ges., 78, pp 251-265.

MARDIA K-V.-Statistics of directional data. London and New York: Academic Press, 357 p.

MARGAT J. et ALBINET M. (1970).-Atlas des eaux souterraines de la France. B.R.G.M., Orléans.

NICOLAS A. (1989).-Principes de tectoniques. Masson, Paris, 2^{ème} édition, 283 p.

ROUSSEAU M. (1968).-Les trois grandes nappes d'eau du département de la Sarthe. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Caen, 298 p.

SAMSON A, RETKOWSKY M, ARDIN M. et LE REUND D.A. (1986).-L'utilisation des eaux souterraines en Ile-de-France. Agence Financière de Bassin Seine-Normandie; Direction Régionale de l'Industrie et de la Recherche d'Ile-de-France. 62 p.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Liste des figures et des tableaux

CHAPITRE I

fig n°1-1: Carte de localisation des unités étudiées, (Bracq, in Crampon et <u>al.</u> , 1993).....	14
fig n°1-2: Schéma paléogéographique du Crétacé supérieur (Monciardini, in Mégnien 1980).....	16
fig n°1-3: Succession lithologique schématique des dépôts du Crétacé supérieur dans les différentes unités étudiées (Bracq, in Crampon et <u>al.</u> , 1993).....	19
fig n°1-4: Carte des épaisseurs (isobathes) du Crétacé supérieur (Monciardini et <u>al.</u> , in Mégnien 1980).....	20
fig n°1-5: Description d'une poche de dissolution dans la carrière de Lottinghen (Sommé, in Colbeaux, 1985).....	22
fig n°1-6: Poches de dissolution dans la craie selon Lasne (1890).....	22
fig n°1-7: Carte du toit de la craie sous recouvrement tertiaire (Monciardini et <u>al.</u> , in Mégnien 1980).....	23
fig n°1-8: Carte structurale du bassin de Paris (Autran et <u>al.</u> , in Mégnien 1980, modifiée).....	25
fig n°1-9: Carte piézométrique générale du Bassin de Paris (Bracq & Delay, in Crampon et <u>al.</u> , 1993).....	29
fig n°1-10: Influence des failles (F) sur la piézométrie dans l'unité I (d'après Cottez & Dassonville, 1965).....	33
fig n°1-11: Différentes évolutions piézométriques dans trois unités de 1967 à 1990 (BRGM, in Crampon et <u>al.</u> , 1993).....	33
fig n°1-12: Trois types d'évolution piézométrique caractérisant trois aquifères avec des propriétés physiques différentes dans l'unité II (BRGM, in Crampon et <u>al.</u> , 1993).....	35
fig n°1-13: Hydrogramme de l'Hallue et fluctuations piézométriques de janvier à décembre 1967 dans l'unité I (BRGM, 1968).....	35
fig n°1-14: Fluctuations piézométriques de 1916 à 1982 dans l'unité I (BRGM).....	37
fig n°1-15: Carte de localisation des zones karstiques et des principales sources (Bracq, in Crampon et <u>al.</u> , 1993).....	39
fig n°1-16: Schéma du réseau des grottes de Villequier (Lepiller, 1975).....	42
fig n°1-17: Comparaison des directions des failles et d'écoulement dans la région de la Vanne (Mégnien, 1978, modifié).....	44
fig n°1-18: Carte de localisation des échantillons de craie (Masson, 1973).....	46
fig n°1-19: Photo d'une liaison par pont de CaCO ₃ (Masson, 1973).....	48

fig n°I-20: Photo d'une liaison par interpénétration (Masson, 1973).....	48
fig n°I-21: Variation du débit de la Vanne (unité II) et du Saint-Laurent (unité III) de 1976 à 1990 (BRGM, in Crampon et <u>al</u> , 1993).....	54
fig n°I-22: Zones de productivité dans le Nord-Pas-de-Calais (Mania, 1977).....	55
fig n°I-23: Horizons productifs selon Gosselet (1904).....	55
fig n°I-24: Localisation des horizons productifs par micromoulinet dans la région de Lille (Mania et <u>al</u> , 1978).....	56
fig n°I-25: Courbes de répartition des pores des craies étudiées (Le Roux, 1973).....	56
fig n°I-26: Débits spécifiques en fonction de la localisation géographique des ouvrages (Roux et <u>al</u> , 1978, modifié).....	59
fig n°I-27: Courbe débits-rabattements dans la nappe de la craie (in Caous & Roux, 1981, modifié).....	61
fig n°I-28: Carte de synthèse des teneurs en chlorures dans le bassin de Paris (Bracq, in Crampon et <u>al</u> 1993).....	67
fig n°I-29: Carte de synthèse des teneurs en sulfates dans le bassin de Paris.....	68
fig n°I-30: Modes de contamination de la nappe de la craie (Caous et <u>al</u> , 1983, modifié)....	69
fig n°I-31: Carte de synthèse des teneurs en nitrates dans le bassin de Paris (Bracq, in Crampon et <u>al</u> , 1993).....	72
fig n°I-32: Evolution des teneurs en nitrates de 1965 à 1990, (BRGM, in Crampon et <u>al</u> , 1993).....	74
fig n°I-33: Evolution des teneurs en nitrates de 1965 à 1990 (Ville de Paris, sources de l'Avre à Breuil -A- et Vigne -B-. SAGEP).....	74
fig n°I-34: Evolution des teneurs en nitrates dans la craie non saturée de Champagne (BRGM).....	75
fig n°I-35: Répartition verticale des nitrates à Saint-André de l'Eure (BRGM).....	75
fig n°I-36: Dénitrification au passage crétacé tertiaire dans la région de Douai (Mariotti & Landreau, 1986).....	77
fig n°I-37: Evolution de la teneur en nitrates dans la nappe de la craie d'Emmerin (59; doc. BRGM).....	77
fig n°I-38: Carte des précipitations (A) de l'évapotranspirations réelle (B) et des pluies efficaces (C) dans le bassin de Paris (Margat, 1986; modifié).....	81

CHAPITRE II

fig n°II-1: Mode de formation des vallées asymétriques, (Pomerol & Renard, 1989).....	96
fig n°II-2: Exemples caractéristiques de rideaux morphologiques dans la craie turono-sénonienne.....	98
fig n°II-3: Zone d'étude des traits morphologiques (rideaux et talwegs).....	101
fig n°II-4: Principe d'archivage des données morphologiques, (Delay et <u>al</u> , 1992).....	103
fig n°II-5: Exemple de stockage des données morphologiques, ici un extrait de la carte de Desvres à 1/25 000 pour les talwegs (V).....	105
fig n°II-6: Valeurs de pente des versants crayeux dans le secteur de Lumbres.....	109
fig n°II-7: Valeurs de pente des versants crayeux dans le secteur de Camiers.....	110
fig n°II-8: Valeurs de pente données par les éboulis stratifiés dans le secteur de Lumbres.....	110
fig n°II-9: Superposition de la carte structurale de la partie Ouest du Nord-Pas-de-Calais et des traits morphologiques.	111
fig n°II-10: Structure schématique des différents types de bas-fonds,(d'après Arthaud et <u>al</u> , 1989).....	112
fig n°II-11: Carte de répartition des rideaux à partir des cartes IGN n°2104E, 2105E, 2106E, 2204E-O, 2205E-O, 2206E-O.....	114
fig n°II-12: Carte de répartition des talwegs à partir des cartes IGN n°2104E, 2105E, 2106E, 2204E-O, 2205E-O, 2206E-O.....	114
fig n°II-13: Principe du découpage pour l'établissement des histogrammes.....	115
fig n°II-14: Estimation de la SER en faisant varier la surface prise en compte.....	116
fig n°II-15: Estimation de la SER en faisant varier la surface prise en compte.....	117
fig n°II-16: Estimation de la SER en faisant varier la surface prise en compte.....	118
fig n°II-17 à II-29: Variation du pas de maille et altération de l'information morphostructurale.....	121 à 127

CHAPITRE III

fig n°III-1: Carte structurale de la Normandie et de la Picardie.....	135
fig n°III-2: Carte des traits morphologiques de la partie Nord-Ouest du Bassin de Paris (Daubrée, 1879).....	136
fig n°III-3: Carte structurale déduite de l'analyse du réseau hydrographique (Daubrée, 1879).....	137
fig n°III-4: Répartition stratigraphique de l'enregistrement des extensions dans les formations du Crétacé et du début du Tertiaire, (Vandycke, 1992).....	141

fig n°III-5: Répartition stratigraphique des régimes décrochants dans les régions d'étude, (Vandycke, 1992).....	141
fig n°III-6: Carte structurale synthétique du Boulonnais, (Colbeaux et <i>al.</i> , 1992).....	143
fig n°III-7: Période de fonctionnement de la Z.C.N.A (Colbeaux, 1990).....	144
fig n°III-8: Carte des traits morphologiques (talwegs) dans le Boulonnais (terrains jurassiques) et rosaces des orientations, (d'après Bracq et Colbeaux, in Deconinck et <i>al.</i> , 1992).....	145
fig n°III-9: Structure du Nord-Ouest du Bassin de Paris par l'analyse du réseau hydrographique et rosaces correspondantes.....	147
fig n°III-10: Carte des linéaments (A) déterminés par l'analyse d'images satellite (Landsat) de la bordure Nord-Ouest du Bassin de Paris et histogramme (B) correspondant par classe de 10°, (Scanvic et <i>al.</i> , 1977).....	148
fig n°III-11: Carte piézométrique du secteur d'étude, les courbes sont dessinées de 10 en 10 m, (Bekelynck, 1981, modifié).....	154
fig n°III-12: Carte des transmissivités obtenues par krigeage (Bekelynck, 1981).....	155
fig n°III-13: Superposition de la zone couverte par Bekelynck (1981) pour le krigeage des transmissivités et de celle utilisée pour le krigeage des données morphologiques.....	156
fig n°III-14: Carte de répartition des rideaux utilisés pour le krigeage.....	158
fig n°III-15: Variogrammes des nombres (A) et des fréquences (B), dans ce dernier cas les orientations sélectionnées sont N30, 40, 50, 100, 110, 120.....	159
fig n°III-16: Carte krigée du nombre de traits à partir du variogramme V1 (fig n°III-15A), en haut: valeurs estimées, en bas: variance de l'estimation.....	160
fig n°III-17: Carte krigée de la fréquence des traits pour les orientations sélectionnées (N 30, 40, 50, 100, 110, 120) à partir du variogramme V2 (fig n°III-15B), en haut: valeurs estimées, en bas: variance de l'estimation.....	161
fig n°III-18: Superposition de la carte krigée (nombre) et du secteur d'étude.....	162
fig n°III-19: Superposition de la carte krigée (fréquence) et du secteur d'étude.....	163

CHAPITRE IV

ESCALLES

fig n°IV-1: Carte de situation et de localisation des points de référence du traçage (Bracq et <i>al.</i> , 1992a).....	168
fig n°IV-2: Traits morphostructuraux (talus et vallons) et rosaces du secteur d'Escalles, (Bracq et <i>al.</i> , 1992a).....	168
fig n°IV-3: Histogramme de la fracturation relevée sur les falaises du Cap Blanc-Nez (Bracq, 1989).....	169

fig n°IV-4: Courbe de restitution concentration en uranine/temps pour les sources A et B (Bracq et <u>al</u> , 1992a).....	170
fig n°IV-5: Courbe de restitution concentration en uranine/temps de traçage pour le forage AEP et le puits n°42 (Bracq et <u>al</u> , 1992a).....	170
fig n°IV-6: Directions d'écoulement à grande vitesse repérées par traçage dans la nappe de la craie au Cran d'Escalles, (Delay et <u>al</u> , 1992).....	170
fig n°IV-7: Schéma de la carrière de la "Folle-Emprise" avec les phénomènes de dissolution observés.....	171
fig n°IV-8: Photo d'un drain dans la carrière de la "Folle-Emprise".....	172
fig n°IV-9: Evolution des concentrations en Uranine en fonction des excédents pluviométriques (Bracq et <u>al</u> , 1992a).....	173
fig n°IV-10: Evolution des concentrations en Uranine en fonction des précipitations cumulées (Bracq et <u>al</u> , 1992a).....	173
fig n°IV-11: Evolution des concentrations en Uranine et des précipitations en valeurs cumulées en fonction du temps (Bracq et <u>al</u> , 1992a).....	174
LA CHAPELLE SAINT-LOUIS	
fig n°IV-12: Carte de situation de la Chapelle Saint-Louis et des principales failles déduites de l'interprétation des forages (Colbeaux, inédit).....	175
fig n°IV-13: Plan de la carrière souterraine, d'après les levés réalisés par les étudiants de DEUST, 1991.....	176
fig n°IV-14: Histogrammes de la fracturation relevée en carrière.....	177
fig n°IV-15: Carte des traits morphologiques de la zone d'étude.....	178
fig n°IV-16: Rosaces d'orientation des traits morphologiques.....	179
fig n°IV-17: Conduit de dissolution développé suivant un plan de faille orienté N110 et failles karstifiées comparées à celles observées dans une carrière souterraine de Lumbres.....	180
fig n°IV-18: Exemple d'une faille karstifiée (le casque donne l'échelle).....	181
fig n°IV-19: Carte de fréquence des traits morphologiques du secteur d'étude par maille de 1000 m de coté, coordonnées Lambert zone I; X ₁ : 565,000, Y ₁ : 1332,000, X ₂ : 587,000, Y ₂ : 1352,000.....	182
fig n°IV-20: Carte de fréquence pour les classes N 00, 10, 70, 80, 130, 140.....	182
fig n°IV-21: Carte de fréquence pour les classes N 30, 40, 50, 80, 90, 120, 130.....	182
fig n°IV-22: Carte de fréquence pour les classes N 30, 40, 50, 80, 90, 110, 120, 160, 170.....	182

LA LYS

fig n°IV-23: Carte de situation de la région étudiée (Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	183
fig n°IV-24: Carte géologique et structurale schématique de la région de la Lys, (d'après les cartes géologiques à 1/50 000 de Lillers, Fruges, Desvres et Saint-Omer).....	184
fig n°IV-25: Photo des sources de la Lys (A) et d'une doline (B).....	186
fig n°IV-26: Carte des traits morphologiques : A: talwegs, B: rideaux, (Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	188
fig n°IV-27: Rosaces de répartition des traits morphologiques de la zone d'étude, (Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	189
fig n°IV-28: Carte de fréquence des traits morphologiques (rosaces par classes de 10° pour les rideaux et les talwegs au seuil de 10%, maille de 1000 m de coté; Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	190
fig n°IV-29: Carte structurale interprétée à partir des données morphologiques, (Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	191
fig n°IV-30: Schéma de présentation du concept de casier hydrogéologique (Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	193
fig n°IV-31: Carte de situation du secteur d'Yvetot, (Bracq et <u>al.</u> , 1992b).....	193

LES CARRIERES DE L'OSTREVENT:

fig n°IV-32: Carte générale de localisation.....	194
fig n°IV-33: Carte de localisation des carrières étudiées.....	194
fig n°IV-34: Carte géologique et de situation de la région de Somain et des carrières étudiées avec les failles déduites de l'interprétation des sondages, (Colbeaux, inédit).....	195
fig n°IV-35: Succession lithologique rencontrée dans la carrière.....	196
fig n°IV-36: Localisation des sondages ayant atteint le substrat de la plaine de la Scarpe, (Fourrier, 1991).....	198
fig n°IV-37: Coupe géologique schématique Nord-Sud dans la plaine de la Scarpe et ses bordures, (Fourrier, 1991).....	198
fig n°IV-38: Coupes NW-SE (1) et NE-SW (2) effectuées à partir des données des sondages, A: toit du crétacé; B: toit du Primaire.....	199
fig n°IV-39: Plan de la carrière de Somain, localisation des principales failles (B) et des forages (A: de 1 à 10).....	200
fig n°IV-40: Photos de détails des brèches hydrauliques.....	202
fig n°IV-41: A: carte des traits morphologiques et B: rosaces par classes de 10° pour les rideaux et les talwegs.....	204
fig n°IV-41C: Histogramme de la fracturation relevée dans la carrière de Somain.....	204

fig n°IV-42: Paléo-tenseurs de contrainte dans les formations crétacées et tertiaires de la carrière C1.....	205
fig n°IV-43: Carte piézométrique de la région de Somain.....	206
fig n°IV-44: Photos des différents drains karstiques (A,B,C,D) rencontrés dans la carrière de Mastaing.....	208

LE GATINAIS

fig n°IV-45: Carte de localisation du domaine d'étude et des cartes à 1/25 000 digitalisées.....	209
fig n°IV-46: Carte géologique schématique de la région, (Lasne, 1992).....	211
fig n°IV-47: Carte des zones productives (Lepiller et Lasne, 1991).....	212
fig n°IV-48: Carte des traits morphologiques digitalisés.....	214
fig n°IV-49: Carte de fréquence des dolines.....	215
fig n°IV-50: Carte structurale interprétée à partir des données morphologiques.....	217
fig n°IV-51: Carte de synthèse (A: doline, B: faille cartographique, C: faille reconnue par forage, D: limite de zone à forte densité de dolines, E: limite de secteur hydrogéologique, F: secteur hydrogéologique.....	217

Liste des tableaux.

Tab n°I-1: Stratigraphie, analyse chimique, lithologie des craies étudiées (Masson, 1973).....	46
Tab n°I-2: Moyenne arithmétiques des résultats d'essais (Masson, 1973).....	47
Tab n°I-3: Sensibilité à l'eau (Masson, 1973).....	47
Tab n°I-4: Localisation, stratigraphie, analyse chimique des échantillons étudiés (Le Roux, 1973).....	47
Tab n°I-5: Caractéristiques mécaniques des échantillons et estimation visuelle du nombre de ponts (Le Roux, 1973).....	48
Tab n°I-6: Lame d'eau écoulée dans différentes régions du bassin de Paris (in Crampon et <i>al.</i> , 1993).....	85
Tab n°I-7: Les prélèvements dans le bassin de Paris (in Crampon et <i>al.</i> , 1993).....	86
Tab n°I-8: Les prélèvements pour la ville de Paris (in Crampon et <i>al.</i> , 1993).....	87
Tab n°II-1: Données utilisées pour les figures II-14 à II-16.....	119
Tab n°III-1: Classification des formations géologiques reconnues dans le Pays de Caux (à gauche) et échelle chronostratigraphique utilisée pour l'étude du Crétacé en Normandie (à droite) in Juignet 1974, 1980.....	134
Tab n°III-2: Modèles théoriques de variogrammes (in Beckelynck, 1981).....	152

Tab n°IV-1: Bilan hydrologique des sources de la Lys (Bracq et a, 1992b).....191
Tab n°IV-2: Caractéristiques des zones de productivité (Lasne, 1992).....213
Tab n°V-1: L'effet d'échelle sur les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère crayeux...227

