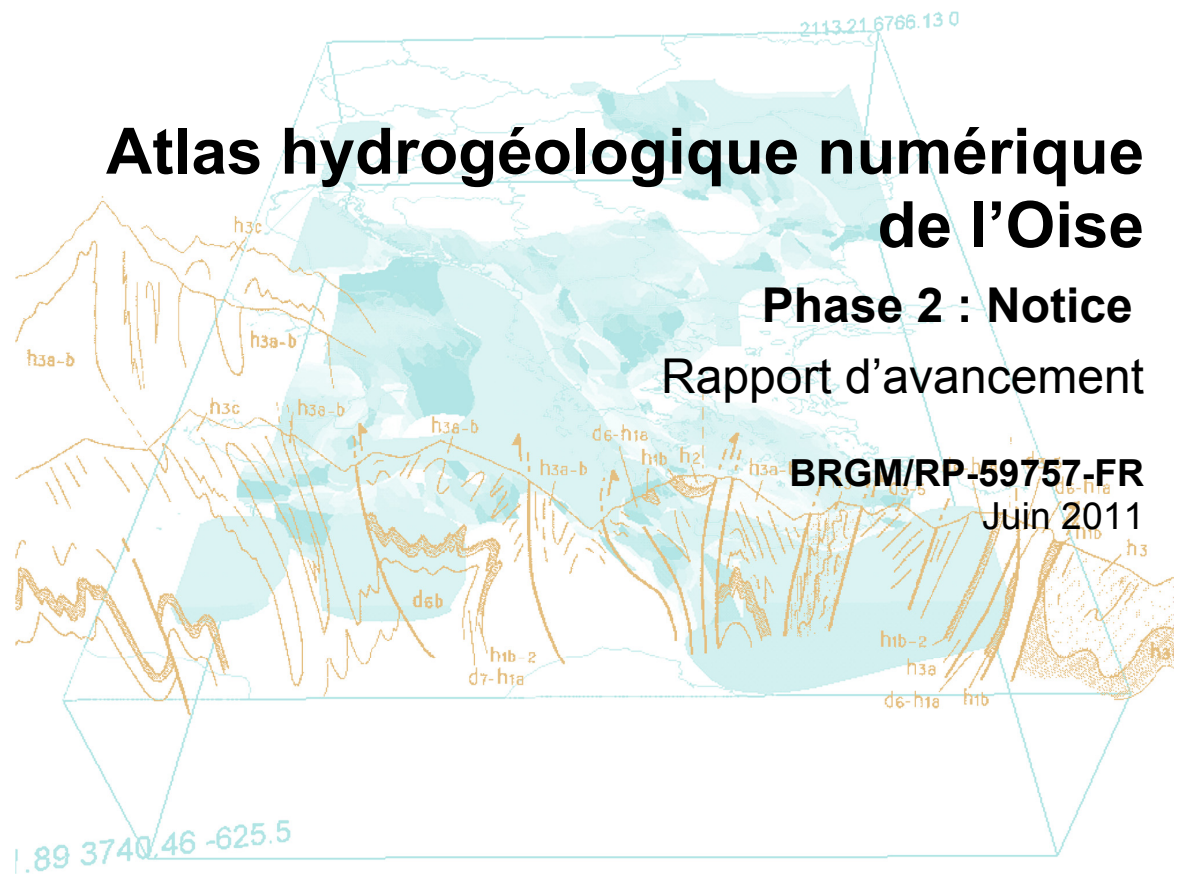




Atlas hydrogéologique numérique de l'Oise

Phase 2 : Notice Rapport d'avancement

BRGM/RP-59757-FR
Juin 2011

Étude réalisée dans le cadre des projets
de Service public du BRGM 2011 10EAU156

V. Bault et R. Follet

Vérificateur :

Nom : J.J. Seguin

Date: 11/07/2011

Signature :



Approbateur :

Nom : D. Maton

Date : 12/07/2011

Signature :



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.



Mots clés : atlas, hydrogéologie, hydrologie, eau souterraine, eau superficielle, nappe, aquifère, bilan hydrologique, paramètres hydrodynamiques, données climatiques, piézométrie, SIG, Oise, Picardie.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Bault V. et Follet R. (2011) – Atlas hydrogéologique numérique de l'Oise. Phase 2 : Notice. Rapport d'avancement. BRGM/RP-59757-FR, 168 p., 22 ill., 11 tab.

Synthèse

Constatant que le support et le contenu de l'atlas hydrogéologique du département de l'Oise, publié en 1987, ne répondaient plus aux besoins actuels d'informations et de consultation de ces données, le BRGM a proposé au Conseil Général de l'Oise et aux Agences de l'eau Seine-Normandie et Artois-Picardie de réaliser un atlas hydrogéologique départemental numérique pour le département de l'Oise.

La présente notice de cet atlas présente les conditions physiques et climatiques du département ainsi que sa géologie, notamment au travers d'un modèle géologique.

Elle détaille les ressources en eaux superficielles et souterraines, et particulièrement les régimes et caractéristiques des cours d'eau principaux et des aquifères du Trias au Quaternaire (alluvions), ainsi que les relations entre ces différents milieux. Un aperçu de la qualité et de la vulnérabilité des eaux souterraines est en outre proposé.

L'exploitation des eaux superficielles et souterraines est abordée pour les usages domestiques, industriels et agricoles. Une synthèse bibliographique des ressources géothermiques des aquifères superficiels et profonds du département est intégrée.

Un volet sur les risques naturels permet de détailler les problématiques importantes du département en termes d'inondations par débordement de cours d'eau ou par remontée de nappe, de mouvements de terrain et d'érosion des sols.

Enfin, les impacts des changements climatiques sur les eaux souterraines sont évoqués succinctement.

Cette notice n'est qu'une version d'avancement et elle sera augmentée lors de la rédaction du rapport définitif de cartes et autres illustrations, de bilans hydrologiques sur trois bassins versants, d'un lexique ainsi que d'un guide sur l'utilisation et les limites des données présentées.

Elle sera complétée d'un Système d'Informations Géographiques (SIG) qui rassemblera les données numériques sur la géologie, les eaux superficielles, les eaux souterraines, les risques naturels du département de l'Oise. Cet outil permettra à l'utilisateur une puissance de calcul dans le traitement de données géoréférencées et une réelle souplesse dans l'édition de cartes thématiques.

Seront également présentées une carte hydrogéologique départementale au format A0 ainsi que des fiches de synthèse sur la qualité des eaux souterraines, issue des données du portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES.

Sommaire

Introduction	9
1. Rappel des objectifs	11
1.1. L'ATLAS HYDROGEOLOGIQUE NUMERIQUE DE L'OISE	11
1.2. PHASE 1 : RECUEIL DES DONNEES ET FAISABILITE	12
1.3. PHASE 2 : REALISATION DE LA NOTICE ET DES CARTES	13
2. Conditions physiques et climatiques	15
2.1. APERÇU GEOGRAPHIQUE	15
2.1.1. Démographie	15
2.1.2. Activités humaines	16
2.1.3. Voies de communication	18
2.1.4. Occupation des sols	18
2.1.5. Morphologie et régions naturelles	19
2.2. ELEMENTS DE CLIMATOLOGIE	23
2.2.1. Températures	24
2.2.2. Insolation	25
2.2.3. Pluviométrie	26
2.2.4. Evapotranspiration	28
2.3. GEOLOGIE	29
2.3.1. Modèle géologique	29
2.3.2. Lithostratigraphie	39
2.3.3. Aperçu structural	62
3. Ressources en eau	65
3.1.1. Régimes et caractéristiques de cours d'eau	65
3.2. EAUX DE SURFACE	71
3.2.1. Réseau d'observation	71
3.2.2. Qualité des eaux superficielles	72
3.3. EAUX SOUTERRAINES	74
3.3.1. Caractérisation des aquifères	74
3.3.2. Paramètres hydrodynamiques	90
3.3.3. Réseau de suivi quantitatif	99
3.4. RELATIONS ENTRE NAPPES ET COURS D'EAU	99

3.5. QUALITE ET VULNERABILITE DES EAUX SOUTERRAINES	106
3.5.1. Fond géochimique.....	106
3.5.2. Réseaux de surveillance de la qualité.....	111
3.5.3. Qualité des eaux souterraines et principales pollutions observées	114
3.5.4. Vulnérabilité	117
3.5.5. Prévention des pollutions des captages AEP	120
3.6. SAGE OISE – ARONDE	121
4. Exploitation des eaux superficielles et souterraines.....	125
4.1. PRELEVEMENTS	125
4.1.1. Usage domestique	127
4.1.2. Usage agricole	128
4.1.3. Usage industriel	129
4.2. BILANS HYDROLOGIQUES.....	129
4.2.1. Bassin versant de la Brèche	129
4.2.2. Bassin versant de la Nonette	130
4.2.3. Bassin versant de la Divette.....	131
4.3. GEOTHERMIE	132
4.3.1. Géothermie très basse température	132
4.3.2. Géothermie basse température	134
4.3.3. Géothermie moyenne et haute température sur les aquifères profonds	136
4.3.4. Exemples d'exploitation géothermique	137
5. Risques naturels	139
5.1. INONDATIONS	139
5.1.1. Débordement des rivières.....	139
5.1.2. Sensibilité aux remontées de nappes	142
5.1.3. Inondation de 2001-2002	145
5.2. MOUVEMENTS DE TERRAIN.....	150
5.3. EROSION DES SOLS.....	155
6. Impacts du changement climatique	159
6.1. EVOLUTION ET TENDANCES CLIMATIQUES	159
6.2. IMPACTS SUR LES EAUX SOUTERRAINES	160
7. Conclusion.....	161
8. Bibliographie	163

Liste des illustrations

Illustration 1 - Carte des régions naturelles de l'Oise.	20
Illustration 2 - Evolution des températures minimales et maximales à Beauvais entre 2001 et 2011.	24
Illustration 3 - Durée moyenne mensuelle d'ensoleillement à Beauvais.	26
Illustration 4 - Evolution des précipitations mensuelles et comparaison à la normale à Beauvais entre 2001 et 2011.	27
Illustration 5 - Pile stratigraphique utilisée pour le calcul du modèle géologique.	30
Illustration 6 - Carte géologique synthétisée pour l'étude.	31
Illustration 7 – Répartition des logs géologiques sélectionnés pour la construction du modèle géologique.	35
Illustration 8 – Répartition des forages recoupant les formations du Tertiaire.	36
Illustration 9 – Répartition des forages recoupant les formations du Crétacé supérieur (craie) et/ou du Crétacé inférieur (Albien).	37
Illustration 10 – Répartition des forages recoupant les formations du substratum et du Jurassique.	38
Illustration 11 - Débits moyens mensuels de l'Oise à Sempigny calculés sur 55 ans.	66
Illustration 12 - Débits moyens mensuels de l'Oise à Pont-Sainte-Maxence calculés sur 50 ans.	67
Illustration 13 - Débits moyens mensuels de l'Aisne à Trosly-Breuil calculés sur 42 ans.	68
Illustration 14 - Débits moyens mensuels du Thérain à Meysel calculés sur 42 ans.	69
Illustration 15 - Données sur les paramètres hydrodynamique du département de l'Oise.	93
Illustration 16 - Coefficient d'emmagasinement du département de l'Oise.	94
Illustration 17 - Débits spécifique du département de l'Oise.	95
Illustration 18 - Transmissivités du département de l'Oise.	96
Illustration 19- Débits spécifiques et transmissivités des ouvrages implantés dans la craie en fonction de leur zone d'implantation.	98
Illustration 20 - Evolution des prélèvements superficiels et souterrains dans le département de l'Oise entre 1994 et 2007.	125
Illustration 21 - Répartition des prélèvements par origine et par usage dans le département de l'Oise entre 1994 et 2007.	126
Illustration 22 - Représentation schématique de la remontée de nappe de 2001-2002.	149

Liste des tableaux

Tableau 1 - Evolution de la population du département de l'Oise.....	15
Tableau 2 - Evolution de la population des principales villes de l'Oise.....	16
Tableau 3 - Superficie agricole du département de l'Oise.	17
Tableau 4 - Occupation des sols du département de l'Oise.....	19
Tableau 5 - Normales 1971-2000 des températures minimales et maximales à Creil et Beauvais.	25
Tableau 6 - Normales 1971-2000 de la pluviométrie à Creil et Beauvais.	28
Tableau 7 - Couches géologiques recoupées par les logs sélectionnés.	34
Tableau 8 - Récapitulatif des données hydrodynamiques recueillies.	91
Tableau 9 - Caractéristiques hydrodynamiques des principaux aquifères du département de l'Oise.....	92
Tableau 10 - Caractéristiques hydrodynamiques des ouvrages en fonction de leur localisation et de l'aquifère capté.	97
Tableau 11 - Exploitation géothermique de l'aquifère du Dogger dans le département de l'Oise.....	137

Introduction

La dernière version de l'atlas hydrogéologique du département de l'Oise, produite par le Conseil général de l'Oise, l'Agence de l'eau Seine-Normandie et le BRGM, a été publiée en 1987 sur support « papier ». Elle comporte une notice explicative se rattachant à une cartographie au $1/100000$, datée de 1979, de la piézométrie moyenne de la nappe de la craie dans sa partie libre, un fond simplifié de la lithologie des aquifères affleurant et un fond topographique.

Cette version de l'atlas hydrogéologique de l'Oise n'est aujourd'hui plus éditée. Les données qu'elle contient ont plus de 20 ans et rendent son contenu obsolète. De plus la carte de la piézométrie moyenne de la nappe de la craie ne prend pas en compte les événements climatiques « extrêmes » à l'origine de remontées importantes de la nappe ou bien d'étiages sévères, survenus ces vingt-cinq dernières années.

Par ailleurs, le support papier de l'atlas est désormais supplanté par le développement des nouveaux outils que sont les systèmes d'informations géographiques (SIG). L'outil SIG permet d'ajouter aux données hydrogéologiques d'autres couches d'informations propres à chaque utilisateur.

Le Conseil général de l'Oise (CG60), l'Agence de l'eau Artois-Picardie (AEAP), l'Agence de l'eau Seine-Normandie (AESN), ainsi que différentes administrations picardes ont manifesté leur intérêt pour l'actualisation des données de cet atlas.

Outre la notice explicative et les cartes qui l'accompagneront, cet atlas prévoit la réalisation d'un modèle géologique numérique et de divers éléments cartographiques rassemblés thématiquement dans un SIG facilement actualisable. Par ailleurs, les données hydrogéologiques, hydrologiques, climatologiques contenues dans l'atlas papier de 1979 seront actualisées et augmentées.

Ce projet a pour objectif la constitution d'un véritable outil d'aide à la décision dynamique en matière de gestion quantitative et qualitative de la ressource en eau souterraine du département.

L'actualisation et la numérisation de l'atlas hydrogéologique de l'Oise a débuté en juin 2009. En juillet 2010, la première phase a été clôturée par une réunion du comité de pilotage et s'est soldée par la validation de la faisabilité de l'atlas.

La deuxième phase a pour objectif de présenter une proposition de notice ainsi que les premiers éléments cartographiques. Ce recueil contient les informations bibliographiques du document final qui doit être édité en juin 2012.

Ce document permet de rendre compte de l'avancement de la rédaction de la notice.

1. Rappel des objectifs

1.1. L'ATLAS HYDROGEOLOGIQUE NUMERIQUE DE L'OISE

Le projet a pour objectif de réaliser une version actualisée, complétée et numérisée de l'atlas hydrogéologique de l'Oise, utilisable sous SIG. Cette nouvelle version de l'atlas doit constituer un véritable outil d'aide à la décision en matière de gestion quantitative et qualitative de la ressource en eau du département.

L'intérêt d'un tel outil, outre le fait qu'il regroupe diverses thématiques (connaissance géologique, piézométrie, qualité des eaux souterraines, risques naturels, géothermie), est de mettre à disposition une synthèse des connaissances sur les aquifères facilement actualisable et diffusable. En effet, l'utilisation d'un SIG permet une utilisation simple et un accès rapide à l'information recherchée, ainsi qu'une facilité de mise à jour des données.

L'atlas hydrogéologique numérique de l'Oise répond à un triple objectif :

- collecter et mettre à la disposition des utilisateurs des informations et données issues d'études, rapports et thèses disponibles au BRGM ou accessibles dans les administrations régionales et départementales, les syndicats d'eau, les universités ;
- rassembler, structurer, consulter, exploiter sous une même interface (SIG) un ensemble de données cartographiques portant sur l'hydrogéologie et la géologie du département. Outre les cartes monothématiques, l'outil mettra à disposition ou permettra de créer des cartes élaborées obtenues par « croisement » des différentes couches d'information disponibles et par l'exploitation d'autres sources de données (BSS¹, ADES², Bdcavités³ et Bdmvt⁴). Parmi les cartes élaborées prévues, citons les cartes piézométriques basses eaux, moyennes eaux et hautes eaux de la nappe de la craie, la cartographie de la vulnérabilité des nappes aux pollutions issues de la méthode IDPR (l'Indice de Développement et de Persistance des « Réseaux »), et la cartographie de la sensibilité aux remontées de nappes ;
- faciliter la mise à jour des informations et données ainsi rassemblées.

¹ BSS : Banque de données du Sous-Sol - infoterre.brgm.fr

² ADES : Accès aux Données sur les Eaux Souterraines - www.ades.eaufrance.fr (site public) et bdes.brgm.fr (site producteur)

³ Bdcavités : Cavités souterraines et effondrements associés - www.bdcavite.net

⁴ Bdmvt : Mouvements de terrain (glissements de terrain, éboulements, effondrements, coulées de boue...) - www.bdmvt.net

1.2. PHASE 1 : RECUEIL DES DONNEES ET FAISABILITE

La phase 1 a fait l'objet d'un premier rapport d'avancement : **Bault V., Tourlière B. avec la collaboration de Leveau E. (2010) – Atlas hydrogéologique numérique de l'Oise. Phase 1 : Recueil des données et proposition du contenu de l'atlas. Rapport d'avancement. BRGM/RP-58807-FR, 83 p., 20 ill., 6 tab.**

Cette phase avait pour objectif, dans un premier temps, de collecter toutes les informations existantes requises pour la réalisation de l'atlas. Les données bibliographiques du BRGM et celles de la Banque de Données du Sous-Sol (BSS) ont été complétées par les données mises à disposition par le Conseil général de l'Oise, les Agences de l'eau, la DREAL de Picardie, la Direction Départementale des Territoires de l'Oise (DDT60), l'Agence Régionale de Santé (ARS) de Picardie, Météo-France.

Dans un second temps, une réflexion a été engagée afin de préciser les traitements de données à entreprendre ainsi que la forme des documents à fournir (faisabilité de l'atlas).

- Le premier volet de cette collecte a permis l'analyse et le traitement des données géométriques, géologiques et hydrogéologiques des aquifères : logs géologiques validés, cartes géologiques vectorisées et harmonisées au $1/50000$, données sur les réservoirs aquifères et toutes informations utiles à la construction du modèle géologique.
- Le second volet a concerné la climatologie, la piézométrie et la collecte des données nécessaires pour établir, au cours des phases suivantes, un bilan hydrologique quantitatif des ressources en eau souterraine sur les trois bassins versants du département identifiés lors de la réunion de phase 1 intermédiaire en mars 2010 (Nonette, Divette, Brèche). Ces bilans reposent sur l'estimation des flux d'eau en exploitant la recharge estimée d'une part et les volumes sortant d'autre part.
- Le troisième volet a consisté à réfléchir sur la manière dont les données sur la qualité des eaux souterraines et la vulnérabilité de la ressource pourront être intégrées au document final.
- Enfin, les volets « risques naturels », « érosion », et « géothermie » ont permis l'inventaire des données cartographiques disponibles relatives au risque d'inondation (sensibilité aux remontées de nappe), aux risques de mouvements de terrain, à l'érosion et à la géothermie.

1.3. PHASE 2 : REALISATION DE LA NOTICE ET DES CARTES

L'atlas hydrogéologique numérique de l'Oise s'articule autour de trois entités distinctes :

- la géodatabase, ou base de données géoréférencées exploitable au moyen d'un SIG ;
- les cartes sur support papier à vocation thématique ;
- la présente notice, qui se veut un document de synthèse et aborde des thématiques diverses ayant pour trait commun de se rapporter au sous-sol du département.

Le présent document est une version d'avancement de la notice, qui met à jour l'atlas hydrogéologique de l'Oise de 1987 et forme une synthèse des observations et des études réalisées dans le département en matière d'eau souterraine. Cette notice sera complétée et modifiée selon les remarques formulées, après relecture des membres du comité de pilotage.

Lors de la réunion du 1^{er} avril 2011, différentes cartes hydrogéologiques ont été présentées, sur les modèles de celles de l'atlas hydrogéologique de l'Oise de 1987 et de l'atlas hydrogéologie de l'Aisne de 2010. Les discussions ont permis de choisir les différentes données à faire figurer sur cette carte ainsi que leur représentation graphique.

Plusieurs versions de fiches de synthèse de la qualité des eaux souterraines ont également été exposées durant cette réunion. Ces fiches permettront de compléter la thématique concernant la qualité et la vulnérabilité des eaux souterraines.

2. Conditions physiques et climatiques

2.1. APERÇU GEOGRAPHIQUE

Le département de l'Oise se présente comme un rectangle de superficie d'environ 5900 km², de 100 km de long pour une largeur d'environ 60 km.

2.1.1. Démographie

En 2007, d'après le recensement INSEE, le département de l'Oise comptait 796 619 habitants (Tableau 1), répartis sur 693 communes, 41 cantons, 4 arrondissements.

L'Oise est le département le plus dense et le plus peuplé de la région picarde, mais connaît, depuis les années 1990, un déficit migratoire (-0,14% par an, de 1999 à 2006) que l'excédent des naissances sur les décès (0,63% par an de 1999 à 2006) parvient néanmoins à compenser. Ainsi, le taux d'accroissement de la population diminue au fil des ans et reste faible par rapport à la moyenne de la métropole française (0,69% en 2006). La croissance de la population reste assez homogène sur l'ensemble du territoire.

	1968	1975	1982	1990	1999	2006
Population	540 988	606 320	661 781	725 603	766 313	796 619
Densité moyenne (hab/km ²)	92,3	103,5	112,9	123,8	130,8	135,9
Variation annuelle moyenne (%)	-	+1,6	+1,3	+1,2	+0,6	+0,5

Source : INSEE, recensements de la population de 1968 à 1990 (dénombrements) – recensements de la population de 1999 à 2006 (exploitations principales).

Tableau 1 - Evolution de la population du département de l'Oise.

On dénombre 12 agglomérations de plus de 10 000 habitants sur le département (Tableau 2). La plupart d'entre elles et les plus importantes sont bâties dans les vallées, principalement celle de l'Oise qui constitue un axe de communication naturelle privilégié.

Creil, ville la plus densément peuplée (3 000 hab/km² en 2006), et Clermont se distinguent par une augmentation rapide de leur population, respectivement +1,3% et +1,5% en moyenne depuis 1999. La population des autres grandes agglomérations reste stable ou connaît un

déficit migratoire important, souvent au profit de la périphérie rurale. En revanche, trois quarts des petites communes, rurales ou périurbaines, voient leur population progresser entre 1999 et 2006.

	Beauvais	Chantilly	Clermont	Compiègne	Crepy-en-Valois	Creil
Population 1999	55 371	10 916	9 697	41 228	14 422	30 671
Population 2006	55 481	11 045	10 748	42 036	14 289	33 479
Variation annuelle moyenne (%)	+0,03%	+0,17%	+1,48%	+0,28%	-0,13%	+1,26%

	Nogent-sur-Oise	Noyon	Méru	Montataire	Pont-Sainte-Maxence	Senlis
Population 1999	19 150	14 465	12 704	12 042	12 433	16 314
Population 2006	19 257	14 260	12 651	12 209	12 128	16 452
Variation annuelle moyenne (%)	+0,08%	-0,20%	-0,06%	+0,20%	-0,35%	+0,12%

Source : INSEE, recensements de la population de 1999 à 2007

Tableau 2 - Evolution de la population des principales villes de l'Oise.

2.1.2. Activités humaines

Les voies de communication, les activités logistiques et commerciales ainsi que les villes et villages se sont développés depuis l'après-guerre, notamment dans le sud et dans les vallées. Ainsi, le sud du département s'est d'abord développé avant les années 1960 afin de répondre aux besoins des grandes entreprises industrielles du bassin creillois puis sous l'influence de la région parisienne et de l'aéroport Roissy-Charles de Gaulle.

L'industrie

Les principales activités industrielles occupent plus de 20% de la population active en 2007 (14,8% en moyenne nationale) et représentent près de 4 000 entreprises dans le département de l'Oise. Elles se localisent dans la vallée de l'Oise à Compiègne, Creil et Pont-Sainte-Maxence et dans la vallée du Thérain à Beauvais. Tous les secteurs d'activité sont présents sur

le département, notamment la chimie à Compiègne et la plasturgie dans le sud, la métallurgie et la transformation des métaux, les industries agricoles et alimentaires ainsi que les industries des biens d'équipements mécaniques vers Beauvais.

Certaines anciennes zones d'activités, tels que les sites d'extraction (gravières) et les sites industriels (manufactures) implantés dans les vallées humides, ont été abandonnées ou ont été reconverties.

L'agriculture

Le département est resté majoritairement agricole et rural. En 2007, l'agriculture employait 2% de la population active.

La superficie des terres agricoles (Tableau 3) est nettement prépondérante, avec cependant une certaine diversité dans le mode d'utilisation du sol en fonction des spécificités des différentes régions (sols, climat, histoire agricole) : céréales, colza, betteraves et fourrages sur le Plateau Picard et dans le Noyonnais ; céréales et légumes dans le Clermontois, le Valois, le Pays de Thelle et le Vexin ; prairies et élevage dans le Pays de Bray.

Le remembrement et l'arrachage des haies ont favorisé le développement de grandes cultures. Les céréales, blé tendre essentiellement mais également orge et maïs, dominent largement (56% de la surface agricole utile (SAU) en 2009). Le colza, comme d'autres protéagineux (tournesol et soja) est en augmentation (4% de la SAU en 1988, 5% en 2000 et 10% en 2009). Les cultures de légumes, tels que le petit pois, sont en progression. Enfin, la betterave industrielle recule (11% de la SAU en 1988 et 9,5% en 2009).

Par contre l'élevage, en particulier de bovins, est en régression alors que l'élevage des volailles, poules, poulets et canards, est en progression.

	1988	2000	2009
Superficie Agricole Utilisée SAU (ha)	375 522	372 538	371 696
Terres arables (ha)	329 389	334 579	335 128
Terres arables exploitées pour céréales (ha)	211 392	202 393	207 600
Superficie fourragère principale (ha)	63 295	50 589	50 100
Superficies toujours en herbe (ha)	44 947	36 637	34 750
Nombre d'exploitations professionnelles	4 239	2 960	2 458

Source : Agreste Picardie, recensements agricoles, 1988, 2000 et 2009

Tableau 3 - Superficie agricole du département de l'Oise.

La construction, les commerces, transports et services

En 2007, les entreprises de construction employaient 6,5% de la population active et les entreprises tertiaires plus de 70%.

Les secteurs de services, moins représentés qu'au niveau national, sont en pleine expansion. Des entreprises de logistiques se sont implantées et une importante zone d'activité tertiaire s'est installée à Creil-Saint-Maximin.

2.1.3. Voies de communication

Le département est desservi par trois autoroutes reliant Paris au nord de la France et de l'Europe : A1 Paris-Lille dans la vallée de l'Oise, A16 Paris-Amiens-Calais passant à proximité de Beauvais, A29 Rouen-Amiens-Saint-Quentin longeant la limite nord du département. Certaines routes importantes ont également été aménagées en 2x2 voies : D1016, anciennement RN16, joignant Clermont à Creil et Chantilly ainsi que RN31 ou E46, route transversale Rouen-Reims passant par Beauvais, Clermont, Compiègne et Soissons (Aisne).

Deux gares TGV sont implantées à proximité du département : l'interconnexion TGV de Roissy à 20 km au sud et la gare TGV Ablaincourt Pressoir (TGV Haute-Picardie) à 20 km au nord. Les grandes lignes ferrées empruntent la vallée de l'Oise, entre Creil et Noyon, et desservent le département.

L'aéroport de Beauvais Tillé, situé à proximité de Beauvais, est un des premiers aéroports régionaux de France. Il faut également signaler la proximité de l'aéroport de Roissy-Charles-de-Gaulle implanté à une dizaine de kilomètres au sud du département.

Le département est traversé par l'Oise, l'Aisne et le canal du Nord qui permet la jonction entre l'Oise et le canal Dunkerque-Escaut. Ces voies fluviales relient la Seine et la région parisienne au nord de la France et au BENELUX. Le projet du canal Seine-Nord Europe, avec la liaison Seine-Escaut entre Compiègne et Aubencheul-au-Bac (Nord), permettra aux convois de grand gabarit de rallier l'Oise au bassin nord de la France et à l'Europe du Nord.

2.1.4. Occupation des sols

Les terres agricoles occupent près de 70% de la superficie du département (Tableau 4). Les surfaces boisées restent constantes depuis 1990 (22%) et sont bien représentées. On retrouve principalement de grandes forêts comme celle du massif des Trois Forêts, regroupant les forêts d'Halatte, d'Ermenonville et de Chantilly, les forêts de Compiègne-Laigue-Ourscamps et de Hez-Froidmont ainsi qu'une multitude de bois au sommet des buttes (Pays de Bray, Vexin) et dans les vallées (Oise, Aisne). Enfin, la surface de terrains artificialisés s'accroît au profit des territoires agricoles.

	1990	2000	2006
Territoires artificialisés (ha)	42 732	44 060	46 183
Territoires agricoles (ha)	413 743	412 107	409 822
Forêts et milieux semi-naturels (ha)	130 206	130 163	130 210
Zones humides (ha)	911	865	897
Surfaces en eau (ha)	2 561	2 957	3 041

Source : Corine Land Cover

Tableau 4 - Occupation des sols du département de l'Oise.

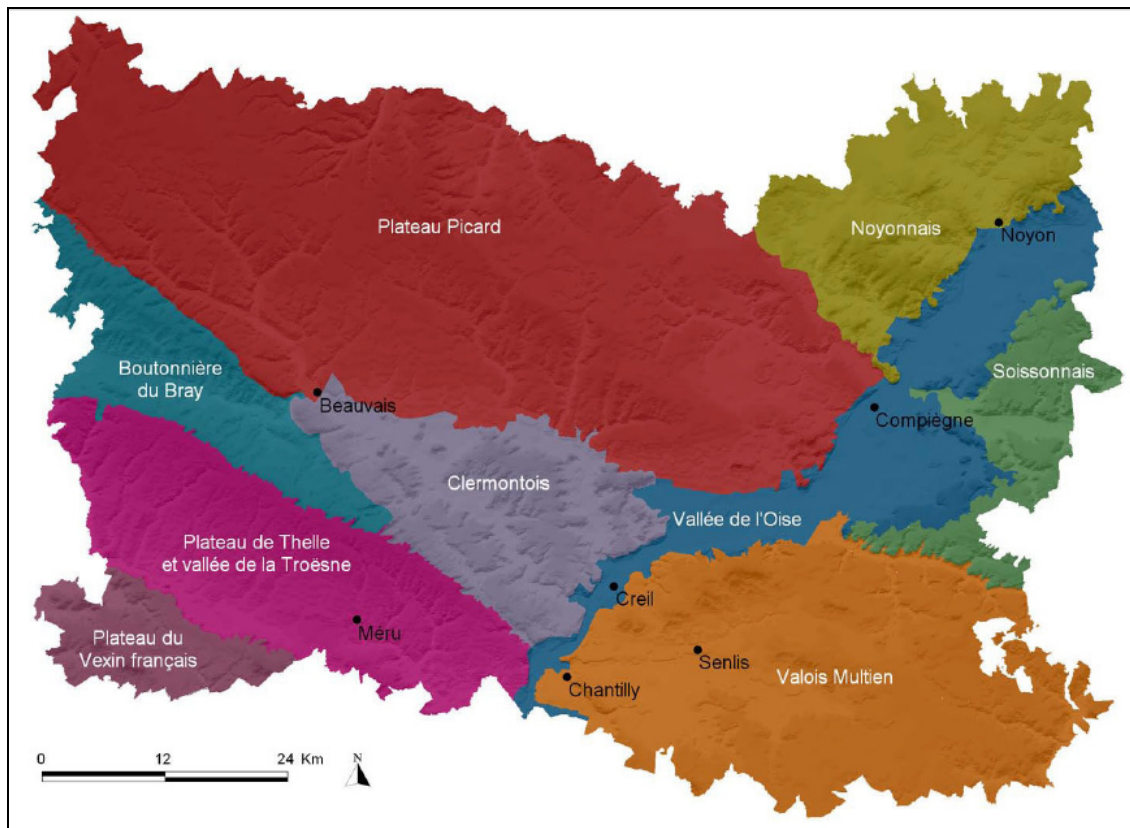
2.1.5. Morphologie et régions naturelles

Le département de l'Oise apparaît géographiquement comme une zone de transition entre les anciennes provinces de l'Ile-de-France, de Picardie et de Normandie.

Le point culminant se trouve à La Houssoye, à 236 m d'altitude et le point le plus bas se situe à 26 m sur l'Oise à Boran.

Sa morphologie est constituée de plateaux et de plaines crayeux et calcaires entaillés par les vallées de l'Oise et de ses affluents, l'Aisne et le Thérain notamment.

Le département de l'Oise est découpé en 9 régions naturelles (Illustration 1), la géologie du substratum conférant à chacune des paysages spécifiques (morphologie, hydrologie, activité humaine et bâti).



Source : DIREN Picardie et DDE de l'Oise (2005) - Atlas des paysages de l'Oise

Illustration 1 - Carte des régions naturelles de l'Oise.

Le Plateau Picard

Le Plateau Picard est le prolongement du plateau crayeux de la Somme qui s'étend jusqu'à l'Artois. Ce vaste plateau crayeux recouvert de limons plonge en pente douce vers le sud-est et la vallée de l'Oise. De 220 m au nord-ouest, aux environs de Formerie, l'altitude s'abaisse lentement jusqu'à 90 m à Estrées-Saint-Denis voire 50 m au sud-est près de la vallée de l'Oise. Ce plateau est limité au sud par le rebord de la boutonnière du Pays de Bray et les plateaux du Clermontois et à l'est par la vallée de l'Oise et les monts du Noyonnais.

Le plateau présente un paysage ouvert de grandes cultures. Le peuplement essentiellement rural subit l'influence des agglomérations de Beauvais, de la vallée de l'Oise et de la Brèche aval (Clermont).

La forte perméabilité de la craie limite les écoulements superficiels et a favorisé le développement de vallons secs, appelés fonds ou valleuses, qui confèrent à la région un relief vallonné. Le plateau est digité par ce réseau dense de vallons secs qui convergent vers les vallées humides. Une ligne de partage des eaux est-ouest contraint les eaux superficielles à s'écouler vers le nord et les affluents de la Somme (Selle et Noye) ou vers le sud et les affluents de l'Oise (Thérain et Petit Thérain, Brèche et Arré, Aronde). Les vallées humides se caractérisent par la présence de bocage, de boisements et d'étangs.

Le Clermontois

Le Clermontois, massif tertiaire d'altitude moyenne supérieure à 150 m, est composé de plateaux calcaires tabulaires séparés par des vallons humides et par les vallées de la Brèche et du Thérain qui rejoignent au sud-est la vallée de l'Oise. La région est limitée par le Plateau Picard au nord, la vallée de l'Oise à l'est, le Pays de Bray et le plateau de Thelle à l'ouest.

Les vallées, industrielles et fortement urbanisées sous l'influence des agglomérations de la vallée de l'Oise, contrastent avec les plateaux agricoles ruraux. Des bois et forêts sont également présents sur l'ensemble de la région (forêt domaniale de Hez-Froidmont au nord, bois de la montagne de Liancourt à l'est).

Le Pays de Bray (ou Bouttonnière du Bray)

Le Pays de Bray est une vaste échancrure large d'environ 10 km et s'étendant sur 80 km dans les départements de l'Oise et de Seine-Maritime. Il est séparé du Plateau Picard au nord et du plateau de Thelle au sud par des versants abrupts formant des cuestas. La région est caractérisée par une topographie complexe, résultant d'un anticlinal faillé, érodé en son centre, où apparaissent des roches du Crétacé inférieur (Turonien à Albien) et du Jurassique (calcaires du Portlandien).

Ce contexte particulier donne naissance à un paysage bocager typique, au relief ondulé d'une altitude moyenne de 150 m, et au couvert végétal varié. Au nord, le Haut-Bray est un secteur de reliefs mouvementés boisés, en forme de fer à cheval, enserrant une zone de plateau vallonnée et occupée par une mosaïque d'herbages et de cultures. Au centre, la vaste dépression des Fonds du Bray est parcourue par un réseau diffus de petits rus et par l'Avelon. La présence de terrains argileux et humides est propice aux herbages, aux bocages et au développement d'une ripisylve. Au sud, les coteaux étagés du Bray, accueillent cultures et herbages. Ils descendent en pente douce depuis la cuesta boisée délimitant le Pays de Bray du plateau de Thelle.

Le Plateau de Thelle et la vallée de la Troësne

Le plateau crayeux de Thelle, prolongation méridionale du Plateau Picard, s'incline de plus de 200 m d'altitude depuis le sommet des coteaux du Pays de Bray au nord (cuesta de Bray) jusqu'à moins de 100 m au pied des coteaux du Vexin au sud (cuesta du Vexin). Les terrains plongent vers la vallée de la Troësne, qui sépare le Pays de Thelle et le Vexin.

De nombreux vallons et cours d'eau entaillent le plateau et s'écoulent vers le sud pour alimenter l'Epte, l'Esche et la Troësne. Cette dernière, anciennement marécageuse, est canalisée sur une partie de son cours.

Le plateau est caractérisé par des paysages ruraux, cultivés et boisés (forêt de Thelle) tandis que les vallées à large fond plat ont connu une industrialisation depuis le 19^{ème} siècle.

Le Plateau du Vexin français

Le Vexin français s'étend au sud-ouest du département de l'Oise jusqu'au Val d'Oise. Dans l'Oise, cette région rurale est délimitée par la vallée de l'Epte à l'ouest et est séparée du pays de Thelle au nord et à l'est par la cuesta du Vexin.

Ce vaste plateau calcaire au relief ondulé est entaillé par de petits cours d'eau affluents de l'Epte et de l'Oise : Réveillon, Hérouval, Cudron, Viosne. Des buttes témoins couronnées de sables de Fontainebleau et d'altitudes comprises entre 200 et 217 m (Montjavoult, Molière de Serans, buttes de Rosne) surplombent le plateau, situé entre 80 et 100 m d'altitude.

Alors que le plateau calcaire est occupé par des champs ouverts de grandes cultures céréalières, les buttes tertiaires accueillent des bois à leur sommet et des pâtures et cultures en pied de versant.

Le Noyonnais

Le Noyonnais présente un relief doux mais complexe, d'altitude moyenne supérieure à 150 m. Il est bordé par la vallée de l'Oise au sud-est et par le Plateau Picard à l'ouest. La moitié sud est occupée par des monts, formés de petits plateaux et de buttes calcaires du Tertiaire. Une vaste plaine légèrement vallonnée et recouverte de limons s'étend sur la moitié nord. Trois petites vallées humides et ramifiées (Matz, Divette et Verse) traversent les monts avant de rejoindre la vallée de l'Oise.

Essentiellement rurale, la région offre une grande diversité de paysages : monts boisés et ponctuellement cultivés sur les hauteurs, versants et plaines cultivés et herbagés, cultures de fruits, vallées humides boisées.

Le Soissonnais

Le Soissonnais se poursuit vers l'est dans le département de l'Aisne jusqu'aux limites de la Champagne. Dans le département de l'Oise, la région est limitée au sud par la vallée de l'Automne, au nord et à l'ouest par les forêts domaniales de la vallée de l'Oise. Elle est constituée de plateaux calcaires tertiaires entaillés par de profondes vallées boisées et traversés par la vallée de l'Aisne.

Le limon fertile recouvrant les plateaux a favorisé le développement de grandes cultures sur les plateaux. La vallée de l'Aisne, urbanisée, industrielle (entreprises agro-alimentaires et chimiques) et agricole, constitue un axe de communication important.

Le Valois Multien

Le Valois-Multien est constitué d'un vaste plateau de calcaire grossier ponctué de buttes témoins. Ce plateau d'altitude moyenne de 100 m est légèrement incliné vers l'ouest et la vallée de l'Oise. Il est bordé par les vallées de l'Oise à l'ouest, de l'Automne au nord et de l'Ourcq à l'est et est entaillé par de nombreuses vallées (Nonette, Thève, Gergogne, Grivette, ...).

La région se caractérise à l'ouest par une urbanisation dense (Senlis, Chantilly, Lamorlaye...) et des massifs forestiers (Massif des Trois Forêts) et à l'est par un secteur plus rural occupé par des grandes cultures. Elle est fortement influencée par la région parisienne et notamment par l'aéroport de Roissy-Charles de Gaulle.

La Vallée de l'Oise

La vallée de l'Oise traverse la moitié orientale du département selon une direction nord-est - sud-ouest. Au nord, à proximité de Noyon, la vallée est essentiellement rurale et est occupée par des forêts, grandes cultures et herbages. Au centre, elle se caractérise par la présence de forêts domaniales (Compiègne) et par des paysages post-industriels (anciennes sablières) et d'activités tertiaires (logistiques). Au sud, vers Creil, elle se retrouve fortement urbanisée et industrialisée (manufactures) mais accueille également des polycultures.

Sur sa partie amont et jusqu'à Janville, au niveau de la confluence avec l'Aisne, l'Oise est doublée d'un canal navigable.

2.2. ELEMENTS DE CLIMATOLOGIE

Le département de l'Oise est caractérisé par un climat tempéré océanique à influences continentales déjà sensibles. Les vents à prédominance ouest à sud-ouest apportent des masses d'air humides et fraîches de l'Atlantique nord, réchauffées toutefois par les eaux tièdes de la dérive nord-atlantique. Ces masses d'air amènent des précipitations assez élevées toute l'année et entraînent une amplitude thermique plutôt faible.

Dans l'Oise, les saisons ne sont que peu marquées et les précipitations ne permettent pas de les différencier. Ce sont plutôt les variations de températures, de vent, la durée et l'intensité des précipitations qui marquent les changements entre saisons.

Les hivers sont marqués par des périodes de froid vif et sec alternant avec des périodes plus tempérées et humides. La neige peut persister quelques jours en Pays de Bray. Au printemps, le radoucissement est très progressif mais les conditions restent très variables d'une année sur l'autre, ce qui influence fortement la végétation. L'été, l'influence océanique domine, maintenant une certaine humidité et modérant les températures et l'ensoleillement, mais provoquant également de violents orages. En automne, les températures chutent rapidement et la pluviométrie est très importante.

2.2.1. Températures

Le climat du département est assez doux du fait de sa proximité avec la mer et de l'altitude modeste.

D'après les mesures Météo-France de la station météorologique de Beauvais, les normales annuelles sur la période 1971 à 2000 sont de 6,2°C pour la température minimale et de 14,5°C pour la température maximale (Illustration 2). La température moyenne annuelle est égale 10,3°C. Les températures moyennes sont globalement semblables à Creil et à Beauvais (Tableau 7) et demeurent d'ailleurs sensiblement les mêmes pour l'ensemble du département.

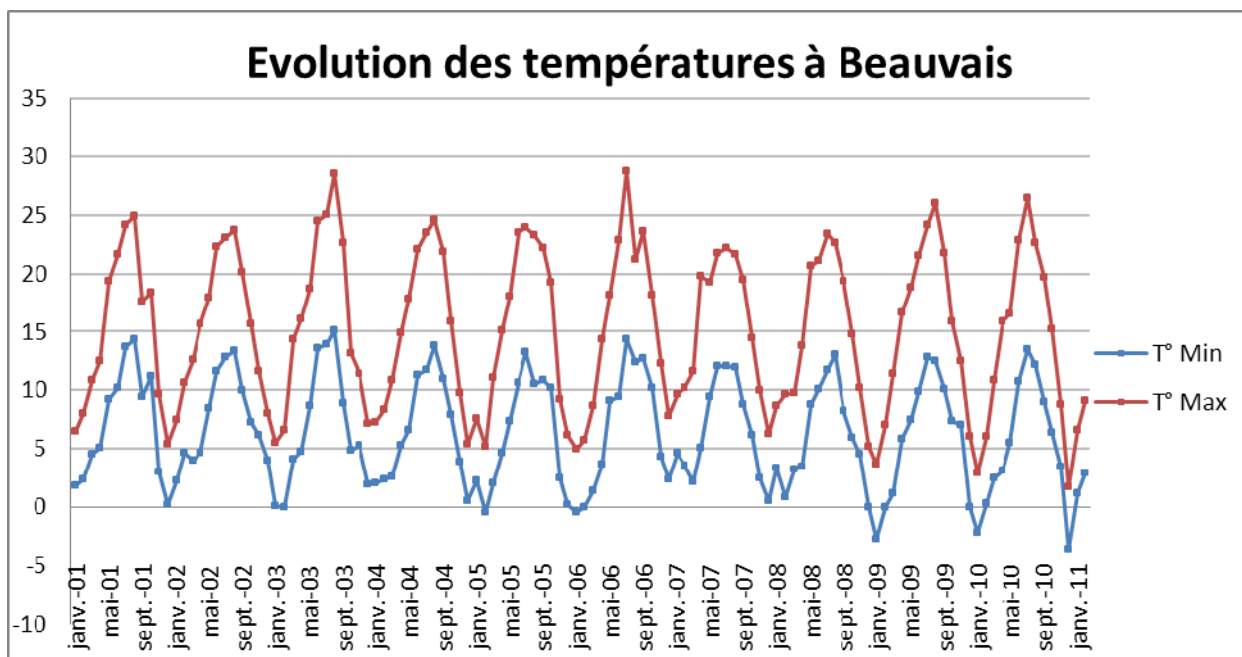


Illustration 2 - Evolution des températures minimales et maximales à Beauvais entre 2001 et 2011.

Janvier est le mois le plus froid de l'année avec une température moyenne de 3,4°C et les mois les plus chauds sont juillet et août avec une température moyenne de 18°C. L'amplitude thermique entre le mois de janvier et les mois de juillet et août est d'environ 15°C, indice d'un climat tempéré.

Il gèle sous abri en moyenne 62 jours par an. Les années 1962 et surtout 1963 ont été les plus froides et la valeur quotidienne la plus basse a été de -19,7°C en janvier 1954 à Beauvais. Les étés sont assez frais avec 29 jours de température maximale supérieure à 25°C. La canicule est rare et les températures dépassent 30°C en moyenne 5 à 6 jours par an à Beauvais. L'année la plus chaude reste 2003, année connue pour sa canicule historique sur l'ensemble du territoire français, avec des records de températures quotidiennes de 39°C en août à Beauvais et à Creil.

		Creil	Beauvais
Température minimale (°C)	Normale annuelle 1971-2000	6,0	6,2
	Moyenne annuelle la plus basse	4,7 en 1962	4,6 en 1963
	Moyenne annuelle la plus élevée	7,5 en 2000	7,5 en 2000
	Valeur quotidienne la plus basse	-21,6 le 17/01/1985	-19,7 le 28/01/1954
Température maximale (°C)	Normale annuelle 1971-2000	14,8	14,5
	Moyenne annuelle la plus basse	12,9 en 1963	12,3 en 1963
	Moyenne annuelle la plus élevée	16,4 en 2003	16,1 en 2003
	Valeur quotidienne la plus élevée	39,1 le 12/08/2003	39,0 le 06/08/2003

Tableau 5 - Normales 1971-2000 des températures minimales et maximales à Creil et Beauvais.

2.2.2. Insolation

A Beauvais, la durée moyenne d'insolation sur la période 1991 à 2000 est peu élevée, en moyenne de 1622 heures par an, soit 4,4 heures par jour. On observe en moyenne 156 jours de faible ensoleillement et 43 jours de fort ensoleillement par an (Illustration 3).

Le mois de décembre est le moins généreux avec une moyenne de 45 heures d'ensoleillement et en août, la durée d'insolation atteint 223 heures en moyenne. Les plus belles journées d'été sont souvent associées au décalage de l'anticyclone des Açores sur l'Europe de l'Ouest.

L'année la plus ensoleillée a été 2003, année caniculaire sur l'ensemble de la France, avec un cumul de 2040 h et 96 jours de fort ensoleillement. L'an 2000, exceptionnellement pluvieux, est celui qui a connu le moins d'ensoleillement avec 1411 h sur l'année.

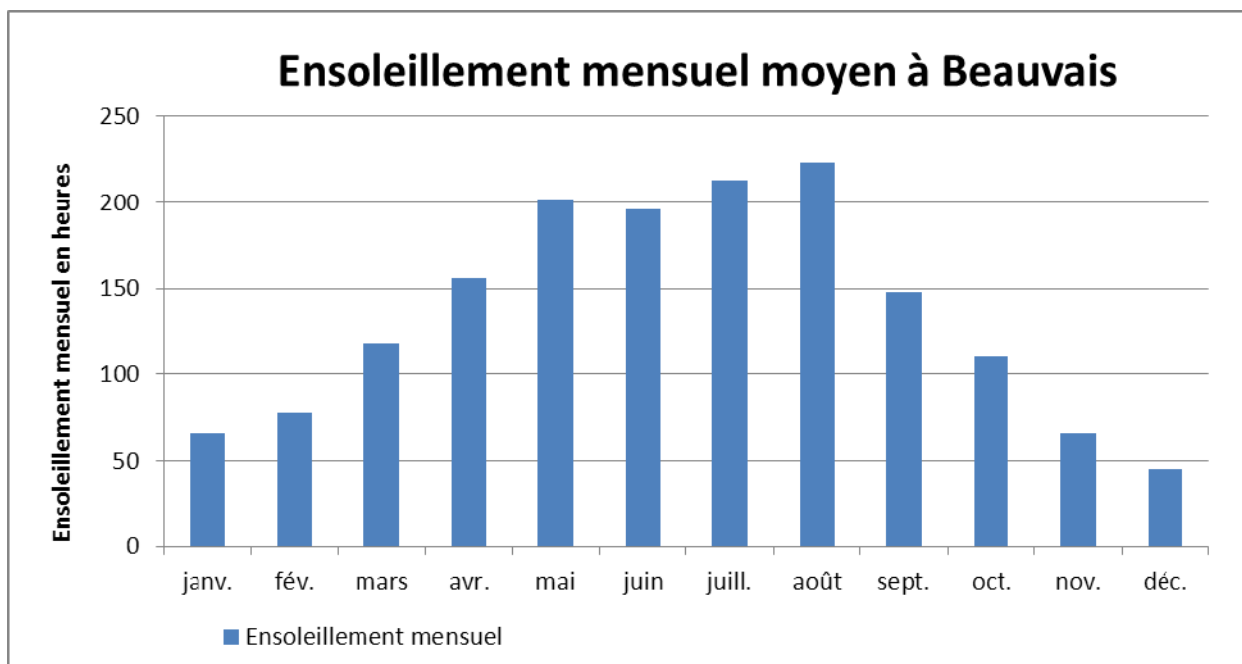


Illustration 3 - Durée moyenne mensuelle d'ensoleillement à Beauvais.

2.2.3. Pluviométrie

Le département de l'Oise est soumis à des précipitations fréquentes mais d'intensité variable. La région est sous l'influence d'un climat à dominante océanique, impliquant une faible variabilité saisonnière des précipitations (Illustration 4).

Le cumul annuel des précipitations entre 1971 et 2000 est en moyenne de 690 mm à Creil et de 675 mm à Beauvais (Tableau 6). Cette pluviométrie peu élevée à Beauvais et à Creil s'explique par la protection qu'offre les collines du Pays de Bray, du Clermontois et du Valois.

Ces pluies sont réparties sur toute l'année et la pluviométrie diffère peu entre le mois le plus arrosé et le mois le plus sec. Décembre (57 mm à Creil et 70 mm à Beauvais) ainsi que mai et octobre (66 mm à Creil et 63 mm à Beauvais) connaissent les pluviométries mensuelles les plus élevées. Les mois les moins pluvieux sont février (45 mm) ainsi qu'avril et août avec un peu moins de 50 mm.

Cependant la fréquence des pluies est importante. En effet, le nombre de jours par an, ayant enregistré des précipitations supérieures à 1 mm, est en moyenne de 124 à Creil et de 117 à Beauvais (Tableau 6), soit un jour sur trois. Les mois de janvier, novembre et décembre viennent en tête avec 11 à 12 jours chacun. Juillet et août, durant lesquels il ne pleut que 7 à 8 jours par mois, connaissent cependant de fréquents orages.

Les épisodes pluvieux intenses sont assez rares : de 0,3 à 1,1 jour par an avec un cumul quotidien dépassant 30 mm. Le record départemental atteint 128,5 mm en 24 heures à Lassigny le 6 juillet 2001.

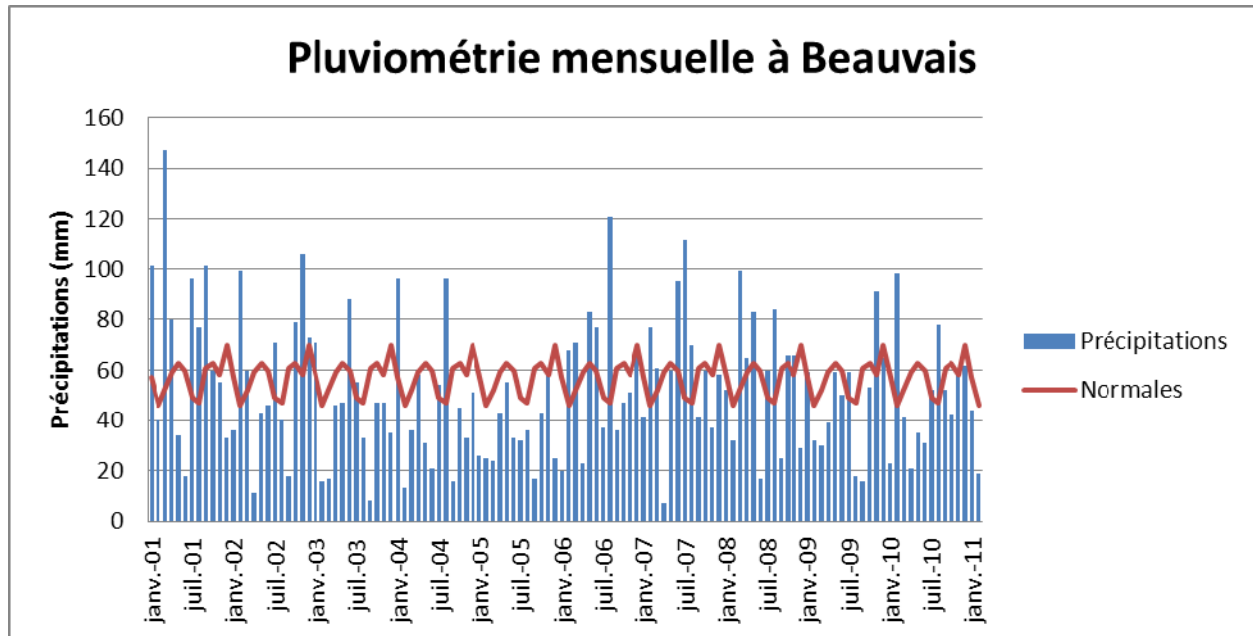


Illustration 4 - Evolution des précipitations mensuelles et comparaison à la normale à Beauvais entre 2001 et 2011.

Certaines années sont marquées par des déficits pluviométriques importants, notamment en 1971, lors des années 1975-76 et 1989-91, en 1997 et plus récemment de 2003 à 2005. Sur la période 1945 à 2010, l'année 1976 est la moins pluvieuse avec un cumul annuel de 440 mm à Creil et 395 mm à Beauvais correspondant à seulement 80 jours pour lesquels les précipitations ont été supérieures à 1 mm.

Les précipitations ont été largement supérieures à la normale durant les années 2000 à 2002. Ainsi, sur la période 1945 à 2010, les années les plus pluvieuses sont 2000 à Beauvais (970 mm) avec 154 jours ayant connu des précipitations supérieures à 1 mm ainsi que 2001 à Creil (955 mm).

La répartition spatiale des pluies montre une distribution inégale avec des valeurs croissantes vers le sud et l'ouest, le cumul annuel des précipitations atteignant en moyenne 750 mm au sud-ouest du département et 800 mm en Pays de Bray. La zone la moins arrosée correspond au nord-est du Plateau Picard avec environ 600 mm.

		Creil	Beauvais
Hauteur de précipitation (mm)	Normale annuelle 1971-2000	689,4	673,5
	Cumul annuel le plus bas	439,4 en 1976	394,8 en 1967
	Cumul annuel le plus élevé	954,6 en 2001	970,4 en 2000
Nombre de jours avec précipitations	Normale annuelle 1971-2000	124	117
	Total annuel le plus faible	81 en 1976	80 en 1976
	Total annuel le plus élevé	152 en 2000	154 en 2000

Tableau 6 - Normales 1971-2000 de la pluviométrie à Creil et Beauvais.

2.2.4. Evapotranspiration

Dans le département de l'Oise, seules les stations météorologiques de Beauvais et de Creil mesurent l'évapotranspiration potentielle (ETP).

L'évapotranspiration potentielle (ETP) peut être calculée par la méthode de Penman ou de Turc. La méthode de Penman est fondée sur une modélisation physique et utilise les variables météorologiques telles que la température, la durée d'insolation effective, la vitesse du vent, l'humidité relative, l'albedo, et dépend également de la formation végétale et de son niveau de développement. La méthode de Turc est une formule empirique qui tient compte de données de températures, d'insolation, d'humidité du sol et de pluies. L'évapotranspiration réelle (ETR), lorsqu'elle n'est pas mesurée directement par données satellitaires et calage sur le terrain, se déduit très généralement d'un bilan faisant intervenir la pluie, l'ETP et la réserve utile du sol.

Un bilan hydrique faisant intervenir à un pas de temps donné (journalier ou décadaire) la pluie, l'ETP et la réserve utile du sol permet de calculer la pluie efficace, part des eaux de pluie qui participe à la fois au ruissellement, c'est-à-dire à l'alimentation des cours d'eau, et à l'infiltration, c'est-à-dire à l'alimentation des nappes d'eau souterraine.

L'évapotranspiration dans l'Oise reprend une grande partie des précipitations s'abattant sur le territoire. Ainsi, calculée selon la méthode de Turc sur la période 1946-1981 et à partir des données de la station météorologique de Beauvais, elle s'élève en moyenne à 75% des pluies totales. Les pluies efficaces correspondent donc en moyenne à 25% du total des précipitations tombées en un an sur le département.

La variabilité spatiale et interannuelle de l'évaporation entraîne des pluies efficaces annuelles contenues dans une fourchette large (50 à 400 mm) avec une moyenne selon les secteurs comprise entre 150 et 200 mm. Les pluies efficaces sont pratiquement nulles de mai à septembre et ce sont les précipitations de l'automne et surtout de l'hiver qui contribuent à la réalimentation naturelle des nappes.

2.3. GEOLOGIE

Géologiquement, le département de l'Oise appartient à la partie septentrionale du bassin de Paris. Ce bassin s'est formé après l'orogénèse hercynienne (Paléozoïque) par des dépôts sédimentaires liés aux successions des transgressions et régressions marines. Il forme une dépression ample et peu marquée, limité au nord par l'anticlinal de l'Artois et par les Ardennes.

Le département de l'Oise est marqué par un relief doux, de faible amplitude et ne dépassant guère les 200 m d'altitude. Cependant, le faible pendage des couches vers le sud et le centre du Bassin de Paris ainsi que l'existence, à l'ouest du département de l'anticlinal du Pays de Bray, font affleurer des terrains d'âge varié :

- les assises tertiaires, du Paléocène à l'Oligocène, se retrouvant au sud et à l'est du département dans les régions du Clermontois, Plateau du Vexin français, Noyonnais, Soissonais, Valois Multien ;
- les terrains crayeux du Crétacé au nord et nord-ouest, sur les plateaux Picard et de Thelle ;
- les formations du Jurassique supérieur (Kimméridgien et Portlandien) et du Crétacé inférieur dans la fenêtre du Pays de Bray.

La géologie profonde de l'ensemble du Bassin de Paris est relativement bien connue grâce aux forages profonds réalisés dans le cadre de la recherche pétrolière, pour la délimitation de sites de stockage souterrain ou pour l'exploitation géothermique de certains aquifères. Toutefois, la densité de forages profonds diminue rapidement vers le nord.

2.3.1. Modèle géologique

Le modèle géologique a été réalisé au moyen des logiciels GDM[®] et Multilayer du BRGM et permet d'obtenir une représentation cartographique de la géométrie des différentes formations aquifères.

Le modèle géologique est issu d'un calcul par interpolation à partir des données factuelles existant sur la zone à modéliser. Il est fourni sous forme de grilles régulières au pas de 100 m dont chaque maille contient la valeur de l'altitude de l'interface modélisée (isohypse) ou de l'épaisseur (isopaque) de la couche considérée.

Données nécessaires au modèle

• **Données de base**

Pour constituer le modèle géologique, ont été sélectionnées les données issues des sources suivantes :

- le modèle numérique de terrain (MNT de l'IGN) au pas de 50 m ;

- les coupes géologiques de forages issus de la banque de données du sous-sol (BSS). Un maximum de sondages a dû être extrait de cette base afin d'effectuer une interprétation litho-stratigraphique homogène des logs géologiques ;
- des cartes géologiques harmonisées départementales au $1/50000$ et des cartes géologiques vectorisées au $1/50000$.

Afin de renforcer les résultats et d'avoir un modèle géologique cohérent couvrant l'ensemble du département, les données ont été sélectionnées et exploitées dans l'emprise d'un rectangle encadrant largement le département de l'Oise.

• **Colonne stratigraphique**

Formations	Type de contact entre surfaces	Stratigraphie	Description des faciès
ALLU	ÉROSIF	Quaternaire	Alluvions récentes
QUAT		Quaternaire	Terre végétale, alluvions anciennes, colluvions
FONT		Stampien supérieur	Sables de Fontainebleau
BRIE		Stampien inférieur	Calcaires et meulières de Brie
LUDI		Bartonien supérieur	Calcaires de Champigny (Ludien)
BART		Bartonien inférieur	Calcaires de St-Ouen et sables de Beauchamp
LUTE		Lutétien	Calcaires
YPRE		Yprésien	Sables de Cuise
THAN		Thanétien	Sables de Bracheux
CSUP	ÉROSIF	Crétacé supérieur	Craie
CINF		Crétacé inférieur	Dominante de sables et argiles
JURA		Jurassique	Calcaires et marnes
SUBS	ÉROSIF	Trias à Paléozoïque	

Illustration 5 - Pile stratigraphique utilisée pour le calcul du modèle géologique.

Une pile stratigraphique a été construite pour le calcul du modèle. Cette colonne est utilisée pour une interprétation homogène des données collectées (Illustration 5).

Les surfaces qui sont modélisées sont symbolisées par une colonne stratigraphique précisant aussi les relations existant entre les couches : simple superposition des couches dans la plupart des cas ou relation de type « Erosif » si la couche supérieure érode la ou les couches inférieures.

Traitement des données

- **Réalisation de la carte géologique**

Une carte géologique spécifique a été élaborée à partir des cartes géologiques harmonisées départementales et des cartes géologiques vectorisées au $1/50000$ (Illustration 6). Cette carte a été réalisée en regroupant et synthétisant les polygones en fonction du découpage stratigraphique choisi pour l'étude. A partir de ces polygones, ont pu être extraits les contacts géologiques et leur altitude par intersection avec le modèle numérique de terrain (MNT).

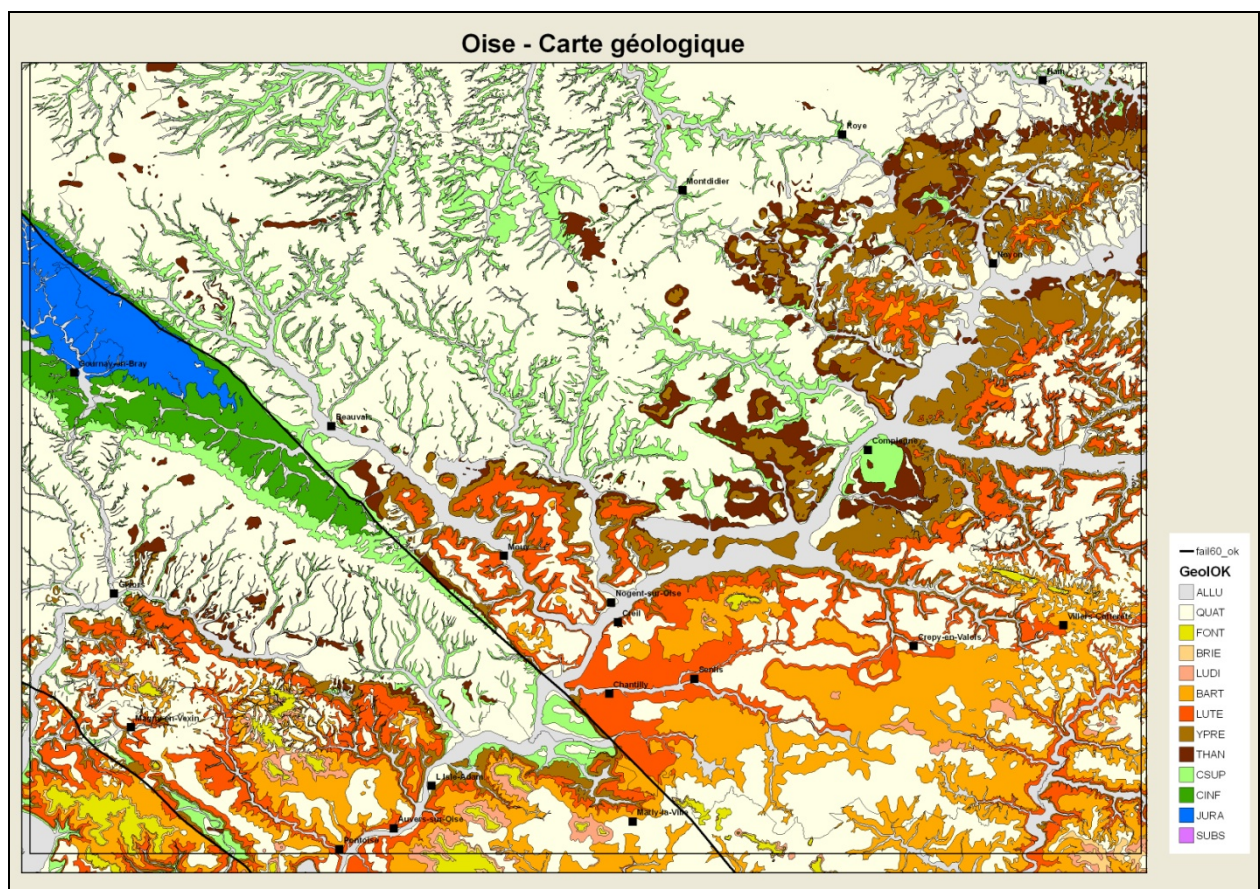


Illustration 6 - Carte géologique synthétisée pour l'étude

Cette carte d'affleurements constitue un jeu de données complémentaire de celui issu des forages. A noter que par un souci de cohérence avec le département de l'Aisne, les formations de Brie et de Fontainebleau ont été modélisées bien qu'elles soient quasiment absentes dans les limites du département de l'Oise.

Deux failles, dont la faille majeure dite de Bray-Vittel, recoupent le département et sont prises en compte dans la construction du modèle.

- **Prise en compte des logs de forage**

Les logs vérifiés issus de dossiers BSS ont été utilisés prioritairement pour la construction du modèle géologique. Ces logs sont issus de coupes géologiques réinterprétées. Sur certaines zones peu renseignées, l'information a été complétée par des logs extraits de la BSS et interprétés pour cette étude. Tous ces forages ont été recodés conformément à la pile stratigraphique définie.

Lors de la construction du modèle, la cohérence des forages entre eux a été testée et certains ont été écartés lorsque trop de divergences ou d'incohérences étaient observées.

Au total, 2 241 logs de forages ont été interprétés selon la pile stratigraphique définie pour l'étude et étaient donc susceptibles d'être exploités pour la construction du modèle géologique. Après les différents contrôles de cohérence, 242 ont été éliminés.

Paramétrages et construction du modèle géologique

Les interfaces à calculer sont les suivantes : toit et mur du Bartonien, du Lutétien, de l'Yprésien, du Thanétien, du Crétacé supérieur, du Crétacé inférieur et du Jurassique. Les formations supérieures, c'est-à-dire les alluvions récentes et les terrains quaternaires hors alluvions, ont également été modélisées afin d'obtenir un modèle présentant un maximum de cohérence.

- **Paramètres**

La construction du modèle implique une phase de contrôle et de mise en cohérence des données afin de permettre l'élaboration d'une succession de géométries géologiquement cohérentes. Cette mise en cohérence peut impliquer la création de points additionnels destinés à imposer à l'outil d'interpolation des contraintes permettant de reconstituer une géologie réaliste.

Multilayer est un logiciel du BRGM qui permet de réaliser ces tâches et de calculer un modèle géologique multicouches en prenant en compte les relations décrites dans la pile stratigraphique.

Les interpolations sont réalisées en utilisant une méthode de krigeage linéaire sans dérive avec les paramètres suivants :

- Maille finale de 100 m ;
- Voisinage d'interpolation rectangulaire variable en fonction des formations modélisées :
 - 20 000 m pour les alluvions, les formations du Quaternaire, de Fontainebleau et de Brie ;
 - 25 000 m pour les formations du Ludien, du Bartonien, du Lutétien et de l'Yprésien ;
 - 30 000 m pour le Thanétien ;
 - 60 000 m pour le Crétacé supérieur ;
 - 75 000 m pour le Crétacé inférieur ;
 - 100 000 m pour le Jurassique et le toit du substratum.
- Seuil de fusion variable en fonction des formations modélisées :
 - 50 m pour les alluvions, les formations du Quaternaire, de Fontainebleau et de Brie ;
 - 100 m pour les formations du Ludien, du Bartonien, du Lutétien et de l'Yprésien ;
 - 100 m pour le Thanétien ;
 - 100 m pour le Crétacé supérieur ;
 - 100 m pour le Crétacé inférieur ;
 - 100 m pour le Jurassique et le toit du substratum.

Ces différents voisinages prennent en compte la variabilité de la densité d'information entre les formations tertiaires et les formations situées sous la craie du Crétacé.

Le modèle calculé pour l'ensemble des couches prévues est fourni sous forme de grilles régulières au pas de 100 m dont chaque maille contient la valeur de l'altitude NGF de l'interface géologique modélisée.

• **Réalisation du modèle géologique**

Les données ont été synthétisées et homogénéisées pour les besoins de l'étude, puis elles ont été intégrées dans les logiciels GDM[®] et Multilayer du BRGM pour réaliser une interpolation et obtenir ainsi un champ de valeurs affecté à un maillage à partir duquel des cartes ont pu être construites.

La création de grilles fiables nécessite d'avoir une forte densité d'informations de bonne qualité et, si possible, recoupant l'ensemble des formations à décrire.

Les aquifères des sables de Fontainebleau (Stampien supérieur), des calcaires et meulière de Brie (Sannoisien - Stampien inférieur) et des calcaires de Champigny (Ludien – Bartonien

supérieur) sont assez peu représentés dans l'Oise mais ont été inclus dans le modèle pour en assurer la cohérence géométrique (Tableau 7).

Couches géologiques	Nombre de logs recoupant la couche géologique
Alluvions	388
Quaternaire	698
Stampien supérieur (Fontainebleau)	39
Stampien inférieur (Brie)	3
Bartonien supérieur (Ludien)	150
Bartonien inférieur	756
Lutétien	1199
Yprésien	1322
Thanétien	506
Crétacé supérieur	1061
Crétacé inférieur	95
Jurassique	103
Substratum	22

Tableau 7 - Couches géologiques recoupées par les logs sélectionnés.

La répartition des 1999 logs retenus est très hétérogène géographiquement, notamment entre le nord et le sud du département (Illustration 7), et d'une formation aquifère à l'autre (Illustration 8, Illustration 9 et Illustration 10). Cependant, il n'existe pas de lacune importante d'informations, hormis au nord de Beauvais et en profondeur. Cette répartition est essentiellement fonction de la disponibilité des ressources du sous-sol (eaux souterraines notamment ainsi que stockage de gaz, recherche de pétrole et géothermie pour les forages profonds) et de l'activité humaine (agglomérations, agriculture intensive, ...).

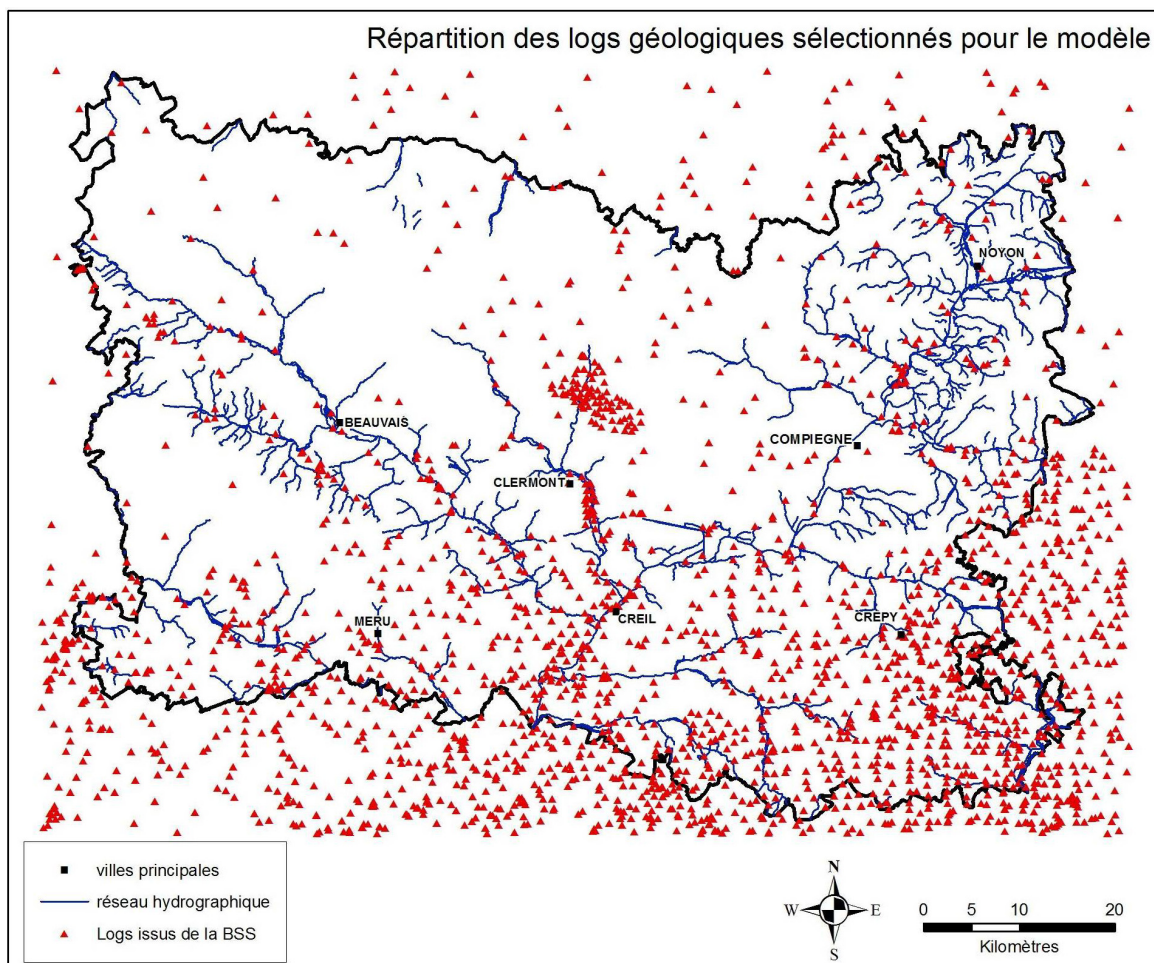


Illustration 7 – Répartition des logs géologiques sélectionnés pour la construction du modèle géologique.

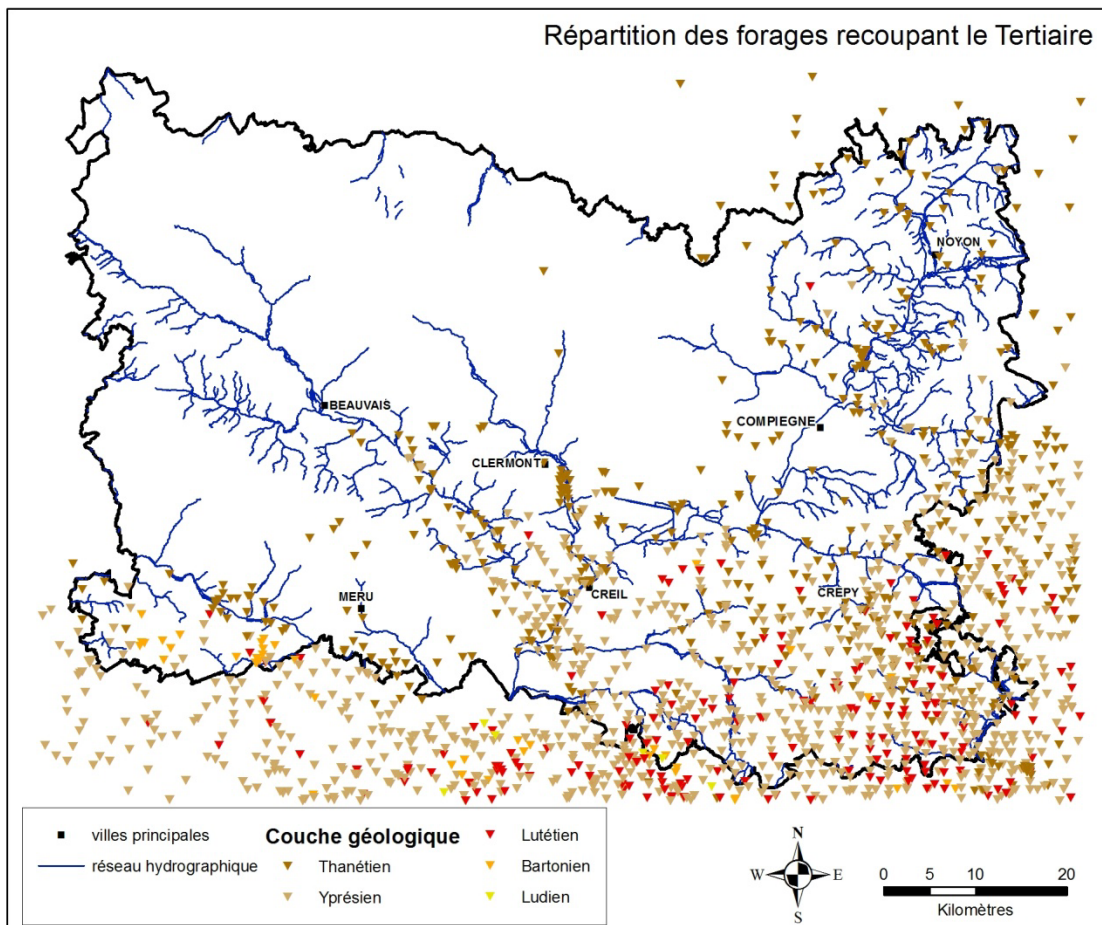


Illustration 8 – Répartition des forages recoupant les formations du Tertiaire.

La densité d'information est bonne pour le Tertiaire (Illustration 8), lorsqu'il est présent, dans le sud du département.

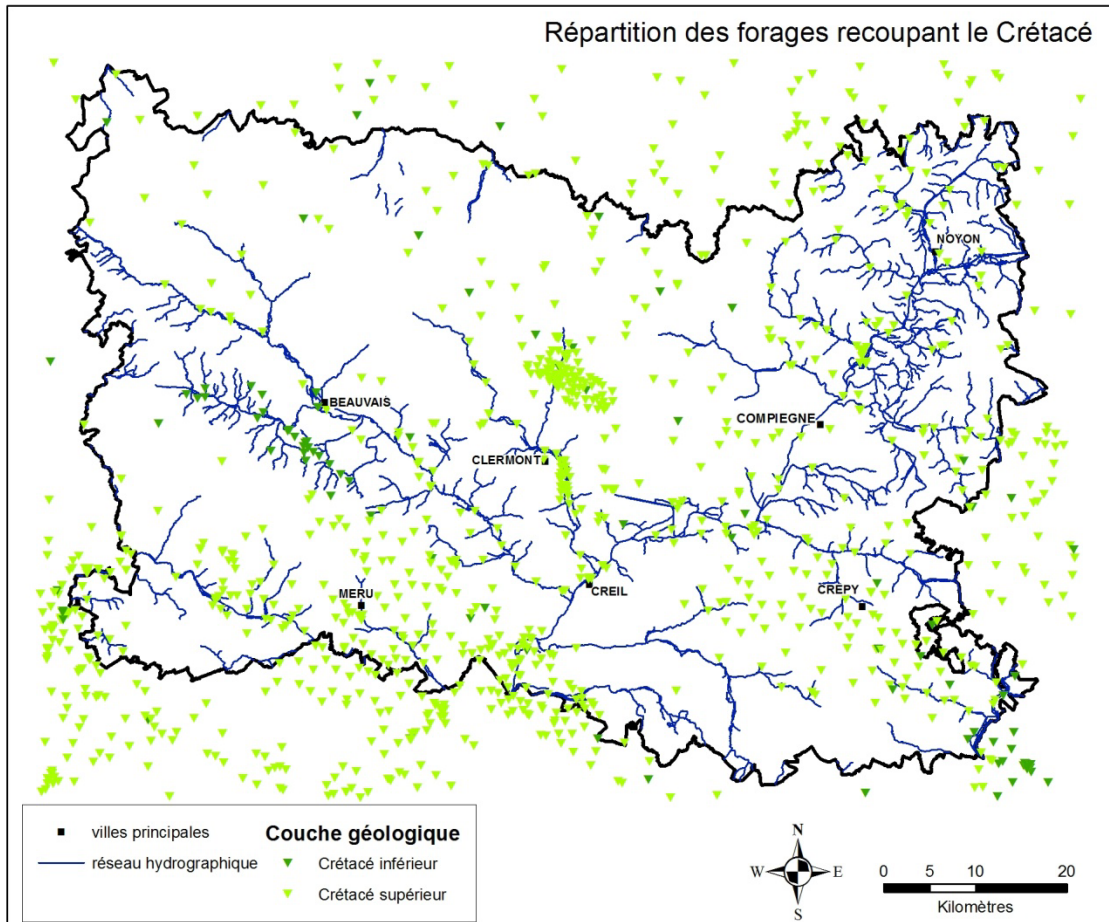


Illustration 9 – Répartition des forages recoupant les formations du Crétacé supérieur (craie) et/ou du Crétacé inférieur (Albien).

Les forages atteignant le toit du Crétacé supérieur sont bien répartis, même pour les zones où la craie est recouverte par les formations du Tertiaire (Illustration 9).

Concernant le Crétacé inférieur, seuls l'anticlinal du Pays de Bray et quelques points au sud-est du département permettent d'avoir des données sur le toit de la couche géologique (Illustration 9).

Les forages atteignant le toit du Jurassique et du substratum sont très dispersés (Illustration 10). Seul l'anticlinal du Pays de Bray est bien représenté, du fait de l'affleurement des couches géologiques d'âge jurassique.

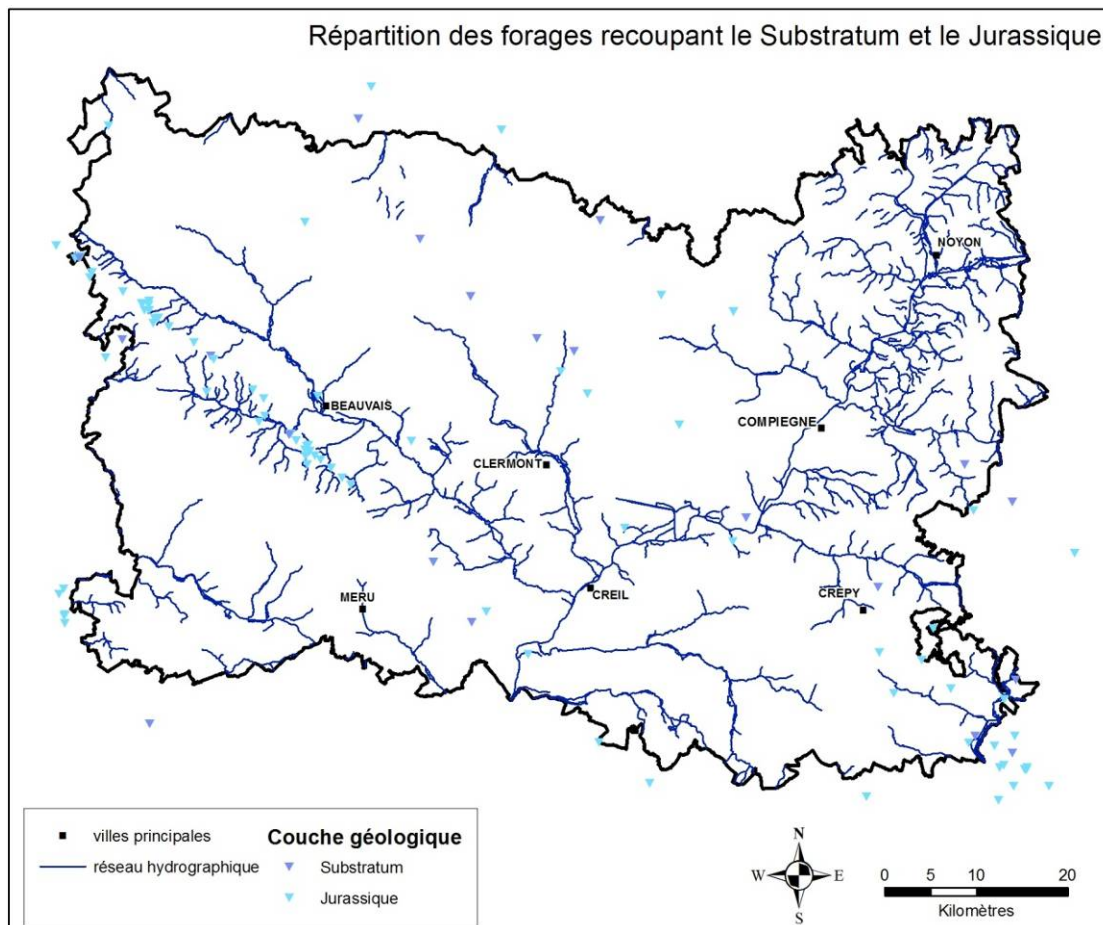


Illustration 10 – Répartition des forages recoupant les formations du substratum et du Jurassique.

Pour les formations situées sous le Crétacé supérieur, la densité est donc nettement plus faible jusqu'à devenir insuffisante pour le Jurassique. Cette faible densité n'empêche pas le calcul si l'on prend un grand rayon d'interpolation mais elle génère de nombreux artéfacts qui entachent la fiabilité du résultat.

Une grille intermédiaire à large maille (2 km) a alors été générée afin de servir de base pour créer des points additionnels. Cet artifice permet d'obtenir une grille finale minimisant les artéfacts lors de l'interpolation à la maille finale de 100 m.

Il découle de la répartition des données que le modèle géologique généré pour les couches tertiaires présentera une meilleure définition que celui des couches du substratum mésozoïque.

2.3.2. Lithostratigraphie

L'inventaire des formations géologiques du département de l'Oise s'appuie notamment sur la carte géologique harmonisée du département de l'Oise (**Roger J.**, 2008), sur la synthèse géologique du Bassin de Paris (**Mégny C.**, 1980) et sur le travail réalisé dans le cadre du projet de cartographie de l'aléa retrait-gonflement (**Bernon N.**, 2009). Les surfaces d'affleurement, issues de la carte géologique harmonisée départementale, sont données à titre indicatif.

La connaissance fine des horizons profonds, appartenant au Crétacé inférieur, Jurassique, Trias et au Primaire, est tributaire de la densité des ouvrages profonds (pétroliers et recherche d'eau) et certaines zones restent relativement mal connues.

Quaternaire

Depuis la fin du Stampien (Tertiaire - Oligocène inférieur), la région est restée soumise à un régime de dépôts en milieu continental marqué par la mise en place de sables, de graviers, de galets et d'argiles au niveau des cours d'eau (terrasses alluviales), de meulière en milieu lacustre, de formations argileuses résultant notamment de la décalcification de la craie ou des calcaires, avec ou sans silex, et de dépôts limoneux très fins formés *in situ* à partir d'argiles d'altération ou résultant du soufflage de particules fines siliceuses et argileuses (limon éolien). L'altération et la dégradation des différentes formations vont également se traduire par la mise en place de dépôts dits de « pente » plus ou moins importants, résultant du colluvionnement et de la solifluxion des matériaux issus des terrains en place.

Ces formations quaternaires se présentent en général sous forme de lambeaux localisés ou d'une véritable couverture dont l'épaisseur peut varier de quelques décimètres à plusieurs mètres. La différenciation avec les dépôts superficiels (colluvions, limons, argiles à silex ou à meulière) est souvent délicate.

- **Formations des vallées**

- Tourbes et dépôts tourbeux : Quaternaire - Holocène

Les tourbes n'ont pas toujours fait l'objet d'une distinction cartographique sur les cartes géologiques par rapport aux alluvions actuelles et récentes. Leur représentation couvre néanmoins 24,6 km² dans le département de l'Oise

Les tourbes sont particulièrement développées dans les vallées des affluents de l'Oise, la Brèche et l'Aronde. Des tourbes sont généralement intercalées au sein des alluvions récentes, mais elles disparaissent presque toujours dans les zones de confluence. Selon la notice de la carte géologique de Senlis (**Blondeau A. et al.**, feuille 108, 1967), la tourbe remonte au Néolithique ; des pieux d'habitations y ont été retrouvés sur la rive droite de l'Oise.

Dans les vallées des affluents de l'Aisne, de petites tourbières calciques perchées au niveau des argiles de Laon se rencontrent fréquemment. Enfin, une zone tourbeuse importante a été cartographiée dans la vallée de la Troësne, sur le trajet du canal de Marquemont.

- Alluvions récentes : Quaternaire - Holocène

Les alluvions récentes sont généralement limoneuses et vaseuses et comportent une composante sableuse et/ou argileuse variable. Souvent, elles passent graduellement à l'amont aux colluvions ou aux limons de pente colluvionnés. Les alluvions récentes peuvent atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur, notamment lorsque des tourbes sont présentes. Cette formation couvre 400 km² du territoire départemental

Les alluvions récentes de l'Oise et de l'Aisne sont tributaires des limons et des formations tertiaires de la vallée. Dans la région de Compiègne, elles sont argilo-sableuses, parfois argilo-crayeuses ou franchement sableuses. Leur épaisseur excède rarement 6 m.

Les nombreux affluents qui irriguent les grands cours d'eau (Oise et Aisne) présentent des alluvions généralement limoneuses et tourbeuses. Dans les vallées des affluents de l'Aisne, toujours très encaissées, les alluvions sont à dominante limoneuse avec une composante calcaire variable et des niveaux plus ou moins riches en matières organiques. Dans la vallée du Thérain, les alluvions sont sableuses et argileuses. Vers l'amont, leur composition est influencée par les terrains argilo-sableux du Crétacé inférieur. Leur épaisseur est comprise généralement entre 1 et 3 m. Les alluvions de la Troësne au sud-ouest du département sont dominées par des matériaux de granulométrie fine : limons, argiles, silts, sables fins.

- Alluvions anciennes : Quaternaire - Pléistocène

Hormis au nord-est du département, dans la vallée de l'Oise, les alluvions anciennes sont fréquemment masquées par des limons loessiques colluvionnés et affleurent parfois sous la forme de placages en bordure des cours d'eau. Elles sont essentiellement présentes dans les vallées de l'Oise et du Thérain et sont observées en terrasse dans les vallées de l'Oise et de l'Aisne. La surface totale de ces formations atteint 100 km² dans le département.

Les alluvions anciennes correspondent principalement à des sables et graviers. Le plus souvent, un sable quartzeux peu épais, de 3 m maximum, recouvre une grève caillouteuse et graveleuse à passées sableuses, formées d'éclats de silex et de granules calcaires. L'épaisseur de ces dépôts varie généralement de 1 à 7 m, atteignant localement une dizaine de mètres. Les alluvions anciennes sont toujours intensivement exploitées dans de nombreuses ballastières.

- **Formations des pentes**

- Colluvions : Quaternaire

L'ensemble des colluvions affleure sur plus de 250 km² dans le département de l'Oise.

Les colluvions de dépression et de fond de vallée sèche résultent de l'accumulation par gravité, solifluxion ou ruissellement d'un matériau d'origine locale dans les zones basses. Le plus souvent, les colluvions de dépression proviennent du remaniement des limons, qui s'accumulent dans les dépressions des plateaux crayeux. Sur le bas des flancs des vallées, elles recouvrent la craie ou les formations résiduelles à silex. Leur composition est limono-argileuse, pouvant contenir des silex brisés et des grains de sables quartzeux. Leur épaisseur excède rarement 5 m au nord du département sur les versants crayeux du Plateau Picard mais peut atteindre 10 m au sud et à l'ouest en bordure des plateaux crayeux. Ces colluvions sont particulièrement abondantes dans les régions du Plateau Picard et du Pays de Thelle, remplissant les dépressions des plateaux crayeux.

Dans les parties méridionale et orientale du département, les colluvions se chargent en pied de cuesta en débris tertiaires de tailles diverses, ce qui permet de les distinguer des précédentes. Ces colluvions issues des formations tertiaires proviennent du remaniement, par fluage et glissement sur les versants des plateaux, des niveaux sableux, argileux et calcaires du Tertiaire. Elles forment un complexe hétérogène où se mêlent des matériaux argileux, limoneux, sableux, des fragments de silex, de grès et de calcaire. Leur composition est généralement limoneuse avec présence de silex à proximité de la craie, argileuse et plutôt sableuse aux abords des collines tertiaires. L'épaisseur des colluvions issues des formations tertiaires varie de quelques décimètres à 5 m environ.

- Limons de pente : Quaternaire - Pléistocène et Holocène

Les limons bruns de pentes sont issus des limons des plateaux par colluvionnement ou solifluxion. Vers le bas des versants, ils passent aux alluvions récentes (vallées actives) ou aux limons de fond de vallées sèches. Ils sont présents à l'affleurement sur 290 km² dans le département de l'Oise.

- **Formations des plateaux**

- Sables éoliens : Quaternaire

Des sables éoliens affleurent sur plus de 10 km² dans les forêts de Compiègne, de Chantilly et de la Haute Pommeraie.

Il existe localement, dans la basse forêt de Compiègne, des placages sableux dont l'épaisseur peut dépasser 2 m, sur les argiles sparnaciennes (Yprésien inférieur) ou sur les marnes de Sinceny (Thanétien supérieur). Ces sables proviennent du remaniement des sables de Bracheux (Thanétien) ou des sables de Cuise (Yprésien supérieur).

Sur le plateau de la Haute Pommeraie, des sables auversiens (Bartonien inférieur) remontés par le vent constituent de petites dunes stabilisées par la forêt et reposant sur les formations marinésiennes (Bartonien supérieur). Dans la forêt de Chantilly et de Coye, autour de la butte de la Haute Pommeraie, des sables remaniés par le ruissellement et par le vent tapissent la surface des calcaires lutétiens sur une épaisseur de moins de 1 m à 2 m. La mise en place de ces accumulations dunaires sont postérieures au Würm et paraissent sub-actuelles.

- Limons de plateaux : Quaternaire – Pléistocène et Holocène

Les limons de plateaux sont des limons bruns argilo-sableux, à composante loessique, d'origine continentale (éolienne) et mis en place au cours des glaciations quaternaires. Ils sont composés de quartz et minéraux argileux.

Le complexe des limons des plateaux occupe de grandes étendues dans le département (1475 km²). Son épaisseur et son faciès sont influencés par la topographie et les conditions de gisement. La puissance de cette formation est très variable et varie de quelques décimètres en plateau à 5 m mais peut atteindre plus de 10 m dans les poches karstiques.

La majeure partie du complexe est formée de limons récents éoliens rattachés à la dernière phase de climat sec du Würm. Il s'agit de limons loessiques argilo-sableux d'aspect jaunâtre, ocre, brun ou de teinte claire et doux au toucher. Ils sont constitués de très fines particules siliceuses, argileuses et calcaires qui pour plus de 90% d'entre elles sont inférieures à 50 µm. Au voisinage des massifs sableux auversiens et thanétiens, au nord-est et au sud-ouest, la charge en sable augmente et les limons des plateaux s'apparentent plutôt à un limon sableux.

A la base de la formation se trouvent des niveaux de limons anciens, présentant une répartition très irrégulière et dont la nature est liée à celle du substrat (sables tertiaires, résidus à silex, craie, fragment de grès ou de meulière...).

Sur le terrain il n'est pas toujours aisé de distinguer les limons anciens des limons récents. Le lessivage et la décalcification des limons holocènes ont conduit à la formation en surface de la « terre à brique » ou lehm de teinte brunâtre, et, en profondeur, de « poupées de loess » calcaires.

Les limons peuvent être très épais sur les plateaux crayeux mais également sur les plateaux de calcaires grossiers tertiaires. Sur les parties les plus hautes des plateaux crayeux (nord du Pays de Thelle, nord et ouest du Plateau Picard), les eaux de ruissellement ont décapé les dépôts superficiels limoneux et mis à l'affleurement l'argile à silex. Sur les parties centrales (Pays de Chaussée) et orientales (Plaine d'Estrées-Saint-Denis) du Plateau Picard, les limons de plateaux sont au contraire plus abondants. En effet, la pente du Plateau Picard, vers le sud-est, a favorisé l'accumulation de limons au sud et à l'est, pouvant atteindre jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur sur la plaine d'Estrées-Saint-Denis.

Les limons sont absents sur tous les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur du Pays de Bray et assez peu représentés sur la craie au sud de la vallée du Thérain.

- Limons argileux à silex : Quaternaire

Cette formation limoneuse à forte charge caillouteuse repose sur l'argile à silex festonnée par la cryoturbation quaternaire. Il s'agit généralement de silex fragmentés dans une matrice argilo-sableuse (biefs) ou limoneuse (limons à silex).

Les limons à silex, généralement peu épais sur les plateaux (moins d'un mètre), peuvent représenter plusieurs mètres d'épaisseur sur les pentes où ils se sont mis en place par colluvionnement. La surface départementale de cette formation atteint au total 880 km².

Les limons à silex en place, de couleur brun-rouge à rougeâtre, s'intercalent sur le Plateau Picard et dans le secteur du Bray entre le limon brun des plateaux et la craie altérée. Ils peuvent aussi couvrir des surfaces importantes sur les plateaux ou les pentes douces. Leur matrice devient parfois accessoire, devant les innombrables blocs résiduels qu'ils contiennent : silex branchus dérivant directement des assises crétacées démantelées, grès à patine rougeâtre, galets avellanaires de silex noir, silex verdis thanétiens, calcaires silicifiés lutétiens, meulière...

L'origine de cette formation est diverse : brassage mécanique par les labours de limon des plateaux et de la formation résiduelle à silex, résidu de limon ancien chargé en silex dont les fines ont été en partie éliminées par ruissellement, accumulation par colluvionnement et solifluxion sur les pentes douces de limons, limons anciens à silex, formation résiduelle à silex, etc.

- Cailloutis : Quaternaire – Pléistocène ; Pliocène

Une formation appelée cailloutis des plateaux est parfois distinguée sur les cartes géologiques, bien qu'apparaissant rarement à l'affleurement (1,5 km²) car en général recouverte par les limons des plateaux. Ces cailloutis d'origine fluviale sont pour l'essentiel des fragments de silex très usés mais aussi des débris de calcaire et de grès bartoniens provenant du substrat et enrobés dans une matrice sablo-argileuse. Il est à noter que des fragments de roches « ardennaises » plus lointaines entrent également dans la composition de ces cailloutis, permettant une datation Pliocène-Pléistocène de cette formation.

- **Formations résiduelles**

- Formations résiduelles issues des formations tertiaires : Quaternaire

L'ensemble de ces formations superficielles issues des formations tertiaires affleurent majoritairement à l'ouest du département et occupent une superficie cumulée de près de 20 km².

Les formations sableuses résiduelles dérivées des sables du Bartonien se retrouvent essentiellement au niveau des plateaux de calcaires grossiers tertiaires. Des galets de silex arrondis, dans une matrice sableuse, proviennent des galets auversiens ou marinésiens (Bartonien inférieur et supérieur).

Les formations résiduelles issues des dépôts du Thanétien se présentent comme des galets verdis, sables et grès (grès de Frétoy), sables roux et galets avellanaires.

- Argiles résiduelles à silex : Quaternaire

La formation des argiles résiduelles à silex est issue de l'altération et de la décalcification de la craie, développée après l'exondation post-oligocène du Bassin de Paris. Elles sont présentes sur les plateaux crétacés où elle recouvre la craie d'un manteau assez continu mais peu épais, dans des poches de dissolution karstique ou encore solifluée sur les pentes. Elle est souvent masquée par les limons qui se mêlent à sa partie supérieure.

Cette formation est constituée d'une matrice argileuse ou argilo-sableuse brun-rouge empâtant des silex branchus issus de la craie crétacée et des galets thanétiens (galets verdis, noirs, gréseux). Son épaisseur varie de quelques décimètres en plateau à plus de 10 m dans les poches karstiques présentes notamment vers la Normandie. Les argiles à silex affleurent dans la moitié occidentale du département, sur une superficie cumulée de près de 15 km². En effet, sur les parties les plus hautes des plateaux crayeux (nord du Pays de Thelle et nord et ouest du Plateau Picard), les eaux de ruissellement ont décapé les dépôts superficiels de limons et mis à nu l'argile à silex.

• **Cailloutis de Gisors et formations associées : Quaternaire**

Composée d'une matrice argilo-sableuse brun-rougeâtre englobant des galets et des fragments de silex et de grès, cette formation se situe uniquement dans le Pays de Thelle. Son épaisseur varie entre quelques décimètres et plusieurs mètres et sa surface d'affleurement ne dépasse pas 9 km².

Les galets ont dans leur masse une coloration brun-jaune à brun-rouge et les fragments prennent parfois des patines jaunes ou rouges. La matrice contient de gros grains de quartz millimétriques et des éclats de silex. Des colluvions issues de cette formation se trouvent sur les versants des buttes tertiaires. Elles ont une composition très proche de la formation mère et recouvrent les assises de l'Éocène inférieur, enrichissant la matrice en sables cuisiens ou argiles sparnaciennes.

Tertiaire

Les formations tertiaires du département de l'Oise se sont déposées entre le Thanétien et le Stampien et reposent en discordance sur la craie du Sénonien. Ces formations correspondent toutes à une série de transgressions et de régressions intervenant après l'émersion, à la fin du Crétacé, des dépôts crayeux.

Pendant tout le début de l'ère tertiaire, la sédimentation va être contrôlée par des mouvements tectoniques, d'ensemble et de détails à la fois (rejeu de failles, accentuation de structures synclinales ou anticlinales,...) liés à la tectonique hercynienne et à l'orogénèse alpine. Ceci explique la variabilité des faciès et des épaisseurs des formations. La lithologie sédimentaire est essentiellement d'origine marine mais également continentale : calcaires, marnes, argiles, sables, grès avec des variations lithographiques latérales au sein des matériaux dominants.

Couvrant autrefois l'ensemble de la région, les dépôts tertiaires, du fait de l'érosion, n'existent plus que dans la moitié sud et l'ouest du département de l'Oise et sont également absent du Pays de Bray. Toutefois, de nombreux lambeaux épars et quelques petites buttes témoins parsèment encore les plateaux crayeux du Plateau Picard et du Pays de Thelle. Les formations tertiaires sont d'autant plus récentes et épaisses que l'on approche du centre du Bassin Parisien, au sud du département.

Les calcaires constituent des régions homogènes composées de vastes plateaux. Ceux-ci sont quasiment horizontaux, très découpés par un réseau hydrographique dense et le plus souvent recouverts d'un limon épais, profond et dépourvu de cailloux. Les formations tertiaires déterminent par leurs affleurements des régions naturelles caractéristiques :

- du Thanétien au Sparnacien : Clermontois et Noyonnais ;
- du Cuisien au Lutétien : Soissonnais et Vexin ;
- de l'Auversien au Ludien : Valois-Multien.

• Oligocène inférieur – Stampien supérieur (Rupélien supérieur ou Chattien)

Les formations du Stampien n'apparaissent plus qu'en quelques affleurements bien délimités comme les buttes de Montjavoult, Montagny-en-Vexin, Neuville-Bosc, Mont-Pagnotte et Plailly. Les faciès du Stampien supérieur sont essentiellement représentées dans le Vexin, couvrant une superficie totale de près de 8 km² seulement.

Les buttes oligocènes sont couronnées par une formation argileuse, plastique, brun-rouge, empâtant des blocs de meulières, appelée argile à meulières de Montmorency. Les meulières résultent de la silicification du calcaire lacustre d'Etampes (Rupélien), de couleur gris-jaune à rouille par altération. Ces silicifications sont dues à des pédogenèses au cours de la longue période continentale qui a succédé aux derniers dépôts oligocènes. Les meulières sont cavernueuses ou compactes et portent des empreintes d'organismes d'eau douce : *Limnaea cylindrica*, *L. cornea*, *Planorbis cornu*, et des oogones de *Charamedicaginula*.

Ces argiles à meulières ont une puissance en moyenne inférieure à 5 m. Au sein des buttes de Rosne, elles sont recoupées en biseau par une surface d'érosion d'âge plio-quaternaire, et elles diminuent rapidement d'épaisseur vers le nord pour n'être plus représentées qu'à l'état résiduel au sommet de la butte de Neuville-Bosc. Elles reposent alors directement sur les sables de Fontainebleau, qui deviennent le composant principal de la matrice.

Les sables et grès de Fontainebleau attribués au Rupélien supérieur marquent la dernière incursion marine sur la région. Ces sables marins, très fins sont généralement très purs et toujours azoïques par suite du lessivage des carbonates par les eaux de percolation. Leur épaisseur varie de quelques mètres à 30 m à l'extrême sud du département.

Ils peuvent renfermer des grès-quartzites dans leur partie supérieure, témoins de l'épisode continental qui a suivi le retrait de la mer stampienne. Un petit niveau argileux est présent à la base de la formation sableuse.

- **Oligocène inférieur – Stampien moyen (Rupélien moyen)**

La transgression stampienne débute par un ensemble marno-argileux à faune marine dans lequel se distinguent, de haut en bas :

- les argiles à corbules, principalement constituées d'argiles plus ou moins sableuses et à passées calcaires, dont l'épaisseur est de 1,5 m en moyenne et atteint 3,35 m au sondage de Bréançon ;
- les marnes à huîtres, constituées d'une argile ou de marnes vertes à bleuâtres plus ou moins sableuses et graveleuses à rognons calcaires, l'épaisseur de cet ensemble atteignant 2,35 m au sondage de Bréançon.

Ces formations se trouvent dans le Vexin autour des buttes orientales où elles affleurent occasionnellement (Marines, Neuville-Bosc, Tumbrel). Elles couvrent 0,8 km² seulement sur l'ensemble du département.

- **Oligocène inférieur – Stampien inférieur (Rupélien inférieur ou Sannoisien)**

Cet ensemble affleure sur 1,6 km² dans le Vexin et le Valois, au niveau des buttes témoins tertiaires. Les formations du Stampien inférieur se composent des niveaux argileux et calcaires du Sannoisien, qui n'ont pas été distingués sur les cartes géologiques, notamment en raison de l'épaisseur réduite des niveaux calcaires et de leur discontinuité. Les niveaux à cyrènes (fossiles de bivalves) du Sannoisien (marnes vertes de Romainville, calcaire de Sannois) caractérisent un milieu marin saumâtre.

Au sommet de la série, le calcaire de Sannois, équivalent latéral du calcaire de Brie, est formé essentiellement de marnes et marnes sableuses à niveaux calcaires peu développés. Son épaisseur est de 1 à 2 m.

Les caillasses d'Orgemont, formation lacustre réduite à moins d'un mètre d'épaisseur, sont constituées de bancs calcaires blanchâtres entrecoupés d'argiles feuilletées grises ou vertes.

L'argile verte (argile de Romainville) est bien représentée sur les flancs des buttes de la région. Son faciès caractéristique est constitué d'argile plastique, colorée en vert vif et contenant des nodules calcaires blanchâtres. Sa puissance est de l'ordre de 5 à 6 m.

Enfin, les glaises à cyrènes existent à la base de l'argile verte, sous la forme de marnes argileuses feuilletées de couleur vert-bleu en profondeur, brune en affleurement avec de minces filets sableux intercalés. Leur épaisseur est d'environ 2 m.

• Eocène supérieur – Priabonien (Ludien)

La phase régressive, qui débute au Marinésien (Bartonien supérieur), se caractérise au cours du Priabonien (Ludien) par le dépôt des « masses du gypse ». Les formations marno-gypseuses sont peu puissantes dans le département (une dizaine de mètres) et surtout présentes dans le Vexin, le sud du Valois ainsi que sous les forêts d'Halatte (Mont Pagnotte) et de Retz. Leur surface d'affleurement atteint au total 15,5 km². Le gypse fut exploité autrefois en carrières souterraines à Neuilly-en-Vexin, près de Marines.

La partie supérieure du Priabonien est représentée par des marnes argileuses continentales, appelées marnes supragypseuses, dans lesquelles se distinguent deux niveaux :

- les marnes blanches de Pantin, épaisses de 2,5 à 9 m, sont des marnes blanc-grisâtre à aspect granuleux, très riches en carbonate de calcium. Elles présentent souvent un ou plusieurs bancs de calcaire tantôt blanc et crayeux, tantôt beige et sublithographique en partie supérieure ;
- les marnes bleues d'Argenteuil, épaisses de 2 à 4 m, sont des marnes argileuses gris bleuté, très plastiques lorsqu'elles sont humides, à concrétions ou granules calcaires et à passées de marnes blanchâtres s'oxydant en ocre à l'affleurement. La structure est souvent feuilletée. De petits niveaux de gypse saccharoïde impur appelés « bancs de chien » s'intercalent vers la base.

Les affleurements des marnes supragypseuses sont limités au Vexin et couvrent 1,3 km² seulement dans le département de l'Oise.

La partie inférieure du Ludien est constituée par les masses du gypse surmontant les marnes infragypseuses.

Les masses du gypse sont fortement affectées par la dissolution. Elles sont séparées par une alternance de marnes calcaires jaunâtres, grumeleuses ou compactes et d'argiles brunes et vertes pouvant être assimilée aux marnes gypseuses de la région parisienne (8 m de puissance). Les témoins gypseux non totalement dissous sont représentés par des filets de sables calcitiques, géodes calcédonieuses, rognons et plaquettes de gypse saccharoïde.

Le Ludien débute par des marnes infragypseuses, constituées de marnes et calcaires marins ou laguno-marins fossilifères (*Batillaria rustica* et *Potamides vouastensis*), qui sont l'équivalent des marnes à *Pholadomya ludensis*. Cette formation est connue sous le nom de « couche ou falun du Vouast » ; elle se présente d'abord sous la forme d'une argile sableuse fossilifère passant rapidement à une alternance de marnes, de calcaires et de sables calcaires. Les marnes à *Pholadomya ludensis* se composent d'un mince niveau de marnes blanches ou jaunâtres, parfois surmonté par un calcaire siliceux généralement fossilifère, le plus souvent remanié par suite de solifluxions quaternaires ou par la dissolution. L'épaisseur du Ludien inférieur est réduite, limitée à 2 m au maximum.

- **Eocène moyen – Bartonien supérieur (Marinésien)**

Le Marinésien correspond à une nouvelle phase régressive se matérialisant par une alternance de sables marins (Mortefontaine, Cresnes, Marines) et de calcaires (Ducy) et marno-calcaires (Saint-Ouen) laguno-lacustres, d'une épaisseur moyenne comprise entre 10 et 20 m.

Le Marinésien supérieur est principalement représenté par les sables et grès de Marines au sommet et par les sables de Cresnes à la base. De nombreux faciès composent ces formations sableuses, seuls les principaux étant décrits ci-dessous. C'est dans le Vexin que le Marinésien supérieur apparaît le plus à l'affleurement, sur une superficie totale qui ne dépasse cependant pas 8,4 km², en limite sud et sud-ouest du département

Les sables et grès de Marines sont des sables de teinte dominante verdâtre, caractérisés à leur base par un lit irrégulier de silex noirs ravinant les sables de Cresnes avec ferruginisation au contact de ces sables. Les sables sont plus fins mais moins bien classés que ceux de Cresnes.

Les sables de Cresnes, de 5 à 10 m d'épaisseur, sont des sables quartzeux beiges à ocre verdâtre, à stratifications obliques et montrant des bioturbations. Ils contiennent de nombreux filets ou pastilles argileux et quelques galets de silex disséminés dans la masse. Dans la région de Marines, les sables de Cresnes deviennent plus fins, argileux et verdâtres et leur épaisseur est de 2 à 4 m.

Au sein des sables de Cresnes s'est développé un niveau argileux épais de quelques mètres : les argiles de Tumbrel. Il s'agit d'une argile plastique bleue avec petites coquilles de mollusques, plus sableuse et mouchetée d'argile grise et bleue à la base. La puissance de cette formation est de 1 à 3,5 m.

Les marno-calcaires de St-Ouen rassemblent les assises du Marinésien inférieur et moyen qui, du sommet à la base, sont : les calcaires et marnes de Saint-Ouen au sens strict, l'horizon de Mortefontaine, le calcaire de Ducy et les sables quartzeux verdâtres d'Ezanville. Cette succession de couches marines et laguno-lacustres s'inscrit dans une période à tendance régressive, marquée par des transgressions passagères. Ces assises couvrent une superficie de 135 km², dans le quart sud-est du département.

Le marno-calcaire de Saint-Ouen est assez réduit dans le Vexin, représenté par 4 ou 5 m de marnes blanches. A l'est, dans le Valois, il peut atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur et est constitué d'une alternance de couches marneuses, blanc grisâtre à beige clair et de bancs calcaires compacts, sublithographiques, à débit naturel en moellon. Vers le sud, le faciès marneux domine.

L'horizon de Mortefontaine se présente sous forme de sables blancs, fins, à filets marneux ou argileux. Des niveaux grésifiés, très fossilifères s'intercalent dans la série. La formation se termine souvent par des bancs de grès-quartzite et des sables blancs azoïques. La faune à *Avicula defrancei* caractérise un milieu laguno-marin. L'épaisseur totale ne dépasse pas 2 m.

Le calcaire de Ducy est un calcaire dur laguno-lacustre à pâte fine ou au contraire induré et marneux. Ce niveau peu épais (0,30 à 1,50 m) est facilement reconnaissable à la grande quantité de petits gastéropodes qu'il contient.

La série débute par l'horizon d'Ezanville, épais de 0,4 à 1,5 m mais relativement constant et constitué de sables quartzeux et argileux jaunâtres à verdâtres. Il livre une faune laguno-marine plus ou moins abondante : *Potamides scalaroides*, *Batillaria boueivar. coronata*, *Bayania hordacea*.

• Eocène moyen – Bartonien inférieur (Auversien)

L'Auversien marque un nouveau retour de la mer avec invasion de lagunes (gisement de mammifères ponctuellement) ou de mers fermées ou isolées. Cette période se caractérise par des dépôts de sables et de grès à nummulites, miliolides, cérithes.

Les deux faciès principaux de l'Auversien sont représentés par des formations marines littorales : les sables de Beauchamp et les sables d'Auvers. Ces sables sont exploités pour la verrerie et la fonderie en raison de leur grande pureté dans les carrières d'Apremont, Aumont, Fleurines, Crépy-en-Valois,... Ces formations sont présentes sur 245 km² dans le département de l'Oise. L'épaisseur des sables de l'Auversien est maximale sur les feuilles géologiques de Creil et de Senlis, atteignant 30 à 40 m environ mais diminue vers le centre du Bassin Parisien.

Le faciès de Beauchamp se compose de sables blancs ou jaunâtres azoïques, bien classés, très fins, à stratifications planes. De nombreux blocs de grès et des galets de silex parfois cimentés en poudingue, en place ou glissés sur pentes, les accompagnent. L'épaisseur des sables est comprise entre 10 et 30 m sur les feuilles géologiques de Creil et de Senlis.

Le faciès d'Auvers est constitué de sables jaunâtres assez grossiers, à stratifications entrecroisées et à galets noirs de silex. Des intercalations gréseuses apparaissent souvent,

passant à des faluns gréso-calcaires riches en débris de coquilles. Leur épaisseur est en moyenne de 5 à 15 m.

Les sables de Beauchamp et d'Auvers peuvent renfermer localement des intercalations argileuses de faible épaisseur.

L'argile de Villeneuve-sur-Verberie est une argile verdâtre avec des passées sableuses. Elle a été autrefois exploitée à Villeneuve-sur-Verberie et à Fleurines. La faune est rare, représentée seulement par quelques moules de mollusques gréso-ferrugineux indéterminables dans les lits sableux intercalés vers la base. Cette argile affleure uniquement dans le nord-ouest du Valois, sur 3,6 km² et ne dépasse pas 5 m d'épaisseur.

L'argile de Saint-Gobain affleure au sommet du bois de Thiescourt, au nord-est du département, où elle prolonge l'affleurement de la montagne d'Attiche. Cette formation peut contenir des intercalations sableuses. Son épaisseur passe de 5 à 15 m au maximum à l'est et sa superficie d'affleurement se limite à 3,8 km².

L'Auversien basal n'affleure que sur 0,8 km² dans le Vexin sous la forme d'un calcaire lacustre plus ou moins induré et très fossilifère, portant le nom de la localité type de Montagny-en-Vexin. Il s'agit d'un équivalent latéral de l'horizon de Mont-Saint-Martin, plus développé dans l'ensemble du bassin de Paris. L'épaisseur de ce niveau est faible, inférieure à 5 m. A Montjavoult, en sondage, son épaisseur est même inférieure à 1 m.

Très souvent les sables auversiens ont pénétré dans des poches karstiques formées dans le calcaire grossier lutétien sous-jacent. Le contact normal avec les caillasses du Lutétien supérieur, plus ou moins anfractueuses, s'effectue par l'intermédiaire de marnes jaunâtres et de sables ferrugineux.

• Eocène moyen – Lutétien

Les affleurements du Lutétien s'étendent sur près de 490 km², principalement dans la moitié sud du département. L'ensemble atteint 30 à 40 m d'épaisseur en moyenne.

Le Lutétien supérieur illustre le retour progressif à une sédimentation continentale avec des faciès marins carbonatés et marneux à la base passant progressivement à des marnes et caillasses lagunaires, franchement lacustres au sommet. La partie terminale du Lutétien contient parfois des calcaires silicifiés.

Les marnes et caillasses supérieures et le calcaire à Potamides correspondent à des calcaires sublithographiques ou bréchiques, en plaquettes avec une faune indiquant un milieu laguno-marin (*Cerithidae*, *Potamides lapidum*) puis laguno-lacustre (*Hydrobidae*, *Potamides lapidum*). A Montjavoult, ces faciès du Lutétien supérieur ont été traversés en forage sur environ 15 m.

Les marnes et caillasses inférieures marquent une influence de plus en plus lagunaire par des lits de calcaires à grain fin en plaquettes très dures, avec dendrites de manganèse, alternant avec des lits marneux ou argileux et des calcaires dolomitiques.

A la base, le Lutétien supérieur est représenté par un calcaire dur à Cérithes, marin à laguno-marin. Ces bancs calcaires à minéraux argileux alternent avec des calcaires plus lagunaires, souvent argileux, bruns, blanchâtres ou verdâtres où apparaît l'attapulгите.

Le Lutétien moyen et inférieur correspond aux formations communément appelées « calcaires grossiers », dépôts marins très fossilifères dans la région. Les bancs de calcaire du Lutétien moyen ont donné lieu à une exploitation en carrières souterraines, autrefois très active, pour l'industrie de la pierre de taille. Ces calcaires grossiers constituent également l'ossature rocheuse des tableaux tertiaires et des corniches bien marquées qui dominent la plupart des vallées du sud du département.

Le Lutétien moyen est représenté par deux faciès principaux. Le faciès supérieur est un calcaire en rognons en bancs irréguliers alternant avec un sable calcaire friable de couleur blanche à jaune-ocre. Le niveau inférieur est un calcaire massif à miliolles, en bancs épais, assez tendre et de couleur jaunâtre, présentant assez souvent des stratifications obliques. Son épaisseur maximale est de 10 à 15 m.

Le Lutétien inférieur se caractérise par une transgression marine, soulignée par des calcaires à *Nummulites laevigatus*, appelés Pierre à Liard, et à la base par des calcaires et sables grossiers très glauconieux (glauconie grossière). Les calcaires présentent parfois des niveaux dolomitiques durs. L'ensemble peut atteindre 15 m de puissance.

• Eocène inférieur – Yprésien supérieur (Cuisien)

La fin du Cuisien est marquée par la régression de la mer cuisienne avec la mise en place de faciès plus continentaux de type laguno-deltaïque, tels que les argiles de Laon renfermant de nombreux débris végétaux et restes de bois fossiles. Ces formations continentales ont ensuite été remaniées par la transgression marine lutétienne.

Les argiles de Laon terminent la série sableuse de l'Yprésien supérieur. Elles se présentent comme une argile gris verdâtre, azoïque, finement varvée. Elles renferment parfois des niveaux glauconieux et de fréquents lits sableux. Elles déterminent, sur les versants des plateaux et des buttes tertiaires, un niveau humide (sources) marqué par une végétation hygrophile.

Généralement peu épaisses (0 à 3 m), ces argiles ont été décapées par la transgression lutétienne et sont localement absentes, notamment lorsque la dolomitisation du Lutétien est importante. L'épaisseur des argiles se réduit vers l'ouest et elles n'apparaissent parfois que sous la forme de lambeaux au sommet des sables de Cuise.

Cette formation a été cartographiée sur les cartes géologiques de manière spécifique uniquement au nord-est du département où elle affleure sur 9,5 km² sur les plateaux bordant

l'Aisne et l'Oise, en amont de la confluence de ces cours d'eau. Ailleurs, dans le Clermontois, le Valois et le Vexin, elles n'ont pas été distinguées des sables de Cuise.

Les sables de Cuise se sont déposés en milieu marin ; ils correspondent à une accumulation importante de sables siliceux, glauconieux, plus ou moins argileux et parfois fossilifères. Ils sont particulièrement bien représentés dans le Valois, le Soissonais et le Noyonnais où leur épaisseur atteint 50 à 70 m. Leur superficie à l'affleurement est d'environ 290 km² dans l'Oise.

Il s'agit d'une formation essentiellement sableuse et détritique. Les sables quartzeux sont généralement fins et azoïques, souvent glauconieux vers la base et micacés. La plupart du temps verdâtres, ils sont jaunes à roux par altération. Ils contiennent dans leur masse des intercalations argileuses, ligniteuses ou gréseuses. Des faciès ont pu être localement individualisés au sein de cette formation, notamment dans le Vexin, sur les feuilles géologiques de Méru (**Wyns R. et al.**, 1979, feuille 126) et de Gisors (**Kuntz G. et al.**, 1976, feuille 125) :

- le niveau d'Hérouval, sable très fossilifère, marque un retour à des conditions plus marines par rapport au niveau de Pierrefonds ;
- le niveau de Pierrefonds peu épais (1 à 3 m) est constitué de sables fossilifères se présentant sous l'aspect d'un falun à nummulites ;
- le niveau d'Aizy est composé de sables marins fins et peu argileux ;
- les sables argileux verdâtres et sables pyriteux noirs du niveau de Varengeville, correspondent aux premiers dépôts de la mer cuisienne transgressive depuis la Manche.

• Eocène inférieur – Yprésien inférieur (Sparnacien)

La puissance du Sparnacien est en général inférieure à 15 m mais peut atteindre 40 m. Cet étage est représenté par des argiles plastiques à lignites, à intercalations sableuses et lits de galets de silex vers le sommet (sables de Sinceny). Il s'agit principalement de dépôts laguno-lacustres correspondant à l'émersion post-thanétienne. L'ensemble des formations du Sparnacien se retrouve en bordure des plateaux tertiaires du département avec une superficie totale de 250 km².

Le Sparnacien terminal marque le retour d'un environnement franchement marin se poursuivant au début du Cuisien. Il se caractérise par des sables siliceux, glauconieux, plus ou moins argileux à faune abondante (nummulites, turritelles, ditrupes, serpules, scaphopodes, gastéropodes, vertébrés,...).

Le sommet est constitué de sables fins, de couleur jaune, fossilifères, assimilables aux sables de Sinceny et épais de 3 à 5 m. Ce niveau à stratifications entrecroisées renferme des galets de silex noirs avellanaires.

Les formations appelées « fausses glaises » se sont déposées en milieu laguno-marin. Ces niveaux argilo-sableux et coquilliers sont constitués d'argiles à *Cyrena cuneriformis* et à *Ostrea sparnacensis*. Occasionnellement se retrouvent des argiles plastiques brunes ou verdâtres et des niveaux peu épais de sables pouvant passer à un falun à huîtres et cyrènes.

Durant le Sparnacien moyen et inférieur, le milieu fluctue selon les secteurs, évoluant entre des faciès lagunaires à laguno-lacustres, des faciès fluvio-marins, des faciès de mangrove, de deltas, marqués par la présence quasi-permanente de lignite. Ces faciès sont essentiellement représentés par des argiles plastiques plus ou moins sableuses, des sables argileux et des marnes.

Les argiles à lignite du Soissonnais (Sparnacien moyen) prédominent sur l'ensemble des formations du Sparnacien, tant en terme de superficie d'affleurement, que d'épaisseur et de continuité géologique à l'échelle départementale. D'une épaisseur maximale de 15 m, elles sont présentes essentiellement dans le Noyonnais.

La formation est composée vers le haut par une argile plastique bariolée à dominante gris-beige avec intercalations de marnes grises lacustres localement indurées et à la base par une alternance d'argile plastique bleu-beige et de bancs ligniteux qui ont été autrefois exploités.

La base de la série est constituée par un ensemble marno-calcaire d'origine laguno-lacustre correspondant au début de la période d'émersion qui va se généraliser durant le Sparnacien. Ces formations étaient attribuées autrefois au Thanétien terminal.

Le calcaire laguno-marin de Mortemer, est constitué par un banc de calcaire très dur, fin, microcristallin, de couleur gris fumé et à débit en plaquettes. Son épaisseur est variable mais généralement inférieure à 1 m. Sur la feuille géologique de Compiègne (**Blondeau A. et al.**, 1970, feuille 104), ce niveau s'exprime sous forme de sables calcaires à stratifications obliques ou entrecroisées. Ce faciès latéral appelé calcaire de Clairoix comporte des niveaux de grès calcaires et des chenaux soulignés par des lits argileux.

La série débute par les marnes de Marquéglise de couleur verte, sableuses à la base et devenant plus marneuses au sommet. Elles sont présentes sur 1,5 m d'épaisseur environ sur la feuille géologique de Montdidier (**Blondeau A. et al.**, 1976, feuille 81).

• Paléocène supérieur – Thanétien

Au cours du Thanétien supérieur, les conditions de sédimentation évoluent, une transgression marine envahit le nord du Bassin Parisien et recouvre en discordance les assises antérieures (craies sénoniennes et calcaire montien). Ce milieu marin passe progressivement à un milieu lagunaire à deltaïque, puis fluvatile, avant de devenir franchement continental. Cette évolution se traduit par le passage progressif de sables marins tels que ceux de Bracheux à des argiles et marnes à faune et flore typiquement continentales, lacustres, comme les marnes souvent azoïques de Sinceny, ou à des sables tels que ceux du Quesnoy.

L'épaisseur du Thanétien supérieur croît vers le nord et l'ouest, passant de moins de quelques mètres au sud-est du département, près de sa limite d'extension, à 20 m au nord, 30 m à Salency, au pied de la montagne de Béhéricourt et jusqu'à une cinquantaine de mètres dans la partie orientale du territoire, dans la vallée de l'Aisne. Ces formations sont présentes dans le domaine crayeux, dans le Noyonnais ainsi qu'en bordure du Clermontois et du Pays de Thelle

où ils subsistent en placages sur les plateaux. Les formations du Thanétien couvrent une superficie cumulée évaluée à 260 km².

Les sables de Bracheux sont des sables fins, argileux et quartzeux, non fossilifères, de couleur gris-vert à vert olive, souvent altérés en surface, plus ou moins glauconieux et légèrement micacés. Localement affleurent des sables plus grossiers associés à des lits d'argile. A la base de la formation, des galets de silex verdis, non usés, sont assez souvent présents. Ils sont issus du remaniement par la mer des niveaux continentaux sous-jacents.

Lors de la régression qui s'est produite à la fin du Thanétien, des grès (grès de Gannes) se sont formés au sommet des sables de Bracheux, formant par endroit des entablements gréseux notables. Ailleurs, des cordons de galets de silex avellanaires, à la différence des cailloutis de base, se sont déposés sous la forme de cordons marquant la régression. Ils peuvent apparaître consolidés en poudingue (Coye-La-Forêt) dans une matrice gréseuse.

- **Paléocène inférieur – Danien (Montien)**

Les premiers terrains du Tertiaire identifiés dans le département de l'Oise se mettent en place au cours du Danien et attestent d'une petite incursion marine marquée notamment par les calcaires montiens, représentés par des faciès de récif. Des calcaires à polypiers et des calcaires bioclastiques sont connus très localement à Laversines, près de Beauvais, et à Jaméricourt, vers Gisors.

Les affleurements dans l'Oise de cette formation sont très limités et occupent environ 0,12 km².

Crétacé

Les dépôts crétacés présents dans le département de l'Oise appartiennent au Crétacé inférieur et supérieur, depuis le Berriasien pour les plus anciens jusqu'au Campanien supérieur pour les plus récents.

Les formations du Crétacé antérieures au Sénonien se retrouvent à l'affleurement dans le Pays de Bray pour l'essentiel, formant une auréole autour du cœur jurassique de l'anticlinal érodé en boutonnière. Cet anticlinal dissymétrique, dont le flanc nord a des pendages exceptionnels dans le Bassin de Paris (jusqu'à 50°) est d'un intérêt structural remarquable. Les affleurements sont plus étendus sur le flanc sud de l'anticlinal que sur le flanc nord, souvent masqué par la tectonique (nombreuses failles).

- **Crétacé supérieur**

La transgression marine amorcée à l'Aptien puis à l'Albien (Crétacé inférieur) s'accroît à partir du Cénomaniens moyen avec une invasion marine progressive du sud vers le nord, et marque le

début de la grande période crayeuse qui va s'étager depuis le Cénomanien moyen jusqu'au Campanien supérieur.

Cette période se caractérise par le dépôt d'épaisses couches de craie de plusieurs centaines de mètres de puissance, argileuse ou non, avec ou sans silex, subdivisées grâce à l'étude de la macrofaune (*Micraster sp.*, bélemnites, ammonites) et de la microfaune (foraminifères, etc.).

La craie est un dépôt sédimentaire marin formé quasi-exclusivement par l'accumulation de tests de microscopiques organismes carbonatés, appelés coccolithes, sur le fond d'une mer moyennement profonde (150 m). Parallèlement s'est déposée de la silice colloïdale à l'origine des silex rencontrés généralement par bancs au sein de la craie.

L'épaisseur des formations crayeuses (Cénomanien, Turonien, Sénonien) croît du nord-est vers le sud pour atteindre plus de 300 m dans le département de l'Oise. La craie est présente sur l'ensemble du département de l'Oise, sauf au cœur de l'anticlinal du Pays de Bray.

La fin du Campanien marque le retrait de la mer crétacée, l'émersion totale de la région et le début d'une profonde érosion et altération de ces niveaux crayeux qui va aboutir progressivement, au cours du Cénozoïque, à la formation d'importantes couches d'altérites et notamment d'argiles à silex. En surface érodée, des poches d'argile à silex, témoins des actions de dissolution, se sont formées au sommet des formations crayeuses. Les eaux de pluie, en décalcifiant les couches supérieures, ont transformé la craie en argile rouge ou brune, riche en silex et d'épaisseur très variable. L'ensemble crayeux a été recouvert, durant l'ère quaternaire d'une couche de sable fin ou de limons argileux d'origine continentale (éolienne et colluviale). Enfin, sous les vallées, la craie se trouve sous plusieurs mètres d'alluvions quaternaires (sables, graviers, argiles et tourbes).

Dans l'Oise, la craie du Sénonien est l'étage affleurant le plus largement (400 km²), au nord d'une ligne Gisors-Beauvais-Noyon-Laon et notamment sur les versants de nombreux vallons secs et vallées humides. L'épaisseur de la craie sénonienne est de l'ordre de 200 m en moyenne et diminue dans l'axe du Bray. La lithologie apparaît assez homogène, ayant les caractéristiques suivantes, de l'étage le plus récent au plus ancien :

- Campanien (100 m) : craie blanche et tendre, à silex et bélemnites ;
- Santonien (35 à 40 m) : craie blanche et tendre, à silex à patine rosée, rares nodules de marcasites, *Micraster coranguinum* ;
- Coniacien (25 à 60 voire 80 m) : craie blanche, généralement plus compacte et plus massive, à silex, à *Micraster decipiens* et *Micraster cortestudinarum*.

Localement, la craie du Sénonien est striée de lits décimétriques de rognons de silex, plus développés vers l'ouest. Parfois dolomitisée, elle peut localement présenter des bancs indurés correspondant à des hauts fonds avec arrêt de la sédimentation et renfermant des phosphates autrefois exploités (Hardivillers).

La craie du Turonien forme la majeure partie des falaises bordant le Pays de Bray et détermine l'essentiel de la cuesta sud, avec une pente verticale très caractéristique. Elle se retrouve également sur les versants de la Bresle et des vallées affluentes de la Somme (Noye et Selle), au nord du département de l'Oise. L'ensemble de la formation affleure sur une superficie de près de 50 km².

La craie du Turonien est blanche à jaunâtre, parfois indurée, avec quelques niveaux phosphatés et des intercalations de marnes, notamment à la base. Son épaisseur est de l'ordre de 50 m vers l'anticlinal de Bray à 100 m en moyenne.

Le Turonien supérieur se définit comme une craie grise à rares silex et à intercalations marneuses fréquentes. Elle durcit à l'air et forme ainsi des lits indurés jaunâtres dans sa partie supérieure. Le Turonien moyen est représenté par une craie marneuse blanche avec passées indurées, gélive et dépourvue de silex. Le Turonien inférieur est formé d'une craie grisâtre plus ou moins indurée au sommet et marneuse à la base.

Les assises du Cénomanien, épaisses de 30 à 40 m, affleurent sur le pourtour de l'anticlinal de Bray sur près de 25 km².

La craie du Cénomanien moyen et supérieur n'est jamais glauconieuse. De couleur grise, légèrement gréseuse et à débit en plaquettes, elle est plus tendre et sa teneur en argile est plus faible que la craie glauconieuse du Cénomanien inférieur. Au sommet, elle devient plus blanche et reste difficile à distinguer de la craie turonienne.

Le Cénomanien inférieur, rencontré sur une épaisseur de 20 m, se poursuit par une craie dure localement silicifiée et micacée où la glauconie est toujours présente en quantité variable. A la base de cette formation un niveau de glauconite meuble, sable fin argilo-calcaire très riche en glauconie, est constant sur 2 m d'épaisseur.

• Crétacé inférieur

Le début du Crétacé se caractérise par une émergence importante et une érosion des terrains antérieurs. Le Crétacé inférieur correspond à des dépôts continentaux puis transgressifs sur un substratum jurassique émergé, limités à un golfe issu de la Mésogée et qui emprunte un axe sud-est - nord-ouest. D'abord restreint à une zone au sud-est de Paris, ce golfe va progressivement s'étendre vers le nord-ouest et en direction des marges nord-est et sud-ouest, jusqu'à rejoindre à l'Albien un autre golfe issu de l'Océan boréal pour former un bras de mer. Si l'extension du golfe est un élément eustatique, les sédiments qui s'y déposent sont fortement influencés par l'érosion des marges. Ceci est visible au Néocomien (faciès du Wealdien en provenance d'Angleterre), mais surtout à l'Albien où une grande partie du matériel détritique provient de l'érosion des massifs hercyniens, Massif central en majorité mais aussi Massif armoricain pour la frange ouest. Le résultat est celui d'un vaste cône d'épandage : lentilles sableuses passant latéralement à des niveaux argileux franchement marins.

Au cours de l'Albien, la transgression marine amorcée à l'Aptien se poursuit, représentée notamment par des faciès de gaize, des sables et argiles glauconieux. Pendant toute cette période, les dépôts s'effectuent en milieu marin, lagunaire à deltaïque, mais sous influence continentale encore assez marquée. Ces formations affleurent sur 55 km² dans le département de l'Oise à la faveur de l'anticlinal du Pays de Bray, où elles sont disposées selon une frange bordant le cœur jurassique de la boutonnière. L'épaisseur des dépôts croît vers le centre du Bassin Parisien, de 60 m vers le Pays de Bray et le nord du département de l'Oise, à plus de 150 m vers le sud-est du département.

A l'Albien supérieur (Vraconien), entre les argiles du Gault et la craie glauconieuse du Cénomaniens, s'intercale une formation argilo-sableuse, épaisse de 20 à 40 m et assimilée à la gaize. Ce sont des argiles ou sables argileux, de couleur beige à vert clair, glauconieux dans leur partie supérieure et renfermant de nombreux blocs indurés, gris bleuté, riches en spicules de spongiaires. La gaize se présente comme une roche légère, poreuse, blanche, rose ou gris-beige, parfois meuble, au toucher farineux, ou compacte. Elle est parfois partiellement remplacée par une argile blanchâtre à horizons siliceux.

Les argiles du Gault se sont déposées au cours de l'Albien moyen et supérieur. Ce sont des argiles de couleur gris-verdâtre à gris-noir, plastiques, assez glauconieuses, très faiblement calcaires et contenant des nodules phosphatés. Vers le sommet, elles deviennent de plus en plus sableuses et s'enrichissent en glauconie et spicules de spongiaires. Les argiles du Gault constituent, dans le Pays de Bray, un niveau activement exploité pour la fabrication de briques et de tuiles. Cette formation est en général épaisse de 10 à 20 m vers le Pays de Bray, mais elle peut atteindre 100 m dans le département de l'Oise.

L'Albien inférieur est représenté par une formation multicouche, appelée « sables verts ». Ce dépôt sableux littoral, à stratifications entrecroisées, est de couleur généralement verte, du fait de la présence de glauconie, à gris ou jaune ; à l'affleurement il prend des teintes orangées ou rouges par oxydation. Les niveaux sableux sont argileux à la base et peuvent présenter des bancs discontinus et des nodules de grès ferrugineux au sommet. L'épaisseur moyenne de la formation est d'une vingtaine de mètres vers le Pays de Bray, mais elle peut atteindre 100 m dans le département.

La transgression marine s'amorce très nettement à partir de l'Aptien. Cependant, les formations de l'Aptien (argiles à Plicatules) n'ont pas été rencontrées à l'affleurement ou par sondages dans le département de l'Oise.

Les faciès argileux du Barrémien attestent d'une évolution progressive vers un milieu marin. Ces formations argileuses sont présentes dans le département sur 20 km² en bordure du Pays de Bray sur une épaisseur de 20 à 40 m du nord-ouest au sud-est. Sous recouvrement, leur puissance maximale est de l'ordre de 60 m et jusqu'à près de 100 m au sud-est du département sur les feuilles géologiques de Villers-Cotterêts (**Guérin B. et al.**, 1975, feuille 129) et de Meaux (**Lorenz C. et al.**, 1977, feuille 155).

Le sommet correspond à des argiles brun clair à grises particulièrement développées vers la terminaison sud-est des affleurements, où leur épaisseur peut atteindre 10 m.

Les argiles plastiques versicolores, appelées argiles panachées, correspondent à des dépôts continentaux. Ces formations se présentent comme des argiles très colorées, généralement blanches, mauves ou rouges sans stratification apparente. Dans la partie supérieure se trouvent des nodules gréso-ferrugineux et de l'ocre.

À la base, des argiles sableuses ocre forment transition avec le niveau sous-jacent.

Les sédiments du Néocomien (Valanginien et Hauterivien) sont encore franchement continentaux avec des faciès dits « wealdiens » (Barrémien inférieur et Néocomien). Ces dépôts se mettent en place en milieu lacustre sous un climat chaud avec une succession de périodes de sécheresse et de pluies abondantes. Les faciès wealdiens sont constitués de sables grossiers, de graviers, de petits galets, de grès, souvent limoniteux (minerai de fer anciennement exploité) à débris de végétaux (fougères, cycadophytes, conifères) et troncs silicifiés.

Une puissante formation sablo-argileuse à faciès estuarien et continental, aussi appelée sables et grès de Rainvillers, affleure largement sur l'anticlinal du Bray, sur une surface de 65 km². Son épaisseur est maximale et atteint environ 100 à 120 m vers la terminaison sud-est du Pays de Bray et à l'extrême sud-est du département de l'Oise. Il s'agit d'une série de sables très hétérométriques, gris, blancs à la base et jaunes à ocre vers le sommet. Les sables renferment des niveaux ligniteux et des grès ferrugineux ou pyriteux ainsi que de nombreuses intercalations argileuses. Ces argiles parfois feuilletées apparaissent en lits au sein des sables ou sous forme lenticulaire. Sur la partie supérieure de la formation, les sables wealdiens deviennent argileux et font transition avec les argiles barrémiennes. A la base, des argiles grises à noires, feuilletées, dans des sables gris renferment localement des graviers roulés ou des dragées de quartz.

Jurassique

D'une façon générale, la plupart des assises du Jurassique se terminent en biseau vers le nord de la Picardie, tandis que leur épaisseur augmente sensiblement vers le sud. Cette terminaison en biseau correspond aux limites de transgression des différentes mers jurassiques.

Les formations du Tithonien et du Kimméridgien (Jurassique supérieur) affleurent au cœur du Pays de Bray, à la faveur de son anticlinal érodé. Les formations plus anciennes ont été reconnues uniquement par sondages sur le département de l'Oise.

- **Jurassique supérieur (Malm)**

Les faciès du Tithonien, ou Portlandien, sont caractéristiques d'une période de régression générale. L'épaisseur de la formation augmente du nord-ouest vers le sud-est et elle atteint généralement près de 100 à 150 m et jusqu'à 200 m. Le Tithonien est visible à l'affleurement au cœur de l'anticlinal du Pays de Bray. Vers le sud-est, sa profondeur augmente pour atteindre plus de 1000 m.

Le Tithonien supérieur est formé par des sables ocre, fins, ferrugineux, s'indurant en plaquettes gréseuses à trigonies parfois en miches, appelés sables de Trigonie. Ces sables reposent sur un niveau d'argiles brunes, glauconieuses, sableuses à la base où elles contiennent des galets de quartz et de lydiennes caractéristiques sur environ 3 à 4 m. Dans le Pays de Bray, ces formations sont épaisses d'environ 15 à 20 m et affleurent sur une dizaine de km².

Les assises du Tithonien moyen, marin, sont hétérogènes. La rareté et la dispersion des bons affleurements (près de 50 km²) ne permettent pas d'en établir avec précision la succession lithostratigraphique. On y trouve une alternance de formations argileuses, marno-calcaires, sablo-gréseuse et lumachelles à exogyres. L'épaisseur totale du Tithonien moyen est de 80 à 120 m. Le sommet de la série est un ensemble de marnes et d'argiles bleu-noir, compactes, passant vers le sommet à des silts et argiles siliceuses avec de petites intercalations de calcaire argileux beige et friable. Au-dessous, une formation sablo-gréseuse, d'environ 5 m d'épaisseur, est constituée d'une alternance de lits sableux ocre, à exogyres et de bancs gréseux parfois très durs, bleutés. La série débute généralement par des argiles d'un gris bleuté à *Exogyra virgula* dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires gris-bleu, durs ou de véritables lumachelles à *Exogyra virgula*.

Au Tithonien inférieur, un horizon épais de 1 à 5 m de calcaire lithographique forme une surface structurale avec un pendage de 3° à 5° dans le paysage, sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal de Bray. Ce calcaire micritique beige clair affleure sur près de 15 km².

Les dépôts du Kimméridgien attestent d'une sédimentation en milieu de plate-forme calme et homogène. Ils se retrouvent à l'affleurement sur 10 km² au cœur de l'anticlinal du Pays de Bray où les niveaux marneux déterminent de nombreux niveaux de sources. L'épaisseur totale des formations du Kimméridgien est estimée à 120 m et à 150 m vers le Pays de Bray.

Le Kimméridgien est essentiellement constitué d'argiles noirâtres (Gros court, Buicourt) et d'argiles grises sableuses (au sud de Wambez). Ces argiles plastiques grises à noires, avec passées de sables et lumachelles à *Exogyra virgula*, déterminent le haut de la série. Ce niveau est plus argileux au sud-ouest de Forges-les-Eaux où il rappelle les faciès rencontrés aux environs de Crèvecœur-le-Grand et de Beauvais et est plus sableux vers le nord-ouest. Au sommet, il passe progressivement aux calcaires lithographiques du Tithonien inférieur. A la base, lui succèdent une alternance de marnes, prédominantes, et de calcaires gréseux.

L'Oxfordien supérieur et moyen est composé des sous-étages du Séquanien, Rauracien et Argovien, également rassemblés sous le nom de Lusitanien. Il est représenté par près de

300 m de calcaires zoogènes, récifaux, pseudo-oolithiques à oolithiques au sommet ainsi que de marnes grises et de calcaires marneux et gréseux à la base. L'épaisseur de ces formations augmente dans l'axe du Bray.

L'Oxfordien inférieur est formé par environ 90 m de marnes noires et grises et de calcaires marno-gréseux. Contrairement à l'Oxfordien supérieur, son épaisseur diminue dans l'axe du Pays de Bray.

- **Jurassique moyen (Dogger)**

Le passage du Jurassique inférieur (Lias) à moyen (Dogger) se traduit par une lacune sédimentaire et par un changement de la sédimentation marine devenant beaucoup plus carbonatée. Le Jurassique moyen marque le retour très progressif vers un milieu de dépôt marin, après une période d'exondation infra-Crétacé. L'épaisseur de cette série varie entre 200 m au nord du département où elle a été rencontrée vers 600 m de profondeur et 300 m au sud-est où sa profondeur atteint plus de 1 500 m. La faille du Bray a relevé les formations au sud, dans le Pays de Thelle notamment et les formations se rencontrent à des profondeurs plus faibles, à partir de 400 m.

Le Callovien est constitué d'une cinquantaine de mètres de marnes grésocalcaires à intercalations oolithiques ferrugineuses.

Les étages du Bathonien et du Bajocien sont essentiellement représentés par des dépôts calcaires, généralement à polypiers ou oolithiques. D'après les feuilles géologiques de Creil (**Cavelier C.**, 1967, feuille 127) et de Crèvecœur-Le-Grand (**Blondeau A. et al.**, 1981, feuille 79), le Bathonien est constitué de calcaires gris, oolithiques ou pisolithiques ou spathiques, en général zoogènes et très diaclasés. Le Bajocien est composé de marnes sableuses et de calcaires gréseux supportés par des calcaires spathiques à gros silex noirs ramifiés.

- **Jurassique inférieur (Lias)**

Au Lias, le Bassin de Paris est ouvert sur l'Allemagne et est marqué par une longue période transgressive. Il s'y dépose des formations détritiques fines, de type silts ou argiles, entrecoupées d'épisodes calcaires bioclastiques. L'épaisseur totale de ces formations varie, du nord au sud-est, de 150 à 400 m, la profondeur du toit de la série se situant entre 750 et 1 800 m. Les dépôts liasiques s'arrêtent au sud d'une ligne Le Tréport – Amiens - Saint-Quentin, correspondant à la limite d'extension de la mer.

Les différents étages du Lias, le Toarcien, le Pliensbachien, le Sinémurien et l'Hettangien, ont pu être bien individualisés grâce à l'évolution morphologique rapide des ammonites, appuyée par l'étude micropaléontologique des ostracodes et des foraminifères.

Le Toarcien se détermine au sommet par quelques bancs peu épais de calcaires oolithiques, parfois attribués à l'Aalénien (Jurassique moyen), et par des marnes noires pyriteuses et micacées. A la base, des argiles schisteuses et bitumineuses, appelées « schistes cartons », ont une épaisseur variant de 30 m au nord à presque 100 m à l'est.

Les formations du Pliensbachien indiquent une sédimentation toujours terrigène détritique de transgression.

Le Pliensbachien supérieur (Domérien) se caractérise par des calcaires cristallins gris à beiges, localement bioclastiques, glauconieux ou gréseux. Ces calcaires, peu épais sur la majorité du département (20 à 50 m), peuvent atteindre des épaisseurs proches de 100 m vers le sud-est du département.

Le Pliensbachien inférieur (Carixien) se présente comme une alternance de marnes noires à nodules. La puissance des marnes passe de 20 m au nord et à l'ouest à 60 m vers l'est.

Durant le Sinémurien se sont déposées des formations terrigènes transgressives.

Le Sinémurien supérieur (Lotharingien) est essentiellement composé de marnes passant à des marnes gréseuses puis à des grès à passées marneuses au nord-ouest du département, en limite de dépôts. Les épaisseurs varient d'une dizaine de mètres au nord à environ 80 m à l'est.

Le Sinémurien inférieur se caractérise par des argiles avec quelques bancs marneux au sud-est de la vallée de l'Oise et par des calcaires à gryphées avec bancs marneux au nord-ouest. Ces formations disparaissent au nord du département et s'épaississent vers le sud-est pour atteindre 60 m environ au maximum.

La transgression liasique s'affirme à l'Hettangien durant lequel des variations latérales de faciès importantes s'observent : marnes noires au sud-est de la vallée de l'Oise, marnes et calcaire bioclastique et gréseux puis calcaire dolomitique et argilite verte vers le nord et l'est du département. La puissance de la formation est maximale vers le centre de l'anticlinal de Bray (90 m) et s'amenuise vers le nord, en limite de dépôts, et vers l'est (40 m).

Trias

La période marine, qui débute au Permien, se poursuit au Trias. De ce fait, le passage des terrains permien à ceux du Trias est difficile à individualiser. Aucun affleurement du Trias n'apparaît dans le département de l'Oise mais les formations triasiques ont été touchées par de nombreux sondages à des profondeurs de l'ordre de 1 000 m vers le nord-est à 2 000 m vers le

sud-est. Les épaisseurs maximales doivent être proches de 250 m vers le sud-est du département. Le pendage moyen des couches est de 12° vers le sud.

Sur le département de l'Oise, les terrains secondaires commencent avec le Rhétien, dernier étage du Trias supérieur (Keuper). Les formations sont présentes uniquement au sud d'une ligne Crèvecœur-Le-Grand – Saint-Just-en-Chaussée. Elles sont essentiellement représentées par des argiolites de couleur brun-rouge à violacée, appelées argiles bariolées, avec intercalation de calcaire et de dolomie. Des faciès détritiques grossiers, correspondant à des grès déposés en milieu fluvial, se rencontrent également au sud-est du département.

Primaire

Le substratum du Primaire n'affleure à aucun endroit du département. Il a été reconnu par plusieurs sondages profonds de recherche ou de prospection (pétrole, gaz, géothermie), notamment sous le Plateau Picard, dans le Pays de Bray et dans le Pays de Thelle, à des profondeurs situées entre 800 et plus de 2000 m dans l'extrême sud du département de l'Oise.

Au Permien, une longue période marine débute et se poursuivra durant le Trias puis une partie du Jurassique. Directement déposées sur le socle métamorphique, apparaissent des formations aux faciès détritiques grossiers, de type grès, conglomérat et quartzite.

Du Cambrien au Dévonien, les terrains sont essentiellement métamorphiques et composés de gneiss, schistes indurés et micaschistes, épais de plusieurs centaines de mètres. Le métamorphisme de ces assises semble s'intensifier vers le sud parallèlement à un accroissement de leur profondeur.

2.3.3. Aperçu structural

Le socle primaire forme une succession de plis d'axe est-ouest et déversés vers le nord. Le pendage des couches s'effectue globalement vers le sud du département de l'Oise.

Concernant les formations secondaires et tertiaires, les traits les plus marquants sont, d'une part, le pendage général faible et régulier vers le sud-est et le centre du Bassin de Paris, lié au phénomène de subsidence du bassin sédimentaire et d'autre part de légers plissements secondaires orientés nord-ouest – sud-est d'origine tectonique.

Suite aux mouvements tectoniques alpins et à la subsidence du bassin sédimentaire, les strates du Crétacé et du Jurassique forment une vaste cuvette dont le point le plus bas correspond à la région de Coulommiers (Seine-et-Marne) où le toit de l'Albien est rencontré à une cote inférieure à -1000 m.

Durant l'orogénèse alpine, les structures hercyniennes ont joué donnant une succession d'anticlinaux et de synclinaux de direction générale nord-ouest – sud-est qui viennent s'engorger dans la fosse centrale.

La tectonique du département est principalement marquée par l'accident majeur que constitue le périanclinal faillé du Pays de Bray, orienté nord-ouest – sud-est et qui fait affleurer les assises du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

Au sud-ouest de cet axe structural majeur existe un axe synclinal de même orientation mais nettement moins marqué : le synclinal de la Viosne. Au nord-est apparaît un second axe de même type relativement bien marqué, d'après les isohypses du toit de la craie sous recouvrement tertiaire : le synclinal du Thérain.

Au nord-est, s'observe une succession d'anticlinaux et de synclinaux toujours orientés nord-est – sud-ouest dont les plus marqués sont les anticlinaux de Saint-Just-en-Chaussée et de Margny-lès-Compiègne avec le dôme de Saint-Maur près de Gournay-sur-Aronde.

Dans le Valois, les isohypses du toit de la craie mettent en évidence une juxtaposition de dômes et de cuvettes résultant de la réactivation des structures hercyniennes au cours de l'orogénèse alpine en particulier.

Par ailleurs, tous ces mouvements sont à l'origine de la fracturation primaire de la craie, qui lui a conféré sa perméabilité de fissures.

L'orogénèse alpine a peu affecté les dépôts du Tertiaire. Ces formations ont épousé les ondulations qui ont marqué précédemment le substratum crayeux et sont légèrement penchées vers le sud.

Toutefois les terrains tertiaires calcaires et gréseux, compacts et rigides, ont subi des fracturations liées à ces mouvements récents.

3. Ressources en eau

3.1.1. Régimes et caractéristiques de cours d'eau

L'hydrosystème s'organise suivant deux configurations spatiales : d'une part les surfaces du bassin versant qui reçoivent et redistribuent l'apport des précipitations ; d'autre part les rivières qui acheminent les eaux dans un système linéaire. Naturellement, ces deux ensembles sont connectés hydrauliquement.

Les cours d'eau du département de l'Oise se caractérisent par la faible pente de leurs lits. En plaine, les lits des rivières sont sinueux, avec de nombreux méandres, le dédoublement du lit en plusieurs bras, la formation d'étangs ainsi que de zones marécageuses.

Le département de l'Oise est concerné principalement par deux bassins hydrographiques d'inégale importance :

- le bassin de la Somme dans l'extrême nord du Plateau Picard ;
- le bassin de la Seine sur le reste du territoire départemental.

Bassin de la Seine

- **Sous-bassin de l'Oise**

Le bassin hydrographique de la Seine est représenté en majeure partie sur le sous-bassin de l'Oise. L'Oise est rejoint sur le département par plusieurs affluents : la Verse, la Divette, le Matz, l'Aronde, la Brèche, le Thérain et l'Esches en rive droite ; l'Ailette, l'Aisne, l'Automne, la Nonette et la Thève en rive gauche.

- Oise

L'Oise prend sa source à 309 m d'altitude à Forges situé dans les Ardennes belges à 30 km de la frontière française et se jette dans la Seine à 20 m d'altitude à Conflant dans le département du Val d'Oise. Elle draine un bassin de 16 970 km², dont 4 300 km² dans le département de l'Oise, et parcourt 330 km, dont 100 km dans l'Oise.

L'Oise entre dans le département de l'Oise à Quierzy, au nord-est, et le traverse dans sa moitié est pour le quitter à Boran-Sur-Oise, au sud. Ce cours d'eau est presque entièrement navigable et est bordé de canaux sur 104 km. La rivière traverse les terrains tertiaires ainsi que les zones d'affleurement de la craie, dont les nappes d'eau souterraine régulent les débits moyens. Entre Creil et Beaumont-sur-Oise, elle franchit

l'axe du Bray à la faveur d'accidents transverses, subméridiens à nord-est – sud-ouest, et la craie est alors particulièrement fracturée et perméable.

En amont, le débit moyen de l'Oise est mesuré à Sempigny sur 57 ans, depuis 1955. Il varie entre 58,6 m³/s pour février et 14,5 m³/s pour septembre (Illustration 11). Son débit annuel moyen est de l'ordre de 34,20 m³/s, soit un débit spécifique de 8 l/s/km² et une lame d'eau de 252 mm pour un bassin versant de 4 290 km².

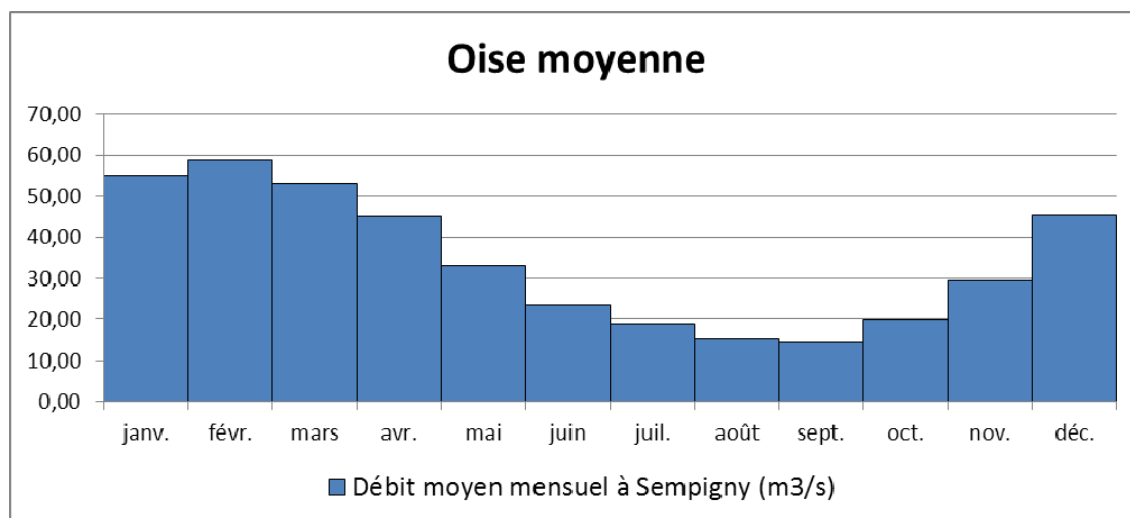


Illustration 11 - Débits moyens mensuels de l'Oise à Sempigny calculés sur 55 ans.

Le débit moyen en aval du département, et après la confluence avec l'Aisne, a été observé sur 52 ans (depuis 1960) à Pont-Sainte-Maxence. Le débit maximum est de 180 m³/s en moyenne en janvier-février et le débit minimum est de 48 m³/s en août-septembre (Illustration 12). Son débit annuel moyen est de l'ordre de 108 m³/s, soit un débit spécifique de 7,6 l/s/km² et une lame d'eau de 242 mm pour un bassin versant de 14 200 km².

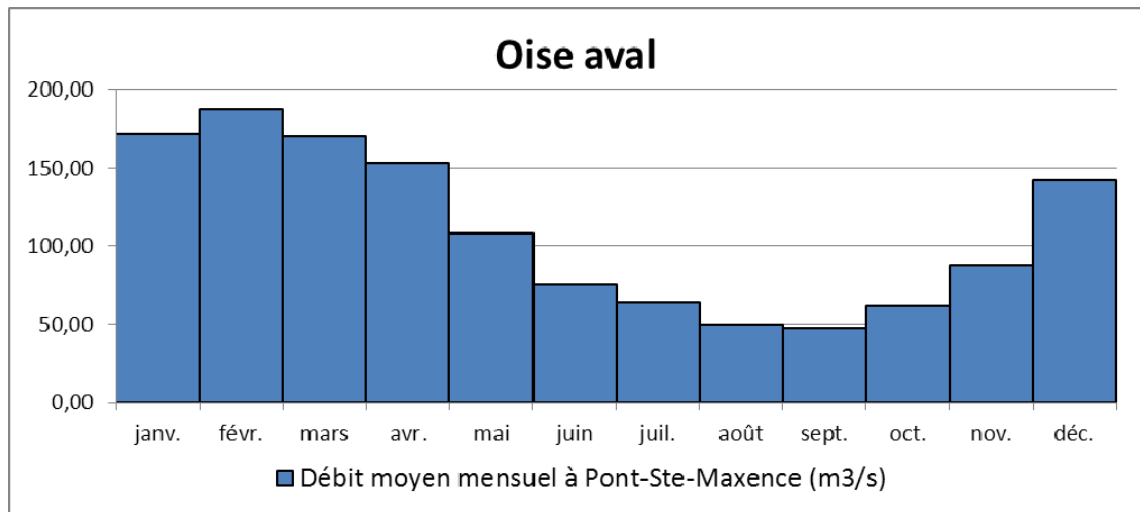


Illustration 12 - Débits moyens mensuels de l'Oise à Pont-Sainte-Maxence calculés sur 50 ans.

Les étiages surviennent durant l'été, de juillet à octobre, tandis que les hautes eaux apparaissent en hiver, de janvier à mars. Les fluctuations saisonnières sont peu prononcées et l'Oise est relativement bien alimentée tout au long de l'année, ce qui en fait une rivière au régime plutôt régulier.

La différence des apports des affluents entre l'amont et l'aval du bassin est particulièrement flagrante si l'on compare l'apport de la Cousance, petit affluent de l'Aire situé à l'amont du bassin, dans la Meuse, et celui du Thérain situé à l'aval du bassin, dans l'Oise : le débit maximum observé de la Cousance à Aubreville est de 46 m³/s pour une superficie de 166 km² alors qu'il n'est que de 35,7 m³/s sur le Thérain à Maysel pour une superficie de 1200 km².

- Aisne

L'Aisne prend sa source à Sommaisne dans le département de la Meuse et se jette dans l'Oise à Compiègne. Elle ne traverse l'Oise que sur 25 km, c'est-à-dire sur une faible portion de ses 350 km de longueur totale. Elle draine 7920 km² sur 5 départements : la Meuse, la Marne, les Ardennes, l'Aisne et l'Oise.

L'Aisne est le principal affluent de l'Oise en rive gauche, avec un débit moyen annuel sur 42 ans de 65,4 m³/s à Trosly-Breuil, avant sa confluence avec l'Oise. Les basses eaux, de juillet à octobre, correspondent à un débit minimum moyen de 24 m³/s. Les hautes eaux, de décembre à avril, coïncident avec un débit maximum moyen d'environ 120 m³/s (Illustration 13).

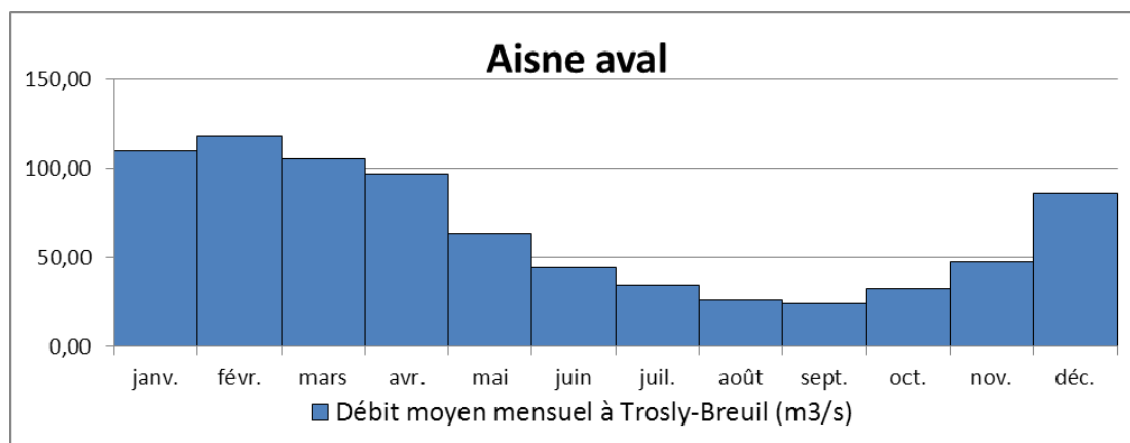


Illustration 13 - Débits moyens mensuels de l'Aisne à Trosly-Breuil calculés sur 42 ans.

Ce cours d'eau présente la particularité d'apporter un débit plus important que l'Oise lors des crues concomitantes (près du double). La prédominance de l'apport de l'Aisne s'explique par une plus grande superficie de terrains imperméables sur la haute vallée de l'Aisne (environ 3 000 km² en Argonne) que sur la haute vallée de l'Oise (environ 1 000 km² en Ardennes et Thiérache). L'Aisne reçoit elle-même un affluent, l'Aire, dans le département des Ardennes et dont le débit en crue est également supérieur à la rivière principale. Néanmoins, le débit spécifique annuel moyen de l'Aisne est comparable à celui de l'Oise, de l'ordre de 8,2 l/s/km² à Trosly-Breuil.

Il convient de noter que le linéaire total de l'Aire puis de l'Aisne depuis la source de l'Aire jusqu'à la confluence avec l'Oise est de 360 km, soit 170 km de plus que pour la rivière Oise depuis sa source en Belgique jusqu'à la confluence avec l'Aisne.

- Thérain

Le principal affluent de la rive droite de l'Oise prend sa source dans le pays de Bray à 175 m d'altitude. Son bassin versant est d'environ 1200 km². Le Thérain s'écoule sur 75 km avant de rejoindre l'Oise à Montataire, en aval de Creil.

Son débit de 7,74 m³/s, observé sur 42 ans à Maysel, est particulièrement régulier. Les basses eaux correspondent à un débit moyen d'environ 5,5 m³/s et les hautes eaux portent ce débit aux environs de 10 m³/s (Illustration 14).

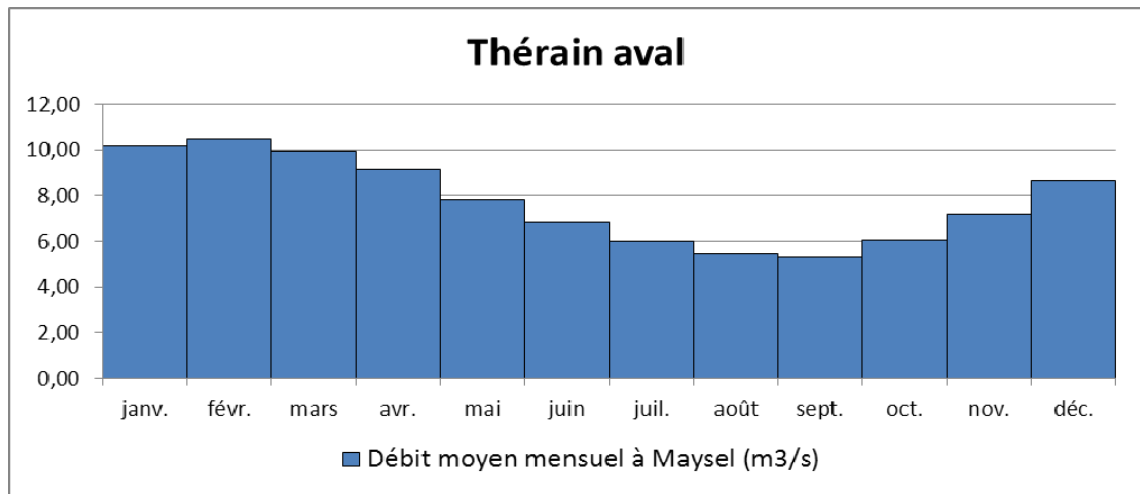


Illustration 14 - Débits moyens mensuels du Thérain à Meysel calculés sur 42 ans.

Ses deux principaux affluents, le Petit Thérain et l'Avelon, ont des débits moyens annuels de 1,62 m³/s à Saint-Omer et de 1,04 m³/s à Goincourt pour des bassins versants de 212 et 172 km². Leurs débits spécifiques, respectivement 7,6 et 6 l/s/km² sont relativement proches de celui du Thérain (6,5 l/s/km²).

Les débits mensuels du Petit Thérain varient très faiblement durant l'année, entre 1,39 et 1,84 m³/s à Saint-Omer, alors que ceux de l'Avelon sont multipliés par 4 entre septembre (0,45 m³/s) et février (1,76 m³/s).

- Affluents de rive droite

En rive droite de l'Oise, les affluents s'écoulent principalement sur les plateaux crayeux : la Verse, la Divette, le Matz, l'Aronde, la Brèche et l'Esches. Ces cours d'eau ont des apports moins conséquents. Ainsi les débits annuels moyens sont de 0,375 m³/s sur la Divette à Passel, 1,25 m³/s sur l'Aronde à Clairoux, 2,29 m³/s sur la Brèche à Nogent-sur-Oise et 0,68 m³/s sur l'Esches à Bornel.

Concernant la Divette, l'Aronde et la Brèche, les périodes de hautes eaux surviennent en fin de l'été, en septembre, et de basses eaux durant l'hiver, de janvier à mars. Les débits spécifiques sont comparables, entre 4,4 et 5,2 l/s/km².

La rivière de l'Esches est caractérisée par des débits mensuels relativement constants, de 0,59 à 0,81 m³/s, et son débit spécifique est plus important, de l'ordre de 6,4 l/s/km².

- Affluents de rive gauche

En rive gauche, les vallées de l'Automne, la Nonette et l'Ailette entaillent les plateaux tertiaires. Leurs débits mensuels sont relativement constants et varient de 1,63 à 2,31 m³/s sur l'Automne à Saintines et de 1,31 à 1,79 m³/s sur la Nonette à Saint-Nicolas-d'Acy.

Le débit spécifique de la Nonnette, égal à 4,7 l/s/km², est comparable aux petits affluents de rive gauche, tels que la Divette, l'Aronde et la Brèche. L'Automne est caractérisé par un débit spécifique de 7,4 l/s/km², plus proche de celui de l'Oise.

- **Sous-bassin de l'Epte**

Dans l'angle sud-ouest du département, le sous bassin de l'Epte est représenté par l'Epte elle-même et par la Troësne, son affluent de rive gauche.

L'Epte marque la frontière, entre Gournay et Gisors, du département de l'Oise avec ceux de l'Eure et de la Seine-Maritime. Cette rivière prend sa source en Seine-Maritime et rejoint la Seine dans le département de l'Eure après un parcours de 113 km.

La pente du plateau crayeux de Thelle et la cuesta du Vexin constituent une dépression dans laquelle coule, d'est en ouest, la Troësne. Ce cours d'eau, long de 27 km, est un sous-affluent de la Seine par l'Epte dans laquelle il se jette à Gisors.

- **Sous-bassin de la Marne**

Dans l'angle sud-est du département, le sous bassin de la Marne est représenté par l'Ourcq et ses deux petits affluents, la Grivette et la Gergogne. L'Ourcq prend sa source dans l'Aisne et rejoint la Marne en Seine-et-Marne, 87 km à l'aval.

Bassin de la Somme

Sur toute la frange nord du département se situe le bassin de la Somme qui couvre 610 km² dont 250 dans l'Oise.

Les hauts cours des affluents de la Somme, Trois Doms, la Noye et la Selle, prennent leur source sur le Plateau Picard dans l'Oise et coulent ensuite en direction du nord pour se jeter dans la Somme.

Bassin de la Bresle

A la limite nord-ouest du département, s'étend le bassin versant amont de la Bresle. La Bresle se jette dans la Manche mais ne draine que 75 km² dans le département de l'Oise.

Canaux

Les échanges entre les bassins hydrographiques ont été rendus possibles par la création de canaux de navigation.

Dans le département de l'Oise, certaines rivières sont doublées de canaux afin d'accueillir plus facilement les transports maritimes. L'Oise est ainsi totalement navigable et est notamment doublée d'un canal depuis son entrée dans le département jusqu'à sa confluence avec l'Aisne (canal latéral à l'Oise). Plus en aval et jusqu'à son arrivée dans le département du Val d'Oise, son lit naturel est aménagé pour être navigable. De même, un canal est présent parallèlement à l'Ourcq à partir de Mareuil-Sur-Ourcq. Enfin, le canal du Nord, construit de Noyon et jusqu'aux environs de Ham, permet de relier l'Oise et la Somme.

Le projet de canal Seine-Nord Europe consiste à raccorder par voie fluviale la région parisienne et les ports du nord de la France et de la Belgique ainsi que des Pays-Bas (Dunkerque, Anvers, Rotterdam). Une connexion entre Compiègne et le canal Seine-Escaut est donc en projet. Ce tronçon de 106 km de long comporte une portion de 34 km dans le département l'Oise et 3 écluses, empruntant une partie du canal latéral de l'Oise et du canal du Nord.

3.2. EAUX DE SURFACE

3.2.1. Réseau d'observation

Le réseau d'observation quantitatif des cours d'eau est assuré par la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL) de Picardie. Il n'existe pas actuellement de procédé économique qui permette une mesure continue du débit et son enregistrement. Les services hydrométriques ont donc recours à un enregistrement continu des hauteurs d'eau sur des sites où il y a de fortes présomptions qu'il existe une relation stable entre hauteurs d'eau et débits (ce qui est vérifié ensuite).

Une station hydrométrique est composée d'une échelle limnimétrique de référence, d'un limnigraphe à flotteur ou une centrale à capteur de pression pour enregistrer en continu les hauteurs d'eau et parfois un modem de télétransmission. L'échelle limnimétrique est une installation fixe, souvent installée sur les piliers des ponts.

Dix fois par an et par station, la rivière est jaugée. Sont mesurées en même temps la section mouillée de la rivière (hauteur d'eau) et la vitesse de l'eau en plusieurs points de la section. Ces mesures permettent de dresser une courbe de tarage qui permet de renseigner les correspondances hauteur/débit. Les mesures de crues sont importantes car elles permettent de fixer les extrêmes.

D'après la "banque hydro", site internet récapitulant les données quantitatives en hydrométrie, le département de l'Oise comprend 26 stations hydrométriques actives et 4 hors service. Il existe également une station particulière, sans signification hydrologique, sur l'Epte à Sérifontaine. La plupart de ces stations sont gérées par la DREAL.

4 stations sont réparties le long de l'Oise, principal cours d'eau du département, les autres étant situées sur ses différents affluents. Les cours d'eau appartenant au bassin de la Somme sont étudiés par des stations situées sur le département de la Somme.

3.2.2. Qualité des eaux superficielles

Oise et Aisne

La qualité physico-chimique de l'Oise et de l'Aisne est considérée comme « passable ». Les activités dans la vallée de l'Oise ont tendance à générer une dégradation de la qualité entre l'amont et l'aval. Les principaux éléments contaminants sont les nitrates et les nitrites, avec une tendance à l'aggravation par les nitrates. Le taux de phosphates a très fortement diminué depuis les années 1970, la situation pour ce paramètre étant passée de « mauvaise » à « bonne ».

Les principaux problèmes de qualité physico-chimique de l'Oise et de l'Aisne proviennent de :

- la qualité de l'eau, passable, à l'entrée du bassin versant, conduisant à une pression polluante sur les bassins à l'aval ;
- la concentration importante d'industries dans la vallée de l'Oise, les systèmes de traitement ne fonctionnant pas toujours de façon optimale et générant donc une pollution diffuse dans l'Oise ;
- les rejets de quantités importantes d'eaux pluviales non traitées en provenance des zones urbaines.

L'Oise et l'Aisne sont des rivières de 2^{ème} catégorie piscicole. Leur qualité piscicole est passable depuis 1995, mais aucune amélioration ni dégradation n'a été observée depuis.

Les affluents de la zone sud de l'Oise sont touchés par une pollution organique liée à une concentration d'activités industrielles et aux rejets de certaines stations d'épuration.

Aronde

La qualité de l'Aronde est « bonne à passable » pour l'ensemble des paramètres mesurés à l'exception des nitrates et du phosphates pour lesquels elle est « passable à mauvaise ». Concernant ces paramètres, la qualité se détériore fortement de l'amont vers l'aval. Cette dégradation est liée à l'urbanisation plus importante en aval qui induit des rejets plus conséquents au niveau des infrastructures et des réseaux pluviaux afférents (notamment pour les communes de Coudun, Bienville et Clairoix). Il faut également souligner l'influence de l'Oise à proximité, dont l'eau est de qualité « passable à mauvaise ».

Globalement, au cours de ces 20 dernières années, la tendance est à l'amélioration de la qualité en ce qui concerne les phosphates mais à une dégradation pour les nitrates.

L'Aronde est une rivière de 1^{ère} catégorie piscicole. Sa qualité hydrobiologique est considérée comme « passable à mauvaise ». La perturbation de la vie animale et végétale est due à plusieurs paramètres :

- des faibles débits en période d'étiage ;
- une mauvaise qualité physico-chimique ;
- la dégradation des habitats par les opérations de curage.

Les affluents de l'Aronde, la Payelle et la Somme d'Or, ne sont pas surveillés régulièrement mais leur état écologique est considéré comme « non-satisfaisant »

Marais de Sacy

Globalement, la qualité physico-chimique des marais de Sacy est « acceptable ». Cependant, des rejets d'eau usée et son alimentation par la nappe de la craie induisent des teneurs en nitrates plus élevées dans sa partie nord.

Autres milieux

Deux ensembles de milieux aquatiques sont très mal connus dans le département de l'Oise au niveau qualitatif, écologique et du point de vue de leur fonctionnement : les marais de l'Aronde et les zones humides de la forêt de Compiègne.

En plus des pollutions chroniques, des pollutions accidentelles existent sur plusieurs bassins versants. Ces risques proviennent notamment de l'autoroute A1 et des voies ferrées, en particulier au niveau des franchissements des cours d'eau où des éventuels déversements de matières dangereuses sont possibles. Enfin, une concentration importante d'activités industrielles et de stockages de déchets se retrouvent notamment près de Compiègne et de Pont-Sainte-Maxence dans la vallée de l'Oise et de l'Aisne.

3.3. EAUX SOUTERRAINES

3.3.1. Caractérisation des aquifères

L'eau souterraine représente une part importante des ressources en eau globale et constitue, dans l'Oise, une richesse naturelle d'un intérêt vital pour l'économie puisque toutes les adductions d'eau potable et un grand nombre d'adductions d'eau industrielle ou agricole (irrigation) se font à partir des nappes.

En se référant à la succession des terrains géologiques, l'Oise est un département majoritairement composé de terrains sédimentaires, formant un empilement de couches perméables, semi-perméables et imperméables. Plusieurs nappes ou groupes de nappes principaux peuvent être distingués qui sont, par d'ordre d'importance décroissant selon leur productivité et leur exploitation :

- la nappe de la craie ;
- les nappes du Tertiaire et notamment les nappes des sables de Cuise (Yprésien supérieur) et des calcaires du Lutétien ;
- les nappes alluviales et les autres nappes libres ;
- les nappes profondes. En effet, bien que le substratum départemental soit exclusivement constitué de roches sédimentaires susceptibles d'être aquifères, l'importance de ces nappes est inégale, d'abord en raison de leur géométrie (épaisseur et extension) et ensuite en raison de leur exploitabilité (accessibilité), de leur faculté de renouvellement et de leur qualité physico-chimique.

Les connaissances sur ces nappes ont été acquises principalement grâce aux Inventaires des Ressources Hydrauliques (I.R.H.) entrepris par le BRGM entre 1966 et 1974 et par de nombreuses études régionales ou locales, synthèses ou études spécifiques (travaux de recherche, thèses, études pour tiers, campagnes piézométriques...). Par ailleurs un réseau de surveillance piézométrique permet de suivre en permanence l'évolution des niveaux des principales nappes.

Aquifères du Quaternaire : alluvions récentes et anciennes

Les nappes alluviales individualisées en tant que telles n'existent que dans les grandes vallées telles que l'Oise, l'Aisne, le Thérain au fond desquelles existent des dépôts alluvionnaires grossiers épais (graviers et sables). Ces nappes alluviales sont généralement peu épaisses, inférieures à 10 m, et en régime libre ou parfois captif sous des formations tourbeuses.

Le substratum des aquifères alluviaux est aussi varié que les couches géologiques traversées. Il peut être constitué de formations également perméables comme la craie, les sables ou les calcaires tertiaires et dans ce cas la nappe alluviale se confond avec

la nappe sous-jacente. Lorsque le substratum est formé de couches imperméables comme les argiles du Sparnacien (Yprésien), la nappe des alluvions est alors indépendante et forme une unité hydrogéologique à part entière.

Les nappes alluviales sont normalement en position de drainage par les rivières et leur alimentation se fait à la fois par leur impluvium direct et par les apports latéraux des aquifères encaissants dont elles constituent le niveau de base. Il peut y avoir aussi une alimentation par la nappe sous-jacente. Lors des crues de rivières, lorsqu'il y a débordement et inondation, les écoulements entre cours d'eau et nappes alluviales s'inversent et ces dernières reçoivent alors une quantité parfois importante d'eaux superficielles. Ce phénomène conduit à des inondations par remontée de nappe et rend les nappes alluviales particulièrement vulnérables à d'éventuelles pollutions.

La nappe alluviale de l'Oise s'étend dans une vallée plus ou moins étroite, de 0,5 à 3 km, et couvre les formations crayeuse et du Tertiaire. Les dépôts alluvionnaires sont en général constitués de sédiments fins formant le réceptacle de la nappe alluviale. Des dépôts alluvionnaires grossiers (graviers, sables) se rencontrent seulement localement et surtout en profondeur. Le substratum est dans ce cas la craie, des sables ou le calcaire du Tertiaire en connexion directe avec la nappe alluviale. Dans les zones comportant un substratum formé de couches imperméables, la nappe alluviale est indépendante et forme une unité hydrogéologique à part.

Lorsqu'ils sont relativement grossiers et homogènes, les aquifères alluviaux possèdent de bonnes transmissivités, de l'ordre de 10^{-2} m²/s, et les ouvrages qui les captent peuvent souvent débiter plusieurs dizaines de m³/h. Mais il arrive assez fréquemment que les alluvions soient trop hétérogènes du fait de la présence d'intercalations de lentilles composées de sables fins voire d'argiles. La transmissivité est alors beaucoup plus faible et les débits spécifiques chutent rapidement comme c'est le cas dans la vallée de l'Oise à Verberie et à Pont-Sainte-Maxence.

Les nappes alluviales sont rarement exploitées directement mais sont par contre fréquemment exploitées indirectement chaque fois qu'elles sont en relation avec les nappes sous-jacentes qui, elles, sont sollicitées par de nombreux captages. Ainsi, la nappe des alluvions de l'Oise n'est jamais captée seule mais toujours en association avec l'aquifère sous-jacent : craie en amont et Eocène inférieur en aval. La nappe mixte craie/alluvions est intensément exploitée par différents champs captant où les ouvrages peuvent avoir des débits supérieurs à 200-300 m³/h, comme à Précý-sur-Oise et à Boran-sur-Oise.

Aquifères du Tertiaire

Sous les plateaux et dans les collines tertiaires, plusieurs réservoirs aquifères superposés, séparés par des niveaux argileux plus ou moins imperméables, renferment des nappes étagées topographiquement : nappes perchées sur les hauteurs des collines et des plateaux, nappes libres sous ceux-ci, nappes captives sous les vallées ou en profondeur sous des couches imperméables, nappes semi-

captives à leur périphérie. Les caractéristiques hydrauliques de ces aquifères dépendent de leur nature lithologique (sables, calcaire) et des conditions d'écoulement aux limites de leur extension.

Ces nappes sont drainées par un chevelu hydrographique très dense qui découpe l'immense plateau tertiaire en petites unités qui sont autant de sous-bassins souterrains. Ces sous-bassins, de petite dimension, possèdent plusieurs réservoirs aquifères superposés, les inférieurs drainant les supérieurs.

Leur alimentation est directe pour les réservoirs affleurants, indirecte par réinfiltration ou drainance pour les réservoirs masqués ou profonds. Elle atteint des valeurs variables selon l'intensité pluviométrique locale, le couvert végétal et le rôle du ruissellement superficiel.

Les nappes libres peu profondes sur les hauteurs réagissent rapidement aux précipitations même de faible intensité. Les nappes sous-jacentes semi-captives profondes ont un temps de réponse différée et leurs niveaux fluctuent avec de faibles amplitudes. Celles plus profondes peuvent avoir des réactions différentes selon la nature lithologique du réservoir (sables, calcaires...).

Les nappes tertiaires donnent naissance à de nombreuses sources de déversement ou de débordement à flancs de coteau ou artésiennes en fond de dépressions. Les sources de coteau s'écoulent sur les terrains imperméables et peuvent se réinfiltrer dans les terrains perméables. Longtemps exploitées, malgré de faibles débits, pour de petites collectivités, certaines sources ont été abandonnées en raison d'une altération persistante de leur qualité.

De nombreuses communes s'alimentaient à partir de sources ou de puits de grands diamètres. Mais la qualité de ces nappes peu profondes s'est dégradée au fil du temps en particulier dans les zones de cultures intenses, si bien que les collectivités recherchent des ressources mieux protégées dans les aquifères captifs sableux ou même crayeux. C'est souvent le cas non loin de la périphérie des affleurements dans le Clermontois, le Soissonnais, le Noyonnais, le Vexin. Cette démarche prospective a entraîné la création de syndicats intercommunaux parfois très étendus.

Les aquifères les plus importants par leur épaisseur et les plus intéressants pour les besoins locaux sont décrits ci-dessous.

- **Oligocène inférieur – Stampien supérieur (Rupélien supérieur ou Chattien) : sables de Fontainebleau**

Au sommet de la stratigraphie de l'Eocène, dominant les calcaires résiduels de Brie, chapeautés par des lentilles de sables d'âge stampien, qui contiennent de petites nappes perchées en haut de collines isolées.

L'extension du réservoir stampien formé par les sables de Fontainebleau est très limitée dans le département de l'Oise. Il ne se rencontre en effet qu'au sommet des

buttes tertiaires les plus importantes comme celles de Montagny ou de Neuville-Bosc dans le Vexin, du Mont-Pagnotte au nord de Senlis et de Plailly à l'extrême sud du département.

Cet aquifère contient cependant une véritable nappe perchée permanente, bien individualisée et donnant naissance à quelques sources de déversement. Ces sources émergent au contact des argiles sous-jacentes du Stampien moyen (argiles à corbules et marnes à huîtres). Leur bonne qualité et leur réalimentation directe ont intéressé certaines petites communes du Valois et du Vexin et certaines sources ont été captées pour l'alimentation en eau potable à Chavençon dans le Vexin ainsi qu'à Villers-Saint-Frambourg dans le Valois au pied du Mont Pagnotte.

- **Eocène supérieur – Bartonien (Marinésien et Auversien) : sables de Beauchamp et d'Auvers, sables et marno-calcaires de Saint-Ouen**

Le réservoir aquifère du Bartonien est constitué principalement par les sables de Beauchamp et d'Auvers ainsi que par les sables de Marines, de Cresnes et les marno-calcaires de Saint-Ouen. Très peu représentées dans le département (Valois, Vexin), ces formations géologiques couvrent les hauteurs des plateaux, de part et d'autre des crêtes séparant les bassins versants des cours d'eau. Elles contiennent un aquifère multicouche sablo-calcaire divisé en nombreux bassins souterrains de petite dimension. Les nappes du Bartonien ne représentent pas une réserve économiquement exploitable.

Les nappes sont alimentées par leur impluvium et s'écoulent à travers des bancs peu épais calcaires et marneux puis sableux au-dessus d'un substratum constitué par les niveaux peu perméables du Lutétien supérieur (marnes et caillasses). Des sources de déversement émergent à différents niveaux à la faveur d'écrans argileux intercalés, mais les eaux finissent tôt ou tard par se réinfiltrer dans les sables inférieurs et même dans les calcaires sous-jacents du Lutétien si bien que le réservoir du Bartonien peut se retrouver en certains endroits sans ressource en eau.

Ces petites sources ont été exploitées autrefois à des fins domestiques par des puits peu profonds, inférieurs à 10 m, comme à Plessis Belleville, Villers-Saint-Genest, Rosières, Lévignen et Chavençon. Des sources sont captées pour l'alimentation en eau potable à Betz, Bouillancy et des puits ont été creusés à plus de 40 m de profondeur afin de capter la nappe captive à Lagny-Le-Sec et Silly-Le-Long.

- **Eocène moyen – Lutétien : calcaires**

Les formations perméables du Lutétien forment, entre les argiles de Laon (Yprésien supérieur) à leur base et les marnes et caillasses du Lutétien supérieur, un aquifère épais de 20 à 30 m. Ce réservoir à prédominance calcaire présente des faciès plus sableux à la base, en continuité avec le réservoir inférieur lorsque les argiles de Laon

sont absentes, et plus marneux en partie supérieure. Les transitions lithologiques aussi bien latérales que verticales ne sont pas progressives. Cet aquifère se rencontre sous toutes les zones de plateau tertiaire au sud d'une ligne Beauvais-Compiègne-Noyon-Laon mais il est surtout développé dans le Soissonnais, le Valois et le Vexin.

Bien que la perméabilité d'interstices prédomine à la base plus sableuse du réservoir, la perméabilité de fissures régit les écoulements souterrains à travers le calcaire qui peut même localement présenter une certaine karstification (Valois et région de Senlis). Ainsi, les formations calcaires dans les vallées de la Viosne et de l'Aubette s'apparentent à des micro-karsts. Ces hétérogénéités de structure se répercutent sur la transmissivité du réservoir qui peut atteindre des valeurs élevées (plus de 10^{-2} m²/s) dans les calcaires fissurés, diaclasés, et descendre à 10^{-4} m²/s dans les bancs marneux, lités et poreux. De même, selon l'implantation d'un forage, le débit spécifique pourra atteindre voire même dépasser 100 m³/h/m s'il recoupe des fissures importantes mais sera d'à peine 1 m³/h/m s'il capte la roche compacte.

L'alimentation de l'aquifère est assurée directement par l'impluvium local au niveau des affleurements ou indirectement à travers les formations diverses de couverture (percolation lente à travers les marnes et caillasses).

Le plus souvent en régime libre, le réservoir n'est pas entièrement saturé, même sous couverture imperméable. En effet, la position topographique élevée du réservoir, liée à l'enfoncement des cours d'eau, favorise un drainage efficace de la nappe. Le drainage se fait également par les nombreuses vallées qui recoupent l'aquifère et le long desquelles apparaissent des sources parfois importantes.

Des émergences de type déversement sourdent à flanc de coteau au-dessus des argiles de Laon (Yprésien supérieur), la nappe étant alors en position perchée (plateau de Soissonnais). D'autres, de type débordement, s'écoulent en fond de vallée au contact avec des alluvions semi-perméables lorsque les bancs de calcaires affleurent et la nappe peut même y devenir artésienne. Les sources de déversement, disséminées et sortant à flanc de coteau, ont des débits relativement faibles (1 à 10 m³/h) ; les sources de débordement plus localisées, peuvent atteindre en hautes eaux des débits supérieurs à 100 m³/h (bassins de la Nonette, de l'Ourcq, de l'Automne). Les sources de débordement sont assez fréquentes dans le Valois où des sources artésiennes à forts débits peuvent être présentes en fond de vallée au débouché de conduits karstiques, comme par exemple les sources du Ru Sainte-Marie près d'Augers-Saint-Vincent.

Les gradients hydrauliques sont influencés par le relief quelquefois abrupt formé par les cuestas lutétiennes, par la discontinuité dans la perméabilité des terrains et par le phénomène de drainance induit par les sables sous-jacents. Les profils piézométriques présentent alors une allure de « marches d'escaliers » plus ou moins arrondies. Les fluctuations sont tributaires de l'intensité des précipitations avec des remontées et des vidanges rapides et des évolutions interannuelles peu prononcées souvent inférieures à 3 m.

A Villers-Saint-Frambourg, les fluctuations saisonnières de la nappe du Lutétien sont pratiquement inexistantes et seules apparaissent les variations interannuelles, c'est-à-

dire les périodes exceptionnelles d'étiages et de hautes eaux. Ce phénomène traduit une forte inertie du réservoir et probablement un mauvais drainage local et caractérise une nappe libre étendue aux réserves importantes.

Grâce à son réseau de fissures, le réservoir calcaire est exploité avec de bonnes productivités par des captages de communes rurales ou par des syndicats intercommunaux. A l'exception de Senlis (500 à 600 Mm³/an), exploitant les calcaires du Lutétien et les sables de Cuise en continu, aucune ville importante n'est alimentée par l'aquifère du Lutétien. En effet, si les volumes extraits satisfont les besoins, la qualité chimique et bactériologique reste aléatoire. La nappe reste très vulnérable aux infiltrations superficielles contaminées par des eaux d'origine agricole et domestique.

- **Eocène inférieur – Yprésien supérieur (Cuisien) : sables de Cuise**

La nappe des sables de Cuise (Yprésien supérieur) a pour mur les argiles sparnaciennes (Yprésien inférieur) et pour toit les argiles de Laon (Yprésien supérieur) lorsqu'elles existent. Cette nappe s'étend pratiquement sur toute la zone tertiaire du département. L'épaisseur de la formation géologique, pouvant atteindre 50 à 70 m, assure une réserve en eau importante. Sauf au cœur du plateau du Valois où elle est captive, la nappe présente un régime libre compte-tenu de l'importance des affleurements de l'étage.

La nappe est drainée par les vallées qui la recoupent. De nombreuses sources émergent des sables : les sources de déversement sourdent au contact des argiles de base et sous les colluvions qui tapissent toutes les dépressions et les sources de débordement naissent au contact des alluvions dans les vallées entaillant suffisamment le massif. Ces sources sont fréquentes mais généralement de faible débit (quelques l/s) et donnent souvent naissance à des rus au fond des nombreuses mais courtes vallées qui entaillent le réservoir.

Les gradients hydrauliques sont assez élevés, surtout à l'approche des vallées (8 à 10%). Les débits exploitables sont compris entre 30 et 50 m³/h. Les caractéristiques hydrauliques de cet aquifère ainsi que les possibilités de captage sont très semblables à celles des sables du Thanétien.

L'alimentation de la nappe se fait directement à partir des affleurements, très étendus dans le département de l'Oise, à l'aplomb des réservoirs calcaires sus-jacents en l'absence de toit imperméable (argiles de Laon) ou bien par déversements et réinfiltration ou par drainance des nappes sus-jacentes. Dans le Soissonnais méridional, le Valois-Multien et le Vexin, le toit imperméable formé par les argiles de Laon n'existe pas ou a disparu par érosion et les sables de Cuise sont en communication hydraulique directe avec les calcaires supérieurs du Lutétien. Les sables et les calcaires contiennent alors une seule et même nappe. A contrario, dans ces régions, leur profondeur croît sous les plateaux et accentue la captivité du réservoir qui devient moins productif.

L'exploitation des sables cuisiens s'est développée, à la faveur de meilleures techniques de captage, en substitution de nappes supérieures plus vulnérables, comme les calcaires du Lutétien.

- **Paléocène supérieur – Thanétien : sables de Bracheux**

Les sables de Bracheux du Thanétien contiennent une nappe continue, libre à la périphérie des dépôts tertiaires, mais le plus souvent captive sous les argiles du Sparnacien (Yprésien inférieur). Cette nappe s'étend à toute la région tertiaire du département. N'étant pas isolée de la craie par des formations imperméables continues, la nappe des sables de Bracheux est pratiquement partout en continuité hydraulique avec celle de la craie. Ainsi, les deux aquifères constituent un réservoir bi-couche dans lequel les sables jouent le rôle de roche-magasin et la craie sous-jacente celui de couche conductrice.

De nombreuses buttes témoins, correspondant à des formations résiduelles des sables thanétiens parsèment le Plateau Picard. Les épaisseurs dépassent parfois la dizaine de mètres et, à la périphérie, ces sables peuvent ponctuellement contenir une nappe perchée et constituer ainsi un réservoir-relais. Leur drainance permet une alimentation secondaire et différée de l'aquifère de la craie.

Les fluctuations piézométriques de la nappe des sables ont une faible amplitude (1 à 2 m). La perméabilité d'interstices et la fraction argileuse des sables confèrent à ce réservoir, en fonction de son épaisseur, une transmissivité plutôt faible de l'ordre de $1 \text{ à } 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (débits spécifiques de 5 à 10 $\text{m}^3/\text{h/m}$), mais avec une distribution spatiale beaucoup plus homogène que celle de la craie.

Les sables de Bracheux sont alimentés principalement au niveau des affleurements. La plupart des sources de déversement ou de débordement alimentent des ruisseaux qui se réinfiltrant en partie dans la craie affleurante dans leur cours aval. La nappe alimente, à travers les alluvions, l'Aisne et l'Oise. En bordure de vallées alluvionnaires, les eaux de source viennent se mélanger à la nappe alluviale.

Autrefois, on préférait capter la nappe de la craie seule, sans installer de crépines au droit des sables, afin d'éviter des travaux de forage délicats et coûteux. De plus, la proportion d'argile dans la matrice sableuse apporte du fer dans les captages. Mais les risques d'échec restaient assez fréquents compte-tenu de la forte variabilité de la fissuration de la craie en profondeur. Toutefois, les techniques modernes d'exploitation des eaux en milieux sableux (filtres adaptés, crépines spéciales, massifs de graviers filtrants, techniques de développement, déferrisation) permettent un équipement des ouvrages adaptés qui autorise des débits de pompage importants sans les inconvénients de venues de sable ou d'éboulements. Les puits captant en continu la nappe des sables et de la craie permettent d'apporter un appoint aux captages qui atteignent la nappe de la craie et parfois, en zone de captivité, cette ressource vient en substitution des nappes supérieures plus vulnérables.

Actuellement, les deux aquifères des sables et de la craie sont fréquemment captés simultanément. Cependant, l'exploitation seule des sables de Bracheux reste assez exceptionnelle : vallée du Thérain, vallée de l'Oise entre Noyon et Compiègne. Ainsi, le Thanétien seul est capté pour l'eau potable à Hermes et Mouy dans la vallée du Thérain, à Attichy et Couloisy dans la vallée de l'Aisne, à Brenouille et Pont-Sainte-Maxence dans la vallée de l'Oise. Dans le Vexin, cet aquifère n'est pas exploité car réduit à quelques mètres d'épaisseur seulement. Par contre, il existe de nombreux puits ou fontaines lorsque la nappe phréatique se trouve à faible profondeur et en position perchée par rapport à la nappe de la craie.

Aquifères du Crétacé

- **Crétacé supérieur – Sénonien (Campanien, Santonien et Campanien), Turonien et Cénomaniens : craie**

La nappe de la craie est la ressource en eau la plus importante du département, tant par son extension que par son degré d'exploitation. Hormis au cœur du Pays de Bray où la roche a disparu par érosion, la nappe de la craie est présente sur l'ensemble du territoire départemental. Libre au droit du Plateau Picard et du Pays de Thelle, elle devient captive sous les formations tertiaires du bassin de Paris ou sous les alluvions imperméables ou semi-perméables de certaine vallée (Troësne...).

Le réservoir aquifère est constitué par un ensemble de formations à dominante crayeuse (Sénonien) dont la craie est d'autant moins franche qu'elle est ancienne, passant à une craie marneuse au Cénomaniens – Turonien, et entrecoupées d'horizons argilo-marneux ou de gaize au Cénomaniens. La craie, compte-tenu de sa grande épaisseur (300 m au total pour le Sénonien et le Turonien), forme un immense réservoir aquifère. La ressource en eau, renouvelable et exploitable, s'évalue à plusieurs centaines de millions de m³ sur la région picarde. De plus, il arrive localement que ce réservoir se trouve augmenté localement des sables thanétiens sus-jacents lorsqu'aucun horizon imperméable ne les sépare, ou des alluvions sablo-graveleuses des principales vallées quand ces alluvions reposent directement sur la craie (Aronde, Oise à Compiègne et à Boran, Thérain en amont de Beauvais, ...).

A noter qu'un niveau sableux peu épais est présent à la base du Cénomaniens. La nappe des sables et grès du Cénomaniens est connue sur le versant méridional de l'anticlinal du Pays de Bray à l'ouest de Beauvais.

La nature lithologique de cet aquifère lui confère une double porosité, à la fois d'interstices et de fissures. Le premier type de perméabilité lié à la porosité interstitielle du réservoir demeure très faible et ne dépasse généralement pas des valeurs supérieures à 10⁻⁵ m/s malgré une porosité totale importante de la roche (≥ 30%). La fracturation des bancs proches de la surface permet à la roche d'acquérir des perméabilités plus fortes : 10⁻³ à 10⁻² m/s, conditionnant l'écoulement de la nappe et créant des écoulements turbulents. Toutefois, on ne connaît pas de véritables réseaux karstiques.

Alors que la porosité d'interstices est relativement homogène dans l'espace, la porosité de fissures se répartit d'une manière très hétérogène au sein de l'aquifère. En effet, la fissuration de la craie est d'origine tectonique et s'est ensuite amplifiée par des phénomènes physico-chimiques de dissolution liés à l'infiltration des eaux météoriques. Elle s'est donc essentiellement développée à la fois dans les couches les plus proches du sol et dans celles situées à l'aplomb des vallées actives ou des vallons secs en zone de plateau, mais uniquement en absence de couverture imperméable. Elle se traduit en surface par des tassements de terrain alignés (rideaux) qui correspondent souvent à des secteurs productifs.

En profondeur et dans les zones sous recouvrement, la perméabilité de la roche diminue très sensiblement, cette dernière ayant conservé sa compacité d'origine. On considère que la roche compacte située au-delà de 30 à 50 m de profondeur en zone d'affleurement de la craie constitue le mur de la nappe.

L'alimentation de la nappe de la craie est assurée par les précipitations locales, soit directement par infiltration sur les régions où la nappe est libre, soit indirectement par ré-infiltration différée à la périphérie des affleurements tertiaires ou par drainance sous le recouvrement thanétien.

Le régime de la nappe est libre dans toutes les zones situées hors recouvrement imperméables ou semi-perméables, c'est-à-dire principalement sous les Plateaux Picard et du Pays de Thelle. La nappe devient captive sous les couches argileuses imperméables du Tertiaire ou sous les alluvions fines semi-perméables des principaux cours d'eau.

La piézométrie de la nappe libre de la craie reproduit, mais de façon très atténuée, l'allure de la surface topographique. La nappe est drainée régionalement par les vallées principales (Oise, Somme, Thérain, Troësne) et plus localement par les dépressions topographiques.

Le gradient hydraulique varie fortement en fonction de la transmissivité de l'aquifère : il est élevé dans les zones peu transmissives et faible dans les zones à forts écoulements. Les valeurs varient ainsi de 30 à 40‰ aux abords de l'anticlinal du Pays de Bray où la nappe est très peu épaisse (10 m) à 2‰ dans la vallée de l'Aronde où l'épaisseur de la zone saturée de l'aquifère est importante (30 à 50 m).

La profondeur de la nappe est très variable car elle dépend de la morphologie de la topographie. Elle peut atteindre 50 à 60 m voire davantage sous les plateaux, 20 à 30 m sous les coteaux et moins de 1 m sous les vallées humides. Dans certains secteurs, elle est affleurante : marais de Sacy au nord de Pont-Sainte-Maxence, marais de la Bresle entre Clermont et Beauvais, et vallée de la Troësne près de Chaumont-en-Vexin où émergent de nombreuses et importantes sources. Dans les vallées de l'Oise et du Thérain où l'argile affleure et constitue le fond de vallée, les sols sont saturés en eau la plus grande partie de l'année du fait de la présence de la nappe

de la craie sub-affleurante. Localement, ils font place à des tourbières comme dans les vallées du Thérain et de la Brèche.

Drainée vers les dépressions topographiques, la nappe libre est fréquemment en relation hydrodynamique avec les nappes alluviales qui lui servent de relais avec les cours d'eau naturels et les plans d'eau artificiels sous lesquels elle se retrouve en pression. Elle donne naissance à de nombreuses sources qui alimentent les affluents de l'Oise et soutiennent leur débit :

- les sources de dépression se situent en général en tête de vallée humide lorsque la surface de la nappe vient à affleurer. Assez peu nombreuses, elles ont un débit général élevé (> 100 l/s) mais leur situation géographique peut varier car conditionnée par les fluctuations piézométriques de la nappe. Ainsi, en périodes de hautes eaux, ces sources "remontent" littéralement le fond des vallées, sur des distances atteignant plusieurs centaines de mètres et parfois plusieurs kilomètres. De telles sources peuvent également exister au centre des vallées humides, lorsque la nappe se met en charge sous les alluvions récentes semi-perméables. Il s'agit alors de sources ascendantes, artésiennes et parfois jaillissantes. Il n'existe pas de grosses émergences mais plus souvent un chapelet de sources alignées selon le profil de la vallée. Les débits, parfois importants, s'échelonnent entre 1 et 300 l/s en période de hautes eaux. Ces sources peuvent également apparaître dans de grandes vasques bouillonnantes au fond desquelles aboutissent des cheminées verticales mettant en communication directe l'aquifère crayeux et le sol. C'est le cas des « trous bleus » de la vallée de la Brèche au nord d'Essuiles, des sources du Parc de Monchy-Humières dans la vallée de l'Aronde et de celles de Songeons dans la vallée du Thérain ;
- les sources de déversement apparaissent entre la surface de la nappe et un terrain peu perméable situé au toit de celle-ci. D'un débit plus faible que les précédentes, mais plus nombreuses et moins bien circonscrites, elles se localisent en bordure des vallées humides, en limite des alluvions et des colluvions de pente ;
- les sources de débordement se rencontrent à la base de la nappe, au contact entre son mur imperméable et la surface du sol. Elles sont peu répandues au sein de la nappe de la craie, sauf à l'intérieur du Pays de Bray où elles apparaissent au contact des craies cénomaniennes et des argiles de Gault (Albien moyen et supérieur). Elles forment ainsi des exutoires de trop-plein pour les nappes crayeuses qui, grâce au pendage des couches vers le sud-ouest, deviennent captives sous le Pays de Thelle. Il s'agit en particulier des sources d'Ons-en-Bray, d'Auteuil et d'Auneuil au débit variable mais relativement important (60 à 200 l/s).

L'amplitude des fluctuations de la surface piézométrique croît depuis les fonds de vallées actives jusqu'aux crêtes piézométriques. La surface piézométrique subit diverses fluctuations qui se superposent dans le temps et l'espace :

- fluctuations rapides ou légèrement différées à des profondeurs inférieures à 20 m dans des craies très transmissives ce qui induit des réactions piézométriques à chaque phase pluvieuse, suivies par des décrues aussi rapides. Ces fluctuations sont fréquentes, notamment à proximité des vallées humides où la craie est plus perméable, de courte durée (entre la journée et le mois) et de faible amplitude (inférieure à 1 m). Des pluies orageuses intenses peuvent également provoquer localement des recharges significatives sous les plateaux en raison d'une très forte perméabilité des terrains de couverture ;
- variations saisonnières avec des hautes eaux à la fin du printemps et des basses eaux en automne. Le retard à l'alimentation peut atteindre plus de six mois et même être masqué par une vidange interannuelle. L'amplitude de ces mouvements dépend à la fois des caractérisations hydrauliques de l'aquifère (transmissivité et emmagasinement) et de la valeur de la réalimentation annuelle (infiltration efficace). C'est ainsi qu'elle est maximale (8 à 10 m) des lignes de crêtes des plateaux et minimale (1 à 2 m) dans l'axe des vallées humides ;
- variations interannuelles sous forme de phases arythmiques de plusieurs années provoquant des remontées ou des descentes de nappe avec des amplitudes cumulées pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres sous les crêtes piézométriques (plateau). En aval, le phénomène peut se traduire par des émergences de la nappe en période humide ou par des déplacements ou des tarissements de sources en période sèche.

Les apports exceptionnels de 2001 et 2002 ont confirmé la réactivité de la nappe de la craie sous les plateaux et en particulier son inertie à restituer au milieu naturel superficiel les eaux qu'elle a reçues des précipitations.

La nappe libre de la craie est sollicitée par de nombreux ouvrages domestiques, agricoles et industriels. Plus de la moitié de l'alimentation en eau potable est assurée par des captages dans la nappe de la craie. Ceux-ci se situent préférentiellement dans les zones les plus productives, en vallées humides ou sèches. Une forte baisse de la productivité est généralement observée dans ces ouvrages au-delà de 30 à 50 m de profondeur en zone d'affleurement de la craie. Lors de la création d'un forage, les zones les plus productives peuvent être révélées par des profils au micromoulinet.

Les valeurs de transmissivités de la nappe de la craie varient de 10^{-4} m²/s au centre des plateaux (débits spécifiques de l'ordre de 1 m³/h/m), à 10^{-3} m²/s en vallées sèches (10 à 50 m³/h/m) et 10^{-1} m²/s en vallées humides (plus de 100 m³/h/m). Dans les zones sous recouvrement tertiaire, la craie compacte possède des transmissivités faibles, situées entre 10^{-4} et 10^{-3} m²/s. Le coefficient d'emmagasinement est compris entre 1 et 5% dans les tranches productives. Cette discontinuité structurelle se traduit par des

débits spécifiques variant de 1 à 500 m³/h/m selon les endroits, parfois avec de forts contrastes entre forages voisins.

En régime captif, la craie est beaucoup moins fissurée et son exploitation est plus aléatoire. De ce fait, la productivité baisse rapidement au sud des limites d'extension des sables du Thanétien et surtout des argiles et lignites du Soissonnais, écran imperméable des eaux supérieures, sauf dans des circonstances où le captage traverse soit des plans de fractures ou de failles, soit des couches indurées et très fissurées (vallée de l'Aisne).

• Crétacé inférieur – Albien : sables verts

Sous les formations du Crétacé supérieur, s'étagent d'autres aquifères profonds. Les mesures « in situ » des paramètres des nappes du Crétacé inférieur sont rares et hétérogènes, localisées essentiellement en proche région parisienne et éparses en Normandie ainsi que vers les affleurements. Ces aquifères multicouches sont surtout connus au-delà des affleurements de la craie, dans le Pays de Bray dans le département de l'Oise, car leur nappe acquiert un régime libre et est exploitée par puits ou captages de sources. La porosité totale des réservoirs, mesurée sur échantillons ou estimée à partir de microdiagraphie, est comprise entre 18 et 30%. Cependant, compte tenu de la compacité des matériaux, la porosité efficace est probablement très inférieure à 10%.

Les sables verts de l'Albien inférieur constituent le principal aquifère du Crétacé inférieur. Cet aquifère multicouche est compris entre les argiles de Gault de l'Albien moyen et supérieur et les argiles panachées du Barrémien et s'étend sur toute la Picardie au sud d'une ligne reliant Berck (Nord-Pas-de-Calais) et Hirson (Aisne). L'épaisseur maximale du réservoir est de 20 m vers le Pays de Bray mais peut atteindre 100 m dans le département de l'Oise.

Les sables verts forment à l'affleurement une frange autour du cœur de l'anticlinal du Pays de Bray. La nappe est alors libre et alimentée directement par l'impluvium et par les sources de débordement des nappes sus-jacentes (Cénomaniens, Turonien et Sénonien). L'épaisseur de l'aquifère est de 20 à 30 m et le mur est toujours constitué par les argiles du Barrémien. La nappe n'est guère profonde, 5 à 10 m en moyenne, et est immédiatement drainée par de nombreux rus alimentés par des sources de trop-plein ou de débordement (Saint-Aubin-en-Bray, Saint-Martin-Le-Nœud, ...). Ces nombreuses petites sources habituellement de faible débit s'écoulent sur les versants argileux au-dessus de la rivière de l'Avelon.

En s'éloignant de l'axe de l'anticlinal, les sables verts s'enfoncent sous les argiles de Gault, constituant alors le toit de l'aquifère. La nappe devient progressivement captive, et le plus souvent artésienne. Elle est alors beaucoup moins connue faute d'un nombre suffisant de points d'observation. Entre les deux aquifères principaux de l'Albien et du

Néocomien existent les dépôts argilo-sableux du Barrémien, qui forment une barrière semi-perméable. Des échanges entre les deux aquifères peuvent donc exister.

Des études piézométriques sur le Bassin Parisien ont montré l'existence d'un cône de rabattement incluant la totalité de la région parisienne autour d'un point bas localisé vers Pantin – Villeneuve-la Garenne entre +10 m et +20 m. La région parisienne correspond à un cône de dépression artificiel dû à une surexploitation qui d'une part draine toutes les arrivées et d'autre part coupe d'une grande partie de son alimentation la basse vallée de la Seine. Un sous-bassin picard, pour lequel les données sont très fragmentaires, existe également. Les eaux souterraines s'écoulent alors depuis les affleurements de l'est et du sud-est vers Paris. Par contre, avant 1841 et le premier forage profond à l'Albien, les écoulements d'eau devaient être dirigés vers le nord-ouest en direction de l'exutoire naturel représenté par l'estuaire de la Seine et la Manche.

Les points les plus hauts qui peuvent servir de zones de recharge sont situés au niveau des affleurements. Cependant, la recharge vers l'est, dans le département de l'Aube, est très limitée compte tenu du caractère argileux des strates ; les écoulements se font d'ailleurs pour la plupart vers le bassin picard. Les affleurements du Pays de Bray sont peu développés et, vers le nord, ils alimentent le sous-bassin picard, alors que vers l'ouest ils sont en relation direct avec la Seine aval.

En région parisienne, le niveau statique du Néocomien se trouve en moyenne vers +90 m alors qu'il n'est que de +30 à +40 m dans l'Albien. Cette situation induit une drainance verticale ascendante et le Néocomien contribue en partie à l'alimentation de l'Albien pour une valeur pouvant atteindre 25%. Une inversion du phénomène dans le reste du bassin est cependant envisageable, de même qu'avant la surexploitation de la nappe de l'Albien. Une modélisation sur le Bassin de Paris du système multicouche comprenant les formations allant du Portlandien à celles de la craie a permis d'évaluer à 78% l'alimentation de la nappe de l'Albien par les affleurements et à 22% l'alimentation par drainance ascendante du Néocomien (**Raoult Y.**, 1999).

La nappe des sables de l'Albien est très peu exploitée, du fait de l'ensablement rapide des ouvrages et d'une forte minéralisation des eaux en sulfates et surtout en fer. Cette forte minéralisation correspond à une très faible transmissivité de l'Albien dans le département de l'Aube. Sur l'ensemble de l'aquifère, les valeurs mesurées de transmissivité sont proches de $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, en particulier vers les affleurements du sud-est et en Normandie. Les transmissivités et donc les débits spécifiques demeurent faibles ($< 10 \text{ m}^3/\text{h/m}$). Le coefficient d'emménagement n'a pu être calculé que sur une dizaine de forages, les valeurs allant de 3.10^{-5} à 6.10^{-4} . Cette nappe, souvent artésienne, peut parfois être exploitée sans l'aide de pompes si le point de captage est peu élevé. A Beauvais, le forage de la Manufacture des Tapis a montré que la nappe était artésienne jaillissante (15 m au-dessus du sol) pour un débit de $12 \text{ m}^3/\text{h}$.

Suite à la baisse des niveaux de l'Albien dans les années 1930 au niveau de la région parisienne, la nappe a été mise sous surveillance par les décrets de 1935 et 1937 qui soumettaient à autorisation préalable tout nouveau forage. Les réserves sont considérables, estimées à 700 milliards de mètres cubes par des études achevées en

2001 dans le cadre du SDAGE, mais leur renouvellement par l'alimentation naturelle est très faible. Un modèle mathématique (**Lauverjat J.**, 1967) a démontré que l'on pouvait augmenter les prélèvements jusqu'à 22 à 29 Mm³/an sur l'ensemble du bassin Seine-Normandie pour un rabattement de 30 m en Ile-de-France et de 0 à 35 m hors Ile-de-France.

Depuis 2001, le SDAGE Seine-Normandie définit les nappes captives de l'Albien-Néocomien comme étant une ressource stratégique pour assurer la fonction de ressource AEP de secours ultime. Il autorise un volume total de prélèvement de 29 Mm³/an sur l'ensemble du bassin, à répartir par département en fonction de la population à secourir en cas de crise. Ce volume sera révisé si le niveau piézométrique de référence calculé à partir de piézomètres représentatifs en Ile-de-France descend en dessous d'une cote de référence déterminée (+31 m NGF). Dans le département de l'Oise, il n'existe actuellement aucun prélèvement. Dans le cadre d'un plan départemental de secours, quatre forages pourront être créés pour un volume annuel de 548 000 m³ et un débit moyen de 150 m³/h permettant d'assurer une alimentation de 20 l/jour par habitant durant 3 mois.

- **Crétacé inférieur – Barrémien et Néocomien (Valanginien et Hauterivien) : sables du Wealdien-Portlandien**

Les formations sablo-calcaires du Néocomien (anciennement Wealdien), et notamment des étages du Valanginien et Hauterivien, ainsi que du Portlandien supérieur (ou Tithonien supérieur) constituent un aquifère multicouche mal connu, les informations relatives à son sujet étant peu nombreuses. Ce réservoir complexe correspond à un faciès carbonaté au Jurassique puis continental au Wealdien au droit du département de l'Oise. Mais ce sont surtout les calcaires du Portlandien et les grès et sables de l'Hauterivien qui contiennent une nappe. Ce réservoir est encadré par les argiles du Kimméridgien à la base et par les argiles panachées du Barrémien au sommet.

Libre au cœur du Pays de Bray où ces formations affleurent, la nappe du Wealdien-Portlandien est alimentée exclusivement par son impluvium. Elle est peu profonde, 5 m en moyenne, et drainée par de nombreux rus qui rejoindront l'Avelon. Seule la partie la plus occidentale se trouve drainée par les affluents de l'Epte. Les sources, d'un débit faible dans les sables et grès mais plus élevé dans les calcaires (plusieurs dizaines de l/s), sont de type déversement (La Chapelle-aux-Pots), débordement (ru de Goulancourt) ou encore trop-plein (sources de l'Avelon). Les niveaux argileux du Kimméridgien déterminent de nombreux niveaux de sources qui donnent naissance à de petits rus, affluents de l'Avelon et du Thérain.

La nappe devient captive en s'éloignant de l'axe de l'anticlinal du Bray. Les rares points de mesure ne permettent pas alors de tracer une véritable carte piézométrique sur le bassin de Paris. Les écoulements semblent avoir une direction similaire à ceux des sables verts de l'Albien, c'est-à-dire des affleurements du sud-est vers la région parisienne puis la Basse Seine.

Dans le Pays de Bray, la nappe du Wealdien-Portlandien est exploitée par de nombreux petits puits privés. Les débits spécifiques des captages ($1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) sont encore plus faibles que pour les sables verts de l'Albien. Seuls deux forages captent la nappe captive du Néocomien au sud de Paris, et il n'existe donc pas de dépression piézométrique, le niveau statique s'établissant vers +90 m en région parisienne. A Bruyères-Le-Châtel, dans le département de l'Essonne en Ile-de-France, la transmissivité de la nappe captive du Néocomien est comprise entre $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et $5.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et le coefficient d'emménagement est de 3.10^{-4} .

Aquifères du Jurassique

- **Jurassique supérieur (Malm) – Portlandien : sables du Wealdien-Portlandien**

L'aquifère sablo-calcaire multicouche du Tithonien (Portlandien), est en continuité avec l'aquifère des sables du Wealdien, correspondant à l'étage du Néocomien (Valanginien et Hauterivien) du Crétacé inférieur. Il a donc été traité ci-dessus.

- **Jurassique supérieur (Malm) – Oxfordien supérieur et moyen (Séquanien, Rauracien et Argovien) : calcaires du Lusitanien**

L'Oxfordien supérieur et moyen est composé des sous-étages du Séquanien, Rauracien et Argovien, également rassemblés sous le nom de Lusitanien. L'aquifère multicouche du Lusitanien est formé de calcaires, limités au toit par les marnes du Kimméridgien et au mur par celles de l'Oxfordien inférieur. Ce réservoir est présent sur une grande partie de la Picardie. Le Lusitanien et le Crétacé inférieur sont peu profonds et peu aquifères sous le département de la Somme ; ils s'épaississent et s'enfoncent vers le sud, sous le département de l'Oise. La nappe est alors captive sur l'ensemble du département.

Au droit du Bassin Parisien, le Lusitanien est constitué des trois réservoirs superposés :

- le réservoir supérieur est développé au sud du Bassin de Paris mais on le rencontre localement au centre et au nord-ouest. Il est formé d'un banc peu épais de calcaires oolithiques et de calcaires récifaux. Il s'épaissit au sud en prenant un aspect crayeux. Ce réservoir n'est cependant pas présent sur le département de l'Oise ;
- le réservoir principal, qui constitue l'unité aquifère la plus importante du Lusitanien, est formé par des calcaires oolithiques et graveleux au centre du Bassin Parisien. Au nord-ouest, on observe principalement des niveaux détritiques grossiers (sables, grès) ;
- le réservoir inférieur se rencontre uniquement au nord du Bassin de Paris. Il est composé au nord-ouest par des calcaires oolithiques avec des passages récifaux. Entre les rivières de l'Oise et de la Marne, le réservoir est formé d'une épaisse série

crayeuse qui passe, au sud de l'Oise, à des calcaires oolithiques. La formation est alors en continuité avec le réservoir principal. Cet horizon devient marneux au sud de la Marne.

Cet aquifère n'est pas exploité dans le département de l'Oise.

- **Jurassique moyen (Dogger) – Bathonien et Bajocien : calcaires du Dogger**

Les calcaires du Dogger sont le seul réservoir profond assez bien connu étendu à l'ensemble du département de l'Oise. Il s'agit d'un aquifère multicouche calcaire dont la perméabilité est assurée par les nombreuses diaclases qui le fissurent. Plusieurs forages pétroliers ou à des fins géothermiques ont permis de localiser ce réservoir à 1 060 m de profondeur pour une épaisseur de 185 m à Saint-Just-en-Chaussée et à 1 700 m de profondeur dans la région de Creil. Le mur de cet aquifère est constitué des argiles et marnes du Toarcien (Lias), tandis que le toit est formé par les marnes callovo-oxfordiennes.

Le Bathonien se caractérise par l'existence d'un système lagon-barrière. Les calcaires oolithiques et bioclastiques de la barrière forment un puissant réservoir d'une épaisseur moyenne de 160 m. Les aquifères de la base du Callovien et du Bathonien sont généralement en contact direct et forment un réservoir principal puissant. Celui-ci est disposé en deux ensembles séparés par un sillon marin : un réservoir au sud-ouest du bassin parisien et un réservoir au nord de la Seine.

Les dépôts du Bajocien sont principalement constitués par des calcaires cristallins imperméables, conséquences d'une sédimentation régressive commencée au Lias supérieur. Des calcaires bioclastiques et des calcaires oolithiques forment deux groupes de réservoir : un aquifère discontinu d'une dizaine de mètres d'épaisseur situé à la base et un aquifère également discontinu mais plus épais, situé au toit.

Dans le département de l'Oise, l'aquifère du Dogger a été exploité en géothermie pour le chauffage de logements et de bâtiments de l'Etat. Débutées en 1976 à Creil et en 1981 à Beauvais, ces installations ont été abandonnées respectivement en 1986 et 1987 à cause de problèmes de corrosion et de dépôts dans les conduites (présence de sulfures liée à une activité bactérienne importante). De nombreux forages géothermiques exploitent l'aquifère du Dogger en région parisienne. Les techniques d'exploitation ont considérablement évolué ces dernières années.

- **Jurassique inférieur (Lias)**

Limité au toit par le Dogger (Jurassique moyen) et au mur par le Rhétien (Trias), le Lias ne s'étend en zone profonde que sur deux domaines restreints dans le Bassin Parisien : un ensemble au nord-ouest et un ensemble au sud. En comparaison des aquifères sus-jacents, les épaisseurs des réservoirs essentiellement calcaires du Lias

sont réduites. Seule une région à l'est de Beauvais présente des épaisseurs supérieures à 30 m.

Aquifères du Trias

Les formations détritiques du Trias constituent des aquifères argilo-sableux. Dans le Bassin Parisien, ces formations sont réparties en trois niveaux aquifères d'épaisseur et d'extension inégales et séparés par des niveaux argileux : le corps fluviatile du Keuper supérieur (Trias supérieur), le prisme détritique du Trias moyen et le réservoir du Trias inférieur. Seul le Keuper supérieur est présent dans le département de l'Oise, notamment à l'est.

Les formations détritiques du Keuper supérieur présentent à leur sommet un caractère lagunaire qui a pu entraîner une cimentation des faciès réservoirs dans les zones les plus externes. Cependant, on observe, sur les deux-tiers de leur puissance, des grès moyens à grossiers qui forment un excellent réservoir.

3.3.2. Paramètres hydrodynamiques

Les données recueillies sur les paramètres hydrodynamiques des différents aquifères proviennent de la Banque de Données du Sous-Sol (BSS) et de l'ancien atlas hydrogéologique de l'Oise de 1987. Les informations exploitées concernent la transmissivité, le coefficient d'emménagement et les débits spécifiques, qui donnent des informations sur les débits maximaux que l'on peut attendre des aquifères.

Seuls les dossiers susceptibles de contenir des paramètres hydrodynamiques ont été dépouillés. Il s'agit notamment des forages d'irrigation, de géothermie et d'alimentation en eau potable. 913 dossiers ont ainsi été consultés sur le département de l'Oise. 42 d'entre eux, soit 4,6%, contiennent des informations sur les paramètres hydrodynamiques et 519 renferment des données sur les débits spécifiques. Par ailleurs, les données hydrodynamiques mentionnées dans l'atlas hydrogéologique de 1987 et non retrouvées lors du premier dépouillement de la BSS ont également été prises en compte (Tableau 8).

Ce sont principalement les dossiers de forages agricoles et plus rarement de captage d'alimentation en eau potable qui contiennent des informations sur les paramètres hydrodynamiques.

Paramètres hydrodynamiques	Nombre de dossiers de la BSS	Nombre de dossiers de l'ancien atlas	Nombre total de dossiers
Débit spécifique	519	333	852
Transmissivité	42	24	66
Coefficient d'emmagasinement	31	9	40

Tableau 8 - Récapitulatif des données hydrodynamiques recueillies.

Pour les formations crayeuses, aucune valeur de perméabilité n'est disponible du fait de leur structure particulière. En effet, le taux de fracturation diminuant avec la profondeur, on considère que la formation s'imperméabilise au-delà de 30 à 50 m de profondeur selon les régions. Il est donc difficile de définir avec précision la profondeur du mur de la formation aquifère et donc d'estimer certains paramètres hydrodynamiques comme la perméabilité.

Le débit spécifique, c'est-à-dire le débit pompé par mètre de rabattement, n'est pas un paramètre hydrodynamique à proprement parler mais il permet d'approcher les débits que l'on est en mesure d'attendre pour l'aquifère considéré. Il varie en fonction de la transmissivité de l'aquifère et donc de la position géographique et topographique des ouvrages en particulier lorsque la nappe est libre et le réservoir fissuré. Le débit spécifique a été déterminé grâce aux informations fournies par les pompages d'essai et, si possible, pour le pompage d'essai avant l'acidification afin d'éviter une surestimation des valeurs. A été sélectionné en priorité l'essai pour lequel le débit de pompage était le plus fort, sauf si le débit critique était atteint ou si la durée de pompage était trop faible et qu'alors le rabattement maximum n'était pas atteint.

La transmissivité sélectionnée, lorsqu'elle a été déterminée par plusieurs méthodes de calcul dans un même dossier, est la transmissivité obtenue par la méthode de Jacob qui est la plus couramment utilisée. Cependant de nombreux dossiers ne font pas état de la méthode de calcul.

Le tableau et les illustrations suivants (Tableau 9, Illustration 15, Illustration 16, Illustration 17 et Illustration 18) montrent que les données hydrodynamiques et débits spécifiques sont peu nombreux. Ils couvrent le territoire de façon hétérogène et se concentrent autour des axes hydrographiques principaux et sur les secteurs où l'irrigation est développée.

L'aquifère le mieux caractérisé est celui de la craie du Crétacé supérieur (Tableau 9 et Illustration 15). Concernant les aquifères tertiaires, les mieux définis sont les sables de l'Yprésien et, dans une moindre mesure, les calcaires du Lutétien.

Aquifère	Transmissivité (m ² /s)		Débit spécifique (m ³ /h/m)		Coefficient d'emmagasinement	
	Moyenne	Nombre de mesures	Moyenne	Nombre de mesures	Moyenne	Nombre de mesures
Alluvions			53,75	14		
Bartonien			10,52	9		
Lutétien	8.10 ⁻⁴	1	13,21	72	3,66.10 ⁻³	3
Yprésien	3,3.10 ⁻³	12	11,23	104	1,20.10 ⁻²	9
Thanétien	2,5.10 ⁻³	6	32,79	41		
Lutétien à Crétacé supérieur			2,97	1		
Crétacé supérieur	3,48.10 ⁻²	47	39,49	601	2,69	28
Crétacé inférieur			1,40	10		
Données Totales		66		852		40

Tableau 9 - Caractéristiques hydrodynamiques des principaux aquifères du département de l'Oise.

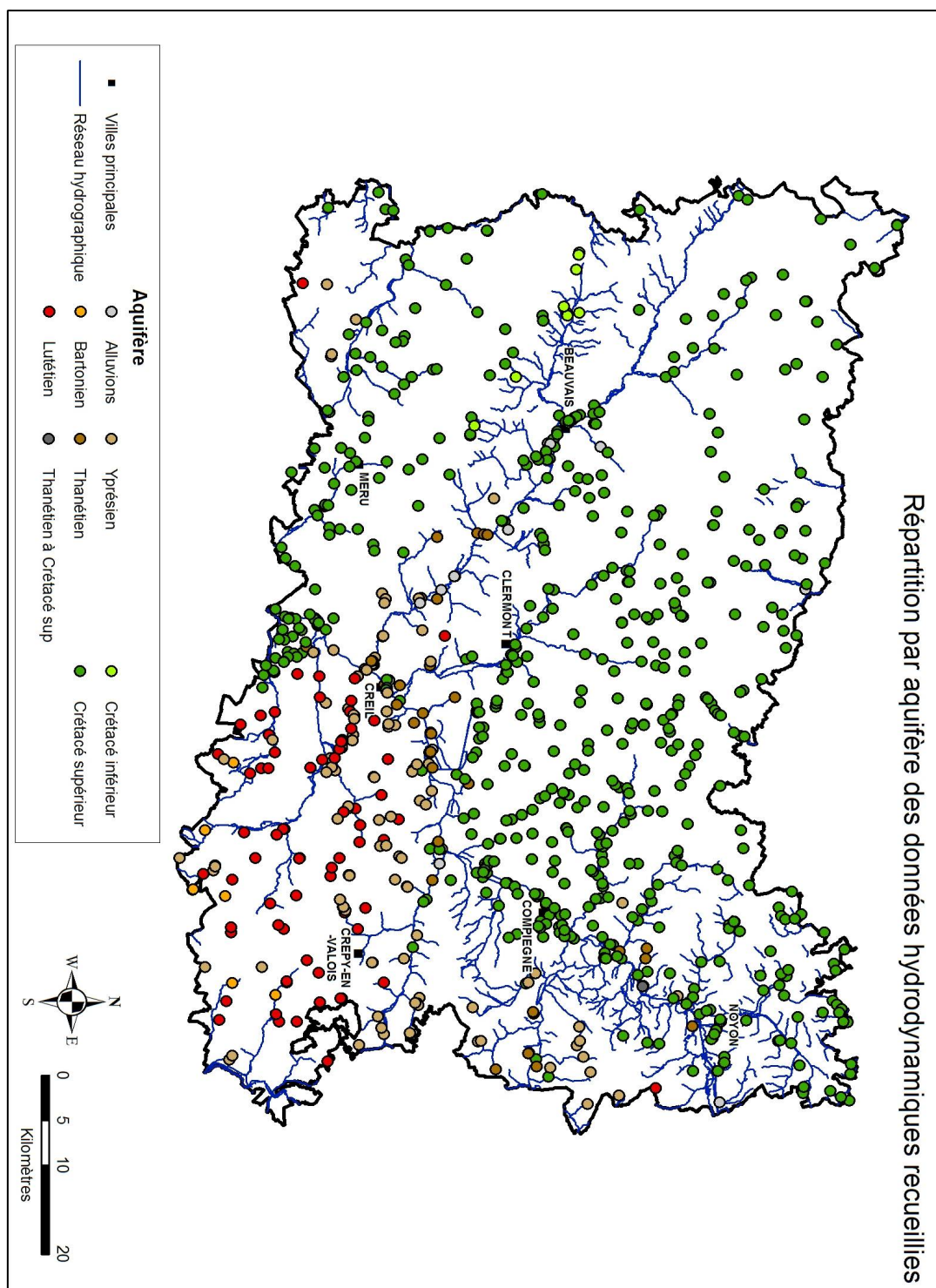


Illustration 15 - Données sur les paramètres hydrodynamique du département de l'Oise.

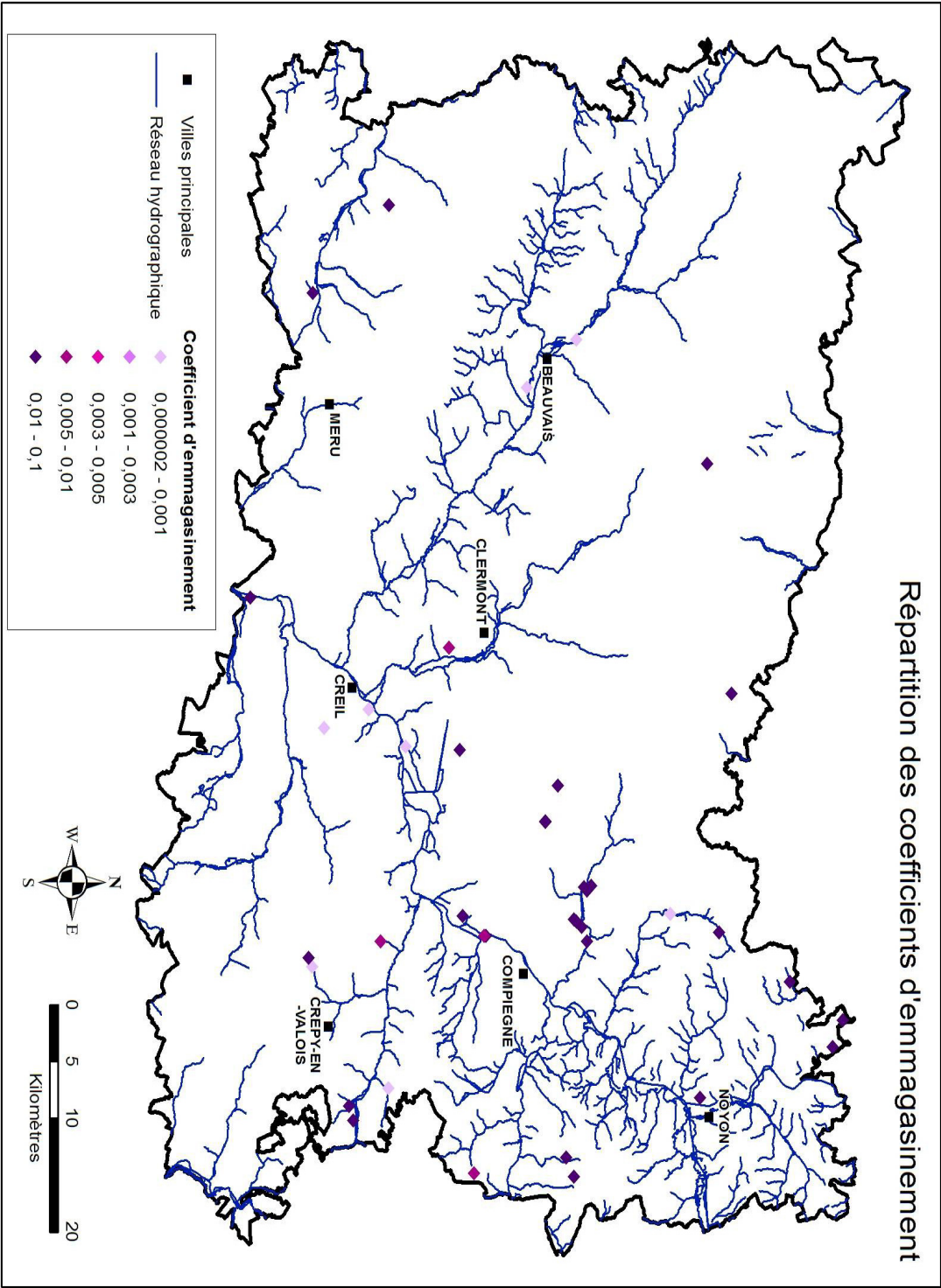


Illustration 16 - Coefficient d'emmagasinement du département de l'Oise.

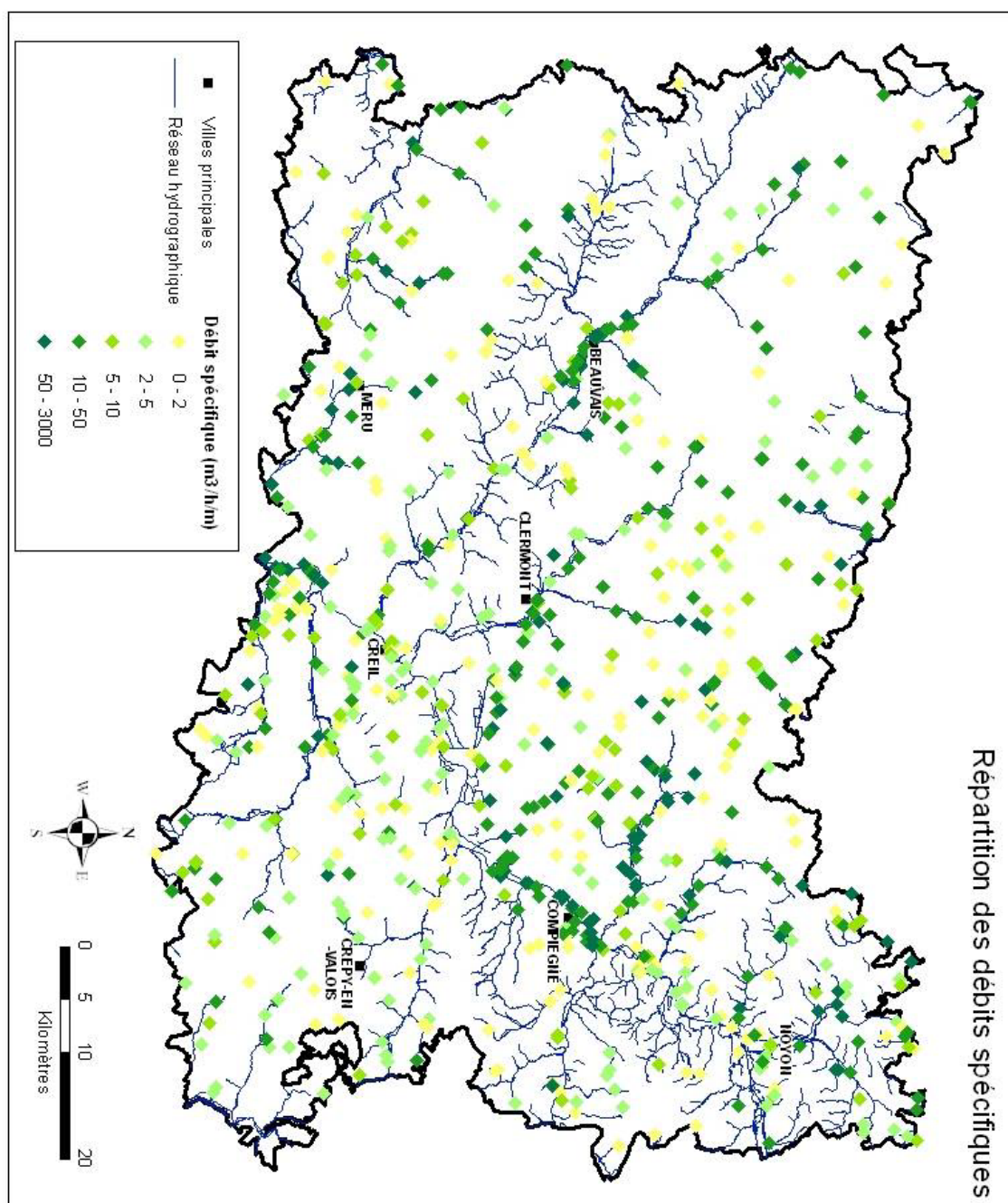


Illustration 17 - Débits spécifiques du département de l'Oise.

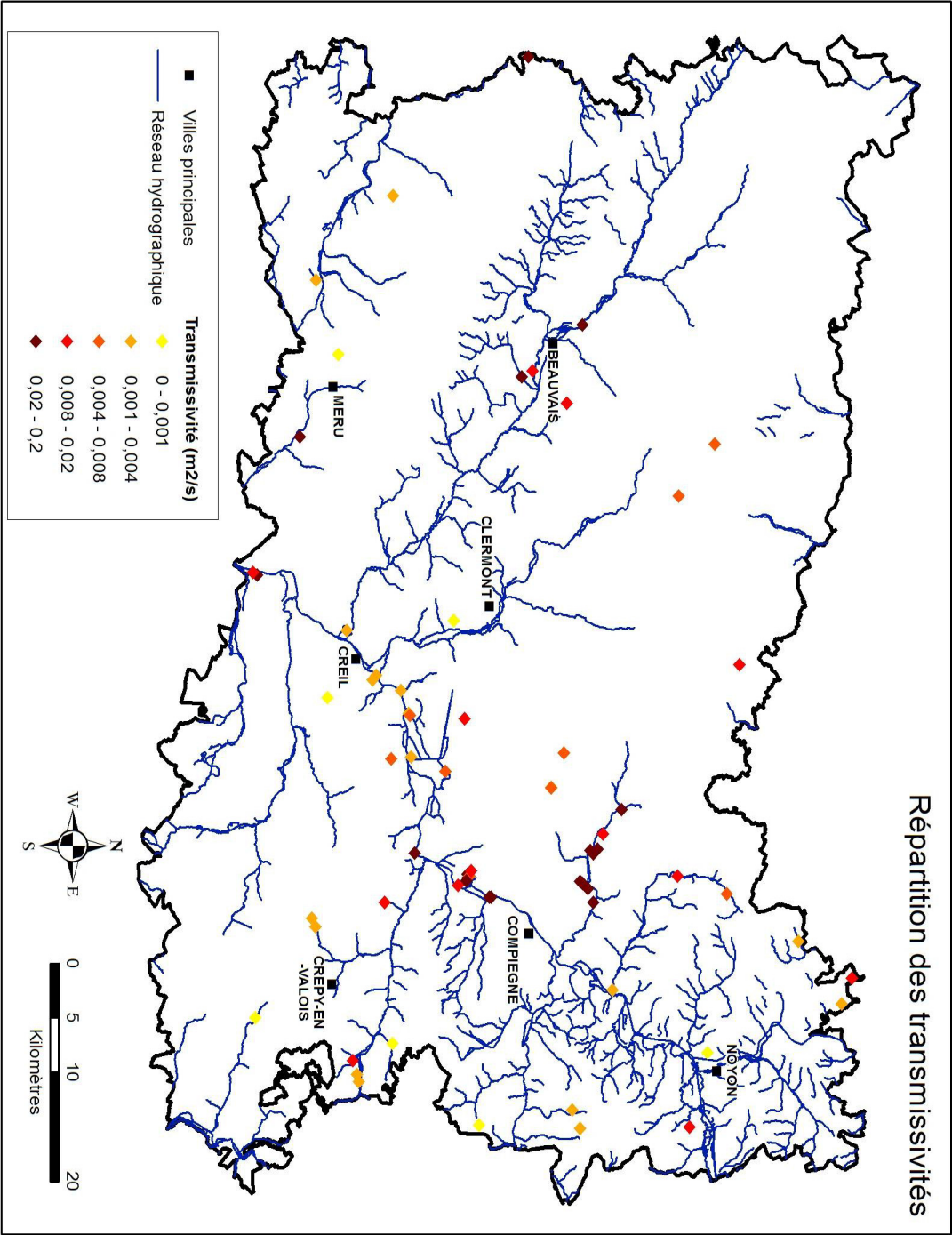


Illustration 18 - Transmissivités du département de l'Oise.

Sur les 852 ouvrages répertoriés dans l'Oise pour lesquels des paramètres hydrodynamiques ont été définis, 337 sont implantés en plateaux, 439 dans en vallées humides et 76 en vallées sèches (Tableau 10).

Les débits spécifiques observés sont plus élevés dans les vallées humides que sur les plateaux. Ont été exclues de cette analyse les valeurs aberrantes, c'est-à-dire les débits spécifiques supérieurs à 1000 m³/h/m et inférieurs à 0,1 m³/h/m.

Cette tendance est confirmée par les valeurs de transmissivité, plus élevées dans les vallées que sur les plateaux. A noter que les valeurs de transmissivité en vallées sèches peuvent ne pas être représentatives, seuls 4 ouvrages possédant des données sur ce paramètre.

Les ouvrages les plus productifs sont donc ceux situés dans les vallées humides et qui captent la craie (Illustration 19) ainsi que dans les alluvions, le plus souvent en continuité hydraulique avec d'autres aquifères.

		Débit spécifique (m ³ /h/m)		Transmissivité (m ² /s)	
		Nombre d'ouvrages	Débit spécifique moyen	Nombre d'ouvrages	Transmissivité moyenne
Craie	Plateau	223	12,82	10	6,70.10 ⁻³
	Vallée sèche	72	33,82	3	2,28.10 ⁻²
	Vallée humide	316	41,80	34	4,41.10 ⁻²
Tertiaire	Plateau	114	10,53	3	3,42.10 ⁻³
	Vallée sèche	4	6,06	1	1,01.10 ⁻³
	Vallée humide	109	21,53	15	2,99.10 ⁻³
Alluvions	Vallée humide	14	53,75	0	

Tableau 10 - Caractéristiques hydrodynamiques des ouvrages en fonction de leur localisation et de l'aquifère capté.

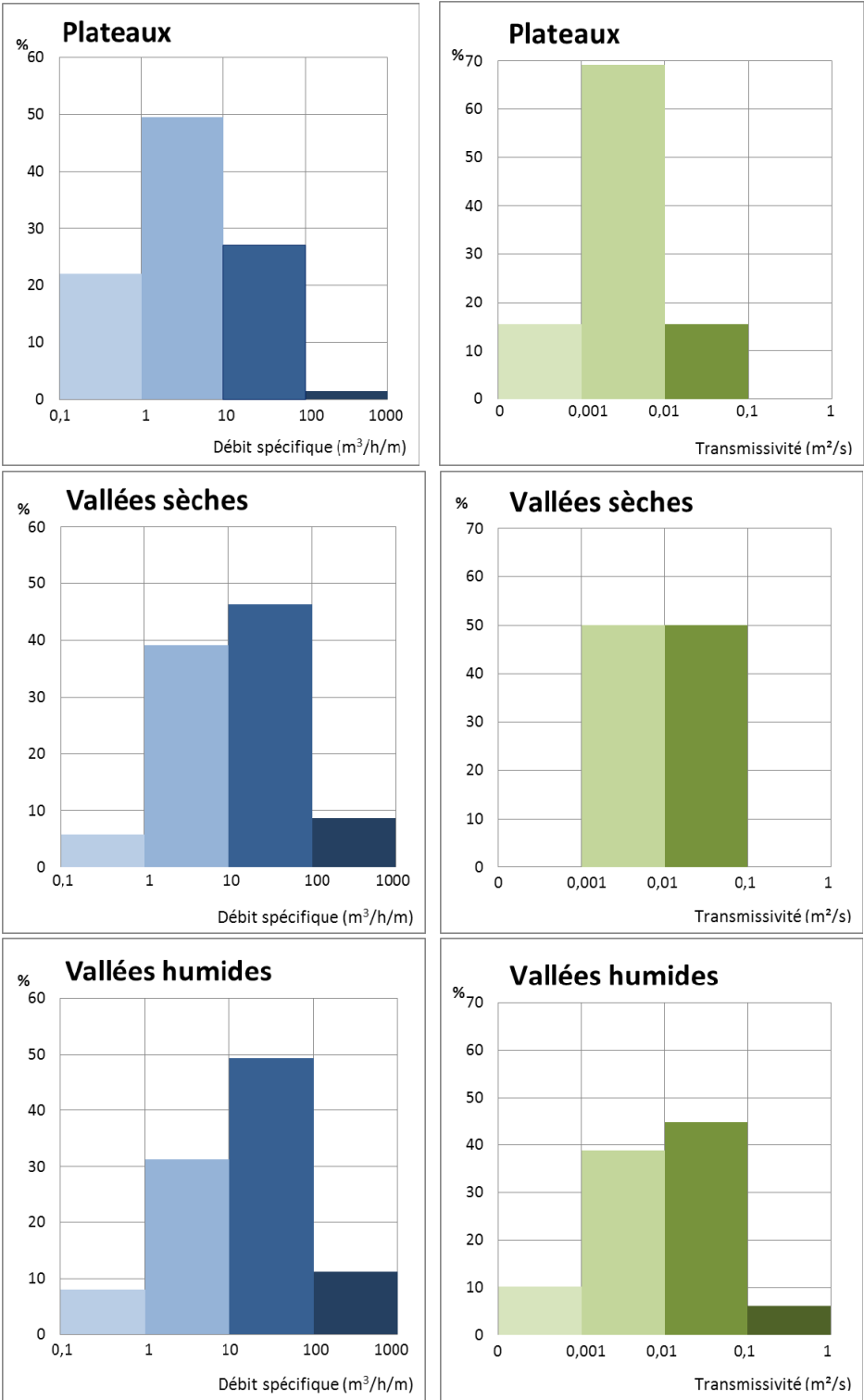


Illustration 19- Débits spécifiques et transmissivités des ouvrages implantés dans la craie en fonction de leur zone d'implantation.

3.3.3. Réseau de suivi quantitatif

Le réseau de suivi piézométrique en Picardie a été initié en 1960. Ce réseau permet de suivre en permanence l'évolution des niveaux des principales nappes afin de prévoir les étiages et les très hautes-eaux et de détecter les éventuelles surexploitations locales ou générales.

Ce réseau compte 28 points dans le département de l'Oise répartis de façon à ce qu'il y ait plusieurs points de surveillance pour un même aquifère. Certains ouvrages sont capables aujourd'hui de fournir des chroniques piézométriques sur plus de 30 ans.

La plupart des piézomètres suivent le niveau de la nappe de la craie. Les nappes tertiaires ne sont caractérisées que par 4 points dans le sud de l'Oise : à Lagny-Le-Sec, Fresnoy-le-Luat, Mareuil-sur-Ourcq et Villers-Saint-Frambourg. Concernant le Pays de Bray, un ouvrage a été équipé en 2007 à Hodenc-en-Bray sur la nappe du Portlandien (Jurassique supérieur). Le réseau de piézomètres de l'Albien a été complété sur le Bassin Parisien et, en Picardie, un ouvrage a été implanté à Rougeries, dans l'Aisne, fin 2008. Enfin, 2 ouvrages captant les alluvions de l'Oise à Bucy-Le-Long (Aisne) et de l'Aisne à Varesnes (Oise) ont été intégrés au réseau en 2011.

Les profondeurs des niveaux sont télétransmises chaque jour ou chaque semaine vers une centrale. Les données sont ensuite chargées sur le portail national ADES, constituant la banque nationale d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines (www.ades.eaufrance.fr).

Les chroniques piézométriques représentent le fonctionnement du système aquifère observé. Les piézomètres de la nappe de la craie enregistrent des variations saisonnières intégrées dans des cycles plus longs où les hautes eaux (2001-2003) et basses eaux (2004-2007) alternent. Certaines nappes du Tertiaire ont un tout autre fonctionnement et les variations saisonnières ne sont pas visibles, contrairement aux grands cycles pluriannuels dont la durée est de l'ordre d'une dizaine d'années.

3.4. RELATIONS ENTRE NAPPES ET COURS D'EAU

Le débit total d'un cours d'eau peut être caractérisé par la somme de 2 composantes : une composante rapide correspondant au ruissellement superficiel et une composante plus lente correspondant au drainage des aquifères. Ce dernier peut être mesuré à l'étiage, lorsque le ruissellement superficiel est minimum. En effet, dans des conditions naturelles, les rivières ne sont alimentées, pendant les périodes sans pluie, que par le drainage des aquifères.

Si l'apport principal du cours d'eau provient des nappes principales du bassin versant, le débit des cours d'eau peut être modifié le long de son parcours par des échanges avec la nappe alluviale à laquelle il est étroitement associé. Les échanges peuvent être

dans les deux sens selon les états instantanés de hautes ou de basses eaux du cours d'eau ou de la nappe alluviale en un lieu donné.

Trois cas de relation hydrodynamique entre une nappe et une rivière existent :

- la nappe alimente la rivière et le niveau piézométrique est alors supérieur à l'altitude du plan d'eau ;
- la nappe est alimentée par la rivière et le niveau piézométrique est alors inférieur à l'altitude du plan d'eau ;
- absence d'échanges entre la rivière et l'aquifère, notamment en domaine non aquifère ou lorsque le lit du cours d'eau est colmaté.

Ces trois cas peuvent se rencontrer le long d'un même cours d'eau. Pour une même portion de rivière, ces relations peuvent également changer dans le temps en fonction des conditions hydrologiques et hydrogéologiques ; la nappe peut en effet alimenter la rivière en période d'étiage et la drainer en période de crue. Des cas intermédiaires peuvent aussi se rencontrer : le cours d'eau est déconnecté de la nappe mais des échanges se font par infiltration depuis le fond de la rivière ou lorsque, en période de crue, le niveau du plan d'eau devient supérieur au niveau de la nappe et envahit une portion de zone non saturée située de part et d'autre du cours d'eau.

La prise en compte des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface est importante pour leur gestion quantitative et qualitative. En effet, une nappe souterraine peut transmettre une pollution aux eaux de surface s'il est drainé par celles-ci. A l'inverse, les cours d'eau peuvent représenter une source majeure de contamination pour les eaux souterraines.

Généralement, les eaux de surfaces sont connectées hydrauliquement aux eaux souterraines mais les interactions sont souvent difficiles à caractériser. Même si elles sont largement contrôlées par des processus naturels, les activités humaines peuvent avoir une influence sur ces relations du fait d'aménagements sur les cours d'eau ou de pompages. De forts pompages d'eau peuvent en effet entraîner un inversement du sens du gradient hydraulique.

Dans le département de l'Oise, la majorité des rivières drainent les nappes phréatiques. En période sèche, leur débit est donc significatif de l'état de la réserve dans le sous-sol. Des études spécifiques sur les relations entre nappes et cours d'eau ont été réalisées sur la rivière de l'Oise (**Schomburgk S.**, 2003 ; **Tirat T.**, 1972 ; **Roux J.C. et De La Quérière Ph.**, 1964). Concernant les autres cours d'eau du département, des informations ont été retrouvées ponctuellement dans des études hydrogéologiques.

Les vallées des plateaux crayeux (Aronde, Brèche, Thérain...)

Les Plateaux Picard et de Thelle, crayeux, sont traversés par un réseau dense de vallées sèches, appelées fonds dans le département de l'Oise, et prolongeant le plus souvent des vallées humides. Ces vallées se raccordent les unes aux autres avec des

pententes très progressives, encore fortes dans les vallées sèches de la partie haute des plateaux mais très faibles à leur débouché dans la vallée de l'Oise.

La caractéristique principale du fonctionnement hydrologique des cours d'eau entaillant les plateaux crayeux est le rôle prépondérant joué par la nappe. Ainsi, les affluents de rive droite de l'Oise (Verse, Divette, Matz, Aronde, Brèche, Thérain et Esches) ainsi que les hauts cours de la Selle, la Noye et l'Avre appartenant au bassin de la Somme drainent la nappe de la craie qui leur restitue ses réserves, à rôle régulateur, et leur assure des étiages soutenus.

Les précipitations efficaces atteignent la craie par infiltration à travers les fissures, en fonction de l'état hydrique antérieur du sol. En période d'étiages comme en période de hautes eaux, la nappe phréatique est drainée par les cours d'eau, et les alimente en permanence. L'alimentation en basses eaux des rivières par drainage de la nappe est d'autant plus significative que le niveau des cours d'eau est bas par rapport à celui des nappes. Lorsque les niveaux piézométriques sont exceptionnellement hauts, de nouvelles sources peuvent apparaître et des cours d'eau habituellement en asec peuvent être réactivés.

Les maxima de débits de la nappe sont généralement observés en mars et avril. La période de vidange, à l'issue de laquelle sont observés les minima de débits, se situe de mai à octobre. Cependant ce fonctionnement saisonnier est lui-même pluriannuel.

- **Affluents de rive droite de l'Oise**

Les bassins de la Verse, la Divette, le Matz, l'Aronde et la Brèche forment des entités hydrogéologiques bien délimitées dans le réservoir aquifère contenu dans le massif crayeux du Plateau Picard. La surface piézométrique présente des axes de drainage préférentiels constitués par les vallées humides et, localement, par les vallées humides des petits affluents et les vallons secs.

- **Thérain**

Les débits spécifiques moyens 8,1 l/s/km² à Bonnières, 7,3 l/s/km² à Beauvais et 6,5 l/s/km² à Maysel restent relativement constants. Il s'agit plutôt d'une rivière en relation avec la nappe de la craie qui soutient sensiblement son débit d'étiage.

- **Esches**

L'Esches, affluent de rive gauche de l'Epte, s'écoule au pied de la cuesta tertiaire du Vexin où elle draine principalement la nappe de la craie du Plateau de Thelle. La rivière de l'Esches est caractérisée par des débits mensuels relativement constants, entre 0,59 et 0,81 m³/s, soutenus par la nappe.

Les vallées des plateaux tertiaires (Automne...)

Dans les régions tertiaires, le réseau hydrographique a sculpté les vallées encaissées aux versants abrupts. Les plateaux et les vallées principales sont reliés par des talus pentus, en particulier en rive gauche de l'Oise. Les parties aval de la Brèche et du Thérain s'écoulent dans des vallées étroites à fond plat dont les versants sont symétriques et le tracé sinueux. Les vallées affluentes de l'Aisne forment des entailles profondes, étroites et escarpées, signes de l'importance de l'érosion.

Les cours d'eau constituent des exutoires pour les nappes tertiaires qu'ils traversent et qu'ils drainent. Ainsi, l'Automne, la Nonette et la Thève, affluents de rive gauche de l'Oise, sont alimentés par les nappes du Bartonien dans leur partie amont puis par celles du Lutétien et du Cuisien (Yprésien supérieur). Dans le bassin de la Marne, l'Ourcq et ses deux petits affluents de rive droite, la Grivette et la Gorgogne, sont alimentés par les nappes du Bartonien et du Lutétien.

Les sources de déversement des nappes de versants forment de petits cours d'eau qui, lorsqu'ils ne se réinfiltrent pas en aval dans des terrains perméables, contribuent aux débits des rivières. Sur les terrains argileux et marneux, peu perméables, les ruissellements sont prédominants et rejoignent les cours d'eau.

Les vallées limitrophes des grandes masses géologiques (Oise, Troësne...)

- **Oise**

La vallée de l'Oise forme une plaine alluviale de faible pente, constituée de nombreux méandres. Son profil est varié : à hauteur de Compiègne, la vallée s'élargie en une plaine entre craie et calcaire puis elle se resserre au niveau de Creil du fait de sa proximité avec les plateaux et collines tertiaires.

L'Oise traverse des zones de recouvrement tertiaire entre Noyon et Compiègne (Monts du Noyonnais et du Soissonnais) puis entre Rivecourt et Précy-sur-Oise (Valois et Clermontois) et des zones d'affleurement de la craie entre Compiègne et Rivecourt (bombement de l'anticlinal de Margny-Les-Compiègne) puis entre Précy-sur-Oise et Persan-Beaumont (bombement de l'anticlinal du Pays de Bray). Son débit spécifique annuel moyen reste pratiquement constant entre les stations de Sempigny (8,0 l/s/km² pour un bassin versant de 4 290 km²) en amont et de Creil (7,6 l/s/km² pour un bassin versant de 14 200 km²) en aval, indice d'un effet-tampon important des nappes souterraines sur son débit moyen.

Globalement, l'Oise et ses affluents constituent le drain majeur des nappes alluviales et des aquifères environnants. L'écoulement général est donc perpendiculaire à la vallée principale sauf au droit des vallées secondaires, où il s'infléchit vers les axes de ces affluents.

En certaines zones, les nappes peuvent se trouver nettement déprimées par les pompages et le sens de relation s'en trouve ainsi inversé. La baisse des niveaux de la nappe du Thanétien doit se traduire par une réalimentation à partir de l'Oise. Ce processus a notamment été observé dans le département de l'Aisne, à proximité de la frontière avec l'Oise.

- Nappe alluviale

Le comportement de la nappe alluviale par rapport aux autres nappes et sa relation avec l'Oise sont mal connus. Les alluvions sont très hétérogènes en épaisseur et en composition lithologique, or ce sont principalement ces deux caractéristiques qui définissent les échanges entre la nappe et la rivière.

La nappe alluviale, en générale peu épaisse ($\ll 10$ m), est normalement en position de drainage par la rivière. En périodes de crue de la rivière, les écoulements s'inversent et la nappe alluviale reçoit alors une quantité parfois importante d'eau superficielle.

L'aquifère alluvial peut se retrouver sur un horizon (très) perméables (craie, sables de Cuise), semi-perméable (marnes et sables du Thanétien) ou imperméable (argiles sparnaciennes). Les nappes encaissant la vallée de l'Oise ont des extensions plus ou moins importantes. Elles ne sont libres que hors recouvrement imperméable ou semi-perméable. Elles peuvent être très productives et se drainer gravitairement vers les nappes alluviales qui constituent alors un exutoire. En zone de recouvrement des argiles imperméables du Sarnacien (Yprésien inférieur) ou sous alluvions imperméables, l'écoulement devient captif et la nappe circulant sous les alluvions n'alimente guère ces dernières par drainance. Les alluvions sont alors principalement alimentées par la rivière.

Les sections canalisées et les canaux artificiels jouent aussi un rôle non négligeable dans les échanges avec les différentes nappes.

Enfin, les alluvions sont également alimentées par déversement latéral par les nappes de versant du Tertiaire, comme celle contenue dans les sables de Cuise (Yprésien supérieur).

- Amont de Compiègne

Entre Noyon et Compiègne, la vallée de l'Oise traverse en alternance les formations argileuses sparnaciennes et les sables de Cuise (Yprésien). Le substratum de la vallée est constitué des sables fins et marnes thanétiennes jusqu'au confluent Oise-Aisne.

La nappe des sables de Bracheux (Thanétien) et celle sous-jacente à la craie sont considérées comme en continuité hydraulique. Les communications sont directes entre cette nappe et la rivière à travers les alluvions. L'ensemble de la craie, des sables de Bracheux et des alluvions se comporte alors comme un aquifère continu. En période normale et en étiage, la rivière draine la nappe de la craie à travers la nappe alluviale.

Lors d'une remontée de nappe, le volume d'eau souterraine qui alimente la rivière par sous-écoulement à travers les alluvions et par des sources est plus important. Le niveau de la nappe de la craie décroît lentement et alimente en continu la rivière.

Lorsque les formations du Sparnacien (Yprésien inférieur) sont présentes sous les alluvions, la nappe des sables de Bracheux et de la craie est captive. La nappe s'écoule alors dans ces secteurs en régime captif de 1 à 10 m au-dessus de l'interface. Lorsque la rivière traverse des tronçons principalement peu perméables, le volume d'eau en provenance de la nappe sous-jacente est limité et l'alimentation est faible. Cette configuration existe localement notamment en rive droite et au droit de Ribecourt et de Chriy-Ourscamps.

- Compiègne à Ribecourt

Entre Compiègne et Ribecourt, la craie sénonienne est présente directement sous les alluvions sans intercalation de niveau imperméable. Les nappes de la craie et des alluvions communiquent alors librement.

Il existe une forte alimentation de la rivière par sous-écoulement à travers les alluvions de la nappe de la craie ou éventuellement par des sources. Le volume des eaux souterraines libérées est très supérieur au volume des alluvions. En situation de hautes eaux, l'alimentation est augmentée par transmission de la charge hydraulique, par un écoulement "accéléré" et des sources plus abondantes.

Dans la région de Compiègne, la nappe supérieure du Cuisien (Yprésien supérieur) et la nappe de la craie ne sont pas en communication. Les niveaux de la nappe du Tertiaire sont plus hauts de plusieurs dizaines de mètres que ceux de la craie sous-jacente.

- Ribecourt à Precy-sur-Oise

De Ribecourt à Precy-sur-Oise, l'Oise traverse des zones de recouvrements tertiaires et son rôle vis-à-vis des nappes est identique à celui qu'elle a en amont de Compiègne. Les alluvions reposent sur les sables fins et marnes thanétiennes semi-perméables à Ribecourt puis sur les argiles plastiques sparnaciennes (Yprésien inférieur) jusqu'à Villers-Saint-Paul, les sables de Cuise (Yprésien supérieur) perméables jusqu'à Villers-sous-Saint-Leu et les argiles sparnaciennes et sables de Bracheux (Thanétien) jusqu'à la faille passant à Precy-sur-Oise.

L'aquifère contenu dans les sables de Cuise joue un rôle intermédiaire par rapport aux formations crayeuses et alluviales. Les nappes peuvent être plus ou moins connectées avec l'Oise mais le volume d'eau qui transite par sous-écoulement est considérablement plus faible.

- Aval de Précy-sur-Oise

A partir de Précy-sur-Oise et jusqu'à son entrée dans le département du Val d'Oise, l'Oise traverse à nouveau des zones d'affleurement de la craie. La nappe de la craie est drainée par le réseau hydrographique.

- **Aisne**

L'Aisne, affluent principal en rive gauche de l'Oise, a un débit moyen de 65,4 m³/s à Trosly-Breuil pour un bassin versant de 7 940 km², soit un débit annuel spécifique moyen de 8,2 l/s/km² et une lame d'eau de 260 mm, semblables à ceux de l'Oise. Comme l'Oise, il s'agit d'une rivière exogène par rapport aux aquifères qu'elle traverse.

Dans le département de l'Oise, l'Aisne s'écoule sur les sables de Cuise qu'elle draine sur sa partie amont puis sur les argiles sparnaciennes (Yprésien) en aval. La majorité de ses affluents prennent leur source dans les calcaires du Lutétien ou, pour la rivière Sainte-Marie, dans les sables du Bartonien.

- **Troësne**

Le profil de la vallée de la Troësne est variable. Au niveau de Liancourt, elle s'élargie en une vaste zone humide à la végétation caractéristique avant de se réduire significativement au niveau des grandes cultures du plateau de Thelle.

Les versants laissent affleurer principalement des formations du Tertiaire en rive gauche et la craie en rive droite. Le lit de la Troësne s'établit dans les sables de Bracheux (Thanétien) et la craie. La nappe est continue au sein de ces terrains perméables et alimente la rivière.

Les affluents les plus importants de la Troësne prennent leur source sur le plateau de Thelle et drainent la nappe de la craie.

Les vallées du Pays de Bray

Le Pays de Bray, caractérisé par des terrains du Crétacé inférieur et du Jurassique, est traversé du nord-ouest au sud-est par l'Avelon qui se jette ensuite dans le Thérain au niveau de Beauvais.

La source de l'Avelon sourd des calcaires du Tithonien inférieur (Portlandien). Les multiples sources et rus provenant des versants du Haut-Bray alimente l'Avelon tout au long de son parcours. Au nord, la nappe des calcaires et sables du Tithonien inférieur (Portlandien) est drainée par de nombreux rus qui se jettent dans l'Avelon en rive

gauche ou dans le Thérain. Au sud, les rus naissent au sein des formations crayeuses du Turonien et Cénomaniens (Crétacé supérieur) essentiellement et des sables verts de l'Albien (Crétacé inférieur) et rejoignent l'Avelon en rive gauche.

L'Aronde et ses petits affluents s'écoulent principalement sur des terrains marneux et argileux imperméables du Tithonien moyen et supérieur (Portlandien – Jurassique supérieur) puis du Wealdien (Néocomien et Barrémien – Crétacé inférieur). Leurs débits sont donc tributaires de la pluviométrie. Ainsi, les débits mensuels moyens de l'Avelon sont multipliés par 4 entre septembre ($0,45 \text{ m}^3/\text{s}$) et février ($1,76 \text{ m}^3/\text{s}$).

3.5. QUALITE ET VULNERABILITE DES EAUX SOUTERRAINES

3.5.1. Fond géochimique

Le fond géochimique naturel d'un aquifère correspond à la concentration naturelle de cette eau en ions issus de la dissolution de la roche encaissante. Il peut être influencé par des phénomènes naturels tels que la drainance entre nappes, la mise en captivité de la nappe ou les variations du niveau piézométrique qui peuvent provoquer des changements de conditions chimiques et entraîner des réactions d'oxydoréduction.

Connaître le fond géochimique d'un aquifère permet de :

- déterminer le faciès de l'eau (caractéristiques minérales majeures) ;
- distinguer l'apport naturel de l'apport artificiel et ainsi mettre en évidence les possibles contaminations de la nappe ;
- définir une concentration seuil de bon état chimique pour chaque élément.

Sont considérés comme éléments traces : l'arsenic, le baryum, le bore, le fluor, le cadmium, le chrome, le mercure, le cuivre, le nickel, le plomb, le zinc, l'antimoine, le sélénium, l'aluminium, l'argent, le fer et le manganèse.

Le fond géochimique des nappes des bassins Seine-Normandie et Artois-Picardie ont fait l'objet d'une étude nationale, qui a permis de définir des zones à risque de fond géochimique élevé en éléments traces (**Brenot A., Gourcy L., Mascre C., Pons A., Blum A., Chery L., 2007**).

Hormis la nappe des sables de Fontainebleau (Stampien), les nappes alluviales et tertiaires présentent des caractéristiques physico-chimiques assez voisines de celle de la craie et montrent des évolutions semblables dans l'espace et dans le temps. Ainsi, leur minéralisation augmente progressivement dès qu'elles passent d'un régime libre à un régime captif s'accompagnant de l'apparition de certains éléments comme le fluor, le magnésium, le potassium, le fer, le manganèse, les sulfates, en proportions variables selon la nature des terrains encaissants. Enfin, dans les secteurs à milieu

fortement réducteur (zones sous-alluviales par exemple), des teneurs élevées en fer ferreux sont presque toujours mesurées.

Aquifères du Quaternaire : alluvions récentes et anciennes

Les nappes alluviales présentent des teneurs en éléments traces proches de celles des cours d'eau qu'elles accompagnent. Cependant, les pollutions anthropiques masquent les apports naturels. Aussi seules les concentrations en éléments traces mesurées dans la partie amont du bassin pourront permettre d'identifier un fond géochimique. Ainsi, la nappe alluviale de l'Oise présente des valeurs de 0,2 mg/l en fluor, semblables aux valeurs mesurées dans la rivière.

Aquifères du Tertiaire

Les nombreuses variations de faciès sont à l'origine de phénomènes probables de drainance interne qui rééquilibre les charges entre les différents lits d'écoulements privilégiés. Ceci a une importance particulière pour comprendre la cause de l'existence de certains éléments traces, dont le sélénium, dans des niveaux géologiques exempts de ces éléments.

Un fond géochimique élevé en fluor a été délimité sur une zone incluant les nappes de l'Eocène du Valois mais n'impactant que l'extrême sud du département de l'Oise. Les nappes de l'Eocène moyen (calcaires du Lutétien) et inférieur (sables de Cuise de l'Yprésien supérieur) présentent un fond géochimique faible en baryum, bore, cuivre, plomb, sélénium et zinc.

A noter que les seuils de quantification élevés ne permettent pas toujours la détermination précise des concentrations en sélénium, arsenic et cadmium.

- **Oligocène inférieur – Stampien supérieur (Rupélien supérieur ou Chattien) : sables de Fontainebleau**

La nappe des sables de Fontainebleau (Stampien supérieur) a un faciès plutôt chloruré sodique ou sulfaté-calcique et magnésien, avec une faible minéralisation (résistivité de l'ordre de 10 000 ohms/cm) et un pH acide (entre 5 et 6).

Les sables et grès de Fontainebleau contiennent des oxydes ferreux, des empreintes silicifiées de graminées, de la tourmaline et des lignites (Fe, Mn, F, B, Al, Cr, Se). Les éléments traces relevés dans cette nappe sont liés au lessivage de ces sables : fer, manganèse, fluor, bore et éventuellement sélénium. Le substratum des marnes gypseuses semble empêcher la présence de sélénium à des teneurs élevées dans les nappes de l'Eocène sous-jacentes.

- **Eocène supérieur – Bartonien (Marinésien et Auversien) : sables de Beauchamp et d'Auvers, sables et marno-calcaires de Saint-Ouen**

Les formations de Beauchamp et d'Auvers sont constituées de sables ferrugineux au sommet ainsi que de grès à racines. Les principaux minéraux rencontrés dans la lithologie sont la tourmaline et la staurotite (Fe, Mn, F, B, Al, Cr). Les sables et calcaires marneux de Saint-Ouen présentent des intercalations d'argiles magnésiennes et de bancs gypseux (Ba).

Le fer, le manganèse, le fluor et le bore sont susceptibles de présenter un fond géochimique élevé dans les eaux souterraines des aquifères associés à l'Eocène supérieur et lié au lessivage des sables de Beauchamp et d'Auvers.

- **Eocène moyen – Lutétien : calcaires**

Les principaux minéraux présents dans les caillasses, calcaires, marnes et calcaires dolomitiques du Lutétien sont la glauconie et du bois silicifié (Fe, F, Se).

Le fer et le sélénium présents proviendraient donc des formations du réservoir lutétien ainsi que des marnes et caillasses. L'existence d'une drainance ascendante, depuis les sables de l'Yprésien vers les nappes supérieures, permettrait un enrichissement en sélénium des niveaux supérieurs. Un deuxième mécanisme d'enrichissement envisagé pour les niveaux supérieurs serait la mise en solution du sélénium suite à l'oxydation des sulfures contenus dans les marnes et caillasses lutétiennes à l'interface entre la nappe et la zone non saturée.

- **Eocène inférieur – Yprésien supérieur (Cuisien) : sables de Cuise**

La nappe des sables de Cuise (Yprésien supérieur) contient des éléments alcalins, des sulfates et du fer, issus de l'altération de la glauconie et de la pyrite ligniteuse endogène. Un faciès favorable au sélénium, caractérisé par des sables et graviers plus ou moins argileux, organiques et associés à des débris ligniteux ou des troncs d'arbres, a été reconnu au sein de l'Yprésien.

La présence de fer et de sélénium est donc suggérée par l'existence de ces éléments dans la lithologie associée aux sables de Cuise, mais est aussi probablement liée à la contribution des épontes, les argiles ligniteuses sparnaciennes (Yprésien inférieur).

- **Paléocène supérieur – Thanétien : sables de Bracheux**

La minéralisation des sables de Bracheux (Thanétien) est assez élevée du fait de teneurs en sulfates, calcium, sodium, potassium, fer et même fluor. Cependant, les concentrations en fluor restent inférieures à 1000 µg/l.

Aquifères du Crétacé

- **Crétacé supérieur – Sénonien (Campanien, Santonien et Campanien et Turonien) : craie**

Les étages du Sénonien et Turonien sont formés de craie blanche à silex, craie argileuse à silex, craie phosphatée puis de bancs crayeux intercalés de marnes. Ces formations renferment des nodules ferrugineux, de la glauconie, des oxydes de fer et de la marcasite (Fe, F). Le Cénomanien est caractérisé par une craie blanche peu phosphatée, une craie argileuse et sableuse ainsi que par une craie glauconieuse. Les principaux minéraux rencontrés dans la lithologie du Cénomanien sont la glauconie dispersée, le phosphate ainsi qu'une faune phosphatée, des débris de bois pyritisé et sidéritisé (Fe, Mn, F, B) ainsi que de la tourmaline, staurotide, barytine et amphibole dans des niveaux lenticulaires (Al, Cr, Se).

La nappe de la craie est alors susceptible de présenter un fond géochimique riche en fer, fluor, manganèse pour le Sénonien et Turonien supérieur ainsi qu'en fluor pour le Cénomanien, provenant notamment de la dissolution d'oxydes de fer et de nodules de marcassite.

En régime libre comme en régime captif, les eaux de la nappe de la craie ont un faciès nettement bicarbonaté-calcique, avec des spécificités locales sulfatées et magnésiennes. Leur dureté est forte (TH > 30°) pour un pH légèrement basique (6,9 à 7,8). Leur minéralisation est moyenne (résidu sec compris entre 300 et 600 mg/l ; résistivité de l'ordre de 1 800 à 2 000 ohms/cm à 20°C) mais celle-ci augmente généralement à l'approche du recouvrement tertiaire. La température moyenne de la nappe évolue entre 10 et 12°C quelle que soit la période de l'année.

Sur l'ensemble de l'aquifère crayeux, un fond géochimique naturel faible en baryum, bore, cuivre, fluor, sélénium et zinc a été déterminé. Les seuils de quantification pour l'arsenic et le cadmium ne permettent pas la détermination du fond géochimique. Les teneurs en nitrates ne proviendraient jamais d'un fond géochimique naturel.

Des occurrences d'autres éléments traces (nickel, plomb) sont rapportées sur le bassin Artois-Picardie, mais le contexte industrialisé de cette zone géographique rend difficile la qualification de l'origine naturelle ou anthropique de ces éléments. La mise en solution de nickel, associée à l'oxydation de pyrites, constituerait une source potentielle de nickel pour les eaux souterraines mais le département de l'Oise ne serait pas impacté par un fond géochimique élevé en cet élément.

En régime captif ou semi-captif, le faciès des eaux devient sulfato-magnésien, caractéristique des eaux des réservoirs sableux de l'Éocène. Les teneurs en sulfates, de l'ordre de 200 mg/l, en magnésium et en potassium ont tendance à augmenter, tandis que celles des nitrates diminuent. Par contre, d'autres éléments comme le fer, le fluor, le manganèse apparaissent en liaison avec la nature lithologique des terrains sus-jacents, comme notamment les argiles ligniteuses sparnaciennes (Yprésien

inférieur) constituant le toit des sables de Bracheux. Les teneurs en sodium et en fer peuvent être assez élevées. Ainsi, les teneurs en fer varient entre la limite de quantification (0,02 mg/l) et 0,6 mg/l à l'ouest de Compiègne en régime libre mais peuvent atteindre localement 2 à 3 mg/l en limite des affleurements tertiaires. Tous ces éléments peuvent ainsi rendre l'eau impropre à la consommation.

La présence de fluor dans l'aquifère de la craie serait générale et les eaux souterraines se chargeraient en milieu captif. Lorsque la craie n'est pas sous couverture imperméable, la nappe présente des concentrations inférieures à 1000 µg/l en fluor. Sous recouvrement tertiaire, il existe une drainance ascendante sous l'effet de pompes : le fluor provient des couches argileuses intercalées entre les deux aquifères, par échange avec des ions hydroxylés. Sous les vallées principales, le phénomène est encore plus marqué. Les analyses en fluor montrent des valeurs d'environ 2500 µg/l. Néanmoins les informations fournies par la littérature restent peu nombreuses pour appuyer une origine naturelle de cet élément. De plus il est possible que ces concentrations élevées soient attribuables localement à une origine anthropique (fabrication d'engrais phosphatés).

En zone de recouvrement alluvial (tourbe, argiles organiques), le milieu aquifère devenant réducteur, outre le fer et le manganèse, apparaît également l'ammoniaque dont une part provient de la réduction des nitrates.

La nappe des sables et grès du Cénomaniens inférieur est exploitée sur le versant méridional de l'anticlinal du Pays de Bray, à l'ouest de Beauvais. Bien que ferrugineuses, ses eaux peuvent satisfaire les besoins de quelques communes, faute de mieux. Cependant, il existe peu de données sur le fond géochimique de cet aquifère.

• **Crétacé inférieur – Albien : sables verts**

Les principaux éléments présents dans les lithologies associées aux gaizes, argiles de Gault et sables verts de l'Albien sont la glauconie, la tourmaline, des nodules de pyrites (Fe, Mn, F, B) et des lignites vers la Normandie (Al, Cr, Se). Les éléments traces susceptibles d'être présents dans les eaux souterraines sont alors le fer, le manganèse, le fluor, le bore ainsi que l'arsenic et le sélénium.

Sur le Bassin de Paris, les eaux de l'Albien sont généralement faiblement minéralisées, en dehors d'une forte concentration en fer, en manganèse ainsi que localement en fluor. Il existe cependant une variation spatiale de la chimie de l'eau dans le bassin. Ainsi au nord-est de l'anticlinal de Bray, les eaux de l'Albien sont fortement minéralisées, dures (48°) et à faciès fortement chloruré sodique. Cette forte minéralisation par rapport au sud-ouest de l'axe du Bray peut s'expliquer par la présence d'eaux connées, très anciennes, car le réservoir se terminant en biseau au nord sous les assises crayeuses cénomaniennes et n'affleurant pas, le lessivage a été beaucoup plus faible au cours des millénaires que dans le centre du Bassin de Paris.

Les fortes teneurs en sulfates et surtout en fer, dépassant régulièrement 1 mg/l, ne permettent pas une exploitation directe des eaux souterraines à des fins domestiques. Ces concentrations correspondent à une très faible transmissivité des eaux de l'Albien de l'Aube qui s'écoulent vers le bassin picard.

Cependant, il existe peu d'information sur la qualité de cette nappe très étendue et il n'est donc pas possible de se prononcer sur le fond géochimique naturel. Il semble toutefois que le fond géochimique soit faible pour le baryum, le bore, le plomb et le sélénium.

D'une manière générale, sur un même forage la chimie reste constante. On assiste néanmoins en Ile-de-France à des variations significatives qui sont à relier à la création d'un cône de dépression et la remontée d'eau néocomienne.

- **Crétacé inférieur – Barrémien et Néocomien (Valanginien-Hauterivien) : sables du Wealdien-Portlandien**

Les argiles et sables du Néocomien (Wealdien) renferment des grains ferrugineux, des pyrites et des bancs de lignites (Fe, As, Se). Les éléments traces susceptibles d'être présents dans les eaux souterraines sont le fer et l'arsenic.

La nappe du Wealdien se caractérise par de plus fortes concentrations en sodium, en magnésium, mais également en fluor et en strontium que celles mesurées au sein de la nappe des sables de l'Albien.

Aquifères du Jurassique

Les sables et grès jurassiens affleurants dans le Pays de Bray contiennent des quartz avec plaquettes ferrugineuses (Fe). Cependant, il existe trop peu de données pour caractériser le fond géochimique de ces nappes.

La nappe captive du Dogger est chloruré sodique (des teneurs en chlorure ayant été mesurées à 15,6 g/l et en sodium à 8,0 g/l), très fortement minéralisée (résidu sec 31,58 mg/l et résistivité de 320 ohms/cm à 20°C).

3.5.2. Réseaux de surveillance de la qualité

L'ensemble des captages d'alimentation en eau potable forme un réseau de surveillance bien réparti sur le département de l'Oise. Cependant, les forages reconnus pollués sont abandonnés et ne sont donc plus contrôlés. Il existe toutefois des réseaux complémentaires, gérés par les Agences de l'Eau Artois-Picardie et Seine-Normandie, basés sur des sources et de forages d'irrigation, industriels et particuliers.

Réseaux de contrôle opérationnels et réseaux de surveillance de l'état chimique des eaux souterraines.

Des programmes de surveillance ont été mis en œuvre afin de répondre aux exigences de la DCE (Directive Cadre sur l'Eau) dans chaque bassin hydrographique. Elle impose en effet (d'après l'annexe V.2 de la Directive 2000/60/CE), de « *fournir une image cohérente et globale de l'état chimique des eaux souterraines de chaque district hydrographique et permettre de détecter la présence de tendances à la hausse à long terme de la pollution induite par l'activité anthropogénique* ». Deux types de réseau de surveillance existent : le réseau de contrôle de surveillance et le réseau de contrôle opérationnel.

Le réseau de contrôle de surveillance (RCS) reprend depuis 2007 le relais des anciens réseaux patrimoniaux (réseau national de bassin). Il utilise l'année 2007 comme année de référence pour étudier les tendances d'évolution des masses d'eau. Les masses d'eau souterraines sont suivies d'un point de vue qualitatif et quantitatif et les masses d'eau superficielles sont suivies qualitativement uniquement. Dans le département de l'Oise, le réseau national se divise en 2 réseaux correspondant aux 2 districts DCE : FRASOS pour le bassin Artois-Picardie et FRHSOS pour celui de Seine-Normandie.

Le réseau de contrôle opérationnel (RCO) a été initié en 2008 et est axé sur les secteurs « à problèmes ». Il répond à 3 objectifs :

- suivre les améliorations des eaux ayant bénéficié d'actions et de mesures de remise en bon état ;
- assurer le suivi des masses d'eau, en particulier celles qui n'atteindront pas le bon état en 2015, c'est-à-dire celles ayant obtenu une dérogation pour l'atteinte d'objectif en 2021 ou 2027 ;
- préciser et déterminer la raison de la dégradation des masses d'eau.

Ce réseau regroupe 2 réseaux de districts, comme pour le RCS, sur le département de l'Oise : FRASOO pour le bassin Artois-Picardie (141 points) et FRHSOO pour celui de Seine-Normandie (394 points).

Pour le contrôle des eaux superficielles, le bassin Seine-Normandie est équipé de 256 stations RCS et de 1 224 stations RCO. Au niveau des eaux souterraines, le bassin dispose de 439 stations RCS et de 376 stations RCO. Elles remplacent les anciens réseaux de mesures, RNB et RNES, créés en 1997, qui ont été améliorés et ajustés pour la DCE. En plus des paramètres physico-chimiques, les paramètres les plus contrôlés sont les pesticides, les micropolluants minéraux et les micropolluants organiques.

Réseau national de suivi au titre du contrôle sur les eaux brutes utilisées pour la production d'eau potable (RNSISEAU).

Le Système d'Information des services Santé Environnement Eau (SISE-Eau) a été mis en place par les services du Ministère chargé de la Santé, dans le cadre de la gestion du programme annuel d'analyses de contrôle sanitaire des eaux de consommation. Une correspondance entre les codes SISE-Eau et les paramètres Sandre a été élaborée afin de permettre les échanges de données entre les distributeurs. Les bases départementales sont gérées par les ARS (Agence Régionale de Santé) et alimentent la base de données nationale SISE-Eau.

Les données qualitatives sur les eaux brutes de cette banque sont ensuite chargées dans ADES pour le réseau RNSISEAU. Le réseau de contrôle RNSISEAU a pour objectif de contrôler les eaux souterraines des captages d'adduction en eau potable (AEP) destinées à la consommation humaine, avant traitement.

Ce réseau rassemble près de 23 000 captages publics AEP en France. Les analyses effectuées portent notamment sur les paramètres organoleptiques et physico-chimiques, les paramètres microbiologiques, les micropolluants organiques, les pesticides, les micropolluants minéraux, les paramètres liés à la radioactivité et aux isotopes.

Réseau qualitatif des eaux souterraines pour le suivi des installations classées pour la région Picardie (RRICQPIC)

Le réseau régional des Installations Classées et Sites potentiellement Pollués (RRICQPIC) a été créé par la Direction générale de la Prévention des Risques du Ministère en charge de l'environnement afin de répondre aux exigences de la Directive DCS (2000/60/CE). Ce réseau est sous la maîtrise de l'Inspection des Installations Classées de la DREAL, les données étant fournies par les industriels, exploitant ou responsables des sites.

La surveillance des eaux souterraines au droit et à proximité des sites industriels a été mise en place à des fins préventives dans le but de détecter les pollutions qui pourraient se produire en cas d'incident et de défaillance des dispositifs industriels de prévention. Elle permet également de mieux connaître l'état environnemental des aquifères concernés, de comprendre la dynamique des éventuelles pollutions industrielles actuelles ou passées et de maîtriser au mieux les impacts constatés.

A ce jour, le réseau RRICQPIC de Picardie comptabilise 892 stations. Les analyses disponibles concernent essentiellement celles réalisées après 1998 et dépendent des paramètres prescrits par arrêté préfectoral.

3.5.3. Qualité des eaux souterraines et principales pollutions observées

L'impact des activités humaines sur la qualité de l'eau reste inquiétant. Aussi les activités agricoles intenses, les zones industrielles dispersées et les assainissements urbains et ruraux ont apportés et apportent encore des éléments chimiques indésirables : métaux lourds, hydrocarbures, solvants, engrais, produits phytosanitaires, herbicides.

Les pollutions d'origine domestique proviennent essentiellement de mauvaises conditions d'assainissement des agglomérations urbaines et rurales : rejets des eaux usées, eaux vannes et eaux pluviales non épurées, assainissement non collectif non conforme... Anciennement, les décharges sauvages ou non réglementées d'ordures ménagères étaient également des sources potentielles importantes de pollution. Actuellement, le surdosage d'engrais et d'herbicides dans les potagers ainsi que dans les massifs et sur les chaussées des communes posent également des problèmes ponctuels. Les éléments qui révèlent ces pollutions sont retrouvés sous forme de nitrates, chlorure de sodium, ou de traces de détergents et de bore. La présence de nitrites, d'ammonium ou de bactéries pathogènes (*Escherichia Coli*, Streptocoques fécaux, Clostridium) traduit généralement une pollution récente et proche du point de mesure d'origine humaine ou animale.

Les pollutions industrielles émanent principalement des industries chimiques, agro-alimentaires et de traitement de surface des métaux. Elles sont dues à de mauvaises techniques d'assainissement des eaux de process, à des rejets diffus, des déversements accidentels ou simplement au lessivage d'aires de stockage. Leur impact reste généralement localisé mais présente un caractère rémanent même après une cessation d'activité. Les substances exogènes apportées par les industries contiennent le plus souvent des éléments majeurs comme les chlorures, sulfates, nitrates, sodium, ammonium, potassium, mais aussi des éléments en traces comme les métaux (fer, zinc, cuivre, chrome), les cyanures, les phénols et les hydrocarbures. Les composés azotés ont pour origine les usines agroalimentaires, les ions sulfatés, chlorés, potassiques et sodiques les complexes chimiques, le chrome, cadmium, nickel, zinc, cyanures, phénols les ateliers de traitement de métaux.

Les pollutions d'origine agricole sont apparues à la suite du remplacement progressif de l'élevage et des cultures traditionnelles par des cultures intensives. Outre le déboisement et le retournement des prairies qui provoquent la libération d'éléments chimiques dans les eaux de percolation, tels que l'azote et les chlorures, le labourage des terres et leur fertilisation intensive ont déclenché la migration de certains minéraux solubles en excès vers les principales nappes libres. Le drainage artificiel ou le ravinement naturel des parcelles cultivées accélèrent encore ces phénomènes de migration vers les nappes. Les nitrates et les chlorures sont les principaux éléments d'origine agricole retrouvés dans les eaux souterraines et leurs teneurs suivent les mêmes évolutions. Les analyses témoignent parfois de la présence d'atrazine, herbicide interdit d'utilisation depuis 2003, et de déséthylatrazine, produit de dégradation de l'atrazine.

Les traitements herbicides pratiqués le long des voies de communication contribuent aussi à nuire à la qualité des eaux souterraines selon des profils linéaires (voies ferrées en plaine alluviale).

Le département n'est pas exempt de cas de pollutions causées par ces différents produits d'origine anthropique. Ainsi, dans le passé, des traitements de surface à caractère artisanal ont laissé échapper des effluents toxiques contenant du chrome, du nickel et du cyanure. Epandus en surface ou rejetés dans des puisards, les métaux, absorbés par les particules argileuses de la couverture limoneuse, ont été libérés progressivement et sont encore présents dans le réservoir crayeux, avant de gagner la nappe profonde.

Dans la vallée de l'Aronde, une pollution chimique de sels chromiques (chrome hexavalent) en 1980 a contaminé pendant longtemps la nappe libre de la craie exploitée à quelques kilomètres en aval par des captages communaux à Villers-sur-Coudun. Une interruption de la distribution en eau, la mise en place d'un réseau de contrôle et de pompages de décontamination ont été nécessaires. A Tricot et Béthisy-Saint-Pierre, du fuel domestique s'est déversé respectivement dans la nappe de la craie et des calcaires du Lutétien. Enfin, une pollution de la nappe de la craie par de l'ammoniaque et des phénols a été déplorée à Longueil-Sainte-Marie.

La pollution nitratée touche l'ensemble du réservoir crayeux. Un phénomène constant, commun à toutes les nappes du département, est la forte baisse voire la disparition des nitrates en zones captives (1 mg/l) ainsi que dans les secteurs à milieu fortement réducteur (zones sous-alluviales par exemple).

L'amélioration des techniques de détection analytique en laboratoire a révélé l'existence de traces de pesticides dans l'eau, avec des valeurs supérieures à la CMA (0,1 µg/l). Ainsi, des herbicides (atrazine, simazine, et leurs métabolites) sont retrouvés dans les eaux de la craie à des teneurs pouvant atteindre plusieurs µg/l dans des secteurs de cultures intensives du département de l'Oise mais de manière éparse.

Dans le Pays de Bray et autour de certains villages des plateaux du Soissonnais, l'occupation pastorale ne crée que des pollutions bactériologiques qu'une simple filtration naturelle à travers le sol suffit à éliminer avant que les eaux de percolation n'atteignent les nappes.

Aquifères du Quaternaire : alluvions récentes et anciennes

Les nappes des alluvions sont vulnérables, sensibles aux pollutions des cours d'eau. Les teneurs en nitrates sont souvent élevées et récemment les pesticides (atrazine) sont apparus, présence probablement liée à la réalimentation des nappes alluviales par les cours d'eau et les nappes contaminées voisines.

Aquifères du Tertiaire

- **Eocène moyen – Lutétien : calcaires**

La qualité chimique et bactériologique de la nappe des calcaires du Lutétien reste aléatoire. En effet, les infiltrations superficielles contaminées par les eaux d'origine agricole et domestique sont facilitées par la perméabilité de fissures et la faible protection de l'aquifère lorsqu'il est libre.

- **Eocène inférieur – Yprésien supérieur (Cuisien) : sables de Cuise**

La minéralisation exogène, nitrates et pesticides, est limitée dans la nappe des sables de Cuise (Yprésien supérieur). La qualité est souvent meilleure que dans les calcaires du Lutétien, notamment lorsque ces derniers sont présents en couverture.

- **Paléocène supérieur – Thanétien : sables de Bracheux**

Les valeurs en nitrates sont réduites au sein de la nappe des sables de Bracheux (Thanétien). On suppose même, compte tenu des communications entre le réservoir sableux et le réservoir crayeux, qu'il se produit une dénitrification favorable aux eaux de la craie quand elles deviennent captives.

Cependant, peu de données sont disponibles car les ouvrages implantés dans les formations du Thanétien captent souvent également la nappe de la craie afin d'améliorer la productivité, ces deux aquifères étant en continuité hydraulique.

Aquifères du Crétacé

- **Crétacé supérieur – Sénonien (Campanien, Santonien et Campanien et Turonien) : craie**

En régime libre, les anomalies de la qualité ne sont pas naturelles. Elles proviennent des teneurs en nitrates qui dépassent parfois les 50 mg/l dans les captages communaux et, depuis quelques années, des traces d'herbicides sont également décelées. Ces contaminations sont liées à l'activité agricole intense, au désherbage des voies de communication (routes, voies ferrées) et aux mauvais assainissements ruraux persistants.

La protection naturelle limoneuse ne suffit pas pour arrêter les éléments chimiques solubles épandus en surface. Seuls les secteurs forestiers ou herbagers échappent à cette pollution.

3.5.4. Vulnérabilité

Notion de vulnérabilité

La notion de vulnérabilité repose sur l'idée que le milieu physique en relation avec la nappe procure un degré plus ou moins élevé de protection vis-à-vis des pollutions superficielles suivant les caractéristiques de ce milieu.

Les définitions de l'Action COST 620, reconnues et utilisées par tous, ont été reprises dans la méthodologie de délimitation des bassins d'alimentation des captages et de leur vulnérabilité (**Vernoux J.F., Wuilleumier A., Dörfliger N., 2007**) :

- La vulnérabilité intrinsèque est le terme utilisé pour représenter les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques naturelles qui déterminent la sensibilité des eaux souterraines à la contamination par les activités humaines, ou encore pour représenter les caractéristiques géologiques, hydrogéologiques, climatologiques et de végétation naturelles qui déterminent la sensibilité des eaux souterraines à la contamination par les activités humaines.
- La vulnérabilité spécifique est le terme utilisé pour définir la vulnérabilité d'une eau souterraine à un contaminant particulier ou à un groupe de contaminants. Elle prend en compte les propriétés des contaminants et leurs relations avec les divers composants de la vulnérabilité intrinsèque.

En règle générale, la vulnérabilité intrinsèque est considérée comme invariante dans le temps tandis que la vulnérabilité spécifique est susceptible d'évoluer dans le temps.

Les aquifères sont sensibles aux pollutions produites en surface à partir des activités humaines. Dans le département de l'Oise, plusieurs paramètres favorisent la percolation des éléments dans le sous-sol :

- une forte occupation du sol par les cultures intensives, surtout en domaine crayeux ;
- un ruissellement restreint voire nul sur les plateaux crayeux ;
- des terrains à forte perméabilité de fissures (calcaires du Lutétien, craie), favorisant un cheminement plus rapide ;
- un recouvrement protecteur superficiel peu épais au-dessus des réservoirs ainsi que des nappes peu profondes, en particulier dans les formations tertiaires du sud et de l'est du département.

Les substances solubles polluantes sont entraînées par les eaux de percolation qui ne subissent pas l'évaporation ou le ruissellement, et migrent ainsi vers les nappes dès qu'elles atteignent le toit du réservoir correspondant. Cette pollution peut parfois être réduite localement par des phénomènes inhibiteurs tels que l'oxydo-réduction de certains ions, la fixation sur des particules argileuses ou par dilution.

Exemples de travaux réalisés

- **L'Indice de Développement et Persistance des Réseaux (IDPR)**

L'Indice de Développement et Persistance des Réseaux (IDPR) découle de l'existence de corrélations entre la forme du réseau hydrographique et les formations géologiques traversées (**Mardhel V. et Gravier A.**, 2005).

Dans l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène, la mise en place des cours d'eau est guidée seulement par la morphologie du relief et la pente des terrains. Or, dans le milieu naturel, les structures géologiques et la composition lithologique du sous-sol jouent un rôle prépondérant dans l'établissement des réseaux hydrographiques.

En effet, la nature des surfaces des bassins a un rôle primordial sur le comportement hydrologique de celui-ci. Les paramètres qui interviennent sont donc la lithologie, la pédologie et la couverture végétale. Ils influencent grandement la perméabilité et la rugosité de la surface, qui conditionnent à leur tour la vitesse du ruissellement et le rapport de l'écoulement sur l'infiltration (coefficient d'écoulement).

La densité de drainage est donc un indicateur révélateur des propriétés des formations géologiques. Un bassin formé de matériaux très perméables aura en général une densité de drainage faible tandis qu'un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables va souvent présenter une densité de drainage élevée.

Ainsi, l'IDPR devient le moyen de quantifier ce rôle en comparant un réseau théorique établi selon l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène (indice de développement ID) au réseau naturel mis en place sous le contrôle d'un contexte géologique hétérogène (de persistance des réseaux PR). L'indice de développement et de persistance des réseaux présente une métrologie de l'écart constaté entre ces deux réseaux.

Généralement, le réseau hydrologique naturel provient de la BD CARTHAGE IGN© et le réseau théorique des écoulements est fondé sur l'analyse des talwegs à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Ce réseau théorique suppose une lame d'eau météorique et un récepteur imperméable homogène.

- **Travaux du Groupe Régional d'Etudes des Produits Phytosanitaires (GREPP)**

Le Groupe Régional d'Etudes des Produits Phytosanitaires (GREPP) a cartographié la vulnérabilité des masses d'eau à la pollution des produits phytosanitaires de la région Picardie. (**ISL et CALLIGEE**, 2007).

L'évaluation de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères résulte du croisement des données des cartes géologiques au 1/50 000^e, des atlas hydrogéologiques départementaux, de cartes des sols, de cartes des textures et du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Les paramètres intégrés au modèle de connaissance de la vulnérabilité intrinsèque concernent la pente des terrains, la battance des sols, l'hydromorphie des sols, les sols à faible réserve utile, les colluvions et alluvions, la différenciation texturale, les sols filtrants.

La vulnérabilité actuelle des masses d'eau a été obtenue en croisant ces paramètres invariants déterminant la vulnérabilité intrinsèque avec l'occupation des sols. Ces informations sont issues de la base de données Corine Land Cover (zones boisées, urbaines, en eau, agricoles) ; une distinction entre territoires à dominante prairiale et zones de grandes cultures est également faite afin de caractériser l'organisation du paysage.

Le département de l'Oise comprend, en totalité ou en partie, 9 masses d'eau souterraines. Les résultats montrent que la vulnérabilité est la plus forte dans le Vexin, au sud-ouest du département, ainsi que dans les vallées humides. Le pays de Bray est soumis à une vulnérabilité plus faible.

• **Vulnérabilité aux nitrates**

L'ion nitrate est l'élément le plus mobile et les eaux qui s'infiltrent l'entraînent facilement dans le sous-sol.

Les zones où les nappes sont les plus vulnérables aux pollutions nitratées sont celles situées dans le Noyonnais, le sud du Valois et l'est du Clermontois. Ces régions occupent des terrains à perméabilité de fissures forte recouverts par des limons peu épais (moins d'un mètre). Les vitesses d'écoulement des eaux peuvent être fortes et la dispersion faible. Les calcaires du Lutétien sont les plus sensibles à cet égard. Les réservoirs à perméabilités d'interstices (sables, alluvions) ne sont cependant pas épargnés, en particulier lorsque les nappes qu'ils renferment sont à faible profondeur (nappes perchées du sud du département). Enfin, en zone karstique (région de Songeons, Valois), les gouffres naturels recueillent directement les eaux de ruissellement qui atteignent ainsi la nappe très facilement.

Les nappes alluviales des principales rivières (Aisne, Oise, Thérain) sont les plus fragiles et les plus exposées aux pollutions. Le niveau est généralement situé à moins de 5 m de profondeur et est souvent en communication directe avec les cours d'eau.

A l'inverse, les nappes situées au nord et au nord-ouest du département, sur le Plateau Picard et le Pays de Bray, présentent une très faible vulnérabilité. Elles sont en effet situées à des profondeurs importantes et recouvertes d'une épaisseur suffisante de limons pour être préservées des pollutions de surface.

L'homogénéité hydrogéologique de la plupart des aquifères à nappes libres du département fait que ceux-ci sont également vulnérables sur toute leur étendue. Il n'existe en effet que très peu de structures géologiques, failles ou changements de faciès latéraux, qui puissent arrêter la propagation d'une pollution. Aussi, le rôle épurateur joué par les terrains ainsi que les phénomènes de dispersion et de dilution ne se révèlent pas toujours suffisants pour maintenir les teneurs des éléments indésirables sous les normes.

3.5.5. Prévention des pollutions des captages AEP

Les périmètres de protection immédiat, rapproché et éloigné des captages d'eau potable sont obligatoires depuis la loi sur l'eau de 1964. Ils permettent de lutter contre les pollutions ponctuelles et accidentelles mais s'avèrent cependant inefficaces contre les pollutions diffuses.

A la demande du Ministère en charge de l'environnement, une méthodologie a été développée par le BRGM afin de définir des bassins d'alimentation de captages et de cartographier leur vulnérabilité intrinsèque. Un bassin (ou aire) d'alimentation de captage (BAC ou AAC) désigne la zone en surface sur laquelle l'eau qui s'infiltre et ruisselle alimente le captage. La détermination de la vulnérabilité intrinsèque du bassin vis-à-vis des pollutions diffuses permet de hiérarchiser les zones.

Un programme d'actions ciblé sur certaines zones vulnérables prioritaires peut ainsi être défini afin de protéger la ressource contre les pollutions diffuses. Ce programme d'actions est mis en œuvre sur la base du volontariat mais le préfet peut ensuite le rendre obligatoire si les résultats attendus en termes de souscription ne sont pas obtenus.

Au niveau de l'assainissement, des actions peuvent être effectuées sur la réhabilitation des réseaux existants, en particulier pour la mise aux normes des stations d'épurations et des dispositifs d'assainissement. La construction de nouveaux systèmes de collecte et de traitement des eaux pluviales (réseau séparatif, bassins d'orage) peut également être envisagée. En ce qui concerne les industries, la prévention des pollutions est assurée par la réglementation sur les ICPE (Installations Classées pour la Protection de l'Environnement) de 1976.

D'autres actions peuvent également être nécessaires telles que la réhabilitation des anciennes décharges d'ordures ménagères ou la mise aux normes des forages existants et le comblement des forages abandonnés. Il est également possible d'engager des actions visant à raisonner la consommation des produits phytosanitaires par les utilisateurs en domaine non-agricole tels que les jardiniers amateurs, la SNCF, les sociétés autoroutières, les services publics et certaines structures privées.

En zone agricole, deux possibilités existent :

- si l'aire d'alimentation de captage est de faible superficie, le périmètre de protection se superpose à celle-ci, il est alors possible d'imposer des contraintes fortes et efficaces tout en restant socio-économiquement viables ;
- si l'aire d'alimentation est plus vaste, les acquisitions foncières devraient être importantes et donc impossibles. Les exploitants agricoles sont alors tenus d'adopter des bonnes pratiques culturales et d'élevage, en particulier sur les zones les plus vulnérables. La sensibilisation et l'information sont ainsi privilégiées.

3.6. SAGE OISE – ARONDE

Selon la définition du site GEST'EAU, « le schéma d'aménagement et de gestion des eaux (SAGE) est un document de planification de la gestion de l'eau à l'échelle d'une unité hydrographique cohérente (bassin versant, aquifère...). Il fixe des objectifs généraux d'utilisation, de mise en valeur, de protection quantitative et qualitative de la ressource en eau et il doit être compatible avec le schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE). Le SAGE est un document élaboré par les acteurs locaux (élus, usagers, associations, représentants de l'Etat...) réunis au sein de la commission locale de l'eau (CLE). Ces acteurs locaux établissent un projet pour une gestion concertée et collective de l'eau. »

Sur le bassin Artois-Picardie, le syndicat mixte AMEVA (aménagement et valorisation du bassin de la Somme) est porteur de 2 SAGE :

- la Somme aval et cours d'eau côtiers en instruction (76 communes dans l'Oise) ;
- la Haute Somme en élaboration (9 communes dans l'Oise).

Sur le bassin Seine-Normandie, 4 SAGE ont été délimités sur les bassins de :

- la Bresle en élaboration et géré par l'institution interdépartementale de la Bresle (11 communes dans l'Oise) ;
- l'Automne en première révision et porté par le Syndicat d'Aménagement et de Gestion des Eaux du Bassin Automne (SAGEBA) (35 communes dans l'Oise) ;
- la Nonette en première révision et porté par le Syndicat Intercommunal d'étude du SAGE du bassin versant de la Nonette (32 communes dans l'Oise) ;
- l'Oise-Aronde mis en œuvre et géré par le Syndicat Mixte Oise-Aronde (89 communes dans l'Oise).

Le SAGE Oise-Aronde a débuté par l'arrêté préfectoral du 16 octobre 2001 et l'arrêté d'approbation a été signé le 8 juin 2009. Le bassin Oise-Aronde appartient au bassin sédimentaire de Paris et est inclus dans le bassin hydrographique Seine-Normandie. Le périmètre de ce SAGE se situe entièrement dans le département de l'Oise, occupe une superficie totale de 716 km² et concerne 89 communes.

Quatre nappes principales sont recensées sur le périmètre du SAGE Oise-Aronde :

- la nappe de la craie (Cénomanien inférieur, Turonien et Sénonien) ;
- la nappe des sables de Cuise (Yprésien supérieur) ;
- la nappe des calcaires du Lutétien ;
- la nappe alluviale de la vallée de l'Oise.

Plusieurs objectifs généraux, répartis par thématiques, ont été définis dans le SAGE Oise-Aronde.

Thématique « étiage »

Le linéaire total de cours d'eau compris dans le périmètre du SAGE Oise-Aronde représente presque 300 km. En plus de l'Oise et de l'Aronde, on compte de nombreux rus et fossés. Le débit est suivi sur 3 stations de jaugeage pour lesquelles le débit d'étiage quinquenal (QMNA5) peut être calculé :

- l'Oise à Pont-Sainte-Maxence (QMNA5 : 31 m³/s) ;
- l'Aisne à Choisy-au-bac (QMNA5 : 13 m³/s) ;
- l'Aronde à Clairoix (QMNA5 : 0,5 m³/s).

L'Oise gardant un débit important, soutenu par la nappe de la craie, même pendant la période estivale, le risque d'étiage sévère est peu significatif. Les autres cours d'eau sont cependant plus vulnérables, comme c'est particulièrement le cas de l'Aronde.

Les étiages peuvent avoir plusieurs conséquences sur la rivière en elle-même et la vie aquatique. La lame d'eau est réduite en largeur et en profondeur, augmentant l'amplitude des variations thermiques journalières, et les vitesses de courant diminuent, favorisant la sédimentation.

Le but de cette thématique est donc de se doter d'outils performants pour le suivi et la gestion des étiages et de préserver les zones humides en valorisant leur rôle de soutien d'étiage.

Thématique « qualité écologique des milieux aquatiques »

La qualité des eaux de l'Aronde est considérée comme « passable à mauvaise » en ce qui concerne les nitrates et le phosphore tandis que les rivières de l'Oise et l'Aisne sont touchées par une augmentation des taux de nitrates et de nitrites. Depuis 30 ans, on note également une augmentation de la superficie et du nombre des canaux, au détriment des roselières et prairies, entraînant l'assèchement des marais et des mares.

Le SAGE a donc défini comme objectif une meilleure connaissance des rivières et milieux aquatiques, la réalisation d'un inventaire complet et détaillé des zones humides et autres milieux d'intérêt écologique ainsi que le bilan de l'état physique des cours d'eau et de leurs potentialités.

Le SAGE s'intéresse également aux sources de pollutions. Le but est ainsi de réduire les rejets liés à l'assainissement collectif et d'assurer la mise aux normes de l'assainissement non-collectif. Les rejets artisanaux et industriels doivent être suivis et les pollutions d'origines agricoles réduites. De plus, les pollutions chroniques et accidentelles liées aux surfaces imperméabilisées doivent être limitées. Enfin, l'entretien des rivières doit être réalisé avec des techniques compatibles avec la préservation de leur particularité hydraulique et écologique.

Thématique « qualité des ressources en eau souterraine et alimentation en eau potable sur le territoire du SAGE »

Les trois usages principaux de l'eau souterraine dans le périmètre du SAGE Oise-Aronde concernent l'alimentation en eau potable, l'agriculture (irrigation) et l'industrie.

Les prélèvements en eau potable se font en grande majorité dans la nappe de la craie et, secondairement, dans la nappe des sables de Cuise (Yprésien). Entre 1997 et 2002, le volume prélevé est resté stable et la moitié l'était en période d'étiage. Les prélèvements pour l'irrigation des cultures sont essentiellement localisés au nord et à l'ouest du bassin versant. Uniquement effectués en période d'étiage, ces prélèvements concernent également la nappe de la craie ou la nappe d'accompagnement de la rivière. Les prélèvements industriels les plus importants sont situés sur les communes de Compiègne, Clairoix et Verberie. Globalement, les volumes d'eau utilisés pour l'industrie suivent une tendance à la baisse.

La nappe de la craie, qui constitue la ressource principale pour les prélèvements d'eau, est également la plus vulnérable. Elle est ainsi la plus polluée, en particulier par les nitrates, avec une contamination qui s'accroît et tend à devenir critique. De plus, des problèmes de manque d'eau et de conflits d'usage entre agriculteurs et collectivités locales apparaissent dans certains secteurs, comme la plaine d'Estrées, le Compiégnois, les Marais de Sacy.

L'objectif général défini par le SAGE pour l'alimentation en eau potable consiste à protéger ou, si nécessaire, reconquérir la bonne qualité des nappes et à engager une réflexion sur l'organisation des structures pour une meilleure gestion qualitative et quantitative de la ressource en eau. Une modélisation de la nappe de la craie a donc été engagée afin de définir les volumes maximum prélevables.

Thématique « sites et sols pollués et substance polluante »

Dans le périmètre du SAGE Oise-Aronde, sept sites pollués ou potentiellement pollués sont recensés dans la base de données BASOL. Les polluants toxiques sont de plus en plus pris en compte dans les réglementations communautaires. En effet, l'amélioration des techniques d'analyses chimiques permet de mieux cerner l'étendue des contaminations de certains milieux pollués de façon permanente. Les connaissances sur les risques liés à ces substances se sont développées tandis que la création et l'utilisation de nouvelles substances, dont les effets à long terme restent inconnus, se développent fortement.

Le SAGE préconise donc de poursuivre le suivi des sites industriels pollués et de mettre en œuvre les actions nécessaires en cas de pollution avérée. Les substances prioritaires dangereuses doivent être éliminées des rejets.

Thématique « risques liés aux inondations et au ruissellement »

Les zones les plus sensibles aux inondations se trouvent dans les vallées de l'Oise et de l'Aisne avec des épisodes marquants en 1993, 1995 et 2001. Les dégâts observés ont été dus à la vulnérabilité des infrastructures, en particulier du fait d'une forte urbanisation à la confluence entre l'Oise et l'Aisne, de constructions situées en zone inondable et d'infrastructures ayant généré des freins à l'écoulement des eaux.

L'aval de la vallée de l'Aronde est également une zone sensible. Les problèmes d'inondations sont ici liés à l'encombrement du lit par les sédiments et à son artificialisation. L'urbanisation et les voies de communications génèrent ou aggravent les phénomènes de ruissellement. Ces ruissellements ont des conséquences importantes sur les infrastructures et les milieux naturels.

La maîtrise des inondations fait donc partie des objectifs du SAGE. Il est pour cela nécessaire de préserver les zones humides pouvant être utilisées comme zone d'expansion des crues, d'optimiser la gestion des ouvrages existants, d'améliorer la gestion de la vulnérabilité et de limiter les phénomènes de ruissellement sur les bassins versants.

Thématique « patrimoine culturel et paysager lié à l'eau »

Le patrimoine historique et culturel lié à l'eau constitue un attrait touristique potentiel pour le bassin versant. Ce patrimoine est représenté par des lacs, des étangs ou des cours d'eau. A cela s'ajoute un patrimoine hydraulique constitué par quelques moulins et lavoirs situés dans la vallée de l'Aronde.

Le SAGE propose de préserver, restaurer et valoriser ces paysages et ce patrimoine historique culturel lié à l'eau.

4. Exploitation des eaux superficielles et souterraines

4.1. PRELEVEMENTS

Les données collectées, auprès de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie, couvrent la période allant de 1994 à 2007 et concernent les prélèvements en eaux souterraine et superficielle des collectivités, des industries et de l'agriculture.

Les volumes annuels indiqués sont ceux relevés sur les compteurs, localisés d'après le code INSEE de la commune. La commune du compteur n'est pas nécessairement identique au point de prélèvement. De plus, le compteur peut être rattaché à un ou plusieurs forages, dans le cas par exemple d'un champ captant.

Les prélèvements des très nombreux petits puits privés n'ont pas été pris en compte, car peu sont recensés et les volumes pompés ne sont que rarement connus.

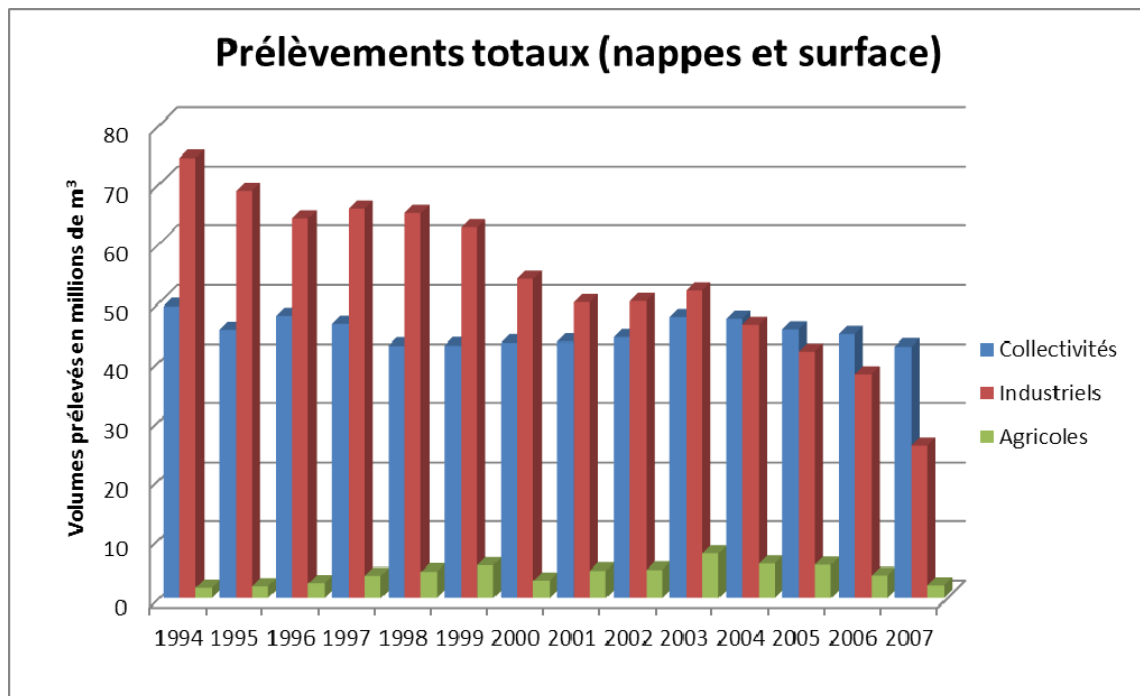


Illustration 20 - Evolution des prélèvements superficiels et souterrains dans le département de l'Oise entre 1994 et 2007.

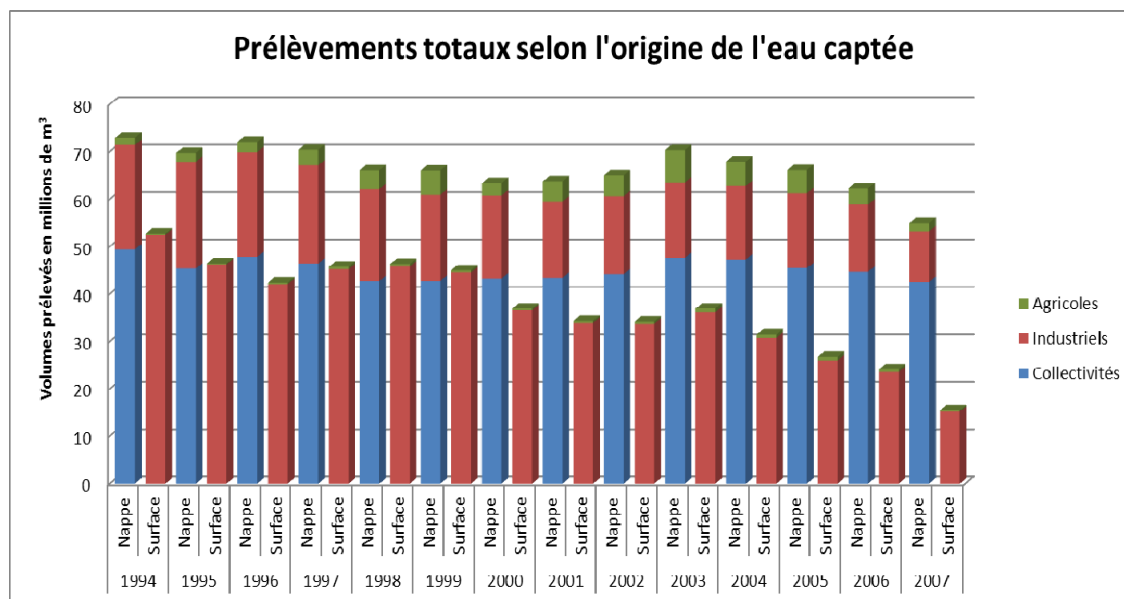


Illustration 21 - Répartition des prélèvements par origine et par usage dans le département de l'Oise entre 1994 et 2007.

Les prélèvements en eaux souterraine et superficielle se sont échelonnés de 125 Mm³ en 1994 à 70 Mm³ en 2007, avec une moyenne annuelle d'environ 104 Mm³. Cette production se répartit entre trois usages principaux (Illustration 20) : l'eau potable (collectivités) représente 40% dans les années 1990 à 60% en 2007 des volumes prélevés, l'industrie 60% en 1994 à 37% en 2007 et l'agriculture 1,5 à 7% selon les conditions météorologiques.

Les volumes prélevés sont en diminution depuis 1994, du fait notamment de la fermeture de certains sites industriels très consommateurs en eau et de la révision des process industriels ainsi que de la réhabilitation de réseaux d'eau.

Les eaux superficielles sont exploitées quasiment uniquement par les industries (Illustration 21), utilisant 97 à 99% des débits pompés. La baisse des volumes prélevés dans le milieu superficiel est significative : les prélèvements ont été divisés par un facteur 3 entre 1994 et 2007.

Les débits pompés dans l'eau souterraine représentent 58% en 1994, 72% en 2006 et 78% en 2007 des volumes prélevés totaux (Illustration 21). Les eaux souterraines, représentant des réserves importantes, moins vulnérables et de meilleure qualité, sont privilégiées par rapport aux eaux superficielles.

Les prélèvements en eau souterraine restent globalement constants depuis 1994, même si une légère baisse est enregistrée ces dernières années. Les prélèvements pour l'adduction en eau potable sont nettement prédominants, représentant de 65 à plus de 70% des débits pompés dans les eaux souterraines.

L'essentiel des captages exploitent la nappe libre de la craie qui fournit de loin les plus grands volumes d'eau devant la nappe du Thanétien, parfois captée en continuité avec la nappe de la craie, et les nappes du Cuisien et du Lutétien.

Sur l'ensemble du territoire crayeux, les exploitations actuelles sont loin d'épuiser les ressources renouvelables. Cependant les concentrations de captages publics et privés peuvent créer localement des conflits d'usages (besoins domestiques et agricoles) qui se traduisent surtout par des diminutions de niveaux dans les ouvrages et une baisse de productivité momentanée.

4.1.1. Usage domestique

L'exploitation pour l'adduction en eau potable est diffuse sur l'ensemble du territoire avec au total 242 compteurs en 1994 à 218 en 2007. La totalité des volumes pompés provient des nappes, aucun ouvrage ne captant les eaux superficielles.

Les prélèvements annuels moyens se situent entre 40 et 50 Mm³ pour 220 à 240 compteurs. Ils restent globalement stables même s'ils ont connu récemment une légère augmentation entre 2003 et 2004, suite à un été chaud et sec, puis un retour à des valeurs normales.

Plus de la moitié des volumes pompés pour l'alimentation domestique est assurée par des captages exploitant la nappe libre de la craie. Les prélèvements sont effectués soit par des puits anciens pas toujours assez profonds et bien protégés, soit sur des forages de plus petits diamètres, soit sur des grands puits réservoirs lorsque la nappe est peu profonde. La captation des sources au droit de leur émergence est plus rare. Grâce à une fissuration bien prononcée sur les trente premiers mètres et à proximité des nombreuses dépressions topographiques, la nappe libre de la craie offre d'excellentes productivités.

Après la craie, les autres prélèvements proviennent majoritairement des calcaires du Lutétien et des sables de Cuise, parfois captés conjointement de façon continue par un même ouvrage ou par différents forages d'un même champ captant.

La nappe de la craie est le principal aquifère exploité soit parce qu'elle constitue la seule ressource disponible (Plateau Picard, Plateau de Thelle), soit parce qu'elle est plus accessible, tout en étant de meilleure qualité et moins vulnérable que les nappes

alluviales (vallée de l'Oise et du Thérain), soit parce qu'elle vient en complémentarité de ressources moins profondes (nappes alluviales ou nappes du Tertiaire) mais plus vulnérables. Ainsi, la nappe de la craie est souvent captée en continuité avec la nappe des sables du Thanétien, voire avec la nappe alluviale, dans les vallées des domaines tertiaires, afin de garantir une productivité et une qualité acceptables.

Les principales agglomérations urbaines s'alimentent grâce à des captages de la nappe de la craie (Beauvais, Noyon, Compiègne, Creil) et les prélèvements les plus importants concernent les collectivités suivantes :

- commune de Beauvais (5,9 Mm³) ;
- réseau de Chantilly à Boran-sur-Oise et Lamorlaye (4,3 Mm³) ;
- réseau de Noyon (1,4 Mm³), exploitant la nappe de la craie en continuité avec les sables du Thanétien.

Les eaux souterraines de la craie sont également embouteillées par des entreprises privées à Fontaine-Bonneleau et à Bulles.

4.1.2. Usage agricole

Les exploitants agricoles sollicitent de plus en plus les eaux souterraines, et notamment la nappe de la craie. Le développement de l'irrigation imposé par les industries de transformation pour les cultures légumières, la pomme de terre, le maïs et les betteraves entraîne une multiplication des captages dans certaines régions.

L'est du Plateau Picard, et notamment le bassin de l'Aronde, est la zone qui compte le plus de captages agricoles, exploitant essentiellement les eaux souterraines. La densité de captages s'explique par les nombreuses exploitations de légumes, de pommes de terre, de céréales et de betteraves. Les prélèvements d'eaux superficielles sont concentrés dans le Soissonnais.

Au total, 100 à 130 compteurs agricoles ont enregistré une moyenne annuelle de 4,7 Mm³ de débits prélevés entre 2000 et 2007, 88% de ce volume provenant des eaux souterraines. Les augmentations des volumes annuels correspondent aux années ayant connu une pluviométrie faible, notamment au printemps et été lors du développement et de la floraison des cultures. Ainsi, les volumes prélevés ont augmenté de près de 60% entre 2002 et 2003, conséquence de l'été caniculaire de 2003.

4.1.3. Usage industriel

Les besoins industriels ainsi que le nombre de captages ont diminué de façon significative depuis 1994. Les volumes pompés pour l'industrie étaient largement prédominants dans les années 1990 et représentaient 60% des débits prélevés en 1994. Ils ont été divisés par 2 depuis 2000 et par 2,9 depuis 1994. Ceci s'explique par la fermeture de certaines industries consommatrices d'eau (usines agroalimentaires, de textile, sucrerie par exemple) et par un souci d'économie ayant conduit à la révision des process.

Les industries de l'Oise prélèvent en moyenne 45 Mm³ d'eau par an dont environ 34% proviennent des eaux souterraines. La baisse de la consommation est davantage marquée sur les prélèvements de surface que sur ceux de nappe. Ainsi, Sollac, entreprise sidérurgique basée à Montataire, était la plus grande consommatrice du département, avec 10,9 Mm³ d'eau superficielle en moyenne jusqu'à l'arrêt des pompages en 2005.

Les prélèvements industriels sont localisés dans les vallées principales, notamment dans la vallée de l'Oise. Les prélèvements les plus importants sont effectués par les industries suivantes, concernant les eaux superficielles :

- Arkema à Villers-Saint-Paul (additifs plastiques) : 6,1 Mm³ ;
- KME France à Serifontaine (métallurgie) : 5,3 Mm ;
- Clariant France à Cuise-La-Motte (chimie) : 5,2 Mm³ ;

et concernant les eaux souterraines :

- Spontex à Beauvais (produits cellulosiques) : 3,8 Mm³ ;
- Novance (ex Robbe) à Venette (chimie) : 3,0 Mm³.

4.2. BILANS HYDROLOGIQUES

Ce rapport n'est qu'une version d'avancement et les bilans hydrologiques sur 3 bassins versants seront réalisés dans la version finale de la notice.

4.2.1. Bassin versant de la Brèche

La source de la Brèche émerge à Reuil-sur-Brèche et le cours d'eau rejoint l'Oise à Nogent-sur-Oise après un parcours de 45,5 km. Elle traverse le Plateau Picard et les terrains crayeux du secondaire sur sa partie amont puis les terrains du tertiaire (Yprésien et Lutétien) dans sa partie aval. L'amont du cours d'eau est soumis à de fortes pressions agricoles tandis que l'aval voit se développer des zones urbaines et industrielles. L'affluent principal de la Brèche est l'Arré, qui prend naissance à Saint-

Just-en-Chaussée et s'écoule sur le Plateau Picard sur une longueur de 16 km. La superficie totale du bassin versant de la Brèche est de 483 km².

Le plateau crayeux confère à la Brèche amont et à l'Arré un profil typique. Ces cours d'eau coulent dans de petites vallées à fond plat ouvertes sur le Plateau Picard. Contrairement aux versants, cultivés et urbanisés sous forme de villages et hameaux, les fonds de vallées sont humides, boisés et étaient industrialisés et exploités pour la tourbe. Encore très rurales, les vallées amont de la Brèche et de l'Arré subissent l'influence des pôles urbains (Clermont et vallée de l'Oise).

En amont de Muid, la culture a été rendue possible par la canalisation de la Brèche. En aval, à partir de Bulles, la vallée, boisée et humide, est couverte d'anciennes tourbières et sablières. L'humidité permanente du fond des vallées provient de la résurgence de la nappe phréatique. Cette humidité est propice aux boisements naturels, aux plantations de peupleraies ainsi qu'à la formation de tourbières. Les étangs ont été formés par l'exploitation passée de ces tourbières (Brèche).

Concernant l'Arré, les versants sont plus urbanisés et les fonds de vallées sont rendus cultivables grâce aux colluvions limoneuses descendues du plateau. On note la présence d'un marais en amont de Valescourt.

Après sa confluence avec l'Arré, la vallée de la Brèche est comprise entre le Plateau de Montataire et la Montagne de Liancourt. La vallée se transforme, devenant très large et asymétrique et le cours d'eau est déporté au pied du versant ouest. Les fonds de vallées sont occupés par des cultures, pâtures et étangs de pêches constitués par les anciens sites d'extraction. Sur les flancs se trouvent villages et cultures. Les débits de la Brèche deviennent suffisants pour une exploitation de l'énergie hydraulique.

4.2.2. Bassin versant de la Nonette

La Nonette prend sa source à Nanteuil-le-Haudouin. D'une longueur de 40 km, elle traverse Senlis et le parc du château de Chantilly où elle est canalisée pour se jeter dans l'Oise à Gouvieux. Ce cours d'eau possède deux affluents principaux : l'Aunette en rive droite et la Launette en rive gauche. L'Aunette prend sa source à Rully et rejoint la Nonette à l'ouest de Senlis après un parcours de 14 km. La Launette, longue de 16 km, naît à Marchémoret en Seine-et-Marne et rattrape La Nonette à Fontaine-Chaalis. La superficie du bassin versant de la Nonette est de 338 km².

Le bassin de la Nonette s'étend sur le Valois-Multien, région composée de plateaux calcaires tertiaires traversés par de petites vallées ouvertes aux versants doux. Les cours d'eau ont fait l'objet de nombreux aménagements hydrauliques. En effet, ils traversent de nombreux parcs, comme ceux du château de Chantilly et du parc d'Ermenonville, où ont été creusés des étangs, canaux et pièces d'eau. Le développement touristique est également important du fait de la présence de forêts

domaniales, de patrimoine historique et d'installations de loisirs telles que le Parc Astérix ou la Mer de sable. Ces aménagements ainsi que le plateau forestier en aval contribuent à former un tracé verdoyant constitué d'étangs, de zones humides et de pâtures.

A l'amont, la Nonette, la Launette et l'Aunette s'écoulent sur un vaste plateau agricole et rural ponctué de buttes témoins. Cette région est caractérisée par des paysages de grandes cultures et de bois recouvrant les buttes témoins. Les vallées humides sont occupées par des pâtures et des peupleraies. La région est fortement influencée par sa proximité avec la région parisienne et l'aéroport Roissy-Charles-de-Gaulle et de nombreux aménagements ont eu lieu le long des axes routiers et autour des zones urbanisées anciennes. Les bourgs s'étendent autour de Senlis et à proximité des routes nationales RN2 et RN324, le long desquelles se développent de grandes zones d'activités. Il faut également noter la présence de l'autoroute A1 et de la ligne de TGV en talus sur certaines sections du plateau.

A l'aval, le plateau est occupé par de grands massifs forestiers et notamment le Massif des Trois Forêt (forêts domaniale d'Halatte, de Chantilly et d'Ermenonville). La vallée de la Nonnette est pâturée par les chevaux et les villages forment des clairières ou sont installés en lisière. L'urbanisation est relativement dense (Senlis, Chantilly) et tend à s'étendre au détriment des massifs forestiers. Cependant, les protections patrimoniales mises en place ont permis de protéger les forêts, permettant une stabilité du paysage mais également une forte fréquentation touristique.

4.2.3. Bassin versant de la Divette

La Divette prend sa source dans les bois situés au sud-ouest de Plessis-de-Roye. Après un parcours de 15 km, elle rejoint l'Oise en rive droite à Passel, à l'aval immédiat de Noyon. Elle est alimentée par un réseau dense de rus. Son bassin versant couvre une superficie de 74 km².

La Divette s'écoule dans une petite vallée humide et sinueuse, à fond plat et versants ouverts. Le fond de vallée humide et argileux accueille des boisements et des peupleraies, tandis que les versants restent ouverts et cultivés. Le bassin est peu anthropisé et majoritairement occupé par des cultures, en particulier sur les versants vallonnés. Ces zones imposent de forts besoins en eau et donc des prélèvements importants. En été, le cours d'eau peut se retrouver à sec dans sa partie amont.

La vallée traverse le Noyonnais, région essentiellement rurale. A l'extrême ouest, la plaine limoneuse et légèrement vallonnée se caractérise par un paysage de grandes cultures à champs ouverts. A l'est, la vallée traverse les « Monts et Montagnes », petits plateaux et buttes calcaires du Tertiaire formant des collines boisées et ponctuellement cultivées sur les hauteurs. Les versants cultivés accueillent des villages entourés d'herbages.

L'altitude moyenne du bassin versant est de 92,5 m NGF, avec un maximum de 188 m au sommet de la Montagne d'Attichy et un minimum de 39 m à la confluence avec l'Oise. Il existe un contraste important entre le relief marqué des terrains de l'Eocène en bordures nord et sud et le relief plus doux des terrains crayeux surmontés des terrains sableux du Paléocène en bordure ouest. Les buttes de l'Eocène présentent des pentes plus marquées. La pente moyenne est de 6,1% avec un maximum de 36%.

4.3. GEOTHERMIE

4.3.1. Géothermie très basse température

La géothermie très basse énergie se définit par l'exploitation des ressources de faible profondeur présentant une température inférieure à 30°C, qui ne permet pas, dans la plupart des cas, une utilisation directe de la chaleur par simple échange. L'utilisation de ces ressources se limite aux pompes à chaleur dont le principe consiste à transférer la chaleur du milieu le plus froid vers le milieu le plus chaud. Ce système est surtout utilisé pour le chauffage ou la climatisation de maisons individuelles et de petites entreprises.

L'exploitation géothermique très basse température a connu un développement rapide de 1980 à 1986, après le crash pétrolier. Cette technique connaît un regain d'intérêt depuis le début des années 2000, du fait de la hausse des prix des énergies et de nouvelles aides de l'Etat.

Ces nappes superficielles "froides" sont généralement situées à une profondeur inférieure à 100 m et leur température ne dépasse habituellement pas 11-12°C. Tous les aquifères superficiels exploitables peuvent être sollicités : nappes alluviales, de bassin sédimentaire ou de socle.

Aquifères du Quaternaire : alluvions récentes et anciennes

Les dépôts alluvionnaires sont très hétérogènes et localisés dans le fond des vallées creusées par les grandes rivières, notamment l'Oise et l'Aisne. La productivité des installations dépend donc de l'épaisseur et de la granulométrie de la zone saturée. Il est ainsi généralement difficile de prévoir avec certitude les possibilités d'une nappe alluviale.

Aquifères du Tertiaire

Concernant les aquifères tertiaires, les ressources à faibles profondeurs se trouvent au sein des niveaux aquifères des sables du Cuisien (Yprésien) et des calcaires du Lutétien.

L'aquifère du Cuisien est présent, entre autres, au droit des communes de Chantilly, de Senlis et de Creil. Sa productivité varie selon l'épaisseur du niveau sableux entre 25 et 100 m³/h. Cette variabilité nécessite la réalisation d'une étude hydrogéologique au préalable de chaque projet.

L'extension de l'aquifère du Lutétien est limitée vers le sud du département de l'Oise. Il peut s'avérer être une ressource intéressante pour les communes de Chantilly, Senlis et Crépy-en-Valois. Sa productivité potentielle est de 50 à 70 m³/h.

Les argiles de Laon peuvent constituer une séparation entre les sables de Cuise et les calcaires du Lutétien. Dans ce cas, l'exploitation de ces deux aquifères nécessite l'utilisation de deux puits distincts. Dans le cas contraire, une utilisation simultanée est envisageable, permettant une production énergétique plus importante, par exemple pour les communes de Senlis et de Chantilly.

Aquifères du Crétacé – Crétacé supérieur – Sénonien (Campanien, Santonien et Campanien) et Turonien : craie

L'aquifère de la craie renferme la nappe la plus étendue et la plus importante du département.

Cependant, les débits exploitables varient considérablement selon la localisation du forage : les zones de plateaux sont défavorisées tandis que, à l'inverse, dans les vallées, topographiquement plus basses et dont le sous-sol crayeux est plus fissuré, la productivité est meilleure mais surtout plus constante. Au sud-est, la craie est recouverte par les terrains tertiaires et devient captive. Sa productivité baisse alors fortement et devient quasi-nulle.

Dans l'Oise, la quasi-totalité des communes de plus de 5 000 habitants sont implantées dans des vallées et ont la possibilité d'utiliser la nappe de la craie pour subvenir aux besoins en eau des systèmes de pompes à chaleur.

En conclusion, plusieurs nappes superficielles sont susceptibles d'alimenter des systèmes de pompes à chaleur. Il s'agit des aquifères de la craie, des sables de Cuise (Yprésien) et des calcaires du Lutétien. Il s'agit essentiellement de ressources de très basse température : de l'ordre de 11°C.

Le sud de l'Oise peut être alimenté par les nappes du tertiaire. En effet, même si la craie peut être très productive, les nappes du Cuisien et du Lutétien, plus proches de la surface et donc plus accessibles sont plus intéressantes sur le plan économique.

4.3.2. Géothermie basse température

La géothermie basse température correspond à des ressources dont la température se situe entre 30 et 90°C et directement utilisables pour des applications thermiques. Les ressources présentant de telle température sont localisées dans les formations aquifères profondes, généralement entre 1 500 et 2 500 m de profondeur. Il peut s'agir des mêmes nappes que celles exploitées en très basse température (aquifères superficiels) mais situées plus en profondeur en raison du contexte géologique.

L'essentiel des ressources géothermiques profondes ont été inventoriées grâce aux forages et campagnes géophysiques réalisés dans le cadre de recherches en eau, de stockage souterrain et d'exploitation de gaz et de pétrole. Des inventaires du potentiel géothermique ont été réalisés à partir de 1976, et une centaine d'opérations notamment dans le bassin parisien a été menée au début des années 1980 après le premier choc pétrolier. Suite à des problèmes économiques (cours du pétrole), techniques (corrosion et dépôts dans les tubages) et financiers (prêts contractés avec des taux élevés en période d'inflation vite révolue), le développement de la géothermie basse température a été stoppée en 1985. En 1989, l'intervention des pouvoirs publics a permis de sauver une trentaine d'exploitations et les problèmes de corrosion liés à la nappe du Dogger seront progressivement résolus. Depuis, les exploitations se sont poursuivies sans baisse des températures, conformément aux modèles développés par le BRGM.

En Picardie, les aquifères basses températures se situent à des profondeurs de plus de 1 200 m et peuvent contenir des eaux atteignant plus de 50°C. Le gradient géothermique varie entre 2,6°C et 3,8°C pour 100 m. La capacité de débit est variable mais ce type de ressource peut potentiellement alimenter en énergie des installations complexes telles des logements collectifs ou des bâtiments publics comme des hôpitaux et des centres commerciaux.

Le bassin sédimentaire de Paris comporte 5 grands aquifères géothermiques, dont le Dogger qui s'étend sur plus de 15 000 km² et qui offre des températures variant de 56 à 85°C. Dans le département de l'Oise, la série sédimentaire renferme plusieurs aquifères dont les eaux présentent une température suffisante pour être exploitées en géothermie mais seul le Dogger a réellement été exploité.

Aquifères du Crétacé

- **Crétacé inférieur – Albien : Sables verts**

Les sables verts de l'Albien constituent le principal aquifère du Crétacé inférieur. Cette formation est comprise entre les argiles de Gault et celles de l'Aptien et s'étend sur toute la Picardie au sud d'une ligne reliant Berck (Nord-Pas-de-Calais) et Hirson (Aisne). L'épaisseur maximale du réservoir est de 30 m et la température des eaux est comprise entre 15 et 35°C. Cette nappe, souvent artésienne, peut parfois être exploitée sans l'aide de pompes si le point de captage est peu élevé.

- **Crétacé inférieur – Barrémien et Néocomien (Valanginien et Hauterivien) : Sables du Wealdien-Portlandien**

L'aquifère des sables du Wealdien reste peu exploité et mal connu, bien que ses ressources ne soient pas négligeables, et les informations relatives à son sujet sont peu nombreuses. Le réservoir est compris entre le mur des argiles aptiennes et le toit du Jurassique carbonaté.

Ses eaux peuvent atteindre des températures supérieures de 2 à 4°C par rapport à celle de l'Albien et son épaisseur est d'environ 15 m.

Les aquifères du Crétacé inférieur sont peu profonds et constituent des réservoirs médiocres sous le département de la Somme mais s'épaississent et s'enfoncent vers le sud, sous le département de l'Oise. Ils deviennent ainsi des réservoirs "tièdes" intéressants. Deux zones potentiellement productives se situent au nord de Compiègne et au sud-ouest de Beauvais.

Aquifères du Jurassique

- **Jurassique supérieur (Malm) – Oxfordien supérieur et moyen (Séquanien, Rauracien et Argovien) : Calcaires du Lusitanien**

L'aquifère du Lusitanien est constitué des trois réservoirs superposés du Séquanien, du Rauracien et de l'Argovien dont le principal est constitué des calcaires oolithiques et graveleux du Rauracien. Cet aquifère est limité au toit par les formations du Kimméridgien et au mur par celles de l'Oxfordien inférieur. Ce réservoir est présent sur une grande partie de la Picardie.

Tout comme les aquifères du Crétacé inférieur, le réservoir du Lusitanien s'épaissit et s'approfondit vers le Sud. Considéré comme médiocre sous le département de la Somme, il devient intéressant dans le département de l'Oise et notamment sur deux zones potentiellement productives situées au nord de Compiègne et au sud-ouest de Beauvais. Cependant, cet aquifère n'est que peu exploité.

- **Jurassique moyen (Dogger) – Bathonien et Bajocien : Calcaires du Dogger**

La majorité des opérations de géothermie basse température réalisées ont recours à l'aquifère du Dogger incluant la partie basale du Callovien et l'intégralité du Bathonien. Cet ensemble correspond à des dépôts de plate-forme, constitués de calcarénites, avec une variabilité verticale et horizontale très importante.

L'essentiel de la production (50 à 70% sur le bassin parisien) provient des aquifères de calcaires oolithiques de barrière et, dans une moindre mesure, du Comblanchien, ces deux niveaux présentant des phénomènes de dissolution et de fracturation favorisant

des productivités localement très importantes (supérieures à 200 m³/h en artésien). La partie inférieure du réservoir, constituée d'alternances de marnes et de calcaires, devient progressivement moins perméable en raison de phénomènes de compaction et de cimentation.

Pour des profondeurs de 1 000 à 1500 m au toit du réservoir dans le département de l'Oise (jusqu'à 2 000 m dans le centre du bassin parisien), les températures varient de 40 à 60°C environ (jusqu'à 80°C pour le centre). La salinité est comprise entre 6,4 à 35 g/l (eau chlorurée sodique).

Aquifères du Trias

Les formations détritiques gréseuses du Trias constituent des aquifères géothermiques potentiels sous réserve de résoudre les problèmes de réinjection en milieu argilo-sableux. Ces formations sont réparties en trois niveaux d'épaisseur et d'extensions inégales, séparées par des milieux argileux. On les trouve au sud-est de l'Oise mais les domaines de températures, pouvant atteindre 60 °C, s'élargissent en profondeur vers le nord et l'ouest.

4.3.3. Géothermie moyenne et haute température sur les aquifères profonds

La géothermie de moyenne température permet l'exploitation d'eau chaude ou de vapeur humide à une température comprise entre 90 et 150°C. Ces ressources se trouvent dans les zones propices à la géothermie haute température mais à une profondeur inférieure à 1 000 m ainsi que dans les bassins sédimentaires, à des profondeurs allant de 2 000 à 4 000 m. Pour produire de l'électricité, une technologie nécessitant l'utilisation d'un fluide intermédiaire est nécessaire.

La géothermie de haute température concerne les ressources qui atteignent des températures supérieures à 150°C. Les réservoirs, généralement localisés entre 1 500 et 3 000 m de profondeur, se situent dans des zones de gradient géothermique anormalement élevé (régions volcaniques). Lorsqu'il existe un réservoir, le fluide peut être capté sous forme de vapeur sèche ou humide pour la production d'électricité.

Le sous-sol de l'Oise, et de la Picardie en général, ne présente pas de ressources capables de fournir des eaux à des températures supérieures à 70°C. Au niveau industriel comme au niveau des collectivités, l'exploitation de la chaleur géothermique se limite donc aux utilisations de basse et très basse température.

4.3.4. Exemples d'exploitation géothermique

Plusieurs opérations d'exploitation de la ressource géothermique basse température ont été menées dans le passé (Tableau 11).

Dans les années 1970, l'office intercommunal de Creil a décidé d'engager une opération de géothermie pour le chauffage de logements. L'innovation fut importante puisque l'objectif était d'utiliser des pompes à chaleur de forte puissance pour alimenter 4 000 logements. Le but était de forer jusqu'à 1 700 m de profondeur pour atteindre le réservoir du Dogger et exploiter puis réinjecter l'eau à 60°C avec un débit de 150 m³/h grâce à un système de doublet géothermique.

Une exploitation similaire fut entreprise dans la nappe du Dogger à Beauvais. La profondeur du doublet était de 1250 m et la température des eaux, pompées avec un débit de 180 m³/h, était de 47°C. Cette exploitation permettait le chauffage de 1500 logements et de la préfecture.

Mises en place en 1976 à Creil et en 1981 à Beauvais, ces installations ont été abandonnées respectivement en 1986 et 1987 à cause de problèmes de corrosion et de dépôts dans les conduites (présence de sulfures liée à une activité bactérienne importante).

	Creil1	Creil2	Beauvais
Date de réalisation	1967	1982	1981
Date d'abandon	1986	1993	1987
Forages et exploitation	Doublet avec pompe immergée	Doublet avec pompe immergée	Doublet avec pompe immergée
Température (en °C)	58	59	47
Débit (en m³/h)	150	20	180
Salinité (en g/l)	-	30	25

Tableau 11 - Exploitation géothermique de l'aquifère du Dogger dans le département de l'Oise.

5. Risques naturels

Un risque est défini comme la combinaison d'un ou plusieurs aléas et d'un ou plusieurs enjeux et de leur valeur ; il est représenté par une probabilité d'occurrence de chaque scénario envisagé (dommage aux milieux naturels, aux biens, aux personnes...) pour une période de temps et une région donnée.

Le risque n'est donc présent que si des éléments physiques sont susceptibles d'être exposés à un phénomène et d'être endommagés par celui-ci. Il est donc nécessaire, pour qu'un risque existe, qu'il y ait :

- un aléa, c'est-à-dire une possibilité d'occurrence d'un phénomène ;
- des éléments exposés qui soient vulnérables au phénomène considéré, c'est-à-dire susceptible d'être endommagés.

Les principaux risques naturels touchant le département de l'Oise sont les inondations, les mouvements de terrain et les coulées de boues conséquences de l'érosion des sols.

Des outils réglementaires de préventions permettent de cadrer l'urbanisme dans les zones à risques. Ainsi, les Plans de Prévention des Risques naturels (PPR), prévus par la loi du 2 février 1995, dite « loi Barnier » relative au renforcement de la protection de l'environnement visent, à l'échelle de la commune, à interdire les constructions nouvelles dans les zones les plus exposées et à réglementer les constructions nouvelles et les activités dans les zones les moins exposées.

Suite à la loi du 30 juillet 2003, les PPR délimitent également des zones d'érosion assorties de programmes d'action, des zones de rétention temporaires des eaux de crues ou de ruissellement. La loi instaure aussi un fond de prévention des risques, rend obligatoire l'information faite aux acquéreurs et locataires dans les zones inondables et met en place un dispositif de prévision des crues.

5.1. INONDATIONS

5.1.1. Débordement des rivières

Une inondation correspond à une submersion (recouvrement d'eau) liée au débordement des eaux lors d'une crue. Ce phénomène peut concerner un cours d'eau pérenne ou intermittent, une dépression ou même une plaine littorale. Les inondations par débordement de cours d'eau surviennent suite à des pluies violentes ou durables et sont des phénomènes ayant une dynamique en générale assez lente.

Certains facteurs, autres que la quantité de pluie tombée, sont susceptibles de jouer un rôle sur l'ampleur et la fréquence des inondations. Ainsi, une différence de relief importante entre l'amont et l'aval ou la présence de formations argileuses et marneuses imperméables peuvent être des éléments déclencheur ou aggravant de crue. La répétition dans le temps, la fréquence, l'intensité et la généralisation dans l'espace des précipitations sont également déterminant, de même que l'évaporation et la consommation d'eau par les plantes, l'absorption d'eau par le sol, l'infiltration dans le sous-sol ou le ruissellement.

Dans le département de l'Oise, les principaux cours d'eaux responsables des crues liées aux événements pluvieux de ces dernières années (1993-94, 1995, 1999, 2001, 2011) sont l'Oise, l'Aisne, Le Thérain (1999) et ses affluents l'Avelon et la Petit Thérain, l'Epte et la Bresle (1995 et 2001).

Certaines crues sont généralisées à l'ensemble du bassin comme celles de janvier 1920, janvier 1926, décembre 1966, décembre 1993 et février 1995. D'autres touchent un seul cours d'eau, telles que les crues de janvier 2001, janvier 2003 et janvier 2011 sur l'Oise, celles de 2001 et 2002 sur l'Epte et celles de janvier 1910, novembre 1924, avril 1983 et janvier 1991 sur l'Aisne. Elles surviennent entre décembre et mars, à la suite de plusieurs passages pluvieux importants suffisamment rapprochés pour que les niveaux ne puissent pas baisser sur les parties moyenne et aval du bassin entre chaque événement pluviométrique.

Enfin, certaines crues concernent uniquement l'amont du bassin suite à de fortes précipitations localisées sur l'amont du bassin. Les ruissellements intenses engendrés ne peuvent alors pas être acceptés par les capacités d'écoulement limitées des têtes de bassin. Les plus significatives ont eu lieu en mars 1956, février 1962 et novembre 1963 sur l'Oise ainsi qu'en février 1958 et août 1972 sur l'Aisne.

Historiquement, l'Oise est à l'origine de nombreuses crues importantes, notamment celles de Noyon en 1910 et de Pont-Sainte-Maxence (Sarron) en 1926. Le débit maximal observé sur l'Oise, depuis le début des enregistrements en 1950, a été mesuré lors de la crue de 1993/1994. Il a alors atteint au plus fort de la crue 296 m³/s à Sempigny et 640 m³/s à Creil alors que les débits moyens annuels sont respectivement de l'ordre de 33 et de 103 m³/s. La crue de l'Oise du 6 janvier 2003 est considérée comme cinquantennale avec un débit de 280 m³/s.

Dans le bassin de l'Oise et de l'Aisne, la pluviométrie est très contrastée dans le temps et les précipitations sont majoritairement comprises entre décembre et février. Le régime hydrologique du bassin de l'Oise est défini comme « pluvial océanique ». Les crues observées sont dues principalement à la fois :

- à la pluviométrie (intensité, généralisation, répétition des pluies) ;
- aux caractéristiques du relief des bassins versants, qui est relativement élevé en amont (entre 300 et 400 m pour l'Aisne) et qui devient peu élevé et peu accidenté en aval ;

- à la géomorphologie des bassins versants, et notamment à la présence de terrains imperméables (marnes et argiles) favorables au ruissellement en amont.

A l'amont de l'Oise, les crues se forment rapidement après des précipitations conséquentes. Elles ne peuvent cependant pas être considérées comme torrentielles du fait d'une faible pente (moins de 2 m par kilomètre). Ce sont donc des crues de plaines ou crues lentes. Le lit majeur très large de l'Oise moyenne rend complexe la prévision des crues, du fait de son temps de remplissage. Les crues se produisent généralement entre novembre et mars et le temps de propagation de l'onde est d'environ 2,5 jours.

Plusieurs plans de préventions des risques inondation par débordement (PPRi) ont été approuvés dans le département :

- en 1996 sur 13 communes de la section de l'Oise comprise entre Compiègne et Pont-Saint-Maxence ;
- en 2000 sur la section de l'Oise de Brenouille à Boran-sur-Oise et concernant 17 communes ;
- en 2001 sur l'Oise à Longueil-Sainte-Marie ;
- en 2005 sur 24 communes du Thérain aval entre Beauvais et Montataire ;
- en 2007 sur 14 communes du Noyonnais dans la vallée de l'Oise ;
- en 2007 sur l'Oise à Chevières ;
- en 2010 sur 16 communes situées dans les vallées du Thérain amont et du Petit Thérain ;
- en 2010 sur 8 communes de la vallée de l'Avelon.

Le PPRi de l'Oise et Aisne amont de Compiègne, approuvé en 1992, n'a pas été révisé suite aux crues récentes, notamment celles des hivers 1993-1994 et 1994-1995 qui ont dépassées les crues centennales théoriques. Ce PPRi ne fait donc plus référence sur le secteur.

Un atlas des zones inondables des vallées de l'Oise et de l'Aisne a été élaboré en 1997 pour les communes situées dans la vallée de l'Oise de Boran-sur-Oise à Appilly et dans celle de l'Aisne de Bitry à Choisy-au-Bac. Cet atlas sert de document de référence, notamment en matière d'urbanisme, pour les communes dont le PPRi n'est plus valable (Oise et Aisne amont de Compiègne).

Des atlas des zones inondables sont également disponibles sur la Bresle et l'Epte et concernent respectivement 4 et 6 communes dans le département de l'Oise.

5.1.2. Sensibilité aux remontées de nappes

Une nappe phréatique se définit comme la nappe libre la plus proche du sol et directement alimentée par les précipitations s'infiltrant dans le sol. Lorsque le sol est saturé d'eau, il arrive que la nappe phréatique affleure et qu'une inondation spontanée se produise. Ce phénomène concerne particulièrement les terrains bas et mal drainés et peut perdurer.

Trois paramètres jouent un rôle particulièrement prépondérant dans le déclenchement et la durée des inondations par remontée de nappe :

- 1) une succession d'années avec une pluviométrie excédentaire, entraînant des niveaux d'étiages de plus en plus haut ;

La recharge survient en période hivernale, lorsque les précipitations sont les plus importantes, la température et l'évapotranspiration faibles et la végétation peu active et ne prélevant donc pratiquement pas d'eau dans le sol.

Chaque année en automne, avant la reprise des pluies, la nappe atteint l'étiage, niveau le plus bas de l'année. Lorsque plusieurs années humides se succèdent, le niveau d'étiage peut devenir de plus en plus haut chaque année, traduisant le fait que la recharge naturelle annuelle de la nappe par les pluies est supérieure à la moyenne, et plus importante que sa vidange annuelle vers les exutoires naturels que sont les cours d'eau et les sources.

Si dans ce contexte, des éléments pluvieux exceptionnels surviennent, au niveau d'étiage inhabituellement élevé se superposent les conséquences d'une recharge exceptionnelle. Le niveau de la nappe peut alors atteindre la surface du sol. La zone non saturée est alors totalement envahie par l'eau lors de la montée du niveau de la nappe.

- 2) une faible épaisseur de la zone non saturée (ZNS) et une importante amplitude du battement annuel de la nappe, dépendant étroitement du pourcentage d'interstices de l'aquifère ;

Une recharge de même volume entraîne une remontée du niveau plus importante dans une nappe où la densité d'interstices est faible que dans une nappe où elle est élevée : le battement naturel de la nappe est plus important dans le premier cas que dans le second. En outre, plus la zone non saturée est mince, plus l'apparition d'une inondation par remontée de nappe est probable.

De plus, la dimension de ces vides permet à l'eau d'y circuler plus ou moins vite. L'eau s'écoule plus rapidement dans les roches à forte granulométrie. Ainsi, pour un aquifère sableux, le battement annuel de la nappe n'est que peu important et le retour à des niveaux normaux après un épisode de hautes eaux est rapide.

Un fort battement, une faible épaisseur de la zone non saturée ou la combinaison des deux conditions peuvent donc déterminer une émergence de la nappe au niveau du sol ou des inondations de sous-sols à quelques mètres sous la surface.

- 3) un volume global d'eau important contenue dans la nappe, dans la limite d'un bassin versant hydrogéologique (volume contributif de la nappe à l'échelle du bassin versant).

Les phénomènes d'inondation par remontée de nappe surviennent principalement dans des secteurs constitués par des aquifères sédimentaires de fortes dimensions, comme la craie et les calcaires et sables de l'Eocène dans le Bassin parisien.

Les inondations dues aux remontées de nappe diffèrent des inondations de débordement de rivières de par leur durée plus importante (plusieurs mois en 2001). Cela implique des conséquences qui sont propres à ce type d'inondation :

- une dégradation des infrastructures plus importante (inondations de sous-sol, de garages semi-enterrés ou de caves, remontées de piscines, de cuves et de canalisations enterrées, dommages aux réseaux routiers et ferroviaires ;
- une déstabilisation des terrains meubles, particulièrement sur les versants et talus, entraînant des éboulements ;
- un gonflement de certains sols argileux et la fragilisation des sols sableux, pouvant se traduire par des désordres sur des ouvrages de génie civil et des immeubles ;
- un risque de pollution en cas de contact entre la nappe et des substances polluantes (décharges, zones de stockages, ... ;
- des effondrements de marnières, de souterrains et d'anciens abris de guerres.

Concernant le département de l'Oise, la recharge des nappes est faible ou nulle durant l'été et les niveaux sont au plus bas en automne. Ils s'élèvent au cours de l'automne et en hiver, jusqu'au milieu du printemps. Les inondations par remontée de nappe surviennent donc majoritairement en hiver et au début du printemps, les niveaux maxima de la nappe de la craie sont en général constatés vers les mois d'avril-mai.

Les nappes de la craie et des calcaires, du Lutétien notamment, sont les plus sensibles aux remontées de nappe, du fait notamment de leur étendue importante et de leur granulométrie faible induisant un fort battement des niveaux. Les buttes tertiaires peuvent contenir des niveaux aquifères locaux et de faible étendue, calcaires ou même sableux et perchés sur des niveaux imperméables. Lors d'épisodes pluvieux exceptionnels ces petits aquifères peuvent induire des inondations par remontées et débordement.

Le Plateau Picard

Constitué de craie, formation très infiltrante, le Plateau Picard est caractérisé par des battements variant en fonction de l'altitude du terrain. Ils atteignent un maximum sur les interfluves formant des plateaux étendus et sont beaucoup moins importants au droit des vallées, notamment au nord de la boutonnière de Bray et de Beauvais.

La profondeur de la nappe reste très hétérogène : alors qu'elle est forte sur les interfluves, les vallées principales montrent une faible épaisseur de la zone non saturée (ZNS), et les vallées des petits affluents ainsi que les nombreuses vallées sèches présentent une épaisseur de la zone non saturée moyenne. La nappe est très proche de la surface en de nombreuses vallées sèches et leurs environs immédiats.

Dans les grands interfluves, une profondeur de la nappe moyenne à importante, conjuguée à de forts battements, n'entraîne qu'une sensibilité moyenne à faible aux remontées de nappe.

Les vallées humides ainsi que leur prolongement amont dans les vallées sèches possèdent des sensibilités moyennes à fortes aux remontées de nappe, en raison de battements importants par rapport aux faibles profondeurs de la nappe.

Le Pays de Thelle

Situé au sud de la boutonnière de Bray, ce plateau crayeux possède une très faible densité du réseau hydrographique mais de nombreuses vallées sèches.

Ce plateau est caractérisé par des battements faibles à moyens sur les grands interfluves et des profondeurs de la nappe généralement importantes. Il est donc très peu sensible aux remontées de nappe, à l'exception des vallées de l'Epte, du Mesnil et du Puilly qui trouvent leurs sources dans le Pays de Bray.

De plus, les nombreuses vallées sèches situées en tête des cours d'eau restent très sensibles aux remontées de nappe, du fait d'une faible épaisseur de la zone non saturée, en particulier au nord de Gisors, en amont de Trie.

Le Pays de Bray

L'anticlinal du Pays de Bray constitue dans son ensemble un secteur de terrains peu perméables, à l'exception des calcaires du Jurassique. La zone non saturée est de faible épaisseur et les battements de la nappe s'affaiblissent du nord-est au sud-ouest. La sensibilité aux remontées de nappe varie alors de moyenne à faible du nord-est au sud-ouest de cette région. De nombreuses rivières y prennent leur source (Epte, Avelon) constituant de larges zones où la profondeur de la nappe est faible.

Au nord de Gournay-en-Bray (Seine-Maritime), s'étendent des interfluves constitués de calcaire jurassique, formation infiltrante. La profondeur de la nappe étant importante, la sensibilité aux remontées de nappe de ce secteur est faible.

Le Clermontois et le Noyonnais

Lorsque les terrains crayeux se retrouvent recouverts par les collines et buttes des formations tertiaires, où la profondeur à la nappe phréatique est faible et associée à des battements moyens, la sensibilité aux remontées de nappe est importante (nord de Clermont).

La densité de rivières est plus grande dans les régions du Clermontois et du Noyonnais que sur les plateaux crayeux, du fait de la présence de terrains plus imperméables. La profondeur de la nappe est moyenne à faible, conjuguée à des battements forts, au nord-ouest du Noyonnais vers Roye (Somme), à moyens. Ces caractéristiques aboutissent à une sensibilité forte aux remontées de nappe, notamment sur les zones où la nappe est à faible profondeur comme au sud de Roye. En revanche, la sensibilité est moyenne sur les interfluves d'altitude plus élevée, notamment vers Noyon et au sud de Clermont.

Le Soissonnais et le Valois-Multien

Les plateaux calcaires du Tertiaire correspondent à une sensibilité variable.

Dans les vallées humides et les vallées sèches, la faible profondeur de la nappe et des battements moyens aboutissent à de larges zones de sensibilité forte aux remontées de la nappe (près de Chantilly et de Senlis).

Les interfluves restent assez peu sensibles en raison de profondeurs de la nappe moyenne à forte, conjuguées à des battements importants.

5.1.3. Inondation de 2001-2002

En 2001, des inondations exceptionnelles par remontée de nappes sont apparues dans le nord (Normandie, Picardie, Nord Pas-de-Calais), l'ouest et l'est (Champagne) et le sud-ouest (Poitou-Charentes) de la France. La plupart des cas de phénomènes de remontées de nappes ont été relevés :

- soit au sein d'aquifères calcaires (Jurassique du Callovo-Oxfordien) et crayeux (Crétacé) de volume important ;

- soit en liaison avec des aquifères plus perméables et plus limités dans l'espace, mais où, en raison de la présence d'un substratum imperméable, le surplus d'eau ne pouvait que s'écouler en surface. Cela a été notamment le cas des buttes tertiaires du Bassin parisien.

Selon les secteurs, ont pu ainsi être observés, parfois sur une durée de plusieurs mois :

- une inondation généralisée dans les vallées majeures, par contribution exceptionnelle de la nappe, comme cela a été le cas dans le bassin de la Somme et de l'Oise ;
- la ré-activation par des cours d'eau temporaires de certaines vallées sèches (Normandie et Picardie), où habituellement les cours d'eau ne coulent plus en surface mais uniquement au sein des fissures souterraines de la roche ou dans le réseau karstique sous-jacent ;
- l'apparition de lignes de sources dans les thalwegs, bien en amont des sources habituelles ;
- l'apparition d'étangs et de mares temporaires sur certains plateaux dans des zones de dépressions (dolines de décalcification ou anciennes carrières) ;
- des inondations par des causes secondaires, par exemple en raison d'ouvrages de génie-civil sous-dimensionnés qui ont été exécutés afin de permettre le passage de voies d'accès pour le franchissement de vallées sèches ou de vallons ne coulant habituellement pas. Lors des remontées de nappes, ces ouvrages forment des barrages et provoquent une inondation des terrains situés en amont ;
- des mouvements de terrain notamment sur des sites à pente importante. La remontée de l'eau déstabilisant la couche la plus meuble du sol et la zone altérée de la roche. Toutefois il est difficile de les distinguer des mouvements de terrain dus à une saturation excessive et directe des sols par la pluie ;
- un jaillissement artésien de forages dans certaines zones alluviales. La nappe sous-jacente dans la craie notamment, captée par des forages, est mise en pression, comme ce fut le cas dans des hortillonnages d'Amiens.
- des sinistres sur l'habitat et les infrastructures, même dans les cas où ces inondations n'ont pas atteint la surface (inondations de sous-sol, fragilisation des sols sableux, gonflement de certains sols argileux).

Le principal événement d'inondation par remontée de nappe s'est produit de décembre 2000 à juin 2001 et met principalement en cause la nappe libre de la craie. Il fut consécutif à plusieurs années excédentaires en pluviométrie (1998-2001). Les pluies efficaces de l'hiver 1999-2000 et de l'automne et hiver 2000-2001 sont à l'origine de la forte recharge de la nappe. Après un déficit pluviométrique en février, de très fortes pluies sont également tombées en mars 2001.

En raison d'un faible relief (dénivelé faible des lits des cours d'eau), d'obstacles à l'écoulement superficiel (étangs, digues, écluses), de la réduction ou du manque d'entretien du réseau primaire hydrographique (rus, fossés, canaux de dérivation et d'assèchement), du développement intensif des terres de cultures souvent laissées à nu l'hiver, les pluies très excédentaires qui se pouvaient s'évaporer (saison froide) ou ruisseler sans interruption, se sont infiltrées dans le sous-sol crayeux déjà très perméable et ont gagné par vagues successives la nappe phréatique. Enfin, l'urbanisation, en freinant l'écoulement naturel des eaux, a pu contribuer à amplifier les conséquences des crues.

De plus, outre cette intensité pluviométrique exceptionnelle et concentrée d'octobre 2000 à avril 2001, ce phénomène a été amplifié par trois facteurs naturels liés aux conditions intrinsèques du réservoir crayeux :

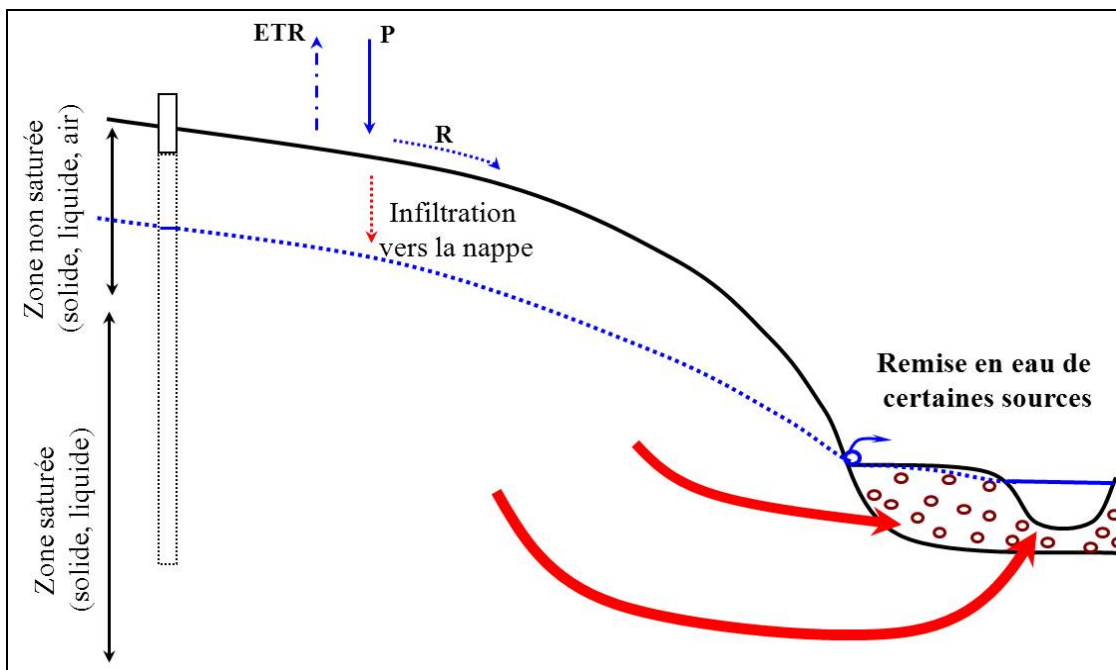
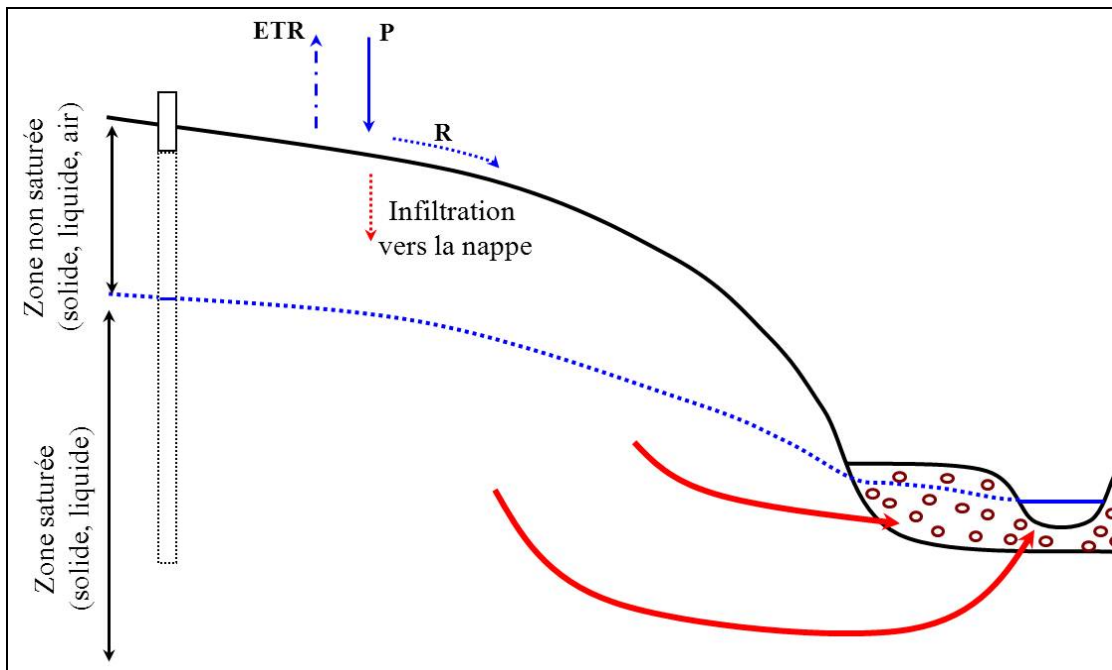
- une cote d'étiage de la nappe en automne 2000 rarement atteinte au cours des précédentes séquences d'années humides, dû à l'effet cumulatif de cinq années excédentaires ;
- un engorgement d'un horizon habituellement non saturé et de plus faible coefficient d'emménagement que celui de la zone de battement habituel de la surface piézométrique ;
- une inertie du réservoir poreux superficiel, ne permettant pas d'écouler rapidement vers la nappe le flux d'eau infiltré..

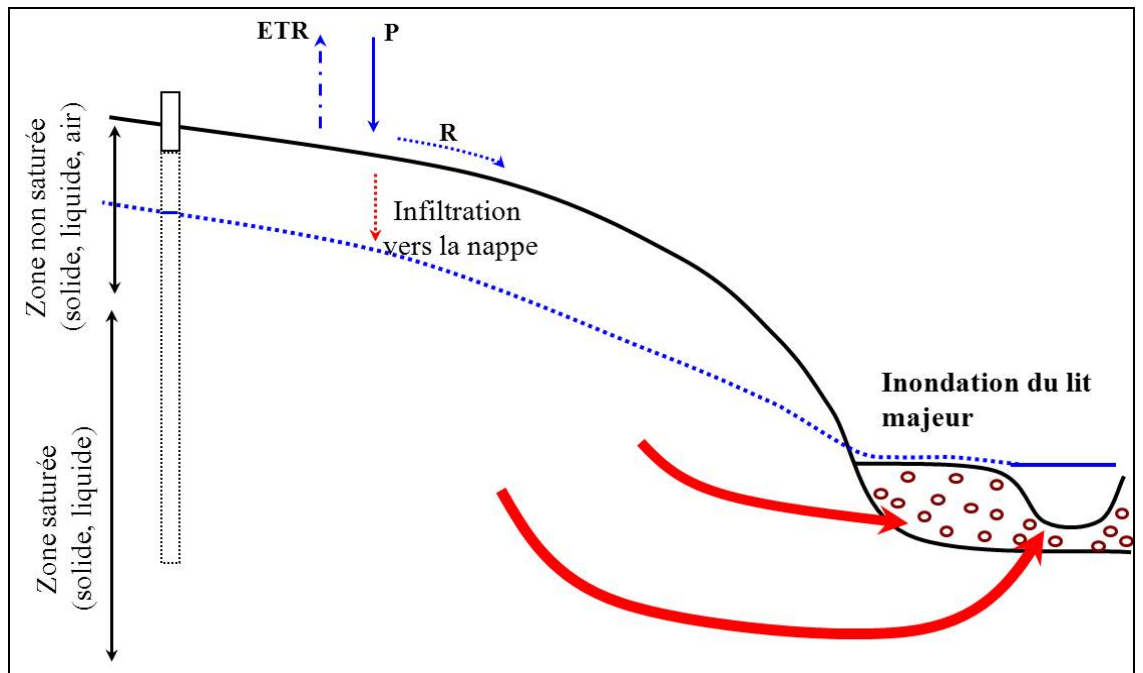
La remontée rapide du niveau piézométrique observée sur certains piézomètres conduit à émettre différentes hypothèses quant à la circulation de l'eau au sein de la zone non saturée, dont certaines supposent des circulations rapides. Des travaux de recherche sont en cours, notamment dans le département de la Somme avec le projet européen FLOOD et le site expérimental de Warloy-Baillon sur le bassin de l'Hallue (**Amraoui N., Thiéry D., Wuilleumier, 2011**).

Du fait d'une faible perméabilité d'interstices de l'aquifère crayeux, les fluctuations du niveau de la nappe ont répercuté avec un « effet retard » de quelques semaines les variations de précipitations. La remontée s'est effectuée régulièrement à partir de l'automne 2000, s'est stabilisée en février-mars 2001 et a soudainement repris début avril 2001. A partir de janvier 2001, les niveaux de la nappe libre de la craie furent les plus élevés enregistrés en quarante années de suivis. Les très fortes pluies de mars 2001 expliquent l'amplitude sinon la soudaineté, de la remontée constatée dès le début du mois d'avril 2001. L'amplitude de la remontée des niveaux a atteint un maximum de 25 m à Morvillers-Saint-Saturnin (Somme) sous les plateaux crayeux.

Les exutoires latéraux de la nappe de la craie, constitués par les sources et cours d'eau pérennes, n'ont pas pu vidanger la quantité d'eau emmagasinée au sein de l'aquifère de la craie. La surface de la nappe libre de la craie s'élevant, celle-ci a fini par atteindre le sol dans les zones basses telles que les vallées « sèches » et a alors débordée. D'anciennes sources « temporaires », ponctuelles (à la faveur d'un fossé, d'un drain) ou étendues et diffuses (sous la forme d'émergences plus ou moins) et des ruisseaux sont réapparus (Illustration 22). Des sous-sols et rez-de-chaussée de maisons récentes et même des caves de constructions anciennes ont été inondés.

Certains terrains déstabilisés ou gonflants ont provoqué des mouvements de terrain et des dommages sur des infrastructures (retrait-gonflement de certains terrains argileux, effondrements, glissements, ...)





Source : BRGM

Illustration 22 - Représentation schématique de la remontée de nappe de 2001-2002.

Les décrues ont été très lentes, puisque la circulation de l'eau dans les interstices de l'aquifère crayeux est elle-même assez lente et que la masse de l'aquifère est très importante. De plus, au cours de l'étiage de l'automne 2001, les niveaux piézométriques de la nappe de la craie étaient encore supérieurs à ceux de septembre 2000. Suite aux pluviométries de l'automne et hiver 2001-2002, la crue saisonnière de la nappe, bien que moins intense que la précédente, a entraîné à nouveau des cotes exceptionnellement hautes sous le plateau picard. Des caves ont été inondées pendant plusieurs mois, en 2001 et 2002, et de nouveaux effondrements se sont produits localement à la surface du sol ou sous les habitations.

Pour la période allant de décembre 2000 à juin 2001, 111 communes ont été déclarées en état de catastrophe naturelle dans le département de l'Oise. Dans certaines zones, des inondations de moindre ampleur sont également survenues durant la fin de l'automne et l'hiver 2001-2002. Au préalable, une unique commune avait bénéficié de cette reconnaissance, en 1995.

Les crues de la nappe de la craie ont affecté les plateaux crayeux et leurs vallées « sèches », notamment dans le Plateau Picard avec parfois des conséquences catastrophiques (Tricot, Frestoy-Vaux, Bacouël, La NeuvilleRoy, Montiers, Montceaux-l'Abbaye, Gourchelles, Estrées-Saint-Denis, ...) et le Pays de Thelle (Neuilly-en-Thelle, Laboissière-en-Thelle, Fay-les-Etangs, Mortefontaine-en-Thelle, ...), mais également les vallées humides des bassins de l'Oise. Dans le Beauvaisis (vallée du Thérain et Allonne) et la vallée de l'Oise (Mortefontaine-en-Thelle, ...), les remontées de nappes

se sont conjuguées aux crues des rivières, dès lors qu'elles communiquent avec ces dernières, constituant alors un facteur aggravant.

La nappe des alluvions, contenue dans les lits majeurs des cours d'eau principaux, constitue le niveau de base des nappes des coteaux. Si la qualité de cet aquifère est insuffisante pour évacuer le trop-plein, il se produit une mise en charge aboutissant à une remontée du niveau piézométrique, à un accroissement du débit des sources de débordement et de déversement, à de nouvelles émergences diffuses et à des inondations de terres et de zones habitées. Suite aux séquences pluvieuses exceptionnelles en amont des différentes vallées affluentes de l'Oise, ce phénomène s'est produit, aussi bien sur le plateau du Beauvaisis et du Pays de Thelle que dans les collines du Clermontois, du Noyonnais et au pied des plateaux calcaires du Valois et du Soissonnais.

Si les vallées humides et « sèches » furent principalement concernées, des zones de plateau en bordure de buttes tertiaires furent également touchées. Dans ce cas, le phénomène s'est essentiellement traduit par des inondations de caves. La saturation de la nappe de la craie a ainsi parfois été accélérée par les débordements des nappes perchées situées dans les aquifères des formations tertiaires. En effet, ces nappes perchées sont susceptibles de se saturer rapidement en eau et de déborder après des périodes pluvieuses prolongées. Les eaux de ces nappes peuvent alors alimenter la nappe de la craie directement par drainance (nappe du Thanétien) ou indirectement par ruissellement vers les vallées (nappes du Cuisien-Yprésien et du Lutétien). De tels effets croisés ont été observés fréquemment (Tricot, Gouvieux, Warluis, ...).

Il faut souligner que les nappes superficielles du Pays de Bray et certaines nappes perchées situées au sud du département n'ont pas subi ces débordements en raison d'un drainage efficace à leur périphérie et de la présence d'une couverture argileuse plus étendue qui a facilité le ruissellement au détriment de l'infiltration.

Aucun moyen techniquement efficace et économiquement satisfaisant n'existe pour éviter ou limiter les conséquences d'une remontée de nappe à grande échelle. Seuls des travaux susceptibles de faciliter ou d'améliorer le drainage naturel de la nappe (curage des fossés existants, creusement de nouveaux fossés, faucardage des cours d'eau, pompage d'exhaure dans les caves et les sous-sols inondés, ...) peuvent permettre d'atténuer très localement les effets des nuisances engendrées.

5.2. MOUVEMENTS DE TERRAIN

Sur le département de l'Oise, la quasi-totalité des mouvements de terrain sont liés à la présence de cavités souterraines d'origine multiple. Ces mouvements peuvent se traduire à la surface par :

- un affaissement résultant d'un désordre en profondeur, sans propagation brutale jusqu'à la surface. Ce événement se définit au niveau du sol par un réajustement

des terrains de façon souple et progressive en surface, formant une dépression topographique, sans rupture cassante importante.

- un effondrement localisé se manifestant par l'apparition soudaine en surface d'un cratère d'effondrement dont l'extension se limite généralement à quelques mètres de diamètre. Ce phénomène peut avoir pour origine plusieurs mécanismes de rupture :
 - le débouillage d'un orifice d'accès. Un ancien puits d'accès mal remblayé ou remblayé à l'aide de matériaux remobilisables ou dégradables peut voir son remblai s'écouler dans les ouvrages souterrains auquel il est raccordé (marnières). Ce débouillage peut engendrer une rupture du revêtement du puits et un effondrement des terrains avoisinants. Les dimensions du sinistre en surface dépendent des caractéristiques géologiques et mécaniques de l'ouvrage et le diamètre du cratère varie de quelques mètres à plus d'une dizaine de mètres. L'effondrement peut également être circonscrit au diamètre du puits, notamment dans le cas d'une rupture de l'ouvrage en tête de puits (dalle, bouchon).
 - le fontis par rupture de toit de galerie. En cas de rupture du toit d'une cavité, l'éboulement peut remonter et affecter la surface. En fonction du contexte géologique, notamment de la nature des terrains de recouvrement, et des conditions d'exploitation, l'effondrement peut se manifester en surface par un cratère de 2 à 3 m de diamètre ou générer des désordres importants pouvant dépasser une dizaine de mètres de diamètre.
 - la rupture de pilier(s) isolé(s). La ruine d'un ou de plusieurs piliers au sein d'une carrière peut se traduire en surface par un effondrement dont le diamètre est généralement plus important que dans le cas d'un fontis.
- un effondrement généralisé ou en masse dans le cas d'exploitations présentant une extension latérale importante. Des cassures et crevasses apparaissent en surface, sur le pourtour de la zone effondrée, et, lorsque les terrains sont en pente, peuvent provoquer des glissements de terrain.

Le fait que la quasi-totalité des mouvements de terrain soient liés à des cavités souterraines pré-existantes souligne l'importance de ces dernières dans la causalité du phénomène. Dans la grande majorité des cas, l'existence d'une cavité souterraine à l'origine du mouvement de terrain n'est pas connue avant que celui-ci ne survienne. Sur le département, ces cavités sont d'origine anthropique, l'histoire et la géologie de la région ont conduit ses habitants à creuser des cavités à différentes époques et dans des buts divers :

- Les puits (à eau, d'accès aux marnières ou d'aération de souterrains) provoquent des effondrements circulaires, de faible diamètre (souvent inférieur à 1 m) mais peuvent parfois atteindre 15 – 20 m, particulièrement dans le cas de rupture des parois du puits et de l'effondrement des terrains avoisinants. L'eau joue en général un rôle très important dans l'effondrement de ces puits. En effet, puisque rebouchés ou simplement obstrués en surface, ils constituent des zones d'hétérogénéité de

terrains et sont donc le siège d'écoulements préférentiels, de surpression sur les parois verticales lors des battements de nappe ou d'érosion régressive.

- Des carrières de gypse du Ludien (Bartonien supérieur) ont autrefois été exploitées au sud-ouest, entre Neuville-Bosc et Cresnes, et au sud du département à Pailly. L'extension géographique du gypse est peu étendue dans l'Oise car les lentilles de gypse exploitables semblent très localisées et passent latéralement très rapidement à des marnes. La zone susceptible d'être sous cavée est donc bien circonscrite
- Les calcaires, notamment les calcaires grossiers du Lutétien épais d'environ 15 m, ont été depuis l'époque gallo-romaine et sont toujours extraits par des carrières de pierre à bâtir. Le calcaire de Saint-Ouen (Marinésien – Bartonien moyen), épais d'environ 10 m, a également fait l'objet d'une exploitation souterraine, surtout à des fins d'amendement. Les carrières du Lutétien correspondent le plus souvent à une exploitation par chambres et pilliers à flanc de coteau. Ponctuellement, certaines carrières se situent sur les plateaux et sont alors accessibles par une descenderie ou un puits. L'extension de ces carrières peut être très importante, de l'ordre de plusieurs hectares, avec une hauteur variant entre 3 et 6 m environ. Le risque d'effondrement localisé et en masse est fort dans le Vexin, le Valois, le Soissonnais mais la localisation des carrières reste bien connue.
- Les argiles à lignites du Sparnacien, présentes au nord-est du département, ont été extraites autrefois par puits et galeries souterraines pour la fabrication de l'alun et de la couperose. Ces carrières de petite taille, appelées cendrières, sont toutes fermées depuis longtemps. En raison de leur taille et de la nature argileuse de l'encaissant, elles se sont refermées d'elles-mêmes si elles n'avaient pas été remblayées.
- Le Plateau Picard et le Pays de Thelle, crayeux, ont fait l'objet d'exploitations pour l'amendement agricole (marnières) ou comme pierre à chaux pour alimenter les féculeries et sucreries locales. Les marnières, majoritairement creusées au XVIII^e et XIX^e siècle, étaient en général constituées d'un puits d'entrée de 1 m de diamètre, traversant les limons et la frange d'altération superficielle de la craie. Ce puits aboutissait dans la craie saine sur des galeries horizontales et/ou une à deux chambres d'extraction de 3 à 5 m de diamètre. Après abandon de l'exploitation, le puits étaient le plus souvent obturé en tête par des madriers recouverts de terre. Ces cavités sont donc souvent découvertes après un effondrement localisé en surface et leurs nombre et localisation ne sont que peu connus. Les marnières donnent deux types d'effondrement :
 - des effondrements de très grandes tailles (plus de 4 m de diamètre pour une profondeur dépassant 2 m), de forme circulaire ou ovale, consécutifs à un écroulement du toit des salles d'exploitation. Les toits des cavités qui subissent des ruptures sont situés soit dans les limons, soit dans la craie altérée, soit au sommet de la craie saine. Ainsi, la rupture du toit entraîne facilement les terrains sus-jacents qui ne sont pas suffisamment résistants pour se maintenir en place ou simplement se déformer.
 - des effondrements en forme de puits comme signalé précédemment, correspondant soit à une rupture du bouchon, soit à un débouillage. Certains puits pouvaient être profonds de 10 à 60 m, selon la couverture limoneuse et

les niveaux piézométriques, mais ne dépassaient généralement pas une dizaine de mètres.

- Des carrières de craie à bâtir existent également dans le département. Elles sont souvent localisées à proximité immédiate ou à l'intérieur des villages. Elles ont été creusées dans les niveaux de craie franche mais peuvent également se trouver au niveau de la craie altérée ce qui les rend particulièrement vulnérables.
- Dans le Pays de Bray, les argiles réfractaires de la base du Wéaldien (Néocomien-Barrémien) étaient exploitées par puits et galeries souterrains ou plus rarement à ciel ouvert. Les carrières ne sont pas toujours facilement localisables car, bien que présentes dans le même niveau, les argiles n'ont ni une épaisseur ni une répartition constante. Le risque d'un affaissement ou d'un effondrement localisé est cependant faible.
- Des souterrains refuges (muches) ont été creusés par la population pour servir de silo ou de refuges en cas d'invasion. Ils ont été réalisés à partir du Moyen-Âge et essentiellement pendant la deuxième moitié du XVI^{ème} siècle et la première moitié du XVII^{ème} siècle. Ils sont à l'origine d'effondrements et d'affaissements de tailles variables, selon la profondeur et les dimensions de la cavité destabilisée (couloir, salle, ...).
- Les lignes de front de la première guerre mondiale traversent le nord-est du département, entre Compiègne et Noyon. De multiples tranchées, abris et sapes de guerre ont été creusés et sont responsables d'une grande partie des effondrements et affaissements dans cette région, bien qu'il ne soit pas toujours possible de déterminer avec certitude l'origine des cavités. Toutefois, leur remblaiement hâtif et partiel font que ces ouvrages sont très certainement à l'origine d'un grand nombre d'effondrements. En effet, à la fin de la guerre, le remblaiement était rémunéré au mètre linéaire de tranchée rebouchée et les salles souterraines adjacentes n'ont donc souvent pas été comblées. Le risque d'effondrements en masse ou localisés est élevé dans cette région.
- Des caves sont aussi le siège de mouvements de terrain. En effet, de nombreuses habitations possèdent des caves creusées en sub-surface dans les limons, les formations tertiaires, la craie altérée ou saine. Leurs parois et murs ne sont pas toujours maçonnés. Il peut parfois s'agir de caves se poursuivant sous les routes ou d'un réseau de plusieurs caves sur un ou plusieurs niveaux.

A noter que certains anciens souterrains ainsi que certaines carrières, ont été utilisés comme camp militaire durant la première guerre mondiale et/ou ont servi de stockage, de champignonnières, notamment pendant la première moitié du XX^{ème} siècle.

Les régions ne présentant pas de risque d'effondrement sont celles où affleurent des formations non exploitées en souterrain ou dont l'exploitation des formations sous-jacentes est impossible (piézométrie, terrains instables, ...) : les alluvions des cours d'eau principaux (Oise, Aisne, Thérain, ...), les formations sableuses et argileuses du Tertiaire dans le Soissonnais, le Valois et le Vexin ainsi que les sables et calcaires du Crétacé inférieur et du Jurassique dans le Pays de Bray.

Les mesures de prévention préconisées afin d'éviter ces effondrements et affaissements sont tout d'abord l'inventaire des cavités et mouvements de terrain, la reconnaissance des cavités à l'origine des mouvements de terrain, la stabilisation des sites, ... D'autres mesures visent à réduire l'aléa dans les zones à fort enjeux : inspections de caves, maîtrise des eaux pluviales et usées, reconnaissance géotechnique préalable des terrains à bâtir, réglementation de l'aménagement tenant compte du risque d'effondrement, ...

Plusieurs inventaires des mouvements de terrain et des cavités ont été réalisés par le BRGM sur l'ensemble du département en 1985, 1995 et 2011 (BRGM/84-AGI-384-PIC et BRGM/RR-38682-FR) ainsi que sur les arrondissements de Clermont en 2002 et 2005 (BRGM/RP-51763-FR et BRGM/RP-53728-FR), de Compiègne en 2005 (BRGM/RP-53729-FR), de Senlis en 2008 (BRGM/RP-56608-FR) et de Beauvais en 2009 (BRGM/RP-56607-FR). L'ensemble de ces données ont été intégrées aux bases de données du Ministère en charge de l'environnement, gérées par le BRGM (www.bdcavite.net et www.bdmvt.net).

Dans le Noyonnais, à la suite de fortes pluies survenues durant la nuit du 7 au 8 juin 2007, plusieurs effondrements et mouvements de terrain liés à la présence de cavités souterraines sont apparus. Un arrêté portant reconnaissance de l'état de catastrophe naturelle a alors été pris sur 23 communes. Un inventaire des mouvements de terrain apparus suite à ces intempéries et liés à la présence de cavités souterraines a été lancé par la Préfecture de l'Oise.

Des plans de prévention des risques mouvements de terrain (PPRmt) ont été approuvés en 1989 sur la commune de Clermont, en 2004 sur Tricot et Courcelles-Epayelles, en 2007 sur Esquennoy, en 2009 sur Beaulieu-les-Fontaines, Candor, Ecuville et Margny-aux-Cerises.

Sur le département de l'Oise, 282 cavités de toutes tailles et 1145 mouvements de terrain ont été inventoriés dans les bases de données du Ministère en charge de l'environnement, gérées par le BRGM (www.bdcavite.net et www.bdmvt.net). Les mouvements de terrain correspondent à 8 chutes de blocs et éboulements, 2 érosion de berge, 28 glissements de terrains et 1107 effondrements ou affaissements.

En 2001 et 2002, 9 glissements de terrains et 697 effondrements ont été répertoriés, avec pour conséquence des dommages importants aux habitations et aux infrastructures. Ces sinistres ont eu lieu pour la plupart du fait d'une remontée des nappes phréatiques déstabilisant les terrains en place et d'une pluviométrie importante alourdissant les terrains surmontant les cavités.

5.3. EROSION DES SOLS

L'érosion est définie comme étant l'arrachage et le transport par l'eau ou le vent des particules du sol. C'est un processus géologique naturel essentiel à la formation des sols et des paysages. En France, l'érosion des sols a longtemps été considérée comme liée aux fortes pentes et/ou aux fortes précipitations. A partir des années 1970, une attention particulière a été portée aux zones agricoles de plateaux et collines, et en particulier aux régions à forte extension urbaine.

L'érosion des sols peut engendrer des pertes en terres, une dégradation irréversible des terres agricoles (perte en éléments fertiles), des coulées de boues, de la turbidité ou une pollution des eaux et présente un risque important pour les espaces agricoles et les infrastructures situées à l'aval.

L'érosion se développe lorsque les eaux de pluies ruissellent sur la parcelle, emportant les particules de terre. Ce ruissellement apparaît lorsque le sol n'est plus en capacité d'absorber l'eau excédentaire. Deux cas distincts peuvent expliquer ce phénomène :

- une intensité des pluies supérieure à la capacité d'infiltration du sol ;
- une saturation du sol.

L'érosion des sols résulte de l'interaction entre de nombreux paramètres. Certains sont permanents, comme ceux relatifs à la topographie ou la géomorphologie du sol, alors que d'autres évoluent dans le temps, comme l'occupation du sol, ou présentent un caractère aléatoire comme la météorologie et notamment les précipitations (Le **Bissonnais et al.**, 2004). Plusieurs paramètres doivent ainsi être pris en compte pour estimer la susceptibilité érosive du sol et sont détaillés ci-après.

La topographie

Les valeurs de topographie (MNT) permettent de calculer les pourcentages de pentes en fonction des différences d'altitudes et l'aire drainée. En effet, à aire drainée égale, les pentes modérées sont moins sensibles à l'érosion que les pentes raides. Le département de l'Oise a un relief faiblement escarpé et ne présente que très peu de terrains avec des pentes supérieures à 15-30%, d'après le MNT de maille 50 m. L'influence du facteur de pente est réduite dans le phénomène d'érosion des sols.

Le sol

Les caractéristiques du sol influencent la sensibilité à l'érosion, notamment à travers deux paramètres qui sont la battance et l'érodibilité. Dans le département de l'Oise, la battance semble avoir plus d'influence que l'érodibilité dans la détermination des cartes

de sensibilité à l'érosion des sols (**Cerdan O., Le Bissonnais Y., Souchère V., King C., Surdyk N., Dubus I., Arrouays D., Desprats J.F.**, 2006).

La battance correspond à la dégradation liée à l'instabilité structurale du sol en surface qui entraîne une forte baisse de sa rugosité et de sa capacité d'infiltration. Elle résulte de l'action des eaux de pluie sur les agrégats du sol. Ces derniers sont détruits et dispersés sous l'action de l'eau, entraînant un litage qui, lors de la dessiccation, provoque la formation d'une croûte. Cette croûte de battance, épaisse de 1 à 2 cm, des sols limoneux amorce leur érosion, l'eau de pluie ruisselant en surface au lieu de percoler. La battance peut engendrer une érosion diffuse lors du ruissellement puis, en cas de concentration des flux, la formation de ravines.

L'érodibilité traduit la cohésion du sol et par conséquent sa stabilité ainsi que sa résistance au cisaillement et détermine la capacité du sol à être mobilisé par le ruissellement. Lors d'études, elle est déterminée à partir de règles de pédotransfert appliquées à la nature des roches et des matériaux composant les horizons superficiels et profonds du sol.

L'occupation des sols

Les sols ont un comportement différent vis-à-vis de l'érosion selon leur occupation : terres arables, prairies et pâturages, zones agricoles, cultures permanentes, forêts et zones arbustives, zones naturelles dégradées, espaces ouverts, zones d'eau libres, territoires artificialisés. L'occupation des sols est souvent cartographiée d'après la base de données Corine Land Cover. La plus grande partie de la surface du département de l'Oise est occupée par des terres arables qui représentent l'une des catégories de sols les plus sensibles à l'érosion. D'après une étude BRGM sur l'aléa érosion ((**Surdyk N., Cerdan O., Dubus I.G.**, 2006), l'occupation des sols est probablement le paramètre ayant le plus d'influence sur la sensibilité à l'érosion dans le département de l'Oise.

Le climat

Le principal facteur climatique influençant l'érosion des sols est la pluviométrie. Le potentiel d'érosion dépend essentiellement de l'intensité et du volume des précipitations. Etant donnée la faible agressivité du climat de l'Oise, la pluviométrie ne joue pas un rôle prépondérant lors de la détermination de l'aléa érosion.

L'érosion des sols peut être limitée en réduisant :

- l'impact de la pluie sur le sol avec la mise en place d'une protection des sols ;
- la formation d'écoulements superficiels, en augmentant la capacité d'infiltration et de stockage des sols ;

- la capacité de détachement et de transport du ruissellement, en limitant la vitesse et la concentration du ruissellement.

De nombreuses solutions préventives portant sur les pratiques culturales permettent de réduire l'impact des pluies sur le sol (non labour, cultures intermédiaires, paillage), d'augmenter la capacité d'infiltration et de stockage du sol (travail du sol, rotation des cultures, taille et répartition des parcelles, ...) et de diminuer les capacités de détachement et de transport (limitation du tassement, compaction des talwegs).

Les aménagements hydrauliques, comme la mise en place de talus, de mares, de fossés et de bandes enherbées, restent des mesures curatives permettant de maîtriser et d'organiser les ruissellements superficiels.

Des cartes de susceptibilité de l'érosion en chaque saison ont été établies par l'INRA sur l'ensemble du territoire français en 2002. Ces cartes sont élaborées grâce à un modèle permettant de croiser les principaux paramètres jouant un rôle dans l'érosion des sols (érodibilité et battance, occupation des sols, pente). Chaque paramètre est hiérarchisé et pondéré à partir des connaissances actuelles sur les différents types de fonctionnement érosif.

La méthodologie de l'INRA a été améliorée en 2006 par le BRGM, en intégrant des données plus précises et en se basant sur une approche plus dynamique.

L'érosion rencontrée dans le département l'Oise diffère de celles bien connues existant en montagne, sous climat méditerranéen ou sur les vignobles de coteaux. Différents types de phénomènes érosifs ont été mis en évidence dans les régions de grande culture :

- érosion automnale et hivernale par concentration du ruissellement ;

Les sols limoneux, particulièrement les plus pauvres en argile et en matière organique, sont très sensibles à la battance. Sur des terrains nus ou peu couverts, imperméabilisés par une croûte de battance et le tassement des sols, une pluie même faible déclenche un ruissellement important. Ce ruissellement entraîne une érosion diffuse qui peut provoquer par concentration des dégâts en limite et au sein des parcelles agricoles.

Dans l'Oise, les cultures d'hiver constituent les principales cultures à risques en période hivernale. En effet, les cultures sont semées tardivement, de septembre à novembre ou dans des conditions limites pour l'implantation. Une croûte de battance s'installant dès la fin novembre et la végétation ne s'établissant qu'en mars-avril, toutes les conditions sont alors rassemblées pour favoriser le ruissellement.

- érosion lors des orages de printemps et d'été

Lors des orages de printemps et d'été, l'érosion affecte les sols non ou peu couverts par la végétation et affaiblis pour le lit de semence des cultures. Les particules de terre sont facilement arrachées et entraînées par les pluies de forte intensité.

La combinaison des facteurs déclenchant des deux périodes provoquent de véritables talwegs dans les parcelles agricoles touchées.

Dans le département de l'Oise, le relief présente de faibles pentes mais les sols limoneux sont très sensibles à la battance et largement occupés par des cultures intensives. De plus, les terrains cultivés sont souvent laissés à nu durant de longues périodes et les précipitations sont importantes même si elles ne sont que rarement agressives. Les risques d'érosion sont plus élevés en automne et en hiver.

Les régions agricoles de l'ouest du Plateau Picard, du Pays de Thelle sont les plus concernées par un risque fort à très fort en érosion, du fait essentiellement de fortes précipitations. Le centre et le nord-est ne semblent que peu affectés tandis que le sud-est présente quelques zones où l'aléa érosion est localement plus élevé.

Pour information, dans le Noyonnais, à la suite de fortes pluies durant la nuit du 7 au 8 juin 2007, plusieurs phénomènes de ruissellement et de coulées de boues ont eu lieu. Un arrêté portant reconnaissance de l'état de catastrophe naturelle a alors été pris sur 23 communes.

Un atlas des zones de ruissellement (AZOR) a également été réalisé sur l'ensemble du département de l'Oise. En croisant les aléas et les zones à enjeux, une approche de la gestion de l'urbanisation a pu ainsi être établie.

6. Impacts du changement climatique

6.1. EVOLUTION ET TENDANCES CLIMATIQUES

Les données sur l'évolution des températures moyennes de l'air en France, fournies par l'ONERC (Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique), permettent de mettre en évidence des tendances globales.

Ainsi, les enregistrements montrent que l'augmentation des températures est déjà effective depuis au moins les années 1980. La comparaison ayant été faite avec la moyenne des températures entre 1971 et 2000, l'écart est le plus souvent négatif jusqu'au milieu des années 1980 ; il est ensuite presque systématiquement positif. L'année la plus chaude enregistrée a été 2003 avec un écart de +1,3°C par rapport à la moyenne. Globalement, la température moyenne annuelle en France est en hausse au 20^e siècle. Cette augmentation est plus marquée au sud avec une augmentation de l'ordre de 1,1°C, qu'au nord où elle est de +0,8°C.

Les prévisions sur l'évolution des températures présentées par le CNRM (Centre National de Recherche Météorologique) sont réalisées selon plusieurs scénarios. Ces scénarios sont basés sur les rapports du GIEC et étudient les voies de développement énergétiques en fonction de facteurs démographiques, économiques et technologiques ainsi que des émissions de gaz à effet de serre qui en résultent. Selon le scénario le plus optimiste, la température augmenterait d'environ 2°C à 2,5°C entre la fin du 20^e et la fin du 21^e siècle et, pour le scénario le plus pessimiste, de 2,5°C à 3,5°C. Enfin, le modèle prévoit un déficit en eau des sols sur une grande partie de la France, excepté pour la saison hivernale.

Les données pluviométriques sur la période 1901-2000 montrent une hétérogénéité des tendances. Aucune diminution significative n'est observée, mais les estimations montrent une tendance à la hausse dans le nord de la France et une baisse dans le sud. Au niveau saisonnier, la diminution des précipitations sera particulièrement marquée en été et en automne.

En résumé et concernant plus particulièrement la Picardie, il est estimé que les changements climatiques induiront :

- une augmentation de 0,5°C d'ici 2050 et de 2,0°C d'ici 2080 pour le scénario le plus optimiste et une augmentation de 2,5°C d'ici 2050 et de 3,5°C d'ici 2080 pour le scénario le plus pessimiste ;
- une baisse des précipitations et du nombre de jours de fortes pluies en été d'environ 15% ;
- une augmentation du nombre de jours de fortes chaleurs et de sécheresse en été ;
- une baisse significative du nombre de jours de gel.

6.2. IMPACTS SUR LES EAUX SOUTERRAINES

Le projet RExHYSS étudie l'impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et de la Somme (Programme GICC, 2009). Il s'est intéressé à la modélisation de l'impact du changement climatique d'origine anthropique sur différents paramètres concernant les bassins versants de la Seine et de la Somme. Il se base sur la régionalisation des scénarios de changements climatiques à grande échelle. Ces scénarios sont ensuite interprétés par 6 modèles hydrologiques.

Ces modèles annoncent tous un déficit hydrique prononcé dans les bassins. Ce déficit se traduirait par une baisse de la recharge des nappes comprise entre 20 et 40% de la recharge actuelle (25 % en milieu du 21^e siècle et 30% en fin du siècle). La conséquence directe serait une baisse des niveaux piézométriques, entraînant une baisse des débits des cours d'eau alimentés par ces nappes. A l'échelle saisonnière, la baisse des débits se répercuterait davantage sur les basses eaux que sur les hautes eaux. Le modèle indique enfin un retard de 1 à 2 mois de l'hydrogramme moyen.

Les impacts sur les extrêmes hydrologiques ayant des conséquences majeures sur les activités humaines peuvent également être estimés. Ainsi, les débits des étiages les plus marqués baisseraient fortement et la durée des périodes de débits pris comme seuil pour les alertes sécheresses augmenterait également. A l'inverse, les paramètres liés aux crues extrêmes ne changeraient pas significativement. Les conséquences attendues sur les bassins seraient donc liées aux intensifications des étiages et des sécheresses qui en découlent.

L'élévation du niveau marin consécutive au réchauffement climatique serait susceptible d'entraîner des inondations plus importantes dans la Somme aval. Cependant, les aménagements hydrauliques réalisés suite aux inondations de 2001 permettraient de réduire nettement les effets qu'entraînerait cette hausse. Les conséquences seraient donc sans doute moins importantes si des crues semblables survenaient au cours du 21^e siècle. L'Oise, plus éloignée de l'embouchure de l'océan, serait moins touchée.

Les conséquences socio-économiques d'une telle évolution concerneront particulièrement l'agriculture et les modes d'irrigation. Le changement climatique pourrait entraîner une hausse des besoins en eau des cultures de 50 à 60%, si celles-ci restaient les mêmes. L'augmentation de la demande des plantes ainsi que des volumes d'eau prélevés, en supposant le même contexte, s'ajouteraient alors aux causes de la baisse des niveaux piézométriques, des débits mais surtout de la recharge des nappes.

Cependant, de nombreuses incertitudes sont à considérer dans ces prévisions sur les effets du changement climatique, en particulier au niveau de l'évolution des émissions anthropiques.

7. Conclusion

Cette deuxième phase de réalisation de l'atlas hydrogéologique numérique de l'Oise s'est achevée par :

- l'élaboration d'une première version de la notice ;
- la construction d'un modèle numérique géologique ;
- des versions provisoires de la carte hydrogéologique départementale ;
- la rédaction de fiches sur la qualité des eaux souterraines.

Dans la version proposée ici, la notice de l'atlas détaille de nombreuses thématiques en rapport avec le sous-sol et les ressources en eau du département : géologie, climatologie, eaux souterraines, eaux superficielles, géothermie, risques naturels.

Cette notice n'est qu'une version d'avancement ; elle sera revue et augmentée lors de la rédaction du rapport définitif de cartes, tableaux et illustrations, de bilans hydrologiques sur les bassins versants de la Brèche, de la Nonette et de la Divette, d'un lexique ainsi que d'un guide sur l'utilisation et les limites des données présentées dans l'atlas numérique.

Elle sera complétée par un Système d'Informations Géographiques (SIG) qui rassemblera les données numériques sur la géologie, les eaux superficielles, les eaux souterraines, les risques naturels du département de l'Oise. Cet outil fournira à l'utilisateur une puissance de calcul dans le traitement de données géoréférencées et permettra une réelle souplesse dans l'édition de cartes thématiques.

Seront également présentées la carte hydrogéologique départementale au format A0 et les fiches de synthèse sur la qualité des eaux souterraines, élaborées à partir des données du portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES.

8. Bibliographie

Allier D., Chrétien P. avec la collaboration de Baraton A., Leveau E., Minard D. et Tourlière B. (2009) – Atlas hydrogéologique numérique de l'Aisne - Notice – Rapport final. BRGM/RP-57439-FR, 158 pages, 65 illustrations, 10 tableaux, 6 annexes.

Amraoui N., Thiéry D., Wuilleumier (2011) – Apport du suivi de la zone non saturée de la craie dans l'amélioration de la prévision des crues dans le bassin de l'Hallue. Rapport BRGM/RP-60022-FR, 57 p., 34 fig..

Arnal C. (1995) – Inventaire des cavités souterraines abandonnées de l'Oise (France). Rapport BRGM/RR-38682-FR, 115 p., 2 vol., 1 carte.

Arnal C., Mirgon C., Imbaut M., Wuilleumier A., Mardhel V., Gravier A., Cauvin L. (2007) et INERIS – Atlas des risques naturels majeurs de l'Oise. Cartographie des risques. Phénomènes naturels. Principaux enjeux. BRGM/RP-54152-FR, 158 pages, 12 cartes.

Asfirane F., Wuilleumier A., Allier D., Verjus P., (2008) – Bassin Seine Normandie : estimation des volumes disponibles pour les prélèvements. Rapport final. BRGM/RP-56690-FR, 443 p., 393 ill., 27 tabl., 5 ann.

Bault V., Tourlière B. avec la collaboration de Leveau E. (2010) – Atlas hydrogéologique numérique de l'Oise. Phase 1 : Recueil des données et proposition du contenu de l'atlas. Rapport d'avancement. BRGM/RP-58807-FR, 83 p., 20 ill., 6 tab.

Bernon N. avec la collaboration de **Chrétien P., Dècle B., Imbault M. et Vincent M.** (2009) – Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département de l'Oise. Rapport BRGM/RP-57154-FR, 129 p., 62 ill., 4 ann., 3 cartes h.-t.

Bouchut J., Vincent M., avec la collaboration de Saint-Omer P., Rouxel-David E., Jacquot P., Caudron M., Zornette N., Demangeon G., Cordonnier G. (2002) – Recensement et analyse des mouvements de terrain survenus en 2000 et 2001 dans les arrondissements de Montdidier (Somme) et Clermont (Oise). BRGM/RP-51763-FR, 103 p., 38 fig. 3 tabl., 3 ann., 2 pl.

Brenot A., Gourcy L., Mascre C., Pons A., Blum A., Chery L. (2007) - Identification des zones à risque de fond géochimique élevé en éléments traces dans les cours d'eau et les eaux souterraines. Rapport BRGM/RP-55346-FR, 774 p. 5 vol., 200 ill., 35 ann., 34 pht. A3 coul.

Caous J-Y. et Comon D. (1987) – Notice de l'atlas hydrogéologique de l'Oise, 84 p., 17 fig., 9 tab..

Castany G., Margat J. (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie. Editions du BRGM. 248 p.

Cerdan O., Le Bissonnais Y., Souchère V., King C., Surdyk N., Dubus I., Arrouays D., Desprats J.F. 2006. Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols Rapport n°3 : Synthèse et recommandations générales. Rapport BRGM-RP-55104-FR, 85 p., 24 ill.

Direction Régionale de l'Environnement (DIREN) Picardie et Direction Départementale de l'Équipement (DDE) de l'Oise (2005) – Atlas des paysages de l'Oise. Atelier 15, architecture & paysage. 354 pages.

Ducharne A., Habets F., Déqué M., Evaux L., Hachour A., Lepailler A., Lepelletier T., Martin E., Oudin L., Pagé C., Ribstein P., Thiéry D., Terray L., Viennot P., Boé J., Bourqui M., Crespi O., Gascoin S., Rieu J. (2009). Impact du changement climatique sur les ressources en eau et les extrêmes hydrologiques dans les bassins de la Seine et de la Somme. Programme GICC. Rapport de fin de contrat, 62 p., 7 tab., 25 fig., 10 ann.

Foucault A., Raoult J.-F. (2001). Dictionnaire de Géologie. 5^e édition. Editions Dunod. 379 p.

GREPP, DIREN, DRAF Etude réalisée par **ISL et CALLIGEE** (2007) - Zonage de la vulnérabilité des masses d'eau de la région Picardie à la pollution des eaux par les produits phytosanitaires. Méthode de caractérisation de la vulnérabilité intrinsèque et actuelle des masses d'eaux superficielles et souterraines de la région Picardie. 26 p, 4 ann.

Hydratec (2009) – Modélisation de la nappe de la craie et schéma de régulation des prélèvements en eau. Rapport de phase 1, 112 p, 25 fig., 23 graph., 7 tab., 8 ann.

Hydratec (2009) – Modélisation de la nappe de la craie et schéma de régulation des prélèvements en eau. Rapport de phase 5.

Lauverjat J. (1967) – Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Albien dans le centre du Bassin de Paris. Thèse 3^{ème} cycle, Paris.

Mardhel V., Gravier A. (2005) - Carte de vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Seine-Normandie au $1/100000$. BRGM/RP-54148-FR, 92 p., 53 fig., 3 ann., 1 CDROM.

Marchal J.P., Marchais E., Maget P., Jauffret D., Ghyselinck M., Equilbey E., Rouxel David E., Corbier P., Caudron M., Caous J.Y., Schlomburgk S., Pointet T., Mardhel V., Machard de Gramont H. (2003) - Etude de sensibilité aux remontées de nappes. Méthodologie et application à 20 secteurs-tests de France métropolitaine. BRGM/RP-52340-FR, 214 p et 1 DVD.

Mégny C. (1980) – Synthèse géologique du Bassin de Paris. Volume I. Stratigraphie et paléogéographie. Mémoire BRGM n°101, 466 p.

Mégnyen C. (1980) – Synthèse géologique du Bassin de Paris. Volume II. Atlas. Mémoire BRGM n°102, 50 cartes. 5 annexes.

Nail C., Berthier F., Caudron M., Hede A., Huriez L. (2001) – Département de l'Oise – Inondations 2001 – Constat des remontées exceptionnelles du niveau des nappes phréatiques – Troisième rapport. BRGM/RP-51225-FR, 39 p., 2 fig., 6 ann.

Pinault J.L., Allier D. Verjus Ph. (2006) - Bassin Seine Normandie : Estimation du volume disponible aux prélèvements de 45 petits bassins versants. Rapport Final. BRGM/RP-55232-FR, 96 p, 107 fig., 1 ann.

Raoult Y. (1999) – La nappe de l'Albien dans le Bassin de Paris : de nouvelles idées pour de vieilles eaux. Thèse Université Paris VI.

Roger J. (2008) - Carte géologique harmonisée du département de l'Oise. Rapport BRGM/RP-56376-FR, 121 p., 3 fig., 3 tabl., 5 pl. hors-texte.

Roux J.-C. (2006) - Aquifères et eaux souterraines en France. BRGM Editions. 2 tomes, 956 pages

Roux J.C., De La Queriére Ph. (1964) – Projet d'étude des ressources hydrauliques de la moyenne vallée de l'Oise (Aisne – Oise). Rapport BRGM/DSGR64A24, 19 p.

Surdyk N., Cerdan O., Dubus I.G. (2006) – Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols. Rapport n°2 : Etude de sensibilité sur le département de l'Oise. BRGM/RP-55103-FR, 60 p., 60 ill.

Schomburgk S. avec la collaboration de Pointet T. (2003) – Pré-études des inter-relations nappes – cours d'eau de l'Oise entre Compiègne et Pontoise. BRGM/RP-52229-FR, 22 p., 10 fig.

Tirat M. avec la collaboration de Belpaume D., Legrand M., Richard M. (1972) – Evaluation des ressources hydrauliques de la vallée de l'Oise de Pont-Sainte-Maxence à Baeumont-sur-Oise. 48 p. 8 tab, 5 fig.

Urban S., Vandenbroucke H., Jauffret D., Roblet P., Colin A., Chabart M., Hoogstoel R., Nguyen D., Marchal J.P., Picot J., Pira K., David P.Y., Udhin Z., Arnaud L., Lereculey A., Conil P., Rodriguez G., Chretien P., Minard D., Thinon-Larminach M., Cailleaud T., Brenot A., Chretien M., Bézèlques-Courtade S., Martin J.C. (2009) – PNIGRA : Programme National des Inventaires Géothermiques Régionaux sur Aquifères. Rapport BRGM/RP-57915-FR, 203 p., 85 fig., 32 tab., 2 ann.

Vernoux J.F., Buchet R. avec la participation de Blum A., Wuilleumier A et James O. (2010) – Améliorer la protection des captages d'eau souterraine destinée à la consommation humaine. BRGM Editions, 66 p.

Vernoux J F., Lions J., Petelet-Giraud E., Seguin J.J., Stollsteiner P., Lalot E. (2011) – Contribution à la caractérisation des relations entre eau souterraine, eau de

surface et écosystèmes terrestres associés en lien avec la DCE, rapport BRGM/RP-57044-FR, 207 p., 91 ill., 1 ann.

Vernoux J.F., Seguin J.J. (2011) - Établissement d'un réseau de référence piézométrique pour le suivi de l'impact du changement climatique sur les eaux souterraines – Année 1, rapport BRGM/RP-59286-FR.

Vernoux J.F., Willeumier A., Seguin J.J., Dörfliger N. (2007) – Méthodologie de délimitation des bassins d'alimentation des captages et de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses. Guide méthodologique, rapport BRGM/RP-55874-FR, 75 p, 14 ill.

CARTES GEOLOGIQUES AU 1/50 000 :

Blondeau A., Blondel La Rougery (1970) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Compiègne (104), Orléans : BRGM.

Blondeau A., Cavelier C. (1970) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Clermont (103), Orléans : BRGM.

Blondeau A., Cavelier C., Pfefer D., Jovet P., Pomerol C. (1967) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Senlis (128), Paris : BRGM.

Blondeau A., Fraisse C., Pomerol B., Pomerol C., Teste G. (1978) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Forges-Les-Eaux (78), Orléans : BRGM.

Blondeau A., Froehlich F., Pomerol B., Pomerol C. (1978) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille St-Just-en Chaussée (80), Orléans : BRGM.

Blondeau A., Pomerol B., Pomerol C. (1974) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Beauvais (102), Orléans : BRGM.

Blondeau A., Pomerol B., Pomerol C. (1976) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montdidier (81), Orléans : BRGM.

Blondeau A., Teste G., Fraisse C., Delattre C., Mériaux E. (1981) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Crèvecœur-Le-Grand (79), Orléans : BRGM.

Bouttemy R., Maucorps J., Pomerol C., Solau J.-L. (1981) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ham (64), Orléans : BRGM.

Cavelier C. (1967) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Creil (127), Orléans : BRGM.

Cruciani P.M., Maucorps J., Pomerol C., Solau J.L. (1974) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Attichy (105), Orléans : BRGM.

Delattre C., Mériaux E., Monciardini C. (1974) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Poix (61), Orléans : BRGM.

Goguel J. (1973) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille L'Isle-Adam (153), Orléans : BRGM.

Guérin B., Pomerol C., Salin R. (1975) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Villers-Cotterêts (129), Orléans : BRGM.

Kuntz G., Agache R., Caous J-Y. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Monreuil (62), Orléans : BRGM.

Kuntz G., Lautridou J.P., Lefebvre D., Médioni R. (1977) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gournay (101), Orléans : BRGM.

Kuntz G., Wyns R., Lautridou J.P. (1976) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gisors (125), Orléans : BRGM.

Labourguigne J. (1971) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dammartin-en-Goële (154), Orléans : BRGM.

Lorenz C., Obert D. (1977) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Meaux (155), Orléans : BRGM.

Maucorps J., Pomerol B., Pomerol C., Solau J.-L. (1976) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chauny (82), Orléans : BRGM.

Wyns R., Hardy R., Feugueur L., Monciardini C. (1979) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Méru (126), Orléans : BRGM.

EVALUATION DES RESSOURCES HYDRAULIQUES :

Artis H., Roux J.-C. (1972) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31/12/1971 sur le territoire de la feuille topographique à 1/50000. Gisors – 125 (Eure, Oise, Val-d'Oise). BRGM/73-SGN-014-PNO. 77 p. 17 fig. 24 tab. 5 ann.

Belpaume D., Tirat M. (1968) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 30 juin 1967 sur le territoire de la feuille topographique au 1/50000. Creil – n°129 (Oise et Val-d'Oise). BRGM/68-SGL-099-PNO. 73 p. 19 fig. 31 tab. 5 ann.

Caous J.-Y. (1971) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31/12/1970 sur le territoire de la feuille topographique à 1/50000. Méru - 126 (Oise). BRGM/73-SGN-117-PNO. 51 p. 9 fig. 15 tab. 5 ann.

Caous J.-Y., Legrand M. (1974) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 30-06-1971 sur le territoire de la feuille topographique à 1/50000. Clermont - 103 (Oise). BRGM/74-SGN-113-PNO. 66 p. 16 fig. 22 tab. 5 ann.

D'Arcy D. (1970). Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31/12/1968 sur le territoire de la feuille topographique à 1/50000. Compiègne - 104 (Oise). BRGM/70-SGN-207-PNO. 46 p. 10 fig. 17 tab. 5 ann.

De La Querièr Ph., Belpaume D. (1972). Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 01/07/1971 sur le territoire de la feuille topographique à 1/50000. Attichy - 105 (Aisne-Oise). BRGM/72-SGN-253-PNO. 59 p. 23 fig. 30 tab. 5 ann.

Roux J.C., De La Querièr Ph., Tirat M. (1966) – Données géologiques et hydrogéologiques sur la feuille topographique au 1/50000. Chauny – 82. BRGM/66-SGN-165-PIC. 42 p. 6 ann.

Tirat M. et Belkessa R. (1969) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31-12-1967 sur le territoire de la feuille topographique au 1/50000. Beauvais – n°128 (Oise). BRGM/69-SGL-223-PNO. 58 p. 12 fig. 18 tab. 7 ann.

Tirat M. et Legrand M. (1971) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 30-12-1968 sur le territoire de la feuille topographique au 1/50000. Villers-Cotterêts – 129 (Aisne). BRGM/71-SGN-303-PNO. 55 p. 14 fig. 16 tab. 5 ann.

Tirat M. et Richard M. (1970) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31-12-1968 sur le territoire de la feuille topographique au 1/50000. Senlis - 128 (Oise). BRGM/71-SGN-041-NPO. 54 p. 13 fig. 8 tab. 5 ann.

Van Den Avenne S. et Trémenbert J. (1972) – Données géologiques et hydrogéologiques acquises à la date du 31/12/1970 sur le territoire de la feuille topographique à 1/50000. Gournay – 101 (Eure, Oise, Seine-Maritime). BRGM/73-SGN-015-PNO. 68 p. 15 fig. 24 tab. 5 ann.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3 avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service géologique régional Picardie

Polytech de Rivery
7 rue Anne Frank
80136 – Rivery - France
Tél. : 03 22 91 42 47