

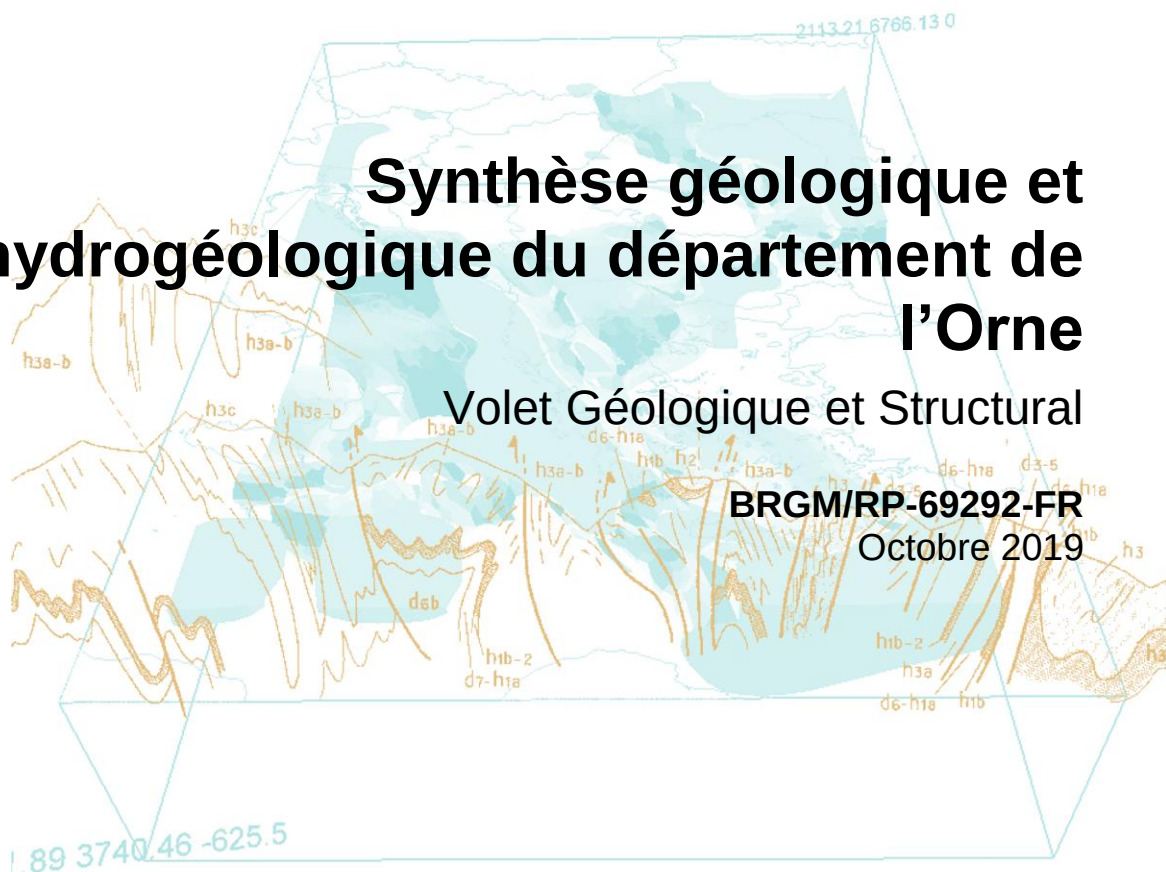
Document public

Synthèse géologique et hydrogéologique du département de l'Orne

Volet Géologique et Structural

BRGM/RP-69292-FR

Octobre 2019



Avec le concours financier de :



Document public

Synthèse géologique et hydrogéologique du département de l'Orne

Volet Géologique et Structural

BRGM/RP-69292-FR

Octobre 2019

Étude réalisée dans le cadre du projet de recherche et développement partagés (AP16BNO007) mené pour le Syndicat Départemental de l'Eau de l'Orne (SDE61) : Programme OAGPRO61 bis, Outil intégré d'aide à la gestion patrimoniale des ressources en eaux souterraines du département de l'Orne, Phase 1.

B. Meire, S. Caritg, E. Idée

Avec la collaboration de

F. Gresselin, O. Dugué

Vérificateur :

Nom : J.M. Schroetter

Fonction : Géologue Régional

Date : le 06/09/2019

Signature :



Approbateur :

Nom : D. Pennequin

Fonction : Directeur Régional
Normandie

Date : 28/10/2019

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualite@brgm.fr

Avec le concours financier de :



Mots-clés : Synthèse, géologie, structurale, coupes, lithologie, failles, Orne, Normandie, France.

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

Meire B., Caritg S., Idée E. avec la collaboration de Gresselin F. Dugué O. (2019) – Synthèse géologique et hydrogéologique du département de l'Orne. Volet géologique et structural. Rapport final. BRGM/RP-69292-FR, 169 p., 74 ill., 1 ann.

Synthèse

La géologie du département de l'Orne a pour particularité d'être située à cheval entre le Massif Armoricain à l'ouest, avec ses formations géologiques dites de socle (roches cristallines à cristallophylliennes et métamorphiques ainsi que les formations sédimentaires plissées du Paléozoïque) et le Bassin Parisien à l'est, avec ses formations sédimentaires plus récentes (Mésozoïque et Cénozoïque).

Du fait de cette géologie contrastée, deux grands types d'aquifères sont présents :

- les aquifères compartimentés et diffus, dits « de socle »,
- les aquifères sédimentaires, stratifiés et plus ou moins continus.

Ces réservoirs ont un comportement hydraulique spécifique lié à l'histoire géologique des roches qui les constituent, où les lithologies affectées par des éléments structuraux (failles, plis, ...) contribuent au fonctionnement hydraulique des nappes d'eau souterraine.

La connaissance du fonctionnement des ressources en eau souterraine est aujourd'hui un enjeu majeur pour développer les stratégies nécessaires à leur gestion durable et à celle des milieux aquatiques associés. Malheureusement, les informations permettant la compréhension de leur fonctionnement sont souvent incomplètes, en partie notamment à cause d'une dispersion des données, à une répartition inégale de l'information sur le territoire, à un manque de valorisation de l'information et à un accès aux ressources documentaires de ce fait, rendu difficile.

Pour répondre à ces enjeux, le Syndicat Départemental de l'Eau de l'Orne (SDE61) et le BRGM Normandie ont donc travaillé, avec leurs partenaires, à la mise en œuvre d'un programme en 2 phases d'Amélioration des connaissances Géologiques et Hydrogéologiques pour l'ensemble du département de l'Orne, qui vise à créer un outil intégré d'aide à la gestion patrimoniale des ressources en eau souterraine du département (programme OAGPRO61 bis).

Cette étude réalisée dans le cadre de la première phase du Programme OAGPRO61 Bis a permis de regrouper dans un même document de synthèse les informations géologiques et structurales du département de l'Orne, plus particulièrement :

- **la lithologie** : les ensembles lithologiques ont été regroupés par faciès, les variations latérales et la géométrie des formations (en termes de répartition et d'épaisseurs) ont été décrites. Une description succincte de l'intérêt hydrogéologique a également été proposée.

Ces informations ont ensuite été condensées dans un log litho-stratigraphique permettant de représenter la succession de ces différentes unités dans le temps.

- **Les structures tectoniques qui ont déformé ces formations** : les principaux éléments tectoniques affectant les formations géologiques ont été identifiés (structures cassantes ou plicatives), cartographiés, nommés et décrits (direction, plongement, décalage et jeu).

L'avancée majeure dans ce document concerne une proposition de découpage du territoire en blocs litho-structuraux homogènes. En effet, il nous a semblé pertinent à ce stade de l'étude de

souligner l'importance de la géologie pour caractériser les grands ensembles aquifères et en particulier leur capacité à stocker et à laisser circuler les eaux en leur sein. C'est dans la prochaine phase de l'étude (Phase 2) que nous serons amenés à donner leurs principales caractéristiques hydrogéologiques et à chercher à caractériser les éventuels liens qui peuvent exister entre eux.

Ces éléments pourront servir de piste pour poursuivre le travail initié, notamment pour améliorer la compréhension des mécanismes de fonctionnement des grands aquifères sédimentaires et de socle.

Les autres rapports BRGM réalisés dans le cadre de la première phase du programme OAGPRO61 bis sont les suivants :

- BRGM/RP-69331-FR, volet hydrogéologique
- BRGM/RP-69332-FR, volet bancarisation

Sommaire

1. Introduction	13
1.1. CADRE DE L'ETUDE.....	13
1.2. OBJECTIFS	14
2. Cadre géologique du département de l'Orne	15
2.1. CONTEXTE GENERAL	15
2.2. CHRONOLOGIE DES PRINCIPAUX EVENEMENTS GEOLOGIQUES DU DEPARTEMENT	16
2.2.1. L'orogénèse cadomienne (cycle cadomien) et les dépôts briovériens (Néoprotérozoïque III)	17
2.2.2. L'orogénèse varisque (cycle varisque) et les dépôts paléozoïques	18
2.2.3. La transgression marine Jurassique et les dépôts mésozoïques du bassin de Paris (cycle Alpin)	24
2.2.4. L'émersion du bassin de Paris et les dépôts continentaux du Paléogène	26
2.2.5. La période d'altération des roches durant le Néogène et Quaternaire.....	27
2.2.6. Contexte structural.....	28
3. Les grands ensembles lithologiques du département de l'Orne	31
3.1. PRESENTATION DE LA DEMARCHE.....	31
3.2. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SUPERFICIELLES	37
3.2.1. Le complexe alluvionnaire et les formations de versant	38
3.2.2. Les loëss et limons des plateaux	39
3.2.3. Les altérites des formations sédimentaires mésozoïques	40
3.2.4. Les altérites des formations du socle armoricain.....	40
3.3. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES DU PALEOGENE	41
3.3.1. Lithologie	42
3.3.2. Géométrie.....	43
3.3.3. Intérêt hydrogéologique	43
3.4. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES DU CRETACE	44
3.4.1. L'ensemble des craies du Cénomaniens-Turonien	47
3.4.2. L'ensemble des Sables du Perche du Cénomaniens supérieur	48
3.4.3. La Glauconie de base de l'Albien.....	48
3.4.4. Les Sables de l'Aptien	49
3.5. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES DU JURASSIQUE ET DU TRIAS	50
3.5.1. L'ensemble des calcaires et sables de l'Oxfordien-Kimméridgien	53

3.5.2. L'ensemble des marnes callovo-oxfordiennes	55
3.5.3. L'ensemble des calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien	57
3.5.4. L'ensemble argilo-sableux du Keuper – Pliensbachien – Toarcien	60
3.6. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES ET METASEDIMENTAIRES DU SOCLE PALEOZOÏQUE	63
3.6.1. L'ensemble schisto-gréseux de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien	64
3.6.2. L'ensemble des grès, calcaires et silts du Cambrien inférieur à moyen	70
3.7. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES METASEDIMENTAIRES DU SOCLE BRIOVERIEN (EDIACARIEN – NEOPROTEROZOÏQUE III)	76
3.7.1. L'ensemble des « flyschs briovériens »	77
3.7.2. L'ensemble métamorphisé des « schistes tachetés »	78
3.7.3. L'ensemble métamorphisé des « cornéennes »	78
3.8. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES MAGMATIQUES : CRISTALLINES, FILONIENNES	80
3.8.1. L'ensemble du batholite carbonifère d'Alençon	80
3.8.2. L'ensemble du complexe intrusif et hydrothermal carbonifère de Beauvain	81
3.8.3. L'ensemble du batholithe mancennien briovérien	81
3.8.4. Filons du domaine mancennien	82
3.9. LOG LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE	85
4. Les grandes structures tectoniques du département de l'Orne	89
4.1. PRESENTATION DE LA DEMARCHE	89
4.2. LOCALISATION DES COUPES ILLUSTREES	90
4.3. PRINCIPALES STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS MESOZOÏQUES DU BASSIN PARISIEN	93
4.3.1. Faille de Bellême	93
4.3.2. Faille de Mortagne-au-Perche	93
4.3.3. Fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou	94
4.3.4. Fossé d'effondrement de Longny-au-Perche	95
4.3.5. Faille de Champeaux-sur-Sarthe	95
4.3.6. Faille de Laleu	95
4.3.7. Faille de l'Huisne	96
4.3.8. Faille du Merlerault	96
4.3.9. Faille de Courtomer – Moulins-la-Marche	97
4.3.10. Faille de Senonches	97
4.3.11. Faille de l'Eure	98
4.3.12. Failles de Grande-Gouffern (ou de Montabard) et de Sainte-Eugénie	98
4.3.13. Faille de Mortrée	99
4.3.14. Faille de Sées	100
4.3.15. Flexure de Nonant-le-Pin	100

4.3.16. Failles de Belvédé, de la Pinsonnière et du Bout de Bas-Pommainville	100
4.4. PRINCIPALES STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS PALEOZOÏQUES ET PROTEROZOÏQUES DU MASSIF ARMORICAIN	101
4.4.1. Synclinorium d'Ecouvès	102
4.4.2. Synclinorium de la Zone bocaine	107
4.4.3. Synclinal de la Forêt-Auvray et faille de Giel-Montgaroult (faille bordière nord du massif d'Athis)	110
4.4.4. Synclinaux de Domfront – Mortain, de Saint-Clair-de-Halouze, de la Ferrière-aux-Etagnes et failles bordières nord.....	111
4.4.5. Faille de Saint-Hilaire	113
4.4.6. Faille d'Orgères – La Butte-Chaumont	113
4.4.7. Faille de Magny-le-Désert – Montrayé	114
4.4.8. Faille de Saint-Samson – Saint-Denis-sur-Sarthon	114
4.4.9. Faille de la Varenne et faille de la Mayenne (ou de l'Egrenne).....	114
4.5. SYNTHESE STRUCTURALE DU DEPARTEMENT DE L'ORNE	115
4.5.1. Directions et axes des principales structures	115
4.5.2. Carte et tableau de synthèse	116
4.6. COUPES GEOLOGIQUES DEPARTEMENTALES.....	123
4.6.1. Localisation des tracés	123
4.6.2. Commentaires sur les coupes.....	124
5. Proposition d'une délimitation de blocs litho-structuraux du département de l'Orne	133
5.1. METHODOLOGIE.....	133
5.2. DELIMITATION DE BLOCS LITHOSTRUCTURAUX HOMOGENES.....	133
5.2.1. Définition des « grands ensembles géologiques »	133
5.2.2. Proposition d'une délimitation de blocs litho-structuraux	137
6. Conclusions et perspectives	147
6.1. CONCLUSIONS.....	147
6.2. PERSPECTIVES	147
6.2.1. Pistes d'amélioration de la synthèse géologique	147
6.2.2. Pistes d'amélioration de la connaissance.....	148
7. Bibliographie	149

Liste des illustrations

Illustration 1 : Contexte géologique général du département de l'Orne, d'après la carte géologique de la France à 1/1.000.000 (BRGM)	15
Illustration 2 : Principaux événements tectoniques et sédimentaires de Normandie Occidentale (extrait du livret guide du congrès national de l'APBG. Caen 1998. O. Dugué, L. Dupret et J. Le Gall)	17
Illustration 3 : Situation paléogéographique de la Normandie au moment de la mise en place des dépôts briovériens (d'après Guérin et al., 2003)	18
Illustration 4 : Schéma récapitulatif de la cinématique des plaques responsable de la formation des chaînes cadomienne et varisque (Balleuvre et al., 2013)	19
Illustration 5 : Situation paléogéographique de la Normandie au Cambrien inférieur (modifié d'après Doré, 1987)	20
Illustration 6 : Reconstitution schématique du fossé d'effondrement du Maine, à l'origine notamment des dépôts volcaniques du Massif d'Ecouvès (source : Profil Environnemental de la Basse-Normandie – Les sous-sols et la géodiversité (DREAL), d'après Le Gall, 1993)	21
Illustration 7 : Situation paléogéographique de la Normandie à l'Ordovicien (modifié d'après Doré, 1987)	22
Illustration 8 : Situation paléogéographique de la Normandie au Jurassique inférieur (source : Lithothèque de Normandie (http://lithotheque.online.fr))	25
Illustration 9 : Situation de la Normandie à l'Oxfordien supérieur (Jurassique supérieur) (d'après Dugué, 1989)	26
Illustration 10 : Carte et coupe des grands domaines structuraux du Massif Armoricaire (Balleuvre, 2008). Le contour du département de l'Orne est surligné en rouge sur la carte	29
Illustration 11 : Tableau d'Assemblage des cartes géologiques couvrant le département de l'Orne, BRGM	32
Illustration 12 : Carte lithologique simplifiée du département de l'Orne, réalisée à partir de la carte harmonisée au 1/50 000 ^e (compilation bibliographique)	35
Illustration 13 : Carte de répartition des formations superficielles dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	37
Illustration 14 : Formations superficielles du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	37
Illustration 15 : Répartition des formations du Paléogène dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	42
Illustration 16 : Les formations paléogènes du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	42
Illustration 17 : Coupe schématique transverse des Fosses de Boire à Céaucé, extrait de la notice de la carte géologique de Domfront (Vernhet et al., 1995)	43
Illustration 18 : Répartition des affleurements des formations du Crétacé (inférieur et supérieur) dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	44
Illustration 19 : Succession litho-stratigraphique des unités de l'Aptien au Turonien rencontrées dans le département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	44
Illustration 20 : Coupe schématique expliquant les variations latérales de faciès au Cénomanién supérieur et la présence des Sables du Perche (modifié d'après Juignet, 1974)	45
Illustration 21 : Répartition des faciès du Cénomanién supérieur (Craie de Rouen et Sables du Perche) (d'après Juignet, 1974)	46
Illustration 22 : Schéma des faciès du Cénomanién, d'après la synthèse géologique du Bassin de Paris (Mégnyen et al., 1980)	46

Illustration 23 : Répartition des affleurements des formations du Jurassique et du Trias dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	50
Illustration 24 : Schéma expliquant les variations latérales de faciès au Jurassique (Fily et al. 1979)	50
Illustration 25 : Log litho-stratigraphique des formations sédimentaires aquifères du Jurassique de Basse-Normandie (d'après Dugué, 1998)	51
Illustration 26 : Coupe séquentielle interprétative issue de l'analyse de logs lithostratigraphiques et de diagraphies dans le secteur Sud-Est du département de l'Orne. Etude MODGEAU du BRGM Pays de Loire pour l'Agence de l'Eau Loire Bretagne (modifié d'après Rouxel et al., à paraître)	53
Illustration 27 : Succession litho-stratigraphique des unités géologiques de l'Oxfordien et du Kimmeridgien du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	53
Illustration 28 : Succession lithostratigraphique des unités géologiques du Callovien et de l'Oxfordien du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	55
Illustration 29 : Succession lithostratigraphique des unités géologiques de l'Aalénien, du Bajocien et du Bathonien dans le département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	57
Illustration 30 : Succession lithostratigraphique des unités géologiques du Keuper, du Pliensbachien et du Toarcien dans le département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)	60
Illustration 31 : Répartition des affleurements des formations sédimentaires du socle Paléozoïque dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	63
Illustration 32 : Log litho-stratigraphique du Briovérien au Paléozoïque montrant le contact discordant entre les deux formations (Source : carte géologique de Domfront n°249, Vernhet et al., 1995)	65
Illustration 33 : Colonnes stratigraphiques des sédiments paléozoïques dans les principaux synclinaux de Ferrière-aux-Etangs, Domfront-Mortain et Saint-Clair-de-Halouze (Enouf, 1981)	66
Illustration 34 : Extension des volcanites cambriennes dans les unités paléozoïques de l'Est du Massif Armoricaïn (Le Gall, 1993)	71
Illustration 35 : Répartition des affleurements des formations du Briovérien dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	76
Illustration 36 : Exemple de succession lithologique brioverienne dans la carrière de Laize-la-Ville (Calvados) APGN	77
Illustration 37 : Répartition des affleurements des formations cristallines et filoniennes dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)	80
Illustration 38 : Distribution des filons doléritiques et des laves basaltiques d'âge probable Dévonien moyen / Carbonifère basal (Balleve et al., 2013)	83
Illustration 39 : Log litho-stratigraphique des formations géologiques présentes sur le département de l'Orne et événements sédimentaires et tectoniques associés (compilation bibliographique)	87
Illustration 40 : Tableau de synthèse des coupes géologiques présentées dans le rapport	90
Illustration 41 : Carte de localisation des coupes illustrant le volet structural	91
Illustration 42 : Illustration de la faille de Mortagne-au-Perche dans le secteur de Courgeoût sur une coupe géologique orientée SO-NE (modifiée d'après Moguedet et al., 1998)	94
Illustration 43 : Allure du fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou, représenté sur la coupe géologique orientée NO-SE annexée à la carte n°289 (modifiée d'après Isambert et al., 1989)	95
Illustration 44 : Représentation de la faille du Merlerault dans le secteur de Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe, représenté sur la coupe géologique orientée S-N et annexée à la carte géologique n°214 – L'Aigle (modifiée d'après Ménillet et al., 1998)	96
Illustration 45 : Aperçu de la faille de Courtomer – Moulins-la-Marche sur la coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°214 – L'Aigle (modifiée d'après Ménillet et al., 1998)	97

Illustration 46 : Représentation de la faille de Senonches sur la coupe géologique orientée SO-NE annexée à la carte géologique n°253 – La Loupe (modifiée d'après Moguedet et al., 2000).....	98
Illustration 47 : Représentation des failles de Senonches et de l'Eure (encadré rouge) sur la coupe géologique (orientée SO-NE) annexée à la carte géologique n°253 – La Loupe (modifiée d'après Moguedet et al., 2000).....	98
Illustration 48 : Représentation de la faille de Grande-Gouffern qui limite le flanc nord de l'anticlinal du même nom et de la flexure de Petite-Gouffern (encadré rouge) sur la coupe géologique (orientée SSO-NNE) annexée à la carte géologique n°213 – Sées (modifiée d'après Ménillet et al., 1997)	99
Illustration 49 : Représentation de la faille de Mortrée sur la coupe géologique (orientée SSO-NNE) annexée à la carte géologique n°213 – Sées (modifiée d'après Ménillet et al., 1997)	100
Illustration 50 : Structures géologiques majeures des unités de Saint-Malo et de Fougères (Balleve et al., 2013). Sur cette figure sont visibles les principales structures paléozoïques de l'Orne, à savoir : le synclinorium du Massif d'Ecouvès (entre Argentan et Alençon- rectangle vert), le synclinorium de la Zone Bocaine (NO d'Argentan – rectangle rouge) et le synclinorium de Domfront-Mortain (entre Vire et Alençon – rectangle bleu)	102
Illustration 51 : Carte structurale du synclinorium d'Ecouvès (d'après la carte géologique harmonisée de l'Orne, Vernhet et al., 2002)	103
Illustration 52 : Structuration du massif d'Ecouvès (d'après Gresslin, 1990)	104
Illustration 53 : Coupe sud-nord à travers le Massif d'Ecouvès (d'après Doré et al., 1977)	104
Illustration 54 : Coupe N-S au travers des synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois. A droite de la coupe (au nord), sont représentées les failles de Magny-le-Désert – Montrayé et Orgères – La-Butte-Chaumont (modifié d'après Doré et al., 1977)	105
Illustration 55 : Coupe schématique N-S du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois (source : http://sciences-paysages.blogspot.com , Langellier, 2014)	106
Illustration 56 : Coupe géologique simplifiée de la faille bordière SE du Massif d'Ecouvès (modifiée d'après SAFEGE, 2004)	107
Illustration 57 : Carte structurale de la partie ornaise du synclinorium de la Zone Bocaine d'après la carte géologique harmonisée de l'Orne (Vernhet et al., 2002) et du Calvados (Vernhet et al., 2001)	108
Illustration 58 : Représentation du synclinal des Grandes Bruyères (encadré rouge), limité au sud par la faille de Cordey-Rhônai, et tronqué au nord par la faille inverse de Saint-Pierre-du-Bû. Coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°176 - Falaise (modifiée d'après Gigot et al., 1999)	109
Illustration 59 : Représentation du synclinal de la Forêt-Auvray et de la faille varisque de Gield-Montgaroult (encadré rouge) sur la coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°176 - Falaise (modifiée d'après Gigot et al., 1999).....	110
Illustration 60 : Schéma géologique des synclinaux paléozoïques de Mortain-Domfront, Saint-Clair-de-Halouze et de la Ferrière-aux-Etangs.....	111
Illustration 61 : Coupe S-N transversale au synclinal de Domfront-Mortain et à sa faille bordière nord (modifiée d'après Bambier et al., 1983).....	112
Illustration 62 : Coupe transversale SO-NE dans le synclinal de la Ferrière-aux-Etangs (d'après Bambier et al., 1983)	113
Illustration 63 : Synthèse des principales phases tectoniques ayant affecté le Bassin parisien depuis le Carbonifère jusqu'à l'actuel (G. Bessereau et al., 1996).....	117
Illustration 64 : Carte structurale du département de l'Orne (compilation bibliographique)	119
Illustration 65 : Situation des coupes géologiques réalisées.....	124
Illustration 66 : Coupe Domfront-Athis (Coupe 1), orientée Sud-ouest – Nord-est. Exagération verticale importante	127

Illustration 67 : Coupe Ecouves-Argentan (Coupe 2), orientée Sud-Sud-est – Nord-Nord-ouest. Exagération verticale importante	127
Illustration 68 : Légende des coupes géologiques n°1 et 2.....	127
Illustration 69 : Coupe géologique simplifiée Gacé – Céton (coupe n°3), orientée Nord-Ouest – Sud-Est. Exagération verticale importante. Les failles peuvent devenir listrique à grande profondeur	129
Illustration 70 : Coupe géologique simplifiée Mamers – Crulai (coupe n°4), orientée Sud-Ouest – Nord-est. Exagération verticale importante. Les failles peuvent devenir listriques à grande profondeur	129
Illustration 71 : Légende des coupes géologiques n°3 et 4.....	129
Illustration 72 : Coupe géologique simplifiée NO-SE du département de l'Orne (coupe n°5), entre Flers et le Perche. Exagération verticale importante. Les formations superficielles ne sont pas systématiquement représentées.....	131
Illustration 73 : Carte des « grands ensembles géologiques », réalisée à partir de la carte harmonisée départementale de l'Orne	135
Illustration 74 : Carte des blocs lithostructuraux du département de l'Orne.....	145

Liste des annexes

Annexe 1 - Cartes de répartition des formations géologiques du département de l'Orne	155
--	-----

1. Introduction

1.1. CADRE DE L'ETUDE

La géologie du département de l'Orne a pour particularité d'être située à cheval entre le Massif Armoricain à l'ouest, avec ses formations géologiques dites de socle (roches cristallines à cristallophylliennes et métamorphiques ainsi que les formations sédimentaires plissées du Paléozoïque) et le Bassin Parisien à l'est, avec ses formations sédimentaires plus récentes (Mésozoïque et Cénozoïque).

Du fait de cette géologie contrastée, deux grands types d'aquifères sont présents :

- les aquifères compartimentés et diffus, dits « de socle »,
- et les aquifères sédimentaires, stratifiés et plus ou moins continus.

Ces réservoirs ont un comportement hydraulique spécifique lié à l'histoire géologique des roches qui les constituent, où les lithologies affectées par des éléments structuraux (failles, plis, ...) contribuent au fonctionnement hydraulique des nappes d'eau souterraine.

La connaissance du fonctionnement des ressources en eau souterraine est aujourd'hui un enjeu majeur pour développer les stratégies nécessaires à leur gestion durable et à celle des milieux aquatiques associés. Malheureusement, les informations permettant la compréhension de leur fonctionnement sont souvent incomplètes, en partie notamment à cause d'une dispersion des données, à une répartition inégale de l'information sur le territoire, à un manque de valorisation de l'information et à un accès aux ressources documentaires de ce fait, rendu difficile.

Pour répondre à ces enjeux, le Syndicat Départemental de l'Eau de l'Orne (SDE61) et le BRGM Normandie ont donc travaillé, avec leurs partenaires, à la mise en œuvre d'un programme en deux phases d'Amélioration des connaissances Géologiques et Hydrogéologiques pour l'ensemble du département de l'Orne, qui vise à créer un outil intégré d'aide à la gestion patrimoniale des ressources en eau souterraine du département (programme OAGPRO61 bis).

Ce programme vise en particulier à améliorer la connaissance du fonctionnement des différents hydro-systèmes sédimentaires et de socle. On rappelle que les formations géologiques concernées par cette synthèse sont les suivantes : *formations anciennes (précambriennes, paléozoïques et magmatiques associées), pour le Mésozoïque : Bajocien-Bathonien, Oxfordien-Kimmeridgien, formations crayeuses et les sables du Perche du Crétacé supérieur. Sont donc exclues de cette étude les formations tertiaires et les formations superficielles.*

Ce programme entend répondre à ces besoins et combler les lacunes, en fournissant une information valorisée, interprétée et validée qui améliorera le socle de connaissances actuelles de l'ensemble du département de l'Orne.

Ce travail doit aboutir *in-fine*, après la réalisation d'une seconde phase, à la création d'un Atlas hydrogéologique départemental, qui est un outil d'aide à la gestion des ressources en eau souterraine contenant notamment les indicateurs nécessaires à leur gestion durable.

La Phase 1 du projet a donc consisté à établir une synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques actuelles, sur la base des explorations réalisées par le syndicat départemental de l'eau de l'Orne sur les secteurs sédimentaires et de socle : analyse structurale et synthèse préliminaire des aquifères sédimentaires et de socle.

Le découpage de cette étude réalisée dans le cadre de la première phase du programme OAGPRO61 Bis (phase 1 du programme) a été le suivant :

- Volet 1 : collecte des données, traitement et bancarisation de l'information géologique et hydrogéologique utile au projet ;
- Volet 2 : analyse structurale des formations géologiques aquifères ;
- Volet 3 : proposition d'une méthodologie de caractérisation des aquifères de socle ;
- Volet 4 : synthèse des connaissances actuelles sur le fonctionnement des hydro-systèmes sédimentaires et de socle du département de l'Orne.

Le présent rapport BRGM/RP-69292-FR correspond au volet 2 de l'étude. Les autres rapports réalisés par le BRGM dans le cadre de la première phase du programme OAGPRO61bis sont les suivants :

- BRGM/RP-69331-FR, volet hydrogéologique
- BRGM/RP-69332-FR, volet bancarisation

1.2. OBJECTIFS

L'objectif principal de cette synthèse géologique et structurale est de recueillir et synthétiser les informations sur les différents compartiments géologiques et détailler, si possible, l'influence potentielle de leur structuration sur les écoulements souterrains.

Le travail a consisté notamment à :

- Décrire les grands ensembles géologiques en détaillant leur lithologie et leur agencement sur le territoire, afin d'appréhender, dans la mesure du possible, le rôle hydrogéologique de chaque ensemble (aquifère, aquitard, aquiclude) ;
- Réaliser une synthèse de leur structuration (failles, décalages/discordances, plis/bombements, pendage, etc...) ;
- Proposer une délimitation des compartiments aquifères homogènes.

Ce travail s'appuie notamment sur l'ensemble des données qui auront pu être collectées et valorisées dans la première partie du projet (volet 1 bancarisation) et sur une analyse bibliographique réalisée à l'échelle départementale.

Le présent rapport est agencé de la manière suivante :

1. Introduction ;
2. Cadre géologique du département de l'Orne ;
Ce chapitre détaille le contexte structural et les principaux événements sédimentaires et tectoniques régionaux.
3. Les grands ensembles géologiques ;
Ce chapitre détaille la succession lithologique des différentes formations géologiques rencontrées à l'échelle du territoire.
4. Synthèse structurale ;
Ce chapitre regroupe les informations sur les principales structures affectant les formations sédimentaires et de socle, il s'appuie notamment sur des coupes descriptives.
5. Proposition de délimitation de blocs litho-structuraux homogènes ;
6. Conclusions et perspectives.

2. Cadre géologique du département de l'Orne

2.1. CONTEXTE GENERAL

Le département de l'Orne présente une diversité géologique remarquable du fait de sa situation à l'interface de deux grands ensembles géologiques : le Massif Armoricain à l'ouest, et le Bassin Parisien à l'est (Illustration 1).

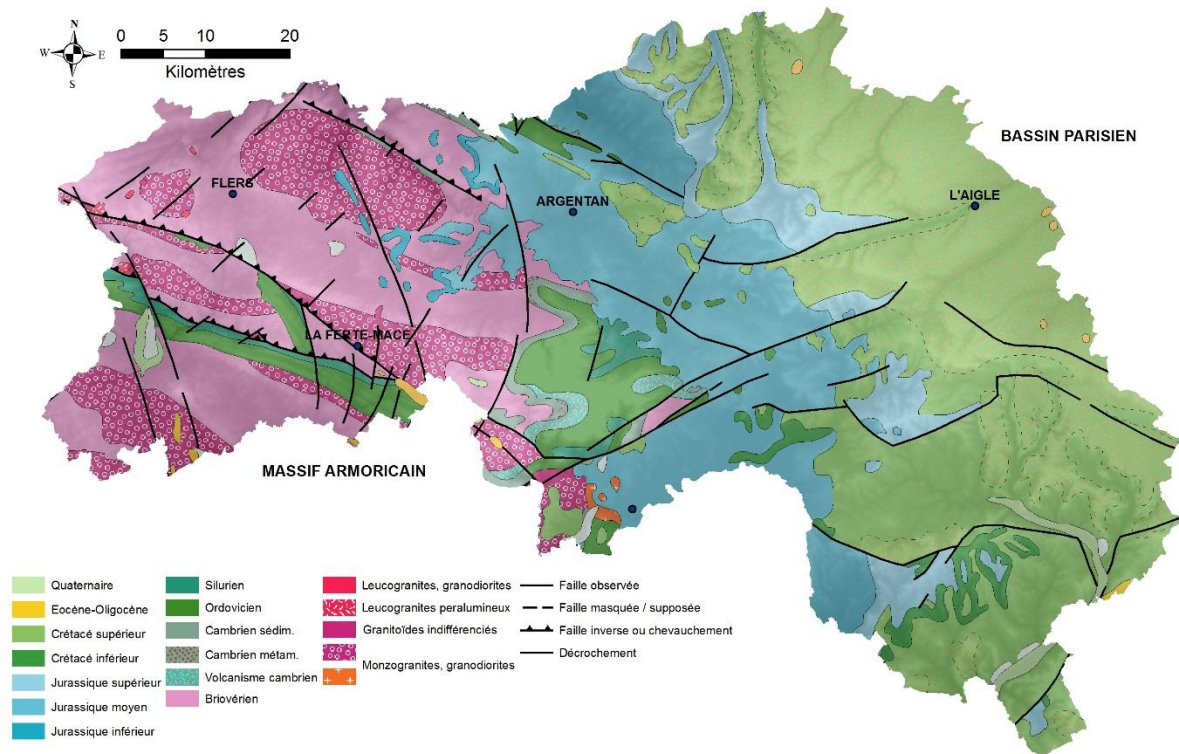


Illustration 1 : Contexte géologique général du département de l'Orne, d'après la carte géologique de la France à 1/1.000.000 (BRGM)

Les formations du socle de l'Orne correspondent aux formations cristallines, volcaniques et sédimentaires anciennes d'âge Néo-protérozoïque (Briovérien) à Paléozoïque. Elles affleurent sur toute la moitié ouest du département de l'Orne et forment le domaine du socle mancellien.

Les séries géologiques du Bassin Parisien correspondent aux formations sédimentaires d'âge Mésozoïque à Cénozoïque, essentiellement caractérisées par des faciès détritiques ou carbonatés. Elles affleurent sur plus de la moitié orientale du département de l'Orne, et constituent l'extrémité nord-ouest du Bassin Parisien.

Le département de l'Orne est donc le témoin d'une histoire géologique riche et complexe et possède une géodiversité remarquable au niveau régional.

2.2. CHRONOLOGIE DES PRINCIPAUX EVENEMENTS GEOLOGIQUES DU DEPARTEMENT

Note : Le chapitre suivant présente de façon très succincte « l'histoire géologique » du département en retraçant de façon chronologique les événements majeurs.

Pour plus de détails nous renvoyons le lecteur vers les différentes études bibliographiques qui ont servi à reconstituer cette « histoire », en particulier : le profil environnemental de la Basse-Normandie (DREAL)¹ et la Lithothèque de Normandie² qui sont très bien illustrées et permettent également d'avoir une vision d'ensemble des différents événements décrits ci-après.

L'histoire géologique du département est marquée par trois principaux « cycles » géologiques successifs (schématisés sur l'illustration 2), qui ont influencé la genèse et la succession des différentes formations lithologiques :

- le « cycle » Cadomien (ou orogénèse cadomienne) (-640 à -540 Ma³), suivi d'une phase distensive ;
- le « cycle » Varisque (ou orogénèse hercynienne) (-350 à -250 Ma) ;
- le « cycle » Alpin (ou orogénèse alpine) (-250 Ma à nos jours).

Les « cycles » cadomiens et varisques sont à l'origine des importants dépôts Protérozoïques et Paléozoïques que l'on rencontre dans la partie occidentale du département, appelées ici « formations du socle armoricain ». Le cycle Alpin, le plus récent, est à l'origine du dépôt des formations du Bassin Parisien, situées dans la partie est du département de l'Orne.

Les principaux événements sédimentaires et tectoniques qui sont liés à ces différents cycles seront décrits de manière chronologique, dans les paragraphes suivants, du plus récent au plus ancien.

¹ Les Sous-Sols et la géodiversité, Profil Environnemental de Basse-Normandie, DREAL Normandie Dec.2015
<http://www.normandie.developpement-durable.gouv.fr/le-profil-environnemental-de-basse-normandie-a150.html>

² La Lithothèque de Normandie, Académie de Caen.
<http://geologie.discip.ac-caen.fr/>

³ Million d'années

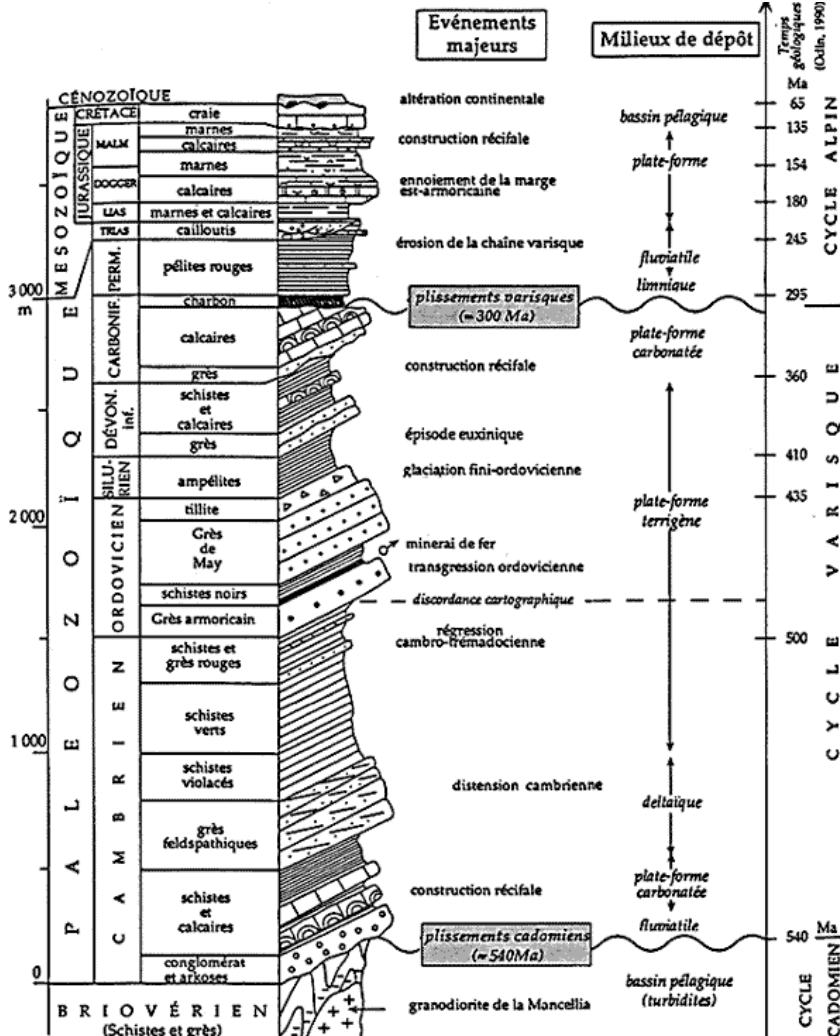


Illustration 2 : Principaux événements tectoniques et sédimentaires de Normandie Occidentale (extrait du livret guide du congrès national de l'APBG. Caen 1998. O. Dugué, L. Dupret et J. Le Gall)

2.2.1. L'orogénèse cadomienne (cycle cadomien) et les dépôts briovériens (Néoprotérozoïque III)

D'origine exclusivement détritico-terrestre, à caractère flysch, la formation la plus ancienne du département de l'Orne s'est déposée dans l'environnement de dépôt marin profond du bassin marginal mancennien qui collecta, durant le Briovérien supérieur, les produits de l'érosion de l'Arc Constantien situé plus au Nord.

L'âge Briovérien supérieur (actuel Ediacarien – Néoprotérozoïque III) de cette formation est estimé entre 585 Ma et 540 Ma, d'après l'âge de mise en place respective de la Tonalite de Coutances, anté-dépôts (*Guerrot, 1989*) et des granodiorites de la Mancellia post-dépôts.

Cette formation des flyschs briovériens est constituée de séquences de dépôts turbiditiques composées de siltites, grès, argilites, grauwacke et conglomérats correspondant à des cônes sous-marins profonds.

Durant l'orogénèse cadomienne, les dépôts briovériens ont été intensément plissés et métamorphisés (plis syn-schisteux) avant de subir localement un métamorphisme de contact lié

à l'intrusion post-plissement de vastes plutons granitiques (massifs d'Athis, de la Ferté-Macé, etc.). Ce métamorphisme de contact est à l'origine des faciès de type « *cornéennes* » et « *schistes tachetés* » observés dans l'Orne, qui traduisent le degré de « cuisson » (auréole de métamorphisme) subit par les flyschs briovériens aux abords des plutons.

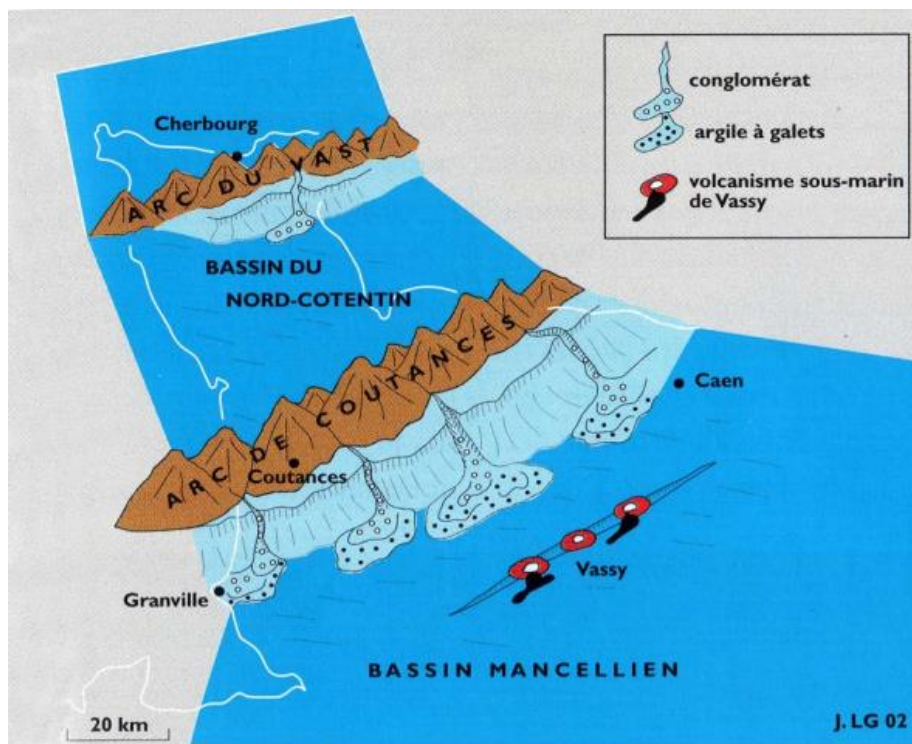


Illustration 3 : Situation paléogéographique de la Normandie au moment de la mise en place des dépôts briovériens (d'après Guérin et al., 2003)

2.2.2. L'orogénèse varisque (cycle varisque) et les dépôts paléozoïques

Paléozoïque inférieur (au Cambro-ordovicien), avant que l'orogénèse varisque (350 à 300 Ma) n'intervienne, une période d'extension crée les bassins qui deviendront les réceptacles aux produits issus de l'érosion des reliefs de la chaîne cadomienne. Cette phase d'extension est accompagnée d'un volcanisme effusif et explosif.

L'envahissement par la mer d'une grande partie du Massif Armoricaire, associée à une érosion active, se traduit par des dépôts détritiques terrigènes, circa-littoraux ou de bassins profonds, qui caractérisent les formations géologiques du Cambrien au Permien (540 Ma à 250 Ma).

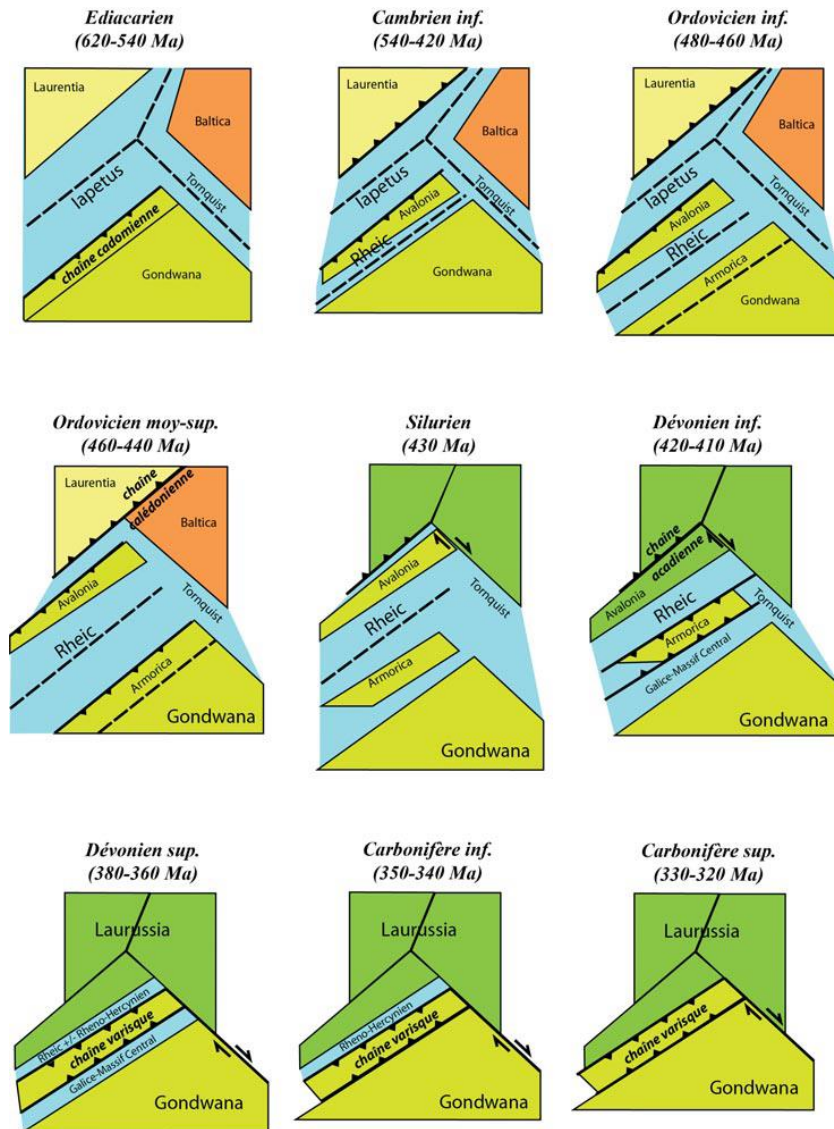


Illustration 4 : Schéma récapitulatif de la cinématique des plaques responsable de la formation des chaînes cadomienne et varisque (Ballevre et al., 2013)

Si la définition des plaques Laurentia, Baltica et Gondwana ne pose pas de problème, les microplaques intermédiaires (Avalonia, Armorica), d'origine nord-gondwanienne, restent encore contestées, au moins dans leur cinématique, et parfois même dans leur existence.

a) Les dépôts du Cambrien (540-480 Ma)

Au Cambrien inférieur (540 Ma), les premiers produits du démantèlement de ces massifs, de type conglomérats continentaux, se déposent en discordance sur les formations briovériennes méta-sédimentaires et plutoniques de la chaîne cadomienne.

Entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen, une transgression marine venant de l'ouest s'installe en Normandie et s'accompagne du dépôt de carbonates. Elle se traduit par la formation de petits récifs, certains étant construits par des organismes vivants, les stromatolithes. Ces calcaires de type récifaux sont typiques des mers tropicales peu profondes dans un environnement de plateforme continentale.

La transgression marine s'achève progressivement à la fin du cambrien moyen (500 Ma) par le passage d'un environnement de dépôt marin de type plateforme continentale à un environnement de dépôt de type deltaïque. Le dépôt de puissantes séries d'abord argileuses et d'origine marine, puis gréseuses et d'origine deltaïque résultent de ce changement d'environnement.

Dans l'Orne, le Cambrien inférieur à moyen est aussi une période de distension marquée par la formation de grabens (blocs de socle affaissés - Illustration 6). C'est au sein de ces grabens que s'accumulent d'épaisses séries détritiques cambriennes et que se développent quelques édifices volcaniques (calderas) le long des failles normales bordières orientées nord-ouest - sud-est (Le Gall, 1993). Les vestiges de cette période de volcanisme explosif de type fissural s'expriment dans le massif d'Ecouves par l'intercalation de dépôts volcano-sédimentaires de type ignimbrites au sein des sédiments marins et deltaïques du même âge.

Les formations du Cambrien supérieur (500-480 Ma) ne sont pas connues dans le domaine nord-armoricain, probablement émergé et soumis à l'érosion durant cette période.

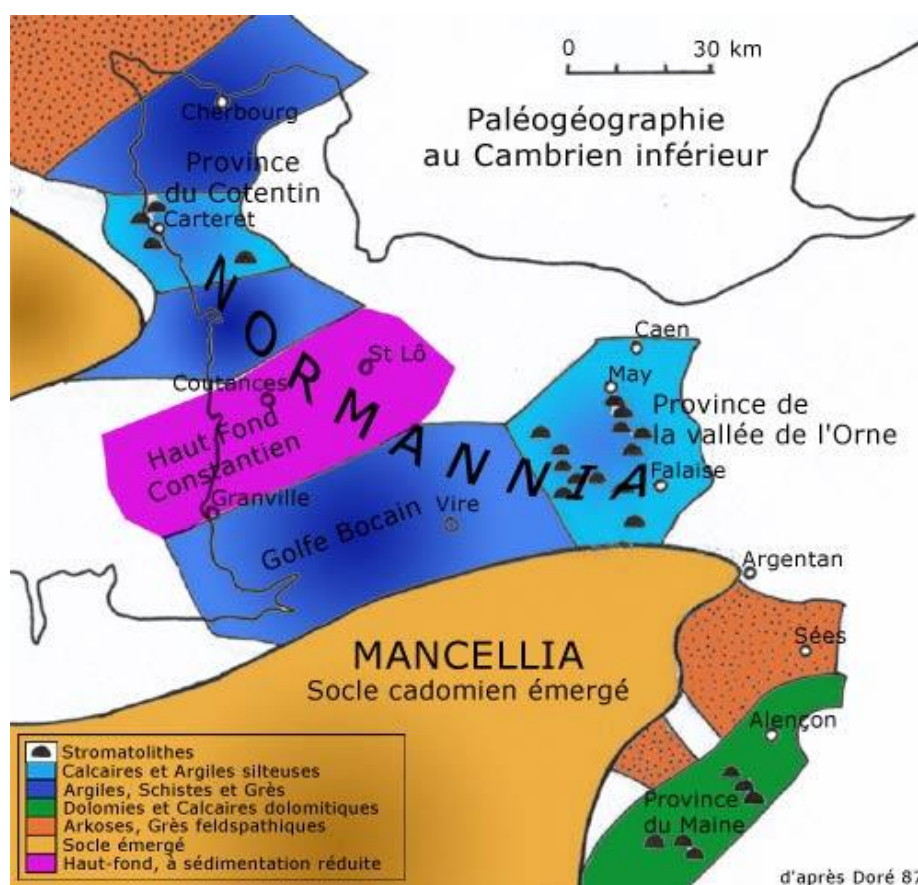


Illustration 5 : Situation paléogéographique de la Normandie au Cambrien inférieur (modifié d'après Doré, 1987)

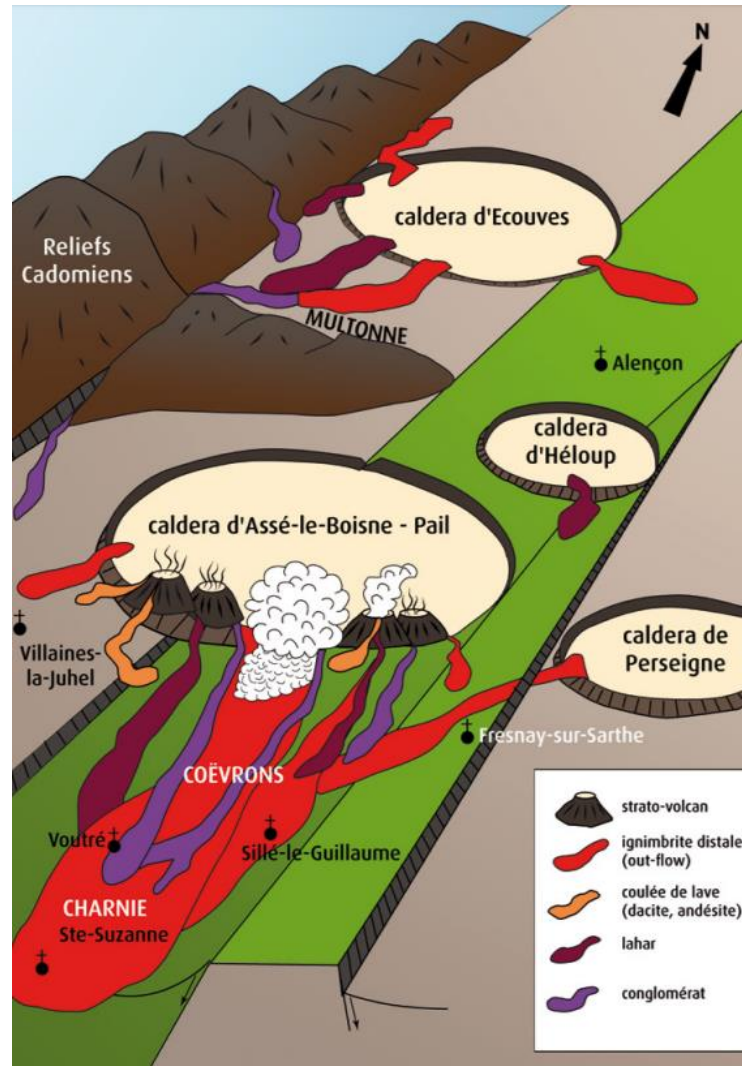


Illustration 6 : Reconstitution schématique du fossé d'effondrement du Maine, à l'origine notamment des dépôts volcaniques du Massif d'Ecoves (source : Profil Environnemental de la Basse-Normandie – Les sous-sols et la géodiversité (DREAL), d'après Le Gall, 1993)

b) Les dépôts de l'Ordovicien (480-440 Ma)

A l'Ordovicien inférieur (480 Ma), la mer revient et envahit à nouveau la Normandie. La reprise de la sédimentation est marquée dans l'Orne par le dépôt des Grès armoricains qui arment la plupart des reliefs bas-normands du Massif Armoricaire (Signal d'Ecoves). S'en suit une accumulation de séries gréseuses et argileuses en alternance, de couleur souvent rougeâtre ou violacée, caractéristique des environnements de dépôt proches du continent. On observe ainsi de nombreuses variations latérales de faciès dans les séries de l'Ordovicien inférieur à moyen, passant de milieux de dépôts marins de type littoral sableux, à des dépôts de type littoral vaseux ou encore de type plateforme terrigène dans lesquels ont été repérées de nombreuses traces de bioturbations.

Durant l'Ordovicien moyen et supérieur, le milieu de dépôt se stabilise dans un environnement type plateforme marine attestant d'un approfondissement du milieu. Des études lithologiques et paléontologiques récentes tendent à démontrer que la paléo-pente de cette plateforme était dirigée vers le sud impliquant l'existence d'un rivage vers le nord.

A l'Ordovicien supérieur, une période de glaciation affectant la partie septentrionale du continent africain (plaque Gondwana) dont fait encore partie la micro-plaque Armorica, est reconnue (glaciation hirnantienne). Elle recouvre notamment une grande partie du Sahara par une calotte glaciaire. C'est dans ce contexte que se dépose la formation d'origine glacio-marine des *Tillites de Feugueroles* observée dans les synclinaux de Domfront-Mortain et de la Zone bocaine (cf. 4.4.2 et 4.4.4). Ces faciès glacio-marins ont été interprétés comme des sédiments marins, résultant soit du remaniement de sables morainiques, soit de la fonte des icebergs. Mais de nombreux questionnements restent à ce jour encore ouverts quant à cette interprétation (Balleuvre *et al.*, 2013).

À la fin de l'Ordovicien supérieur (460-440 Ma), superposé aux formations glacio-marines, se dépose la formation des *Grès culminants* qui marque les derniers dépôts gréseux des séries ordoviciennes.

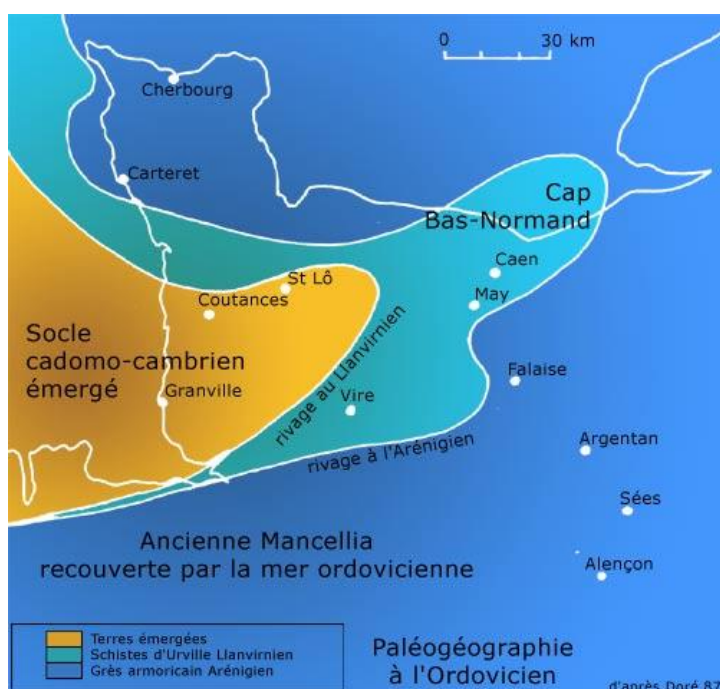


Illustration 7 : Situation paléogéographique de la Normandie à l'Ordovicien (modifié d'après Doré, 1987)

c) Les dépôts du Silurien (440-415 Ma) et Dévonien (415-360 Ma)

Le Silurien du département de l'Orne est, comme dans tout le domaine nord-armoricain, caractérisé par l'abondance de sédiments argilo-silteux noirs (« *ampélites* »), dans lesquels abondent les graptolites. La présence de ces petits organismes marins atteste de l'approfondissement du milieu de dépôt, tout comme la couleur noire des sédiments argilo-silteux qui caractérisent les milieux de dépôts anoxiques favorables à la préservation de la matière organique. Ils sont les témoins d'une nouvelle transgression marine qui se poursuit au Dévonien.

d) L'absence des dépôts du Dévonien supérieur et du Carbonifère

Les petits bassins du domaine centre-armoricain (bassins de Chateaulin et de Laval), dans lesquels se sont déposés les termes supérieurs du Dévonien et les formations du Carbonifère inférieur, sont totalement absents dans le département de l'Orne.

Toutefois, il existe à cette période une activité magmatique dont les seuls témoins sont représentés par des dolérites disposées en filons ou en dykes.

e) L'orogénèse varisque, la période de déformation carbonifère (320-300 Ma)

A partir du Dévonien, la collision intracontinentale entre la plaque du Gondwana (dont est issue la microplaque Armorique) et la plaque Laurussia (Illustration 4) provoque une intense déformation et la création d'une nouvelle chaîne de montagne : la chaîne varisque (ou hercynienne).

Dans le département de l'Orne, cette déformation atteint *a priori* son paroxysme au Carbonifère (Ballevre et al., 2013). En l'absence des termes supérieurs du Dévonien, et en l'absence de formations dinantiennes (bassins carbonifères), l'âge exact de cette déformation reste cependant difficile à établir.

Elle se traduit par le plissement disharmonique de l'ensemble des formations sédimentaires et volcano-sédimentaires paléozoïques. La disharmonie est favorisée par l'alternance de séries de roches compétentes (grès) avec des niveaux de roches plus malléables (argilites). L'empreinte de ces plis est préservée dans l'ouest du département à travers le synclinorium de Domfront – Mortain – Saint-Clair-de-Halouze - La Ferrière-aux-Étangs, et au centre du département à travers l'anticlinorium du massif d'Écouves et le synclinorium de la zone Bocaine.

L'asymétrie des synclinaux paléozoïques indique une vergence de la déformation vers le sud. La schistosité qui accompagne le plissement est faible, n'affectant de fait que les niveaux d'argilites et de siltites peu compétents. Dans le domaine nord-armoricain, le gradient d'intensité de la déformation varisque, celle-ci étant à vergence sud, est décroissante du nord vers le sud.

f) La période tardi-varisque du Carbonifère supérieur (~300 Ma)

Dans le domaine nord-armoricain, la période tardi-varisque s'inscrit dans un contexte globalement extensif. Dans l'Orne, cette période de relâchement des contraintes compressives qui accompagne la fin de l'orogénèse varisque voit la mise en place de deux plutons intrusifs : le batholite d'Alençon et le complexe intrusif de Beauvain.

C'est dans ce contexte que se met aussi en place un champ filonien doléritique qui recoupe toutes les formations protérozoïques et paléozoïques du domaine nord-armoricain. Ces filons globalement nord-sud et présents dans le secteur de Domfront, attestent d'une extension orientée est-ouest durant cette période du carbonifère supérieur.

g) La période d'érosion permo-triasique (290-200 Ma)

Dans l'Orne, une longue période d'érosion, entre la base du Permien (env. 290-270 Ma) et le sommet du Trias (env. 210-200 Ma), précède la transgression marine mésozoïque. Le Massif Armoricaïn est alors émergé.

A la fin du Trias (Rhétien), la sédimentation reprend avec les premiers dépôts continentaux rouges comprenant argiles, sables, conglomérats, cailloutis et calcrètes typiques des environnements fluviaux ou de plaines d'inondations. Cette sédimentation se dépose en discordance sédimentaire sur tous les terrains antérieurs remplissant notamment les zones en dépression des paléo-reliefs de l'époque. Les reliefs sont le plus souvent formés par les roches paléozoïques plus résistantes à l'érosion que les flyschs plus ou moins métamorphisés du Briovérien (Ediacarien – Néoprotérozoïque III).

2.2.3. La transgression marine Jurassique et les dépôts mésozoïques du bassin de Paris (cycle Alpin)

L'ère Mésozoïque voit les périodes de transgression marine (avancée de la mer) et les périodes de régression marine (recul de la mer) s'enchaîner dans un climat globalement chaud et humide.

Alors que le bassin de Paris enregistre ces alternances eustatiques (période de transgressions et régressions marines successives) sur les parties de socle armoricain restées immergées, l'altération (transformation *in situ* des roches) apportera de nouvelles propriétés hydrogéologiques à l'ensemble des formations géologiques.

C'est au Trias inférieur que débute le remplissage du Bassin de Paris par des formations continentales fluviales déposées sous un climat chaud et humide. Mais c'est au Jurassique inférieur, que la mer, venant de l'est, envahit les vastes étendues pénéplanées du Massif Armoricaire. Les premiers sédiments marins se sont ainsi déposés en « *onlap* » sur les rivages armoricains de l'époque, surlignant les quelques reliefs subsistants, dont les reliques sont aujourd'hui appelées « écueils ». Cette transgression marine jurassique est contemporaine de l'ouverture de l'Océan Atlantique.

a) Les dépôts du Jurassique inférieur (190-175 Ma)

Dans l'Orne, les premières formations marines qui se déposent à l'ouest du bassin de Paris, sont datées du Pliensbachien-Toarcien, à 190-165 Ma (Jurassique inférieur). De faible épaisseur, elles sont essentiellement argilo-sableuses.

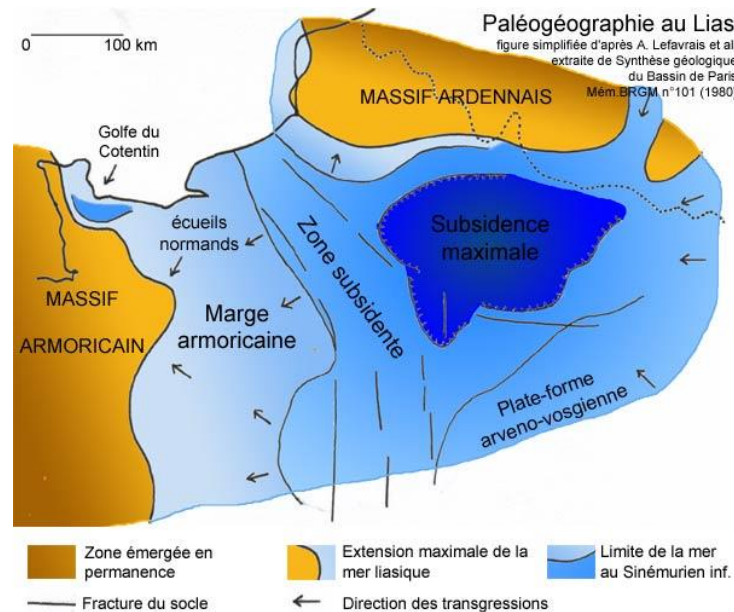


Illustration 8 : Situation paléogéographique de la Normandie au Jurassique inférieur (source : Lithothèque de Normandie (<http://lithotheque.online.fr>))

b) Les dépôts du Jurassique moyen (175-165 Ma)

La transgression s'affirme dès l'Aalénien, par l'accumulation d'une épaisse série de calcaires bioclastiques et/ou oolithiques typiques des environnements de dépôt de type plateforme carbonatée. Cette sédimentation carbonatée marine se poursuivra durant tout le Jurassique moyen, depuis l'Aalénien (175 Ma) jusqu'au Bathonien supérieur, voire la base du Callovien inférieur (165 Ma).

A partir du Callovien inférieur (165 Ma), la sédimentation devient exclusivement marneuse et ce, jusqu'à la limite callovo-oxfordienne. Elle marque une période de transgression marine (avancée de la mer).

c) Les dépôts du Jurassique supérieur (160-150 Ma)

Une régression marine (recul de la mer) intervient à l'Oxfordien supérieur (base du Jurassique supérieur), il y a 160 Ma. Elle se matérialise par le dépôt de sables, calcaires bioclastiques et calcaires récifaux d'âge Oxfordien inférieur à Kimméridgien (160 Ma - 150 Ma). Ils se déposent dans une mer chaude et peu profonde dans un environnement de type plateforme carbonatée.

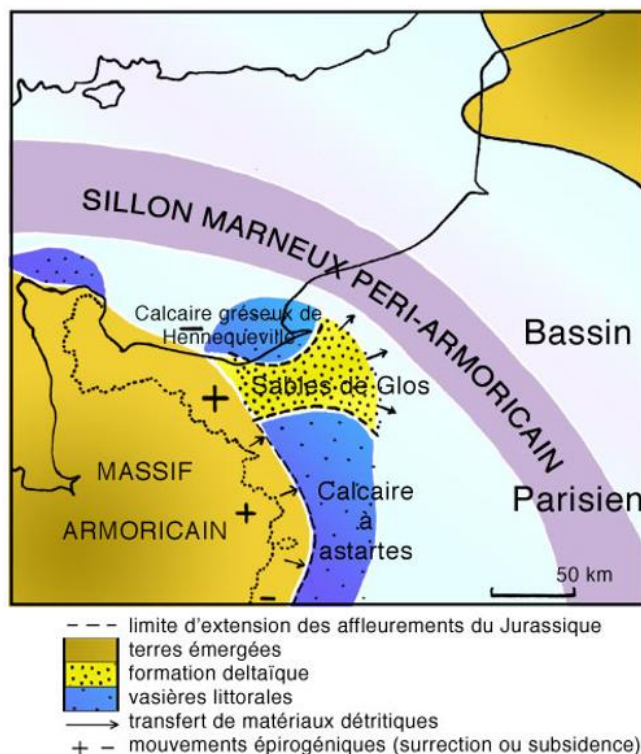


Illustration 9 : Situation de la Normandie à l'Oxfordien supérieur (Jurassique supérieur) (d'après Dugué, 1989)

d) Les dépôts du Crétacé inférieur (125-100 Ma)

La fin du Crétacé inférieur est marqué dans l'Orne par les dépôts argilo-sableux à glauconie de l'Aptien et de l'Albien (125-100 Ma). Ce minéral vert est caractéristique des horizons dits « condensés » qui correspondent à une longue période durant laquelle le taux de sédimentation est très faible. Ces dépôts à glauconie traduisent en général une phase d'enneigement maximum associée à une transgression marine brutale. Il existe donc une lacune importante d'une grande partie du Crétacé inférieur.

e) Les dépôts du Crétacé supérieur (100-90 Ma)

La transgression se poursuit au Crétacé supérieur et avec la série de sables et des craies cénomaniennes, puis par les craies turoniennes (100-90 Ma) déposées dans un environnement marin de type plateforme carbonatée.

On notera que dans le département de l'Orne, l'ensemble des formations jurassiques et crétacées sont affectées par des failles orientées est-ouest et nord-ouest - sud-est, qui décalent les séries (cf. chapitre 414).

2.2.4. L'émergence du bassin de Paris et les dépôts continentaux du Paléogène

A partir du Paléogène (65 Ma), le bassin de Paris est émergé. La sédimentation devient exclusivement continentale dans le département de l'Orne avec des faciès de milieux lacustres (Eocène) ou de plaines alluviales (Oligocène), déposés entre 40 et 30 Ma.

2.2.5. La période d'altération des roches durant le Néogène et Quaternaire

Si l'histoire géologique sur le Bassin de Paris est connue grâce à son enregistrement sédimentaire ; sur le Massif Armoricain entre 240 et 65 millions d'années, elle demeure encore assez méconnue où les épaisses séquences sédimentaires du Trias et du Jurassique (230 à 200 millions d'années), n'ont que quelques rares témoins connus localement (autour du granite d'Athis dans la vallée de la Rouvre et dans la zone bocaine notamment).

Récemment (*Bessin, 2014*), l'analyse géomorphologique et la tentative de datation des paléo-surfaces continentales en Normandie et Bretagne depuis le Bassin de Paris vers le Massif Armoricain, ont montré que les paléo-surfaces étaient comprises entre le Permo-Trias et le Paléocène. A travers l'identification de 6 paléo-surfaces, le Massif Armoricain aurait subi au moins deux phases d'enfouissement/exhumation : (1) un enfouissement au cours du Jurassique suivi d'une exhumation au Crétacé inférieur et (2) un enfouissement au Crétacé supérieur suivi d'une dénudation du Crétacé terminal à l'Éocène inférieur.

La première période d'exhumation est reliée à l'ouverture du rift entre les plaques Ibérie et Eurasie (Golfe de Gascogne) et la seconde à leur convergence (chaîne pyrénéo-alpine).

Les mouvements verticaux cénozoïques du massif correspondraient à (i) une surrection au Paléocène, (ii) une subsidence à l'Éocène supérieur et (iii) la surrection pléistocène.

Au Cénozoïque (à partir de 65 Ma), le Massif Armoricain est considéré comme essentiellement continental (*Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967*) et ses roches (schistes, gneiss et granites) ont subi une altération, les transformant *in situ* en arènes, limons et argiles d'altération (riches en kaolinite). Associées à ces altérites résiduelles, on retrouve des occurrences de fer (cuirasses), exploitées depuis la préhistoire.

L'Éocène inférieur (55 Ma), est caractérisé par une période d'altération importante des roches du substratum, sous des climats chauds et humides, déterminant des profils latéritiques de 70 à 100 m d'épaisseur. La fin de cette période d'altération est marquée par des horizons de silicification (conglomérats, grès ladères et grès à sabals) interprétés par Wyns et Guillocheau (1999), comme une période, pour l'Europe du Nord, caractéristique d'une subsidence lithosphérique. Ces silicifications d'âge supposé Eocène moyen sont observables localement surtout sur des massifs granitiques.

Des failles NW-SE cassantes vont s'individualiser sur les filons de dolérites carbonifères, et jouer pendant le Tertiaire pour créer des bassins d'effondrement (grabens) qui vont se remplir de sédiments argilo-sableux accompagnés de minces niveaux de lignite. Les mouvements tectoniques syn- à post- Éocène affectent les niveaux latéritiques, leur conférant une géométrie « en touches de piano ». Le remplissage de ces bassins va se poursuivre de l'Oligocène au Miocène par l'intermédiaire d'argile, de calcaires, et de sables calcaires (Mer des faluns) (*Guillocheau et al., 1998*).

Le Quaternaire correspond à un changement climatique général intervenant vers 2,4 millions d'années. Une alternance de périodes froides et de réchauffements (périodes tempérées ou interglaciaires), vont se succéder (on parle de cycles) avec pendant les périodes froides une ligne de rivage plus basse et, sur les parties continentales, un gel provoquant la fracturation des roches affleurantes et leur transit sur les versants, par cryoturbation, fauchage et gélifluxion (heads). Pendant les périodes tempérées interglaciaires, les niveaux des mers vont être proches de l'actuel.

L'action météorique provoque une décalcification des craies crétacées et des calcaires jurassiques sous-jacents qui se transforment alors en *altérites à silex* (formations superficielles autochtones). Les altérites à silex les plus anciennes datent du Paléogène et se sont développées sous un climat humide, mais dans une grande majorité des cas, elles sont plio-quaternaires et se sont développées sous un climat tempéré à méditerranéen (*Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997*).

L'Holocène (interglaciaire actuel) marque le retour d'un climat tempéré depuis 10 000 ans environ. Même si la fin de la dernière glaciation est mal connue, on dispose de nombreuses informations sur la flore et les variations du niveau marin depuis 8 000 ans (*Morzedec-Kerfourn, 1974*). La ligne du rivage est ainsi remontée de 80 m jusqu'au 0 actuel. De ce fait, les principales vallées des rivières côtières actuelles se prolongent en mer, ce réseau de paléo-vallées ennoyées, ayant été creusé lors de périodes froides, en relation avec les abaissements importants du niveau marin, notamment au Pléistocène supérieur (entre 8 000 et 120 000 ans).

2.2.6. Contexte structural

Quatre domaines structuraux majeurs sont reconnus dans le Massif Armoricaire (Illustration 10). Ils représentent des domaines lithostratigraphiques et structuraux distincts.

Le domaine nord-armoricain dont fait partie le département de l'Orne, enregistre notamment une déformation varisque plus tardive (âge Carbonifère, voire Pennsylvanien) que celle observée dans les domaines du Léon, centre-armoricain et sud-armoricain (âge Dévonien supérieur et/ou Carbonifère inférieur). De plus, cette déformation se traduit par un plissement généralement sans schistosité associée et un métamorphisme faible, alors que les plis sont synschisteux et le métamorphisme plus prononcé dans les autres domaines. Enfin, le magmatisme varisque du domaine structural dans lequel se trouve l'Orne semble post-orogénique alors qu'il est syn-orogénique dans les autres domaines (*Ballèvre et al., 2013*).

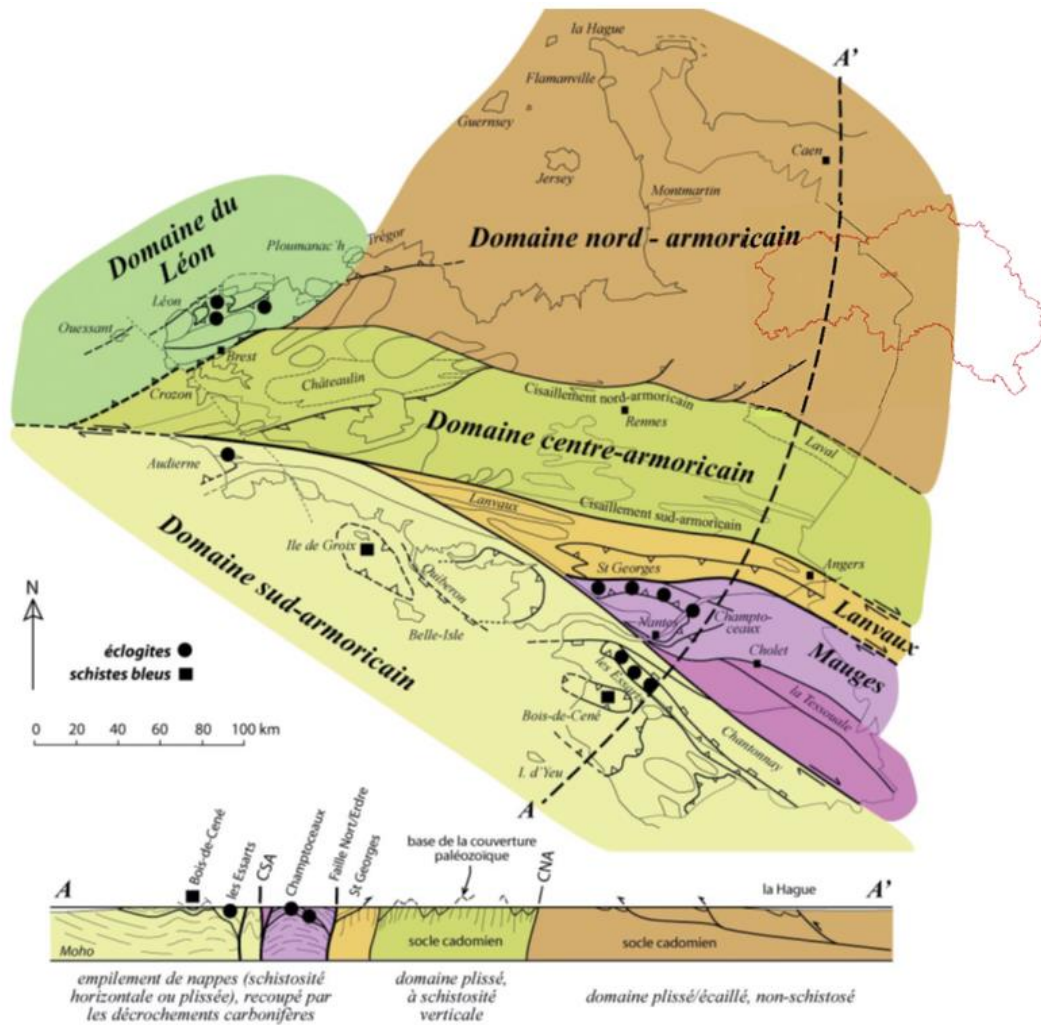


Illustration 10 : Carte et coupe des grands domaines structuraux du Massif Armoricain (Ballèvre, 2008). Le contour du département de l'Orne est surligné en rouge sur la carte

3. Les grands ensembles lithologiques du département de l'Orne

3.1. PRESENTATION DE LA DEMARCHE

L'objectif de cette première partie est de présenter les principales formations géologiques en termes de faciès (lithologie), d'épaisseurs et de répartition spatiale (géométrie) de chaque grand ensemble lithostratigraphique qui compose la géologie du département de l'Orne.

Cette démarche s'inscrit dans un objectif « hydrogéologique », où les formations géologiques du département de l'Orne ont été regroupées en grands ensembles lithologiques, dont la texture argileuse, crayeuse, calcaire, granitique ou gréseuse influera sur sa nature aquifère (aquifère ou aquiclude).

Un premier travail de regroupement d'ensembles lithologiques a été réalisé à partir de la carte géologique harmonisée du département, dans le but de produire (1) une carte lithologique simplifiée (Illustration 12) et (2) un log litho-stratigraphique synthétique (Illustration 39).

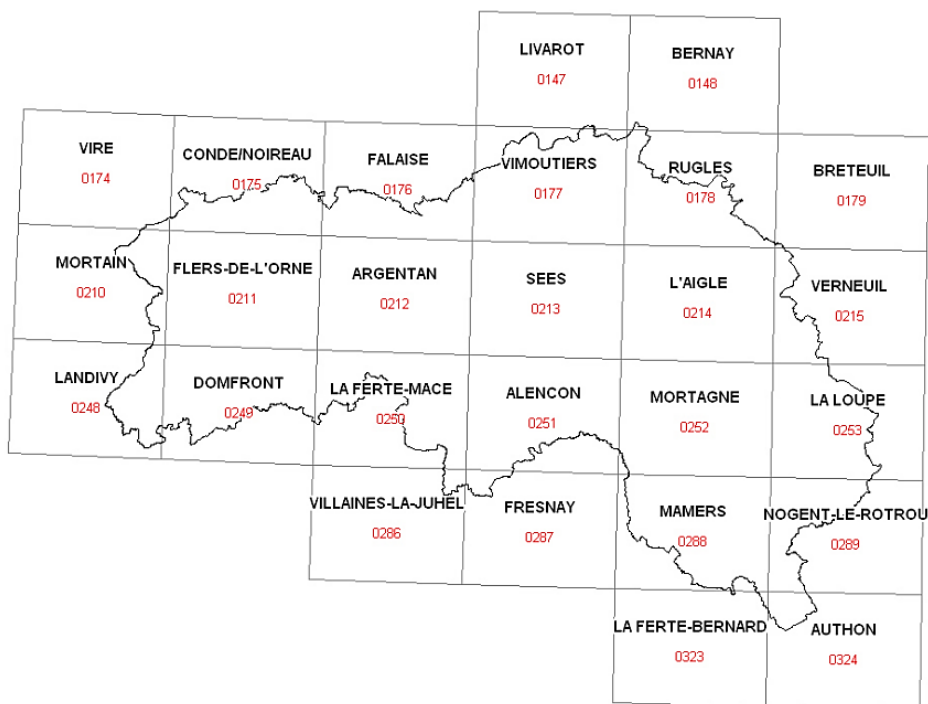
Pour chacune de ces formations, une carte de la répartition des affleurements est présentée sous forme de miniature en début de chaque paragraphe. Ces cartes, issues de la carte géologique harmonisée du département de l'Orne, sont présentées en format A3 en annexe du rapport.

Chaque ensemble lithostratigraphique a fait ensuite l'objet d'une description synthétique, notamment en termes de faciès, d'épaisseur, et de géométrie à l'échelle du département de l'Orne. Les formations géologiques y sont décrites du plus récent au plus ancien.

Une courte description de l'intérêt hydrogéologique de chacun de ces ensembles est également proposée à partir notamment des informations disponibles pour les différentes entités BDLISA⁴. **On précise qu'une synthèse des connaissances hydrogéologiques fait l'objet d'un second volet, celui-ci s'attachera à décrire précisément l'importance relative des différentes unités aquifères en termes de rôle et de capacité.**

D'un point de vue méthodologique, les informations présentées sont tirées principalement de la carte géologique harmonisée du département de l'Orne (Vernhet, 2002 - RP-51626-FR), des descriptions des faciès disponibles dans les notices des cartes géologiques au 1/50 000 éditées par le BRGM (Illustration 11), et d'autres sources bibliographiques (dont la banque de données du sous-sol, des thèses et articles de référence, cf. liste bibliographique en fin de rapport, chapitre 7).

⁴ BDLISA : Base de Donnée des Limites des Systèmes Aquifères est un référentiel cartographique du Système d'Information sur l'Eau. Cette base de donnée classe le sous-sol en entités hydrogéologiques qui sont décrites selon différentes propriétés : aquifère ou imperméable, écoulements libres ou captifs, milieu poreux, fracturé, karstique, etc...<https://bdlisa.eaufrance.fr/>



Numéro de carte	Nom de la carte	Nom des auteurs	Année de parution
147	Livarot	F. Ménillet et al.	1999
148	Bernay	G. Kuntz et al.	1985
174	Vire	L. Minoux, D. Janjou, C. Langevin	1987
175	Condé-sur-Noireau	F. Doré, L. Dupret	1993
176	Falaise	P. Gigot, L. Dupret, J. Le Gall	1999
177	Vimoutiers	F. Ménillet, M. Rioult	1994
178	Rugles	G. Kuntz, M. Rioult	1986
179	Breteuil-sur-Iton	G. Kuntz	1982
210	Mortain	F. Ménillet, F. Trautmann	1987
211	Flers-de-l'Orne	A. Bambier, M. Beurrier, F. Doré, C. Enouf, G. Kuntz, C. Langevin, J.-P. Lautridou, M. Rioult, G. Verron, M. Villey	1983
212	Argentan	G. Kuntz, F. Ménillet, J. Le Gall, M. Rioult	1989
213	Sées	F. Ménillet, J. Gérard	1997
214	L'Aigle	F. Ménillet, P. Lebre, P. Béguin, F. Charnet, B. Hérard, B. Lemoine, C. Perron	1998
215	Verneuil	P. Lebre, F. Ménillet, P. Béguin, F. Charnet, D. Fauconnier, S. Gardin, J.C. Koeniguer, C. Monciardini	1996
248	Landivy	Y. Vernhet, P. Chèvremont, C. Langevin	1997
249	Domfront	Y. Vernhet, F. Doré, J.P. Lautridou, H. Talbo, G. Verron, R. Dhellemmes, C. Enouf	1995
250	La Ferté-Macé	F. Doré, L. Dupret, J. Le Gall, F. Chalot-Prat	1977
251	Alençon	C. Dassibat, F. Doré, G. Kuntz, J. Le Gall, M. Rioult, G. Verron	1982
252	Mortagne-au-Perche	G. Moquet, F. Charnet, F. Gresselin, B. Lemoine	1998
253	La Loupe	G. Moquet, Y. Marchand, V. Masson, H. Papin, S. Vauthier, F. Charnet, B. Lemoine	2000
286	Villaines-la-Juhel	F. Doré, L. Dupret, J. Le Gall, A. Lebert	1987
287	Fresnay-sur-Sarthe	P. Juignet, A. Lebert, J. Le Gall	1984
288	Mamers	P. Juignet, A. Lebert	1986
289	Nogent-le-Rotrou	M. Isambert, A. Coutelle	1989
323	La Ferté-Bernard	P. Juignet, A. Lebert	1987
324	Authon-du-Perche	M.D. Courme, M. Isambert, P. Maget	2003

Illustration 11 : Tableau d'Assemblage des cartes géologiques couvrant le département de l'Orne, BRGM

NB : Il est important de signaler ici, que compte tenu des contraintes financières du programme d'étude, seule une partie des documents bibliographiques disponibles dans le département de l'Orne a été utilisée pour établir cette synthèse, celle-ci n'est donc pas exhaustive. Cette synthèse s'appuie sur les principales études de références, publications, thèses ou articles scientifiques disponibles concernant les formations géologiques rencontrées dans le département.

L'élaboration d'une synthèse basée sur une analyse exhaustive de la bibliographie existante pourrait faire l'objet, si nécessaire, d'une étude complémentaire.

Pour aller plus loin... Si le lecteur souhaite découvrir quelques sites géologiques du département de l'Orne, nous le renvoyons vers l'inventaire des sites remarquables réalisé par l'Association du Patrimoine Géologique de la Normandie (APGN)⁵. Celle-ci a pour objectif de faire connaître, valoriser et protéger le patrimoine géologique régional.

A l'échelle du département, l'association a inventorié plus d'une cinquantaine de sites, présentés sous forme de fiches illustrées et classés selon leur intérêt. Cet inventaire permet de découvrir, de manière pédagogique, toute la diversité des formations géologiques rencontrées dans l'Orne (faciès, environnement de dépôt, structuration, etc...). A noter : certain de ces sites sont protégés à l'échelle nationale, ou peuvent avoir un accès réservé.

⁵ Association du Patrimoine Géologique de la Normandie (APGN) : Les sites remarquables du département de l'Orne sont consultables sur le site internet de l'association : <http://www.apgn.fr/site-remarquables.php>

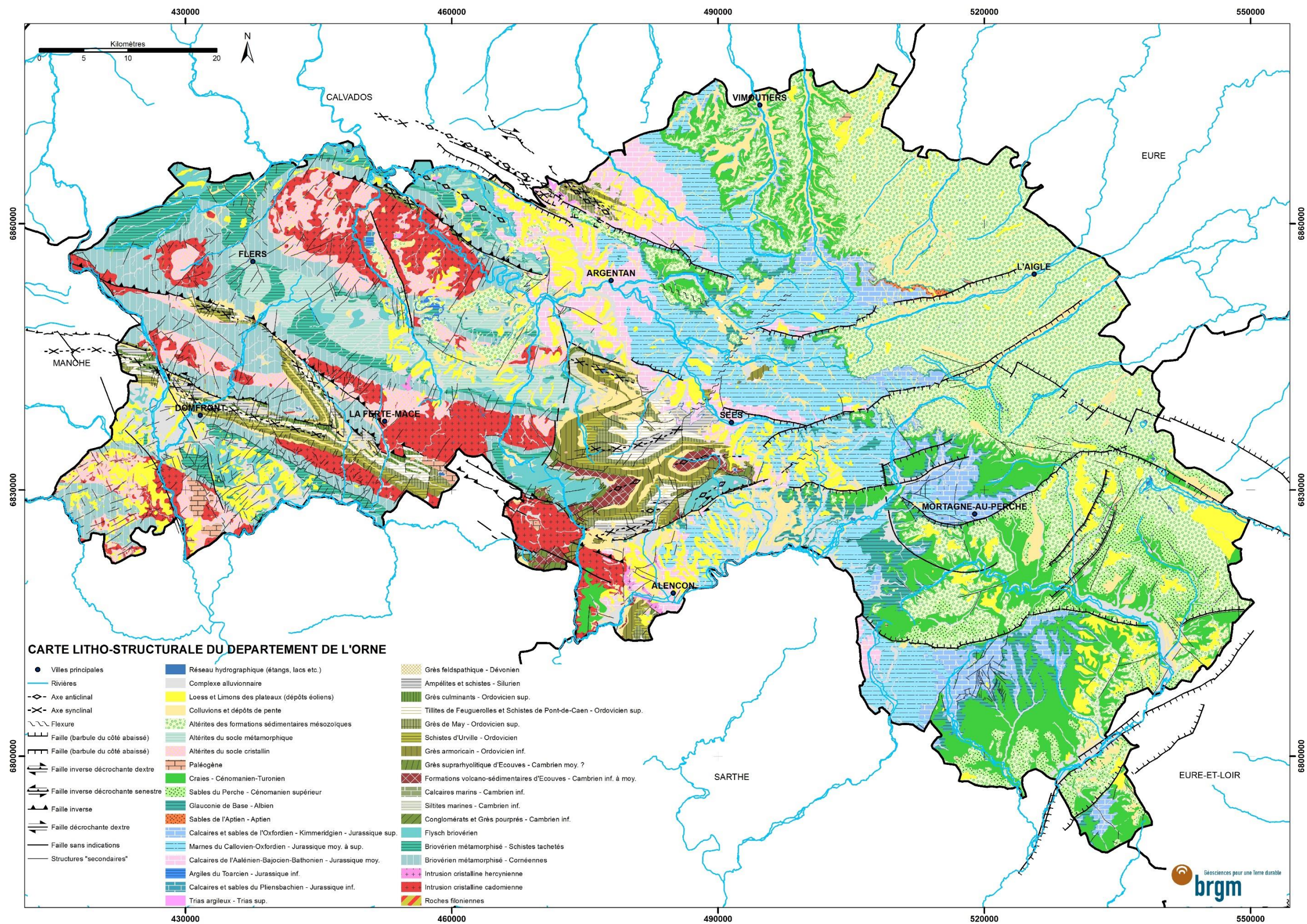


Illustration 12 : Carte lithologique simplifiée du département de l'Orne, réalisée à partir de la carte harmonisée au 1/50 000^e (compilation bibliographique)

3.2. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SUPERFICIELLES

Issues de l'érosion ou de l'altération *in situ* des roches aussi bien sédimentaires que cristallines, les formations géologiques superficielles constituent un ensemble semi-perméable discontinu à l'échelle du département de l'Orne, lorsqu'elles dépassent 5 m d'épaisseur (cf. BD Lisa). Cet ensemble peut atteindre et dépasser une dizaine de mètres d'épaisseur en domaine sédimentaire, à l'est du département.

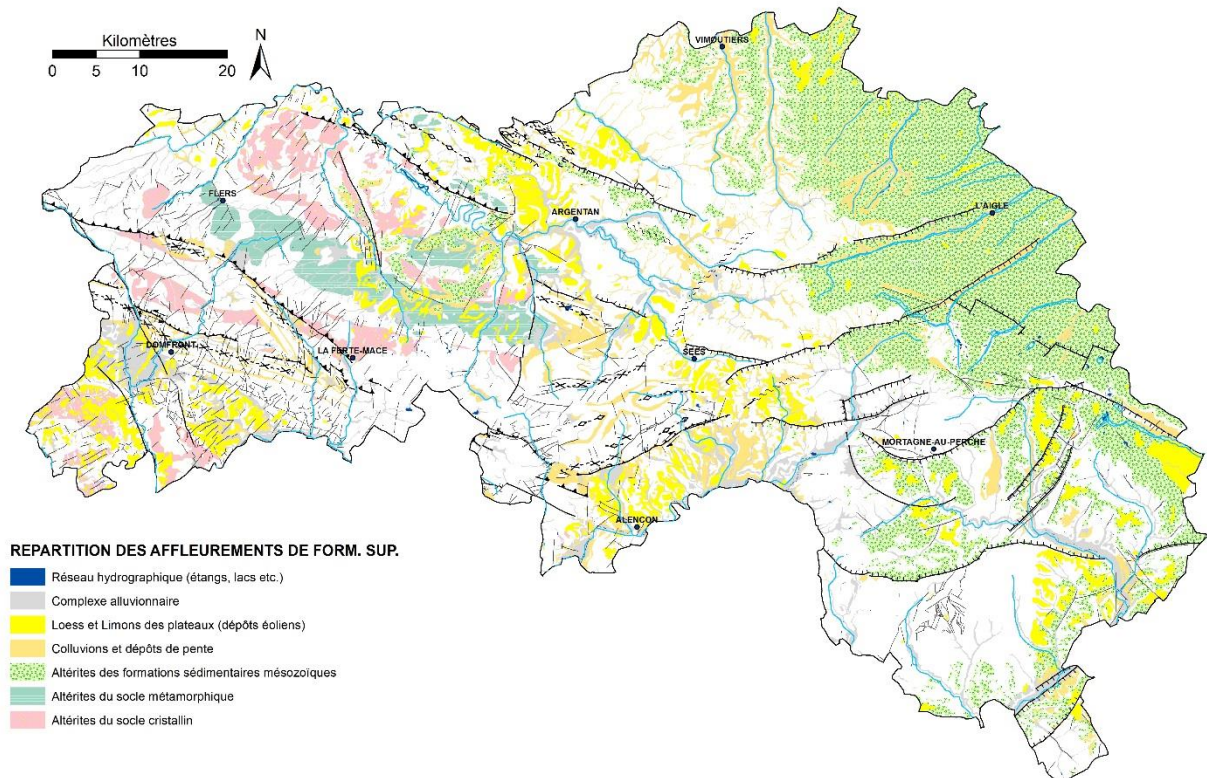


Illustration 13 : Carte de répartition des formations superficielles dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)

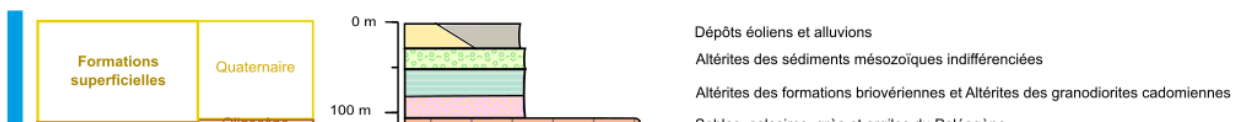


Illustration 14 : Formations superficielles du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

3.2.1. Le complexe alluvionnaire et les formations de versant

a) Lithologie

Les alluvions correspondent à des formations superficielles allochtones qui tapissent le fond des principales vallées. Déposées par les cours d'eau, elles sont généralement caractérisées par des galets ou des formations sableuses ou graveleuses pour les alluvions anciennes (Pléistocène), limono-argileuses et parfois tourbeuses pour les alluvions les plus récentes (Holocène).

Les formations de versant (colluvions et les dépôts de pente) sont caractérisées par des formations relativement hétérogènes aussi bien en termes de faciès que d'épaisseur. Elles correspondent à des formations sub-autochtones déposées sur les versants par des processus gravitaires de type solifluxion ou de glissements de terrain au Quaternaire. La composition des formations de versant varie en fonction de la nature du « substratum » qui en est à l'origine (craie, marne, sables etc.).

b) Géométrie

L'épaisseur des alluvions peut atteindre plusieurs mètres au niveau des vallées les plus importantes (vallée de la Dives, de la Risle, de l'Orne etc.).

Dans le secteur d'Argentan, l'épaisseur d'alluvions atteint 9 m dans la vallée de l'Orne. L'épaisseur est de l'ordre de 7,5 m dans le secteur d'Alençon pour la vallée de la Sarthe et de 7 m dans la vallée de la Risle autour de l'Aigle, 9 m dans la vallée de la Touques, 4,5 m dans la vallée de la Dives.

La géométrie de ces formations alluviales (Jamet, 2015) s'exprime le plus souvent sous forme de terrasses ou de lentilles sableuses, argileuses ou graveleuses parfois superposées/étagées ou emboîtées avec un amincissement progressif de l'ensemble de ces formations vers les bordures des vallées. L'origine des matériaux est variée : principalement sables, silex et grès et calcaires dans l'est du département, argiles, sables, et graviers de grès ou de volcanites, plaquettes de schistes, galets de quartz, dolérite, ou encore de granite.

Concernant les formations de pente, leur géométrie est très variable d'un versant à l'autre : généralement d'ordre métrique à pluri-métrique, leur épaisseur peut atteindre par exemple 10 à 20 m au pied de la butte Chaumont (éboulis) et 5 m pour les dépôts de pentes soliflués et colluvionnés dans la vallée de la Risle.

c) Intérêt hydrogéologique

Les alluvions anciennes sont le plus souvent constituées de sables et graviers, parfois de galets dénotant le transport des fragments des formations géologiques environnantes : silex, filons de quartz, fragments calcaires ou gréseux, schistes, etc...

Leur épaisseur et leur répartition sont très mal connues, néanmoins ces entités abritent le plus souvent une ressource en eau à la productivité intéressante. Son intérêt pour l'alimentation en eau est toutefois limité par son extension réduite et sa sensibilité en termes d'interactions directes avec le cours d'eau.

Les alluvions récentes, plus épaisses, sont le plus souvent silto-argileuses à sableuses et même tourbeuses, leur nature va dépendre principalement de la dynamique des cours d'eau le long de leur profil. Elles ont un intérêt hydrogéologique très limité.

Les formations de pente ont une nature très hétérogène : éboulis aux formations de pente solifluées. La mobilisation mécanique de la roche mère au cours des événements quaternaires va lui conférer des capacités capacitives et transmissives très différentes de celles connues initialement. Ainsi, les *heads* (éboulis) issus de l'érosion des grès armoricains vont abriter des ressources aux débits parfois intéressants. Leur faible extension, localisée principalement autour des zones à forte pente, limite de fait une exploitation importante de ces ressources mais elles peuvent avoir un intérêt local.

3.2.2. Les lœss et limons des plateaux

a) Lithologie

Les formations des Lœss et Limons des plateaux sont toutes deux constituées d'un mélange de silts et de sables fins éoliens. Leur dépôt a débuté au Pléistocène et s'est poursuivi jusqu'à l'Holocène. Les lœss, à proportion plus argileuse et uniquement d'origine éolienne, ne sont représentés que dans la moitié ouest du département (domaine de socle). En revanche, les Limons des plateaux, moins argileux et parfois carbonatés car constitués d'un mélange d'apports éoliens et d'altérites locales, affleurent plutôt dans la moitié est du département (domaine sédimentaire).

b) Géométrie

L'épaisseur de ces formations peut atteindre 8 m pour les lœss et jusqu'à 9 m sur Argentan pour les Limons des plateaux. Elles correspondent, la plupart du temps, aux premières formations géologiques rencontrées à la surface des plateaux, principalement à l'Est du département, où elles constituent généralement d'excellentes terres arables.

Leur géométrie est relativement tabulaire et uniforme, elle peut néanmoins varier localement à la faveur de poches karstiques ou de structures tectoniques où des accumulations conséquentes peuvent être observées.

c) Intérêt hydrogéologique

Les lœss et limons forment un « tapis » qui possède une extension géographique importante à l'échelle du département de l'Orne. On les retrouve le plus souvent sur les plateaux ou les plaines, localement leur épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Ces formations constituent d'excellentes terres agricoles à la réserve utile importante : de l'ordre de 100 à 200 mm. Les sols sont généralement plus infiltrants dans les vallées et leurs versants où la réserve utile est souvent moins importante. En fonction de leur épaisseur et de leur teneur en argile, elles peuvent avoir un caractère hydromorphe qui peut être accentué notamment sur recouvrement des argiles à silex.

De fait, ces formations ont une fonction capacitive importante. Elles peuvent très localement abriter des petites nappes perchées qui peuvent suffire à alimenter des citernes. Leur intérêt hydrogéologique pour l'exploitation des ressources est très anecdotique. Leur rôle de filtre est toutefois important pour les ressources en eau sous-jacente tant d'un point de vue qualitatif (capacité épuratoire) que quantitatif.

3.2.3. Les altérites des formations sédimentaires mésozoïques

a) Lithologie

Les altérites des formations mésozoïques de l'Orne sont essentiellement représentées par les altérites des terrains carbonatés. Principalement constituées d'argiles plus ou moins silteuses ou sableuses, à cherts ou silex, ces formations correspondent à des altérites autochtones issues pour la plupart de la décalcification des craies du Crétacé supérieur et des calcaires jurassiques sous-jacents, sous l'effet de l'altération météorique depuis le Néogène (Cénozoïque).

b) Géométrie

Elles affleurent, de fait, sur le tiers est du département de l'Orne, au-dessus des dépôts sédimentaires du Bassin Parisien. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à une dizaine de mètres pour les altérites des calcaires (8 m dans les environs de Sées) et jusqu'à plus de 10 m pour la Formation Résiduelle à silex (voire plusieurs dizaines de mètres au sein des racines d'altération).

c) Intérêt hydrogéologique

Les altérites des formations sédimentaires peuvent atteindre une bonne dizaine de mètres d'épaisseur maximum et possèdent une extension géographique conséquente sur l'Est du département. On les retrouve le plus souvent sous les plateaux et aux abords des versants, ou encore conservées à l'état de relique dans des poches ou fossés d'effondrement. Ces formations, essentiellement argileuses, ont une fraction caillouteuse (grès, silex, cherts, meulières) dont la nature et fraction vont être différentes en fonction de la nature des terrains altérés.

Ces formations sont généralement peu perméables mais peuvent abriter localement de petites nappes perchées. Elles ont un rôle capacitif plus que transmissif qui permet de réguler les hydrosystèmes entre les périodes de recharge et de vidange. Leur rôle épuratoire est également à souligner notamment dans les processus de dénitrification et de filtre pour les principaux polluants.

3.2.4. Les altérites des formations du socle armoricain

a) Lithologie

Les altérites du socle armoricain sont principalement de deux types :

- Les altérites issues de l'altération des granites et granodiorites du domaine mancennien (socle cristallin) : elles sont constituées de sables plus ou moins grossiers et plus ou moins consolidés emballés dans une matrice argileuse marquant la latéritisation (kaolinisation). Ces sables sont fréquemment mélangés aux lœss d'origine éolienne qui recouvrent la zone depuis la dernière glaciation (à l'Holocène - Quaternaire) ;
- Les altérites issues de l'altération des formations plus ou moins métamorphisées des flyschs briovériens (ensemble silto-gréseux). Elles sont caractérisées par une argilisation intégrale ou partielle des formations d'origine et présentent des faciès généralement rubéfiés.

b) Géométrie

L'épaisseur de ces deux formations varie de quelques décimètres à quelques mètres tout au plus.

Notons qu'aucune « altérite » héritée des formations paléozoïques n'est mentionnée sur la carte géologique harmonisée de l'Orne. Seules quelques formations géologiques superficielles de pentes et de versant de type « colluvions » sont cartographiées au pied des reliefs paléozoïques (barres de grès paléozoïques par exemple). Il semble donc vraisemblable que ces colluvions soient en partie alimentées par des résidus d'altération des roches paléozoïques, mais sans correspondre à une « altérite » autochtone proprement dite : ces dernières n'étant pas cartographiées dans la mesure où il s'agit principalement de formations peu épaisses (souvent inférieures à 1 m), et peu évoluées (Vernhet *et al.*, 1995).

c) Intérêt hydrogéologique

L'épaisseur des altérites des flyschs du Briovérien et des formations d'altération des formations de socle situées sur les versants et les promontoires atteignent rarement plus d'un mètre et sont souvent argilo-sableux. Dans les vallées leur épaisseur augmente et peut alors atteindre plusieurs mètres comme par exemple dans la vallée du Noireau et la dépression du Houlme.

Du fait de l'épaisseur modeste de ces formations d'altération et de leur qualité hydrogéologique intrinsèque plutôt médiocre (nature argilo-sableuse), celles-ci ont un rôle hydrogéologique très limité, sauf dans certains bassins d'effondrement où les épaisseurs accumulées sont très conséquentes comme dans le bassin du Houlme par exemple. Dans ce cas elles vont jouer un rôle hydro-écologique de tout premier ordre, notamment dans le fonctionnement des zones humides.

A l'inverse l'altération des granitoïdes fournit une unité sablo-argileuse aux caractères hydrogéologiques plus intéressants. L'épaisseur de ces altérites dépasse très rarement la quinzaine de mètres ce qui constitue déjà un réservoir relativement important. Le caractère transmissif de ces unités est souvent limité ce qui limite de fait la productivité de ces nappes.

Le caractère capacitif et régulateur de ces ressources y est à l'inverse tout à fait intéressant et permet aux cours d'eau et zones humides alimentés par ces formations d'avoir un débit suffisant en étiage pour maintenir leur rôle hydro-écologique, l'aval du granite d'Athis (vers le département du Calvados) faisant exception.

3.3. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES DU PALEOGENE

La zone d'affleurement des formations paléogène est très réduite. Les entités sont localisées principalement au sud de Domfront et à l'est de la Ferté-Macé. On trouve ça et là quelques poches résiduelles conservées également au sein des formations crayeuses.

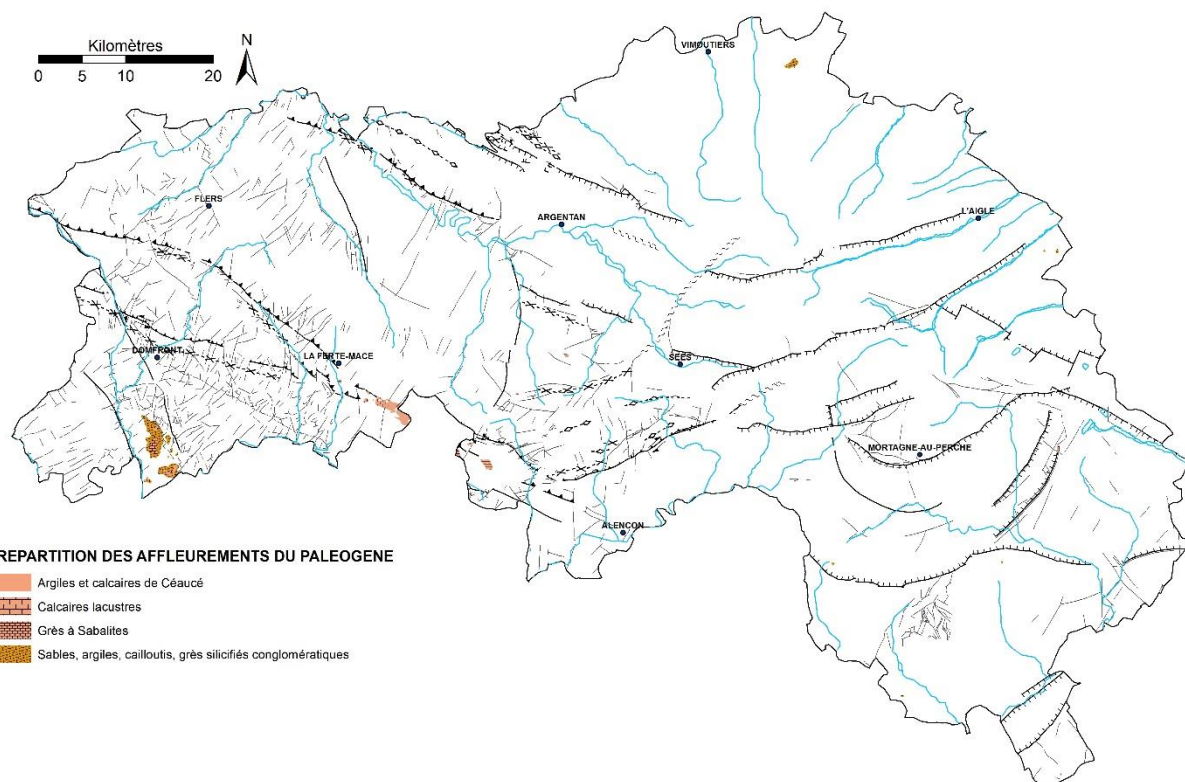


Illustration 15 : Répartition des formations du Paléogène dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)



Illustration 16 : Les formations paléogènes du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

3.3.1. Lithologie

Dans le département de l'Orne, le Paléogène est essentiellement constitué de calcaires, de grès et d'argiles déposés en milieu lacustre, dans des fossés d'effondrement (cas de Céaucé notamment). Il regroupe :

- les formations des calcaires lacustres éocènes, caractérisés par une alternance de niveaux marneux et calcaires ;
- des grès à *Sabalites* (Eocène moyen), caractérisés par des grès en dalles ou en blocs, des poudingues ou des brèches ou encore des sables fins à graveleux ;
- les argiles, sables argileux et calcaires éocènes de Céaucé ;
- des sables, argiles, cailloutis et grès silicifiés conglomératiques d'âge Eocène à Oligocène inférieur.

3.3.2. Géométrie

L'épaisseur des calcaires lacustres atteint 10 à 15 m dans le secteur de La Loupe. Ils se sont déposés au sein du graben de Longny-au-Perche (Moguedet *et al.*, 2000).

Les grès à *Sabalites* sont connus sur une épaisseur atteignant jusqu'à 14 m d'épaisseur dans les environs de La Ferté-Macé (Doré *et al.*, 1977).

Les argiles, sables argileux et calcaires de Céaucé sont typiques de dépôts palustres déposés au sein d'une structure tectonique de type « fossé d'effondrement ». Leur épaisseur atteint une quinzaine de mètres vers Céaucé (Vernhet *et al.*, 1995).

La formation des sables, argiles, cailloutis et grès silicifiés conglomératiques atteint 4 m dans les secteurs de Verneuil-sur-Avre et Vimoutiers, et jusqu'à 20 m dans le secteur de Domfront (Vernhet *et al.*, 2002) où elles arment quelques buttes témoins. Les dépôts sont marqués par des géométries à stratification entrecroisée (Vernhet *et al.*, 1995).

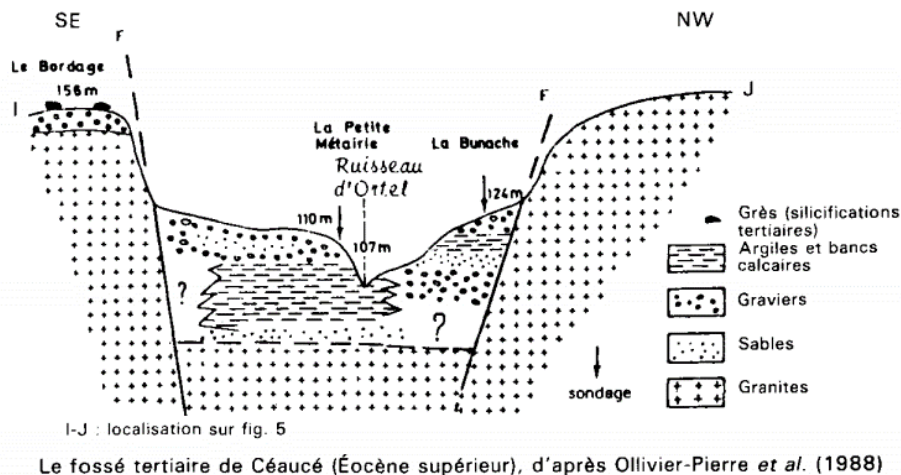


Illustration 17 : Coupe schématique transverse des Fosses de Boire à Céaucé, extrait de la notice de la carte géologique de Domfront (Vernhet *et al.*, 1995)

3.3.3. Intérêt hydrogéologique

Malgré une succession de roches plutôt perméables sur 15 à 60 m d'épaisseur totale, cet ensemble paléogène ne peut constituer qu'un aquifère d'importance locale dans le sens où il n'affleure que de manière éparse, notamment au sud de Domfront et au sud-est de la Ferté-Macé, à la faveur de petits fossés d'effondrement (exemple du fossé de Céaucé - Illustration 17). Leur mise en place est intrinsèquement liée à la présence de bassins d'effondrements encadrés par des failles bordières.

3.4. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES DU CRETACE

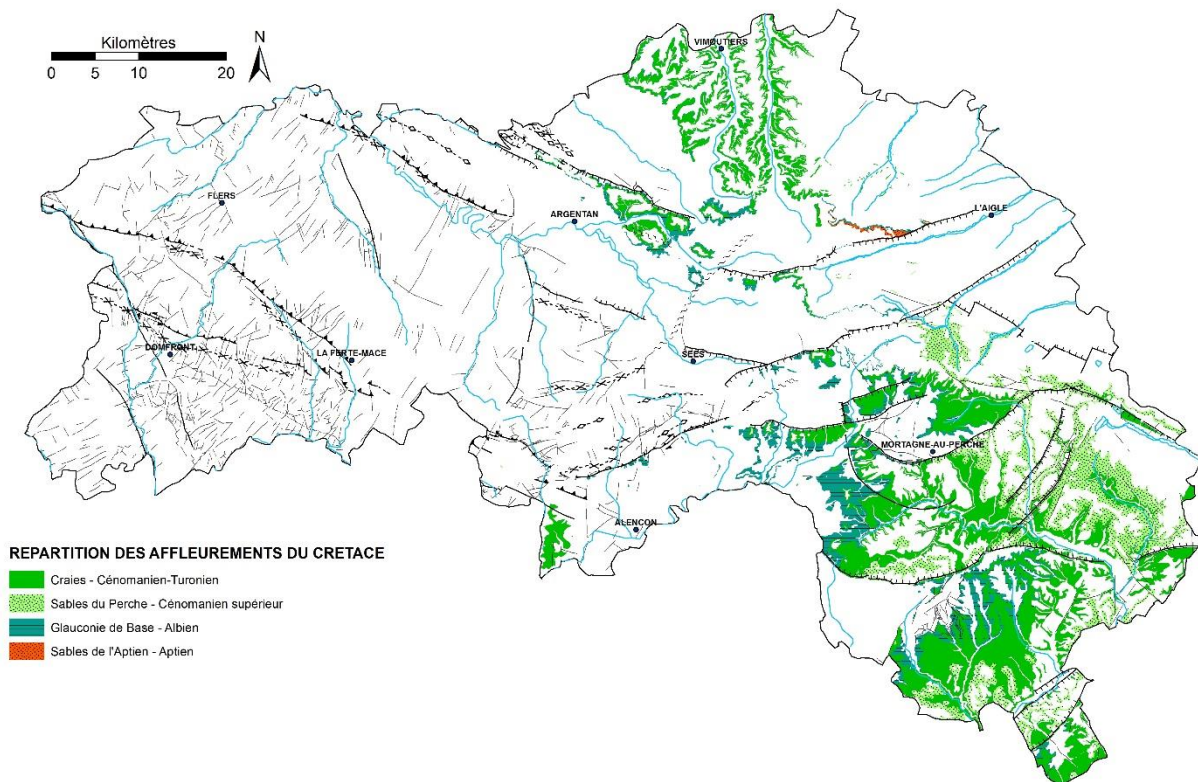


Illustration 18 : Répartition des affleurements des formations du Crétacé (inférieur et supérieur) dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)

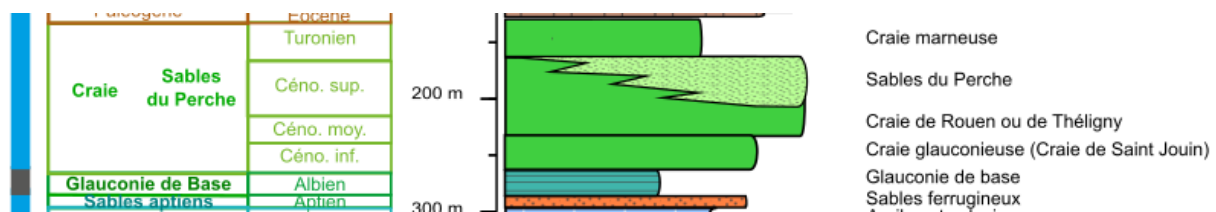


Illustration 19 : Succession litho-stratigraphique des unités de l'Aptien au Turonien rencontrées dans le département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

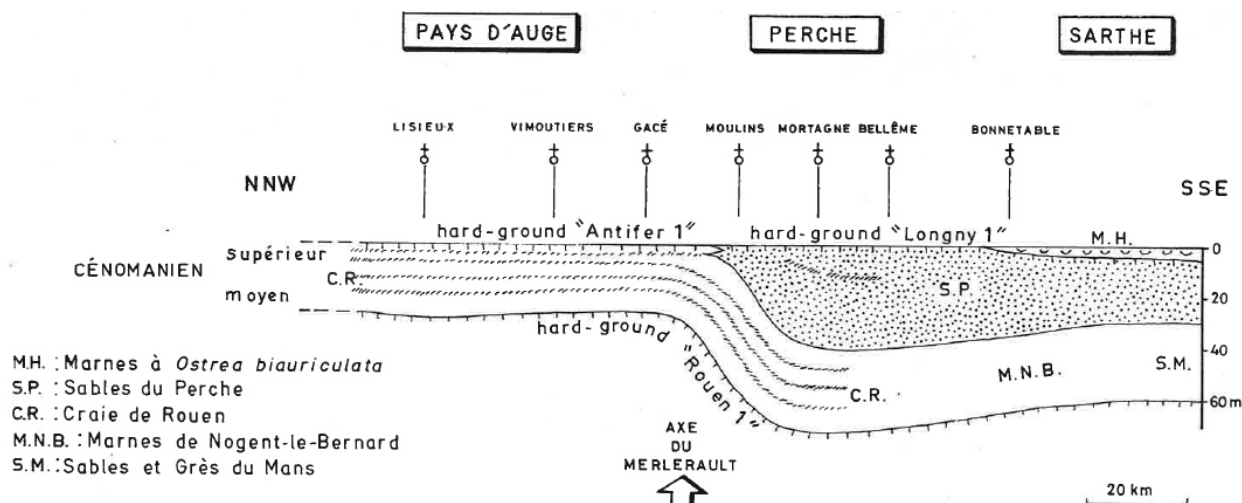


Illustration 20 : Coupe schématique expliquant les variations latérales de faciès au Cénomanien supérieur et la présence des Sables du Perche (modifié d'après Juignet, 1974)

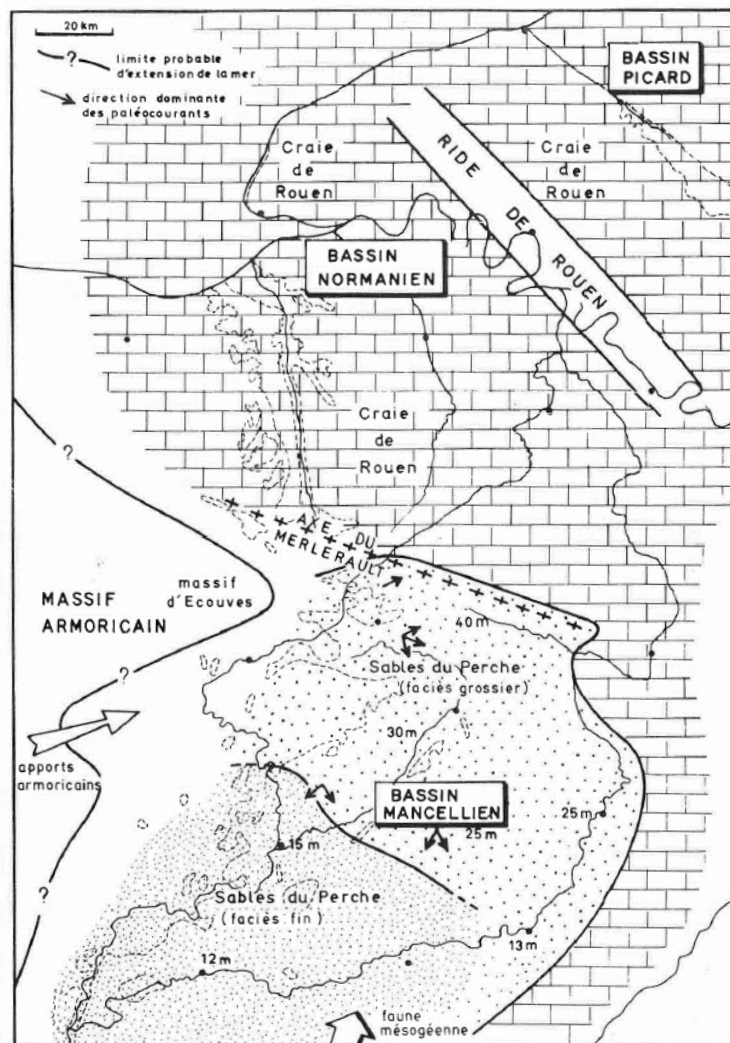


Illustration 21 : Répartition des faciès du Cénomanien supérieur (Craie de Rouen et Sables du Perche) (d'après Juignet, 1974)

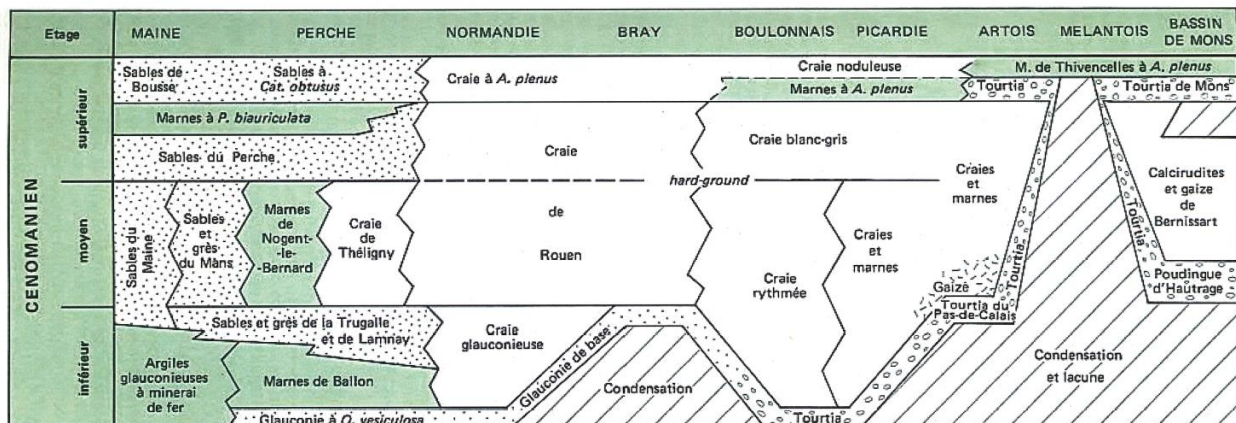


Illustration 22 : Schéma des faciès du Cénomanien, d'après la synthèse géologique du Bassin de Paris (Mégnien et al., 1980)

3.4.1. L'ensemble des craies du Cénomanien-Turonien

a) Lithologie

La craie cénomaniennne débute par la formation de la *Craie glauconieuse* du Cénomanien inférieur (craie de Saint-Jouin – *Juignet*, 1974), caractérisée par une craie grise blanchâtre, parfois sableuse, toujours riche en glauconie et à nombreux niveaux indurés (hardgrounds). Lorsque la sédimentation crayeuse est continue (hors éperon du Perche), la *Craie glauconieuse* est recouverte par la *Craie de Rouen* (ou de *Théligny*) du Cénomanien moyen à supérieur, constituée de craies plus blanches, tendres, toujours glauconieuses, mais moins riches en éléments détritiques.

Lorsqu'il n'est pas recouvert par les altérites à silex, l'ensemble crayeux du Cénomanien se termine vers le haut par la formation de la *Craie marneuse* attribuée au Turonien. Dans le détail, il s'agit de craies argileuses ou marneuses blanches à rares silex (craie à *Inoceramus labiatus* – Turonien inférieur).

b) Géométrie

Les dépôts cénomaniens reposent sur les terrains détritiques du Crétacé inférieur par l'intermédiaire d'une surface d'érosion (*Juignet*, 1974). Ils correspondent aux premiers dépôts carbonatés qui signalent le début de la longue période de sédimentation associée à la « Mer de la Craie », qui va perdurer pendant la majeure partie du Crétacé supérieur, et qui sera à l'origine de la mise en place d'une puissante série crayeuse caractéristique de la partie orientale des départements de l'Orne, du Calvados, et de l'ex-Haute-Normandie (hormis l'épisode sableux des Sables du Perche situé au niveau de l'éperon du Perche).

Concernant les formations cénomaniennes, l'épaisseur de la *Craie glauconieuse* est de l'ordre de 25 m dans les secteurs de Mortagne-au-Perche ou de l'Aigle (*Moguedet et al.*, 1998), et celle de la *Craie de Rouen* (ou de *Théligny*) varie d'une dizaine de mètres dans le Pays d'Auge à une trentaine de mètres dans le secteur de Mortagne-au-Perche (*Ménillet et al.*, 1998 ; *Moguedet et al.*, 1998), et jusqu'à 50 m vers Nogent-le-Rotrou (*Vernhet et al.*, 2002).

Les craies turoniennes sont peu représentées dans le département de l'Orne, où elles n'affleurent que très localement dans le bassin d'effondrement de Longny-au-Perche, ou vers La Loupe (Département de l'Eure et Loir) à proximité de la faille de Senonches. Dans ce secteur, son épaisseur peut atteindre une trentaine de mètres (*Moguedet et al.*, 2000). Il s'agit là des craies les plus récentes rencontrées dans le département de l'Orne. Les craies coniaciennes, plus récentes, n'affleurent qu'à la faveur du fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou (département de l'Eure et Loir).

L'épaisseur des dépôts crayeux augmente donc globalement selon un axe ouest – est, à la faveur d'un plongement général des couches vers le centre du Bassin parisien. Ces formations sont toujours recouvertes par un manteau plus ou moins épais d'altérites, formées par décalcification des craies sous-jacentes (Formation résiduelle à silex, altérites des craies cénomaniennes etc.).

c) Intérêt hydrogéologique

De par leur nature, leur épaisseur et leur extension, les formations crayeuses constituent un aquifère d'importance pour tout l'est du département de l'Orne (et même au-delà, on parle

d'aquifère supra régional). La productivité des ensembles crayeux est très liée à la lithologie des formations et leur degré de fracturation, d'altération et/ou de karstification.

Il s'agit d'un des aquifères les plus exploités dans l'Est du département. C'est une ressource majeure pour l'alimentation en eau et pour le soutien des milieux aquatiques en général.

3.4.2. L'ensemble des Sables du Perche du Cénomanien supérieur

a) Lithologie

Datés du Cénomanien supérieur, les *Sables du Perche* correspondent à un équivalent latéral du faciès carbonaté de la *Craie de Rouen* (Illustration 20). Il s'agit de sables hétérométriques, fins à très grossiers, de couleur blanche à ocre déposés dans un milieu marin de type « deltaïque » (Juignet, 1974). Localement, ces sables peuvent contenir quelques lits argileux ou de niveaux indurés gréseux.

b) Géométrie

Ces sables sont caractéristiques du secteur du Perche où ils constituent de nombreuses buttes témoins typiques du paysage percheron. Leur limite d'extension vers le nord / nord-est semble contrôlé par la structure de Senonches (Juignet, 1974). Leur épaisseur varie de 30 m vers L'Aigle, à 40-50 m dans les secteurs de Mortagne-au-Perche et de La Loupe (Moguedet et al., 1998).

Ces sables sont presque toujours recouverts de la Formation résiduelle à silex, hormis dans le bassin d'effondrement de Longny-au-Perche, où ils sont recouverts par les craies marneuses turonienes.

c) Intérêt hydrogéologique

De par leur nature et leur épaisseur, ces formations constituent un aquifère d'importance : leur répartition supra-régionale concerne notamment, outre le département de l'Orne, les départements de l'Eure, de l'Eure et Loir et de la Sarthe, tous situés plus à l'aval (Illustration 21).

Il s'agit d'une des formations exploitées actuellement pour l'alimentation en eau potable et pour les milieux aquatiques du Sud-Est du département. Sa nature en fait toutefois une ressource également vulnérable aux pollutions diffuses.

3.4.3. La Glauconie de base de l'Albien

a) Lithologie

Dans le détail, la *Glauconie de base* (ou Glauconie à *Ostrea vesiculosa*) se présente sous la forme d'argiles ou de sables verdâtres à noirâtres, facilement reconnaissables par leur teneur toujours élevée en glauconie dont la présence traduit une transgression marine brutale. Riche en argiles, la *Glauconie de base* est classiquement considérée comme un niveau semi- perméable à imperméable. A l'échelle régionale, la Glauconie de base correspond à une condensation des faciès distincts des *Sables Ferrugineux*, des *Argiles du Gault* et de la *Gaize* de l'Albien, bien différenciés dans l'est du Pays d'Ouche (Juignet, 1974).

b) Géométrie

La *Glauconie de base* se retrouve dans la partie orientale de la plaine d'Alençon (Nord d'Alençon, Essay – Le-Mêle-sur-Sarthe), dans le Perche (Coulimer, Pervençères, Bazoches-sur-Hoesne, Bellême, Nocé, Céton, ...), dans le secteur de la forêt de Gouffern et la région d'Exmes à la faveur de certaines buttes témoins, et dans le pays d'Auge (hautes vallées de la Touques et de la Vie).

L'épaisseur de la *Glauconie de base* varie de 20 à 25 m dans le Perche (Moguedet et al., 1998 ; Isambert et al., 1989) à une dizaine de mètres dans le pays d'Auge. Cette formation se rencontre essentiellement au pied des collines crayeuses du Perche, où leur faciès argilo-sableux peut-être responsable d'instabilités gravitaires (glissements de terrain notamment).

c) Intérêt hydrogéologique

Bien que peu épais, les faciès détritiques de la *Glauconie de Base* constituent un niveau repère stratigraphique et hydrogéologique d'importance régionale puisqu'il constitue, d'une part, le toit de l'aquifère calcaire de l'Oxfordien-Kimméridgien, et d'autre part la semelle imperméable de l'aquifère de la Craie. Toutefois, les connaissances récentes laissent à penser qu'en l'absence du faciès « Gault » argileux, les transferts d'eau sont possibles entre les deux unités que sont la Craie et les formations de l'Oxfordien sous-jacent.

Dans le département de l'Orne, cette formation est donc considérée comme non aquifère. On la retrouve à l'affleurement principalement dans le sud-est du département en bordure de la cuesta crétacée et au nord-est dans la vallée de l'Huisne et de la Touques où elle donne naissance à de nombreuses sources au débit parfois intéressant (rôle hydro-écologique). L'abondance de fer lui permet également de jouer un rôle au niveau qualitatif avec un certain pouvoir de dénitrification.

3.4.4. Les Sables de l'Aptien

a) Lithologie

Cette formation est très peu représentée dans le département de l'Orne. Il s'agit de sables ou de silts argileux, de couleur ocre, à intercalations argileuses.

b) Géométrie

Seuls quelques dépôts de sables aptiens ont été cartographiés dans le Pays d'Ouche, entre Gacé et Rai, au nord de la faille du Merlerault sur laquelle ils viennent buter, ainsi que dans le secteur de Nogent-le-Rotrou où ils sont épais de 2 à 3 m. Ces sables peuvent être puissants d'une dizaine de mètres au maximum dans la région de l'Aigle (Vernhet et al., 2002 ; Ménillet et al., 1998).

c) Intérêt hydrogéologique

En Normandie crayeuse et en région parisienne, cet ensemble constitue un aquifère d'importance stratégique, où son épaisseur est plus conséquente. Dans l'Orne, son épaisseur est très réduite (bordure du bassin, s'épaissit vers l'Est) ce qui ne permet pas de considérer cette unité géologique comme une ressource potentielle. Son intérêt est limité et ne peut satisfaire que des besoins locaux.

3.5. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES DU JURASSIQUE ET DU TRIAS

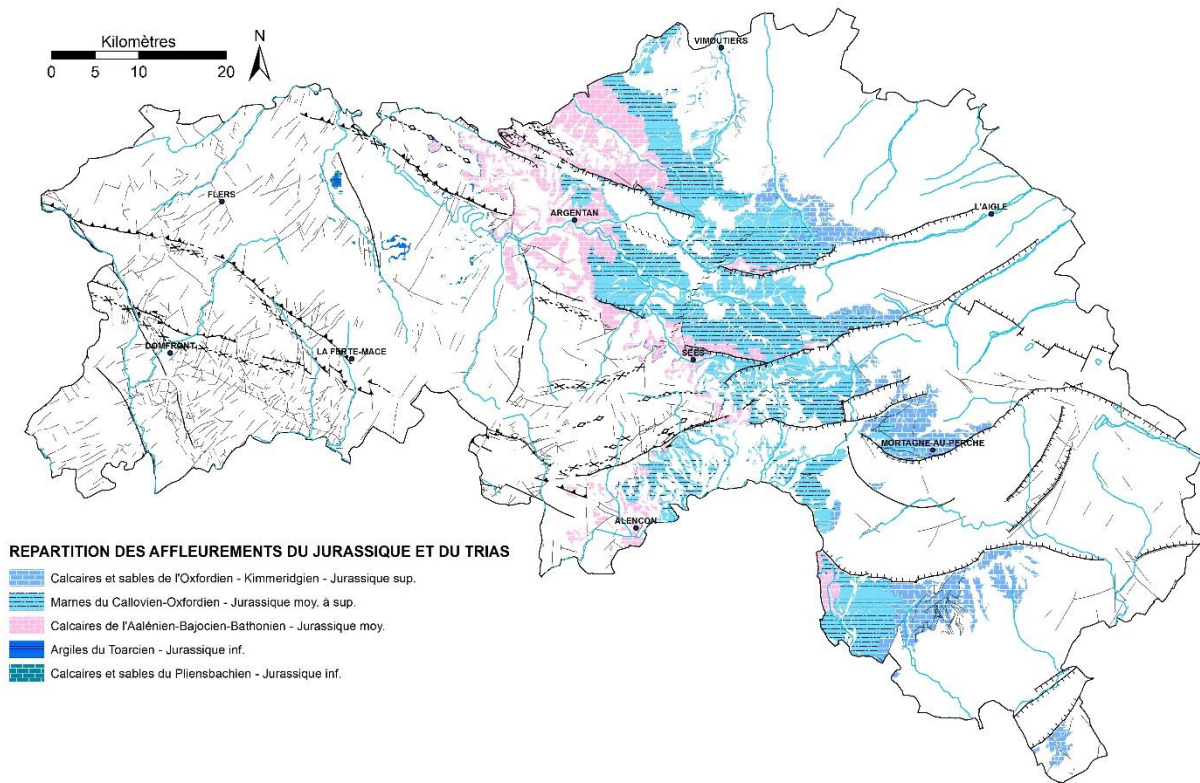


Illustration 23 : Répartition des affleurements des formations du Jurassique et du Trias dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)

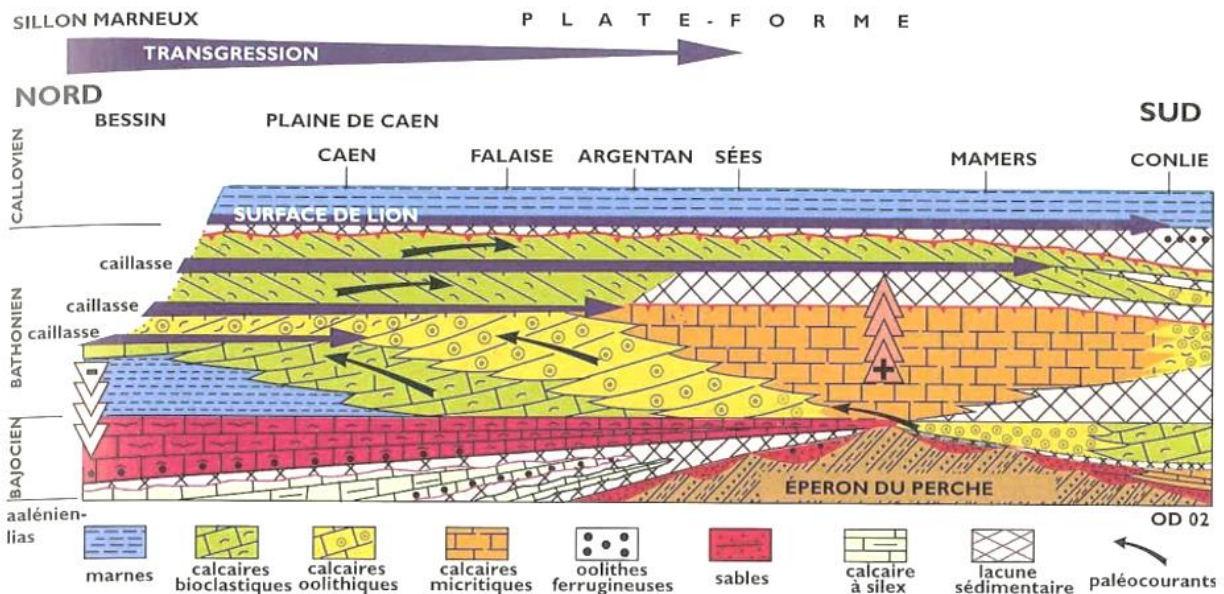


Illustration 24 : Schéma expliquant les variations latérales de faciès au Jurassique (Fily et al. 1979)

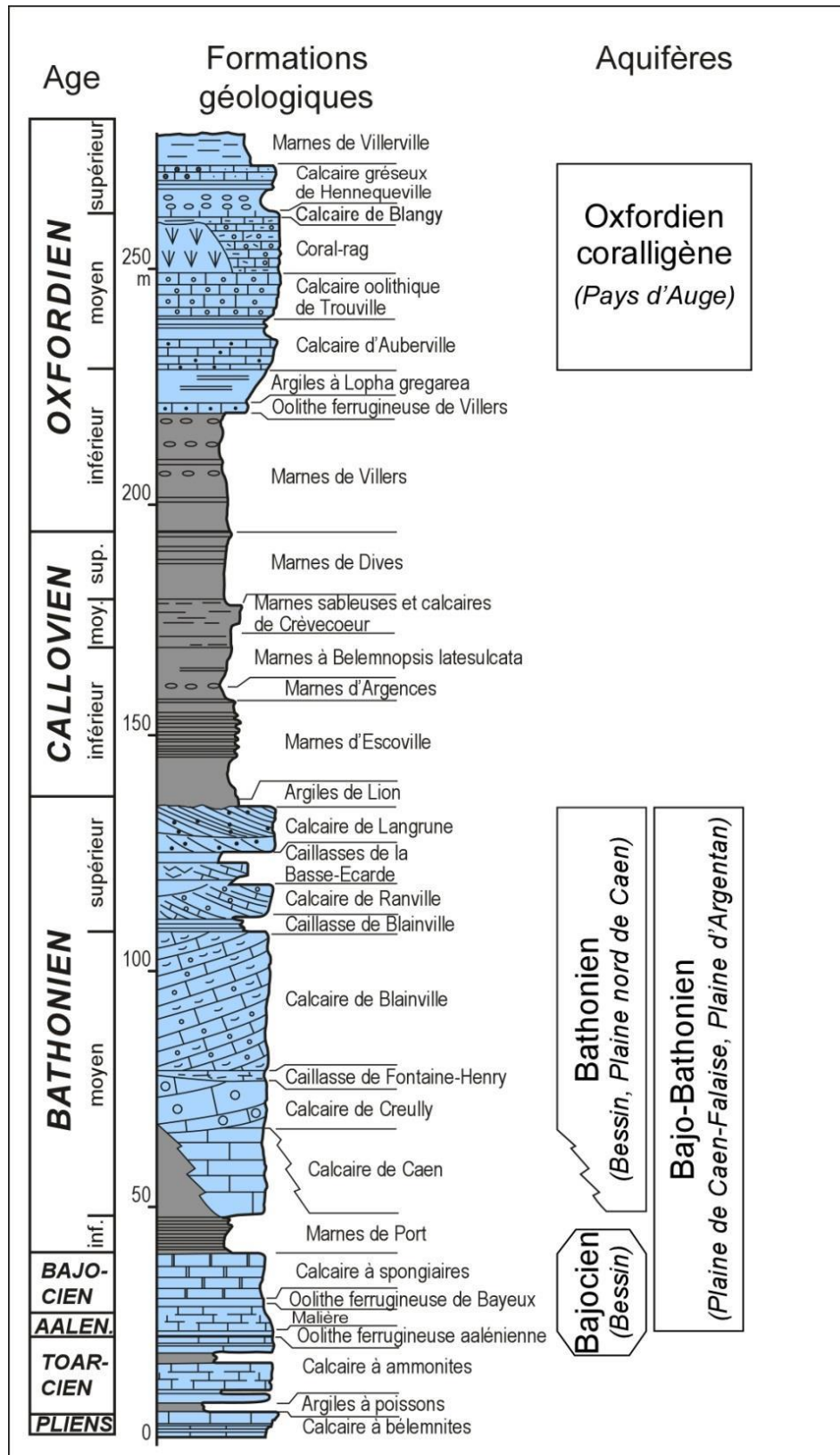


Illustration 25 : Log litho-stratigraphique des formations sédimentaires aquifères du Jurassique de Basse-Normandie (d'après Dugué, 1998)

Des études récentes menée par le BRGM Pays-de-la-Loire (*Rouxel et al.*, à paraître) et Andrieu (2017) et Andrieu et al. (2016) ont permis de dresser des transects de stratigraphie séquentielle pour les dépôts du Jurassique au Cénomaniens. Une partie de ces transects concerne la partie centrale (secteur Argentan-Alençon) et sud-est du département de l'Orne (Massif d'Ecouvès et le bassin de Longny-au-Perche, selon un axe ouest – est). Ces documents récents permettent d'apporter des précisions sur la géométrie, les environnements de dépôts et les faciès des formations du Jurassique moyen (Aalénien, Bajocien, Bathonien et Callovien) et du Jurassique supérieur (Oxfordien, Kimméridgien).

- Le Kimméridgien (Oxfordien supérieur) a été rencontré sur une dizaine de mètres dans le secteur de Champeaux/Sarthe, et sur une soixantaine de mètres vers Moulicent, ce qui traduit une augmentation d'épaisseur vers l'est. Cette formation est caractérisée par des grès et des sables détritiques typiques d'un environnement estuarien ;
- L'Oxfordien moyen à supérieur s'épaissit vers l'est, en passant progressivement de 80 mètres vers Champeaux/Sarthe à plus de 100 m vers Moulicent. Cette augmentation d'épaisseur s'accompagne d'un changement dans les environnements de dépôts :
 - o les dépôts de l'Oxfordien moyen sont, vers l'ouest, de type « calcaires boueux », caractéristiques d'un environnement de lagon et passent progressivement vers l'est à des calcaires gréseux associés à un environnement de « shoreface » à sédimentation mixte ;
 - o les dépôts de l'Oxfordien supérieur sont, vers l'ouest, caractéristiques d'un environnement de lagon (calcaires boueux), puis passent à des faciès variables de marnes, sables et calcaires boueux typiques d'un environnement « supratidal ». Vers l'est, à mesure que l'épaisseur des terrains augmente, la base de l'Oxfordien supérieur est marquée par des dépôts de calcaires boueux caractéristiques d'un environnement de type « offshore supérieur » ;
- Les terrains l'Oxfordien inférieur et du Callovien sont essentiellement représentés par des argiles, des marnes ou des calcaires gréseux déposés dans un environnement « d'offshore inférieur » à proximité de la limite d'action des houles de tempête. Les formations du Callovien et l'Oxfordien inférieur sont toutefois marquées par quelques passages de calcaires boueux ou de faciès argilo-gréseux caractéristiques de « l'offshore supérieur ». Notons enfin que le sommet de l'Oxfordien inférieur est caractérisé par un épisode sableux de type « estuarien » d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui s'épaissit progressivement vers l'est. L'épaisseur des terrains du Callovien à l'Oxfordien inférieur s'épaissit d'ouest (sa zone de cuesta) en est (ou celui-ci s'ennoie sous les formations oxfordiennes) pour atteindre une épaisseur relativement homogène sur la partie orientale du département : de l'ordre de 130 à 140 m ;
- Les formations du Bathonien et du Bajocien se sont déposées dans un environnement de « shoreface » à sédimentation mixte. Elles sont donc essentiellement caractérisées par des calcaires gréseux et coquillers « tidaux » pour les secteurs les plus à l'ouest, hormis dans la partie orientale du transect où le Bathonien supérieur est caractérisé par des dépôts plus fins de « l'offshore supérieur ». En effet, d'après les transects, les formations s'épaississent vers le nord et l'est en passant d'une trentaine à une cinquantaine de mètres dans le secteur de Alençon-Champeaux/Sarthe à une centaine de mètres vers Argentan et Moulicent. Sur la frange occidentale, les épaisseurs varient beaucoup localement car les calcaires sont venus en discordance sur des zones d'écueils ou de haut fonds formés par les formations anciennes du socle.

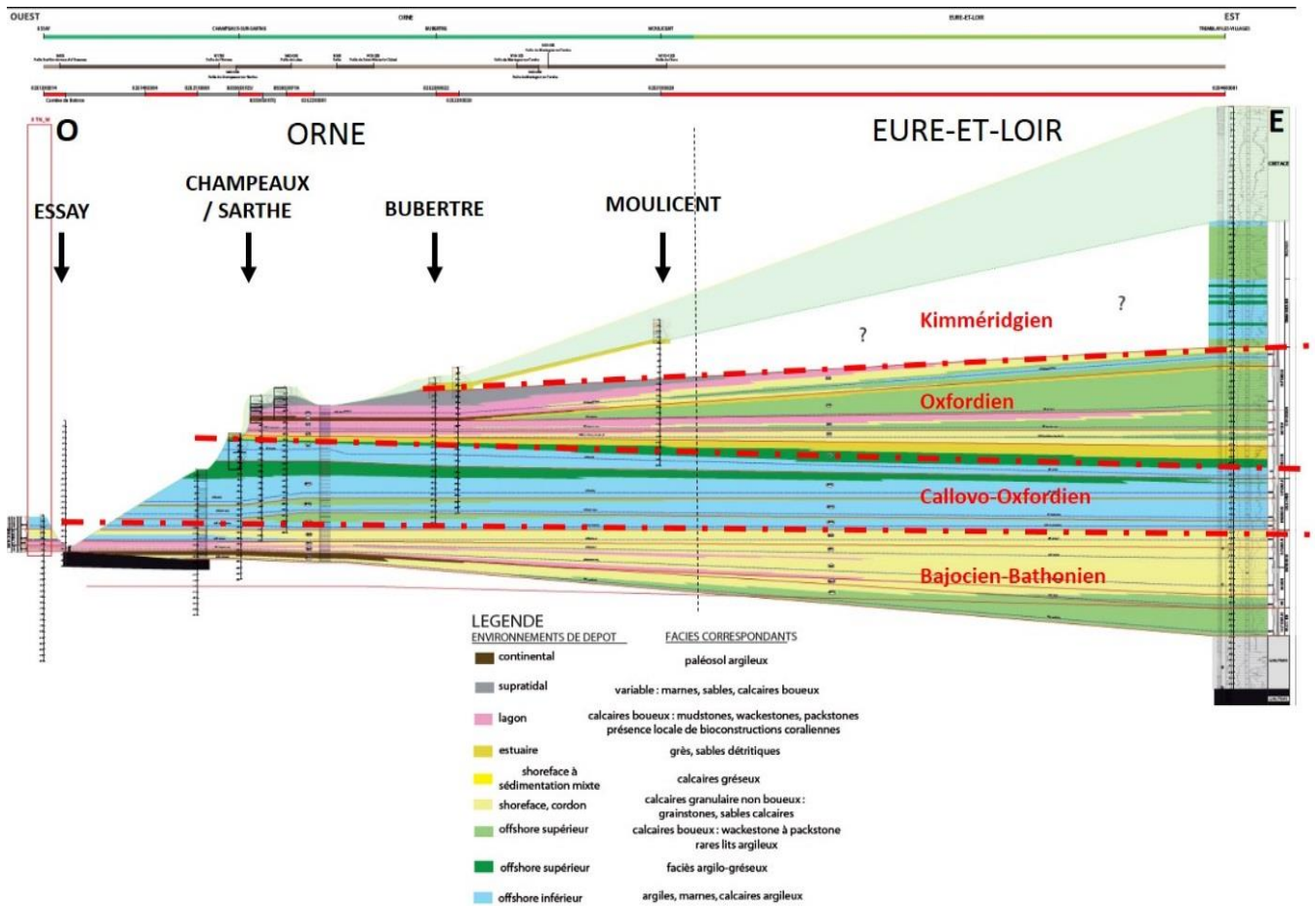


Illustration 26 : Coupe séquentielle interprétative issue de l'analyse de logs lithostratigraphiques et de diagraphies dans le secteur Sud-Est du département de l'Orne. Etude MODGEAU du BRGM Pays de Loire pour l'Agence de l'Eau Loire Bretagne (modifié d'après Rouxel et al., à paraître)

3.5.1. L'ensemble des calcaires et sables de l'Oxfordien-Kimméridgien

Les formations de cet ensemble se sont déposées dans un environnement marin de type plateforme continentale durant la période du Jurassique supérieur, entre l'Oxfordien et le Kimméridgien (anciennement appelé Malm inférieur à moyen) – (Andrieu, 2016). Présents sur l'ensemble de la bordure ouest du Bassin parisien, les affleurements de l'ensemble des « calcaires et sables de l'Oxfordien – Kimméridgien » sont cependant conditionnés par le jeu des failles qui affectent la couverture mésozoïque du département de l'Orne (cf. chapitre 4 – synthèse structurale). On retrouve ainsi les formations de cet ensemble au nord des failles du Merlerault, de Courtomer – Moulin-la-Marche, de Champeaux-sur-Sarthe, de Laleu, et de l'Huisne, ainsi qu'au sud de la faille de Bellême.

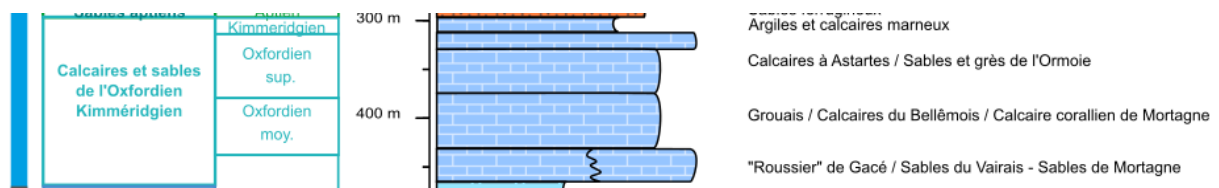


Illustration 27 : Succession litho-stratigraphique des unités géologiques de l'Oxfordien et du Kimméridgien du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

a) Lithologie

Le sommet de l'ensemble des « Calcaires et sables de l'Oxfordien – Kimméridgien » est représenté par la formation des argiles et calcaires marneux d'âge Kimméridgien, constituée de marnes bleues et calcaires plus ou moins oolithiques ou lithographiques.

La série se poursuit vers le bas par des formations carbonatées, représentées à la base par les calcaires oolithiques et bioclastiques de la formation de *Grouais* regroupant les : *Calcaires du Bellêmois* - *Calcaire corallien de Mortagne* surmontées par les calcaires à lumachelles de la formation des *Calcaires à Astartes*, d'âge Oxfordien supérieur. Latéralement, se dépose la formation essentiellement gréseuse des *Sables et grès de l'Ormoie*, représentée par des grès fins calcaires et des sables fins.

La formation se termine à la base par le dépôt du « *Roussier* » de Gacé, caractérisé à la base par des silts ou des sablons ocres puis par des calcaires gréseux bioclastiques. Cette formation est équivalente à celle des *Sables du Vairais et de Mortagne*, à l'Est de Mamers. Ces deux formations sont datées de l'Oxfordien inférieur.

b) Géométrie

La présence ou non des dépôts, les géométries et les épaisseurs des formations incluses dans l'ensemble des « Calcaires et sables de l'Oxfordien – Kimméridgien » sont variables à l'échelle du département de l'Orne. Ces variations sont essentiellement liées à leur situation dans le Bassin parisien (proximité ou non de la bordure avec le Massif Armoricaïn), ainsi qu'à l'activité de certaines structures tectoniques pendant ou après leur dépôt. Ainsi, l'épaisseur totale de cet ensemble varie de 30 jusqu'à 140 m environ :

- L'épaisseur des *Sables et grès de l'Ormoie* n'est que de 1 à 2 m seulement vers l'Ormoie. Elle augmente cependant vers l'Est vers Nogent-le-Rotrou et atteint 12 m dans les environs de Mamers, Mortagne-au-Perche et La Loupe. Les Sables de Glos, passage latéral des sables et grès de l'Ormoie, ne sont pas connus sur le secteur de Vimoutiers ;
- L'épaisseur de la formation des *Calcaires à Astartes* augmente vers l'Est. Elle varie d'une dizaine de mètres sur Vimoutiers, à l'Est de la Touques, et au sud-est vers Gacé, de 5 à 10 m sur Sées où elle n'est présente qu'au nord-est (la Touques marquant la limite ouest), de 10 à 30 m sur l'Aigle où elle se termine en biseau sur la bordure orientale de la carte et jusqu'à 40 m vers Mortagne-au-Perche et Mamers ;
- L'épaisseur des calcaires oolithiques et bioclastiques de la formation de *Grouais* – *Calcaires du Bêllemois* – *Calcaires corallien de Mortagne* varie d'une dizaine de mètres sur Vimoutiers à 35 m à l'Est vers la vallée de la Touques (notice de la feuille de Vimoutiers). Elle atteint une trentaine de mètres sur Mortagne-au-Perche et Mamers, 40 m sur l'Aigle et jusqu'à 50 m dans le secteur de Sées. De manière générale, l'épaisseur de cette série carbonatée augmente vers l'Est (notices de Vimoutiers et Sées) ;
- L'épaisseur du « *Roussier* » de Gacé varie d'une quinzaine de mètres aux abords de la faille du Merlerault à plus de 30 m dans le Pays d'Ouche. Sur la feuille de Sées, cette formation n'est présente qu'au nord de Courtomer. Son épaisseur varie de 10 m à Coulmer, 15 m à Orgères et 35 m à St Evroult à l'Est de Cisaï-Saint-Aubin. Sur la feuille de l'Aigle son épaisseur est de 12 m vers Mahéru, 15 m au nord-ouest de la Feuille augmente vers l'Est mais diminue vers le Sud-Est (dolomitique au Sud de la faille de Merlerault). Dans la région de Vimoutiers, elle peut atteindre 35 m à l'Est vers la vallée de

la Touques. L'épaisseur des *Sables de Vairais et de Mortagne*, équivalent latéral du Roussier de Gacé, varie de 15 à 20 m vers Mortagne-au-Perche et Mamers.

c) Intérêt hydrogéologique

Cet ensemble à dominante calcaire, composé d'une succession d'unités aquifères superposées, est limité à la base par les formations argileuses du Callovo-Oxfordien et à son toit par les formations de l'Aptien-Albien. Dans les secteurs de bordure de cuesta : Bellême, Mortagne-au-Perche, Moulin-la-Marche, Echauffour et Gacé où les formations affleurent, cet ensemble assure un rôle important pour l'alimentation en eau des agglomérations et pour l'alimentation plus générale de l'hydrosystème.

Les débits exploités peuvent y être relativement importants. A noter : des communications peuvent exister avec les formations du Crétacé sus jacentes lorsque les formations argileuses de du Kimméridgien ou de l'Aptien-Albien sont absentes ou très réduites. Dans ce cas, il peut exister une drainance de l'aquifère de la craie vers celui de l'Oxfordien - Kimméridgien. Dans le cas contraire, les formations peuvent prendre un caractère captif sous couverture de ces formations argileuses.

Les calcaires oxfordiens peuvent acquérir un caractère karstique (Couëffé et al., 2007, Wuillemier et al., 2013) en particulier dans les hautes vallées de la Touques et de la Vie où ce caractère particulier est bien connu. En effet, l'inventaire départemental des mouvements de terrain et cavités souterraines, réalisé en 2004 et 2005 par le BRGM, a mis en évidence une quantité importante de cavités d'origine naturelle dans le bassin versant de la Touques qui peuvent être associées à ces formations.

3.5.2. L'ensemble des marnes callovo-oxfordiennes

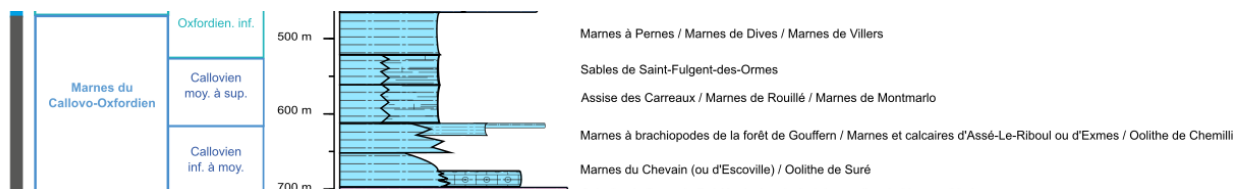


Illustration 28 : Succession lithostratigraphique des unités géologiques du Callovien et de l'Oxfordien du département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

a) Lithologie

Les formations marneuses qui se trouvent au sommet du Jurassique moyen (Callovien, anciennement appelé Dogger supérieur) et à la base du Jurassique supérieur (Oxfordien, anciennement appelé Malm inférieur) constituent un ensemble à tendance argileuse reconnu sur l'ensemble du Bassin parisien. Il sépare en effet l'ensemble des « Calcaires du Bajocien-Bathonien » sous-jacent de celui de l'ensemble des « Calcaires et sables de l'Oxfordien – Kimméridgien » décrit précédemment.

La partie sommitale de l'ensemble des « marnes callovo-oxfordiennes » est constituée des marnes grises à intercalation de calcaires argileux et des calcaires oolithiques ferrugineux de la formation des *Marnes à Pernes* du Callovien supérieur à Oxfordien moyen. Cette formation est bordée, uniquement à l'extrémité nord du département de l'Orne, par l'ensemble des *Marnes de Dives*, des *Marnes de Villers*, de l'*Oolithe de Villers*, et des *Argiles à Lophea gr.*, indifférenciées,

essentiellement représentées par des faciès fins, marneux, argileux, à passées silto-argileuses voire calcaires. Les marnes à Pernes sont aussi connues sous le nom d'*Assises de la Villerie à Orges* (feuille de l'Aigle – *Ménillet et al.*, 1998) ou encore des *Marnes de Vaunoise* ou *Marnes du Tertre* (feuille de Mamers – *Juignet et al.*, 1986).

Au Callovien supérieur, se dépose la formation des *Marnes de Montmarlo* et *Marnes de Rouillé* surmontée par l'épaisse formation de l'*Assise des Carreaux* dont l'équivalent vers le sud, dans la région de Mamers, correspond aux *Sables de Saint-Fulgent-des-Ormes*. Ces formations sont constituées d'une alternance de sables fins et de silts argileux à intercalation de niveaux calcaires silto-gréseux décimétriques (*Moguedet et al.*, 1998).

Ces dépôts surmontent les *Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern* (Callovien inférieur à moyen), représentées par des argiles calcaires ou des marnes silteuses à intercalations calcaires. Le faciès des *Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern* devient plus silteux (voire sableux) vers le nord-est donnant ainsi les *Marnes et calcaires d'Exmes* dont l'équivalent latéral dans les environs de Mamers correspond aux *Marnes et calcaires d'Assé-Le-Riboul*, puis à l'*Oolithe de Chemilli* (*Andrieux*, 2017).

La base de la série marneuse est représentée par la formation des *Marnes du Chevain* (ou d'*Escoville*) datée du Callovien inférieur, constituée d'une alternance de marnes sombres et de calcaires argileux, parfois fossilifères. Dans la région de Sées, cette formation passe latéralement à la formation marneuse et calcaire oolithique ferrugineux de l'*Oolithe de Suré* (*Andrieux*, 2017) qui souligne un environnement de dépôt marin plus proximal, de type littoral sableux.

b) Géométrie

Dans l'Orne, la formation des « Marnes callovo-oxfordiennes » affleure essentiellement au centre du département. Tout comme les formations des « Calcaires et sables de l'Oxfordien – Kimméridgien », elles sont marquées par des décalages liés aux failles qui affectent la couverture Mésozoïque de l'Orne. Elles affleurent ainsi au nord des failles du Merlerault, de Mortrée, de Sées, de Courtomer – Moulin-la-Marche, de Champeaux-sur-Sarthe, de Laleu, et de Mortagne-au-Perche, ainsi qu'au sud de la faille de Bellême, ainsi qu'au sud de la faille bordière sud-est du massif paléozoïque d'Ecouves dont elles marquent le compartiment affaissé.

L'épaisseur totale de l'ensemble des « Marnes callovo-oxfordiennes » peut atteindre jusqu'à 225 m. A l'instar des autres formations sédimentaires jurassiques ou crétacées, l'épaisseur des formations qui constituent cet ensemble lithologique peut présenter d'importantes variations à l'échelle du département de l'Orne, mais d'une manière générale, l'épaisseur de l'ensemble augmente d'ouest en est, à la faveur du plongement général des couches vers le centre du Bassin parisien. Ainsi, cet ensemble n'est épais que de quelques mètres dans la campagne d'Argentan, pour dépasser les 200 m vers Vimoutiers. Dans le détail, nous retrouvons :

- L'épaisseur des *Marnes à Pernes* varie d'une vingtaine de mètres sur L'Aigle et Sées, entre 15 et 30 m sur Mortagne-au-Perche, et jusqu'à 40 m sur Mamers et Vimoutiers. L'ensemble des *Marnes de Dives*, *Marnes de Villers*, *Oolite de Villers*, *Argiles à Lophea gr.*, *indifférenciées*, sont épaisses de 45 à 55 m et uniquement représentées dans le nord du département de l'Orne (*Vernhet et al.*, 2002) ;
- L'épaisseur de l'*Assise des Carreaux* varie de 15 à 30 m sur Mortagne-au-Perche mais atteint jusqu'à 70 m dans la région de Sées et 85 m dans celle de L'Aigle. Vers le sud, dans la région de Mamers, elles sont représentées par les *Marnes de Montmarlo* et de

Rouillé, dont l'épaisseur est réduite à une quinzaine de mètres au maximum surmontées par les *Sables de Saint-Fulgent* variant de 25 à 35 d'épaisseur ;

- L'épaisseur des *Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern* varie de 10 à 20 m dans le secteur de Vimoutiers, de 25 à 30 m vers Argentan, et de 10 à 35 m entre Sées et l'Aigle avec un épaississement vers le nord-est. Une épaisseur maximale de 60 m est relevée dans le secteur d'Alençon ;
- L'épaisseur des *Marnes et calcaires d'Exmes* varie de 10 à 15 m. Les *Marnes et calcaires d'Assé-Le-Riboul*, qui correspondent à son équivalent vers le sud, atteignent seulement 3 m d'épaisseur vers Mamers tout comme l'*Oolithe de Chemilli* juste au-dessus ;
- Enfin, l'épaisseur des *Marnes de Chevain* (ou d'*Escoville*) peut atteindre 40 m dans le secteur de Falaise ou de Fresnay-sur-Sarthe tandis que son faciès latéral, l'*Oolithe de Suré*, ne dépasse pas 15 m d'épaisseur.

c) Intérêt hydrogéologique

Cet ensemble est considéré comme peu ou pas aquifère, car peu perméable de manière générale.

Dans le paysage, ces formations et leurs altérites vont soutenir la présence de zones humides, notamment entre la Cuesta Crétacé et la rive droite du bassin de la Dives, vers les communes de Trun, Chambois au Nord, Nonant le Pin, Chailloué au centre et Bellême plus au Sud.

Cet ensemble marneux peut toutefois contenir de petits aquifères dans les formations marno-calcaires et sablo-silteuses. Ces petites unités peuvent être intercalées entre de plus grandes, imperméables, ce qui va leur donner un caractère captif. L'épaisseur et la géométrie de ces unités (cf. Illustration 26) plus perméables ne permet pas d'y exploiter des ressources importantes. Leur intérêt est le plus souvent local.

3.5.3. L'ensemble des calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien



Illustration 29 : Succession lithostratigraphique des unités géologiques de l'Aalénien, du Bajocien et du Bathonien dans le département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

a) Lithologie

Les dépôts carbonatés du Bathonien qui surmontent ceux du Bajocien correspondent à des environnements de dépôt de type plateforme carbonatée marine. Marquée par des variations latérales de faciès, cette série est constituée des formations suivantes (du sommet vers la base) :

- Le Bathonien supérieur est globalement représenté par une série de calcaires bioclastiques plus ou moins oolithiques et de caillasses (calcaires noduleux à lentilles marneuses). Il regroupe, du haut vers le bas, les formations suivantes :

- Les *Marnes et calcaires de Bourg-Le-Roi*, qui ne sont autre que l'équivalent latéral des Argiles de Lion-sur-Mer de la plaine de Caen ;
 - Le *Calcaire d'Argentan* passant latéralement à des faciès de bordure conglomératiques et grès calcaires à proximité des écueils dans la région d'Argentan, le *Calcaire de Langrune*, ou *Calcaire de Chambois* reposant sur la *Caillasse de Basse Escarde* dans le secteur de Falaise et le *Calcaire de Fel* (ou de *Ranville*) présent dans les secteurs de Falaise et Vimoutiers et disparaissant au sud de la campagne d'Argentan ;
 - La *Caillasse de Belle-Eau* dans la région d'Argentan (1,5 m sur Argentan), équivalente latérale de la *Caillasse de La Basse-Ecarde* ou de Chambois sur Falaise (jusqu'à 3 m sur Falaise), ou encore la *Caillasse de Blainville* ou *Caillasse d'Aubry en Exmes* affleurantes dans la région de Vimoutiers, ainsi que la *Caillasse des Baronnières et Calcaire de Mamers* (2,5 à 5 m d'épaisseur sur Mamers). Sont associés à cet ensemble les faciès bathoniens de bordure des écueils paléozoïques (épaisseur d'ordre métrique).
- Le Bathonien moyen, caractérisé par l'ensemble de formations des *Calcaires de Valfrembert*, passant latéralement aux *Calcaires de Sarceaux* à pellesoïdes et oolites, *Calcaires de Blainville* aussi appelés *Calcaires de Bon-Mesnil* dans les secteurs de Falaise et de Vimoutiers, ou encore *Calcaires des Mées*. On associera également à cet ensemble la formation des *Calcaires à nérinées et Calcaires à bryozoaires* affleurant dans les régions de Sées et d'Alençon ;
 - Le Bathonien inférieur, essentiellement représenté par la formation bioclastique à accidents siliceux des *Calcaires de Caen*. Ils passent latéralement aux *Calcaires de Fresné-la-Mère et de Bailleul*, au sud-ouest de Vimoutiers. Leur équivalent latéral dans la région d'Argentan correspond aux *Calcaires d'Ecouché*. Cet ensemble est essentiellement constitué de calcaires bioclastiques parfois gréseux, conglomératiques ou crayeux.

La série carbonatée du Bajocien est représentée par les *Calcaires oolitiques de Damigny – et du Saosnois*, présents dans la région d'Alençon. Ils ont pour équivalent latéral le *Calcaire oolithique de Vilaines-la-Cavelle* jusqu'à l'Ouest de Sées (Notice d'Alençon). Dans le secteur d'Argentan ou de Trun, ces faciès correspondent aux *Calcaires à Acanthothiris spinosa*, caractérisés par des calcaires fins, bioclastiques, parfois conglomératiques.

La base aalénienne de cet ensemble du Jurassique Moyen est marquée par la formation de l'*Arkose d'Alençon* passant latéralement à celle des *Sables et graviers de Tessé* vers Mamers, le long du massif de Perseigne (*Dassibat et al.*, 1982). Les dépôts correspondent à des sables plus ou moins grossiers, quartzeux, feldspathiques, parfois argileux et plastiques. Ces formations sont surmontées de blocs épars de calcaires meulièrement résiduels associés à la limite Aalénien-Bajocien.

b) Géométrie

Dans l'Orne, l'ensemble des « Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien » affleurent essentiellement dans la partie ouest du bassin parisien. Tout comme l'ensemble de la couverture Mésozoïque de l'Orne les formations qui le composent sont marquées par des décalages liés aux failles. Ces formations affleurent essentiellement dans la région d'Argentan où elles sont affectées par les failles de Grande Gouffern, de Cordey-Rhônai et de Mortée. Dans la région de

Sées, elles sont marquées par la faille de Sées mais aussi par l'extrémité ouest de la faille de Merlerault vers le nord, ainsi que l'extrémité Est de la faille bordière SE du massif d'Ecouves vers le sud. Enfin, dans le sud du département, on retrouve des « Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien » dans les secteurs d'Alençon et de Mamers.

L'épaisseur totale de l'ensemble des « Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien » varie de 50 à 110 m en s'épaississant vers le nord-est.

L'ensemble carbonaté du Bathonien (épais de 30 à 70 m) est subdivisé en trois ensembles : le Bathonien inférieur d'une dizaine de mètres d'épaisseur, le Bathonien moyen de 10 à 30 m d'épaisseur et le Bathonien supérieur de 10 à environ 30 m d'épaisseur :

- Le Bathonien supérieur est un ensemble de trois formations dont l'épaisseur totale varie entre 6,5 m et 27 m avec :
 - 0 à 3 m de formations marneuses constituées par les *Marnes et calcaires de Bourg-Le-Roi* ;
 - 5 à 20 m de formations calcaires représentées par Le *Calcaire d'Argentan* affleurant surtout au nord et au sud de la région, épais de 7 à 12 m dans les régions d'Argentan et de Sées, le *Calcaire de Langrune ou de Chambois* épais de 5 à 10 m dans la région de Falaise ou 4 à 5 m dans la région de Vimoutiers, le *calcaire de Fel (ou de Ranville)* (12 à 20 m d'épaisseur sur Vimoutiers) ;
 - 1,5 à 4 m de formations appelées « Caillasses » regroupant la *Caillasse de Belle-Eau* (1,5 m sur Argentan), la *Caillasse de La Basse-Ecarde ou de Chambois* (jusqu'à 3 m sur Falaise), la *Caillasse d'Aubry en Exmes* de la région de Vimoutiers ou *Caillasse de Blainville* qui disparaissent au sud d'Argentan, ainsi que la *Caillasse des Baronnières et Calcaire de Mamers* (de 2,5 à 4 m d'épaisseur d'est en ouest sur Mamers), ainsi que des *faciès bathoniens de bordure des écueils paléozoïques* d'épaisseur d'ordre métrique ;
- Le Bathonien moyen est constitué du *Calcaire de Valframbert* et son équivalent latéral le *Calcaire de Sarceaux* (qui atteignent 10 à 25 m sur Sées et au nord-ouest de Mamers), ainsi que d'autres faciès latéraux tels que le *Calcaire de Bon-Mesnil, de Blainville ou des Mées* (20 à 30 m sur Vimoutiers et Falaise), ou encore les *Calcaires à nérinées et Calcaires à bryozoaires* (0 à 20 m dans les régions de Sées et d'Alençon) ;
- Le Bathonien inférieur est essentiellement représenté par la formation bioclastique à accidents siliceux des Calcaires de Caen (0 à 12 m d'épaisseur sur Falaise), ainsi que par ses équivalents latéraux : les formations bioclastiques des *Calcaires de Fresné-La-Mère (de 2 m à Vimoutiers à 14 m sur Falaise)*, des *Calcaires de Bailleul* (0 à 10 m sur Vimoutiers) et des *Calcaires d'Ecouché* (8 à 10 m d'épaisseur sur Argentan) ;

Les calcaires bajociens sont épais de 15 à 25 m, avec :

- Les *Calcaires de Caen, de Fresné-La-Mère et de Bailleul* dont l'épaisseur globale atteint une dizaine de mètres au sud-ouest de Vimoutiers, tout comme celle de leur équivalent latéral, les « *Calcaires d'Ecouché* », dans la région d'Argentan ;
- Les *Calcaires oolitiques de Damigny et du Saosnois*, dont l'épaisseur de 3 à 4 m vers Alençon passe à 16 m sur Mamers sous le faciès Oolithe de Vilaines-la-Cavelle. L'équivalent latéral des calcaires du Saosnois est représenté dans le secteur d'Argentan

par les Calcaires à *Acanthothiris spinosa* (2 à 3 m sur Argentan). Ces faciès bajociens se retrouvent aussi en bordure des écueils paléozoïques (jusqu'à 3 m d'épaisseur sur Falaise) ;

La base de l'ensemble, constituée de l'*Arkose d'Alençon* et des *Sables et Gravieres de Tessedé*, est épaisse de 3 à 5 m d'après la notice de la feuille d'Alençon (Dassibat *et al.*, 1982) et de 10 à 15 m d'après la feuille de Fresnay-sur-Sarthe (Juignet *et al.*, 1984).

c) Intérêt hydrogéologique

Dans le nord et l'est du département du Calvados, les formations marneuses des *Marnes de Port* (Bathonien inférieur et moyen) ont clairement été identifiées comme un imperméable séparant l'aquifère carbonaté de l'Aalénien-Bajocien sous-jacent de celui du Bathonien au-dessus, tel que décrit notamment dans le log synthétique de Dugué (1998) (Illustration 25). L'individualisation de ces deux aquifères a été confortée lors de la modélisation des aquifères de la plaine de Caen et du bassin de la Dives, en 2013, où leur épaisseur peut atteindre 30 m (Wuilleumier *et al.*, 2013).

En revanche, vers le sud de Caen, l'épaisseur des *Marnes de Port* diminue jusqu'à disparaître dans le département de l'Orne, où les *Calcaires de Caen* (Bathonien inférieur) sont directement déposés sur les *Calcaires de Damigny, Villers, Mamers, Valframbert* et du *Saosnois* (Bajocien supérieur à Bathonien). L'ensemble carbonaté de « l'Aalénien-Bajocien-Bathonien » constitue, de fait, un seul et unique aquifère dans le département de l'Orne comme précisé dans le log lithostratigraphique synthétique (Illustration 39).

Dans le département de l'Orne, l'ensemble des « Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien » constitue donc un seul et unique ensemble épais d'environ 80 à 180 mètres, et essentiellement composé de calcaires marins déposés dans un environnement de type plateforme continentale carbonatée. Il s'agit donc d'un aquifère d'importance pour le département (tant pour l'alimentation en eau que pour les milieux humides), à l'instar de celui du Crétacé et de l'Oxfordien dans l'est du département.

A noter : cet ensemble calcaire est également affecté par des phénomènes de karstification, notamment dans le pourtour du massif d'Ecouves.

3.5.4. L'ensemble argilo-sableux du Keuper – Pliensbachien – Toarcien

La nature composite des formations tantôt sableuses (ou calcaires) tantôt argileuses du Jurassique inférieur (Lias) et du Trias sous-jacent, fait de leur regroupement un ensemble relativement hétérogène. Il est décrit ci-dessous selon trois sous-ensembles.

Notons que la répartition de cet ensemble concerne plutôt le nord du département et est assez éparse : les zones d'affleurement ne sont connues que très ponctuellement.



Illustration 30 : Succession lithostratigraphique des unités géologiques du Keuper, du Pliensbachien et du Toarcien dans le département de l'Orne (extrait du log lithostratigraphique synthétique)

a) Lithologie

Le sous-ensemble du « Toarcien argileux » du département de l'Orne regroupe, du sommet vers la base, les deux formations suivantes (Vernhet et al., 2002) :

- La formation des *Argiles à poissons* et *Calcaires et marnes à ammonites* : caractérisée par une alternance d'argiles parfois collantes à intercalation de schistes bitumineux et de niveaux calcaires ;
- La formation des *Argiles blanches et calcaires à oolites ferrugineuses* : représentée dans un secteur situé à l'ouest d'Ecouché, cette formation correspond à des argiles blanchâtres, silteuses à la base, et est surmontée par des argiles grises à niveaux carbonatés.

Composé de trois formations distinctes, le sous-ensemble « calcaro-sableux du Pliensbachien » est intercalé entre les terrains imperméables du Toarcien et du Trias argileux. Il se compose, du sommet vers la base :

- Des *Sables et argiles d'Aunou*, constitués d'argiles ou de silts argileux à passées de sables parfois ligniteux ;
- Des *Marnes et calcaires à bélemnites* constitués par des calcaires gréseux ou des calcaires à oolites ferrugineuses ;
- Des *Sables et grès de Sainte Opportune*, constitués de dépôts marins (littoral sableux) caractérisés par des sables quartzeux, parfois silicifiés ou grésifiés à passées conglomératiques, ou par des calcaires.

Le sous-ensemble du « Trias supérieur argileux » est constitué dans le département de l'Orne par l'unique formation des *Argiles grises et rouges, sables, conglomérats, cailloutis et calcrêtes*. Ces formations sont rattachées à un ensemble de sables, cailloutis et galets, argiles panachées, conglomérats carbonatés et calcaires gréseux déposés dans un environnement fluviatile continental. Elles ont été datées du Keuper supérieur d'après des éléments paludicoles retrouvés dans la carrière d'Eroudeville de Sainte-Mère-Eglise dans la Manche (Aubry, 1982).

b) Géométrie

L'ensemble argileux du Toarcien n'est présent à l'affleurement que dans un secteur réduit situé à l'est du massif d'Athis avec une épaisseur limitée de 10 à 20 m :

- Au-dessus, la formation des *Argiles à poissons et Calcaires et marnes à ammonites* affleure uniquement au sud-ouest de la région de Falaise où elle n'atteint pas plus de 3 m ;
- A la base, la formation des *Argiles blanches et calcaires à oolites ferrugineuses* est puissante de 9 à 16 m. Elle affleure au nord-est et au sud-est du massif d'Athis vers Briouze et le Houlme.

L'épaisseur des formations du Pliensbachien peut atteindre 25 m à l'ouest d'Argentan et au maximum 10 m dans la région de Sées, avec :

- La formation des *Sables et argiles d'Aunou*, uniquement présente aux alentours de Sées (2 m), n'est épaisse que d'une dizaine de mètres au maximum. Ils disparaissent immédiatement vers le nord ;
- L'épaisseur des *Marnes et calcaires à bélemnites* atteint 9 m au maximum au nord-est du massif de Mathis où elles affleurent. Au sud de la zone Bocaine, ces marnes et calcaires reposent directement sur les schistes briovériens et disparaissent à l'est ;
- Enfin, l'épaisseur des *Sables et grès de Sainte Opportune* varie de 0,5 m vers Falaise, de 4 à 7 m au nord et ouest d'Ecouché, pour atteindre une quinzaine de mètres dans le secteur ouest d'Argentan où ils comblent les dépressions situées à l'ouest d'une méridienne Sentilly – Joué du Plain. Comme en témoignent de rares affleurements sur le massif d'Athis, l'aire de dépôt de ces sables devait, à l'origine, s'étendre vers l'ouest.

D'épaisseur variable, les formations argilo-sableuses du Keuper peuvent atteindre jusqu'à une trentaine de mètres d'épaisseur sur la commune de Nécy, près de Falaise.

c) Intérêt hydrogéologique

Cet ensemble de formations du Jurassique inférieur et du Trias abrite des faciès relativement perméables comme des sables et des conglomérats. Il peut donc abriter de petite nappes. Toutefois, la géométrie de ces réservoirs est souvent peu étendue du fait de sa configuration en forme de lentilles. Les horizons géologiques perméables se biseautent rapidement pour passer à d'autres faciès moins perméables : argiles notamment. Cet ensemble, très hétérogène et peu épais n'a donc qu'un intérêt hydrogéologique local.

Cette formation constitue la semelle imperméable de l'aquifère hébergé dans les formations calcaires sus-jacentes de l'ensemble des « calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien ».

3.6. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES SEDIMENTAIRES ET METASEDIMENTAIRES DU SOCLE PALEOZOÏQUE

Les formations sédimentaires ou méta-sédimentaires du socle paléozoïque de l'Orne sont constituées de roches d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire d'âge Cambrien à Dévonien. Elles sont caractérisées par une majorité de grès, plus rarement de calcaires, ou d'ignimbrites, alternants avec des schistes, légèrement métamorphisés mais surtout plissés et fracturés durant l'orogénèse varisque (hercynienne).

Il est important de noter que les affleurements des formations cambriennes à ordoviciennes du département de l'Orne sont uniquement conservés au niveau des grandes structures synclinales du Paléozoïque (Zone bocaine, Domfront-Mortain, Ecouves, Forêt-Auvray etc. - Illustration 31), qui présentent chacune des spécificités locales (héritées de leurs histoires géologiques respectives). Ces plis à déversement vers le sud sont affectés de cisaillements bordiers.

De fait, le faciès, la géométrie et l'épaisseur de ces formations sont susceptibles de varier d'un synclinal à l'autre, voire au sein d'une même structure. En conséquence, il est difficile d'établir des relations « stratigraphiques » entre ces différentes unités géologiques et donc de les représenter dans un log litho-stratigraphique synthétique. C'est le cas par exemple des séries volcaniques cambriennes du massif d'Ecouves, au nord d'Alençon, dont la mise en place est liée au fossé d'effondrement du Maine (caldeira) dont l'aire de répartition est limitée dans l'espace et dans le temps, puisqu'intercalées avec d'autres séries méta-sédimentaires.

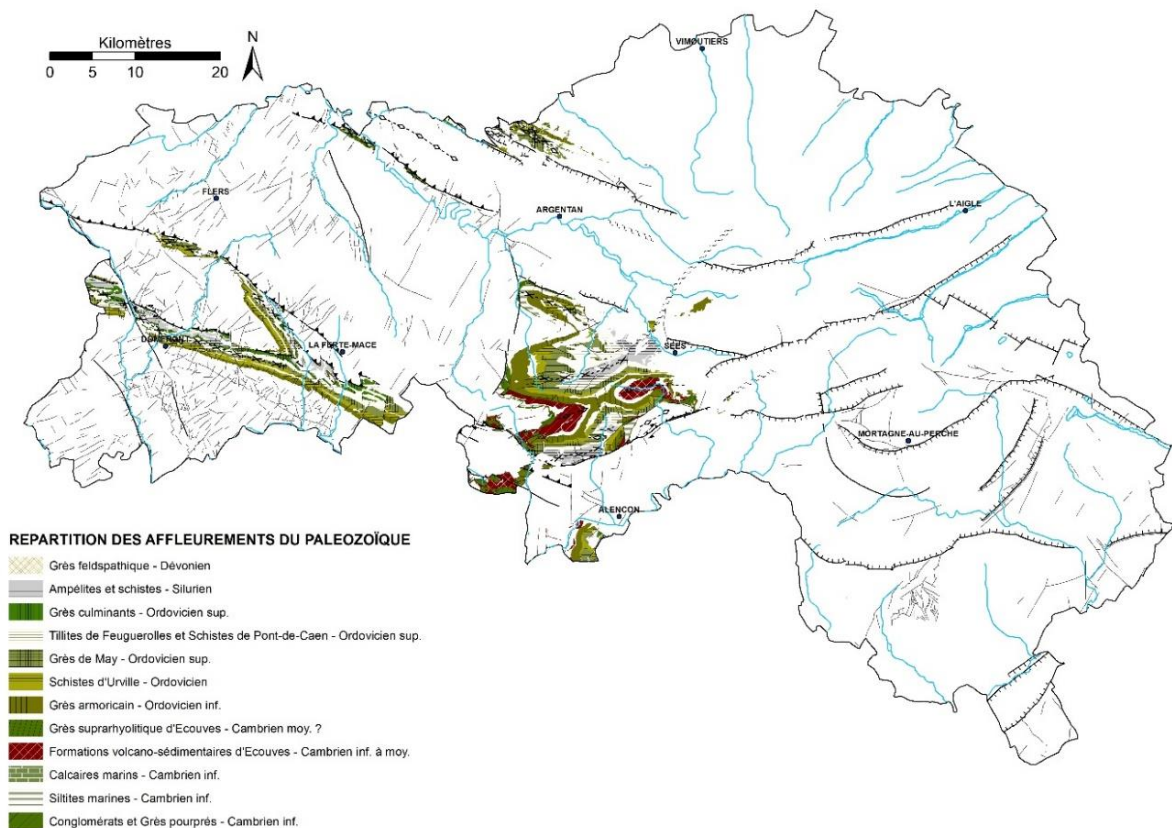


Illustration 31 : Répartition des affleurements des formations sédimentaires du socle Paléozoïque dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)

Ces unités paléozoïques disparaissent à l'est sous les formations sédimentaires du Mésozoïque qui viennent les recouvrir en discordance (cf. coupes géologiques départementales au chapitre 4.6).

3.6.1. L'ensemble schisto-gréseux de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien

La série de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien est constituée d'une alternance de grès et de schistes (Illustration 32). Ces formations se sont déposées lors de la transgression marine qui débute à l'Ordovicien dans un environnement de dépôt de type plateforme terrigène. Elles affleurent dans les synclinaux paléozoïques du domaine mancennien, dans la partie occidentale et centrale du département (Illustration 31 et Illustration 33).

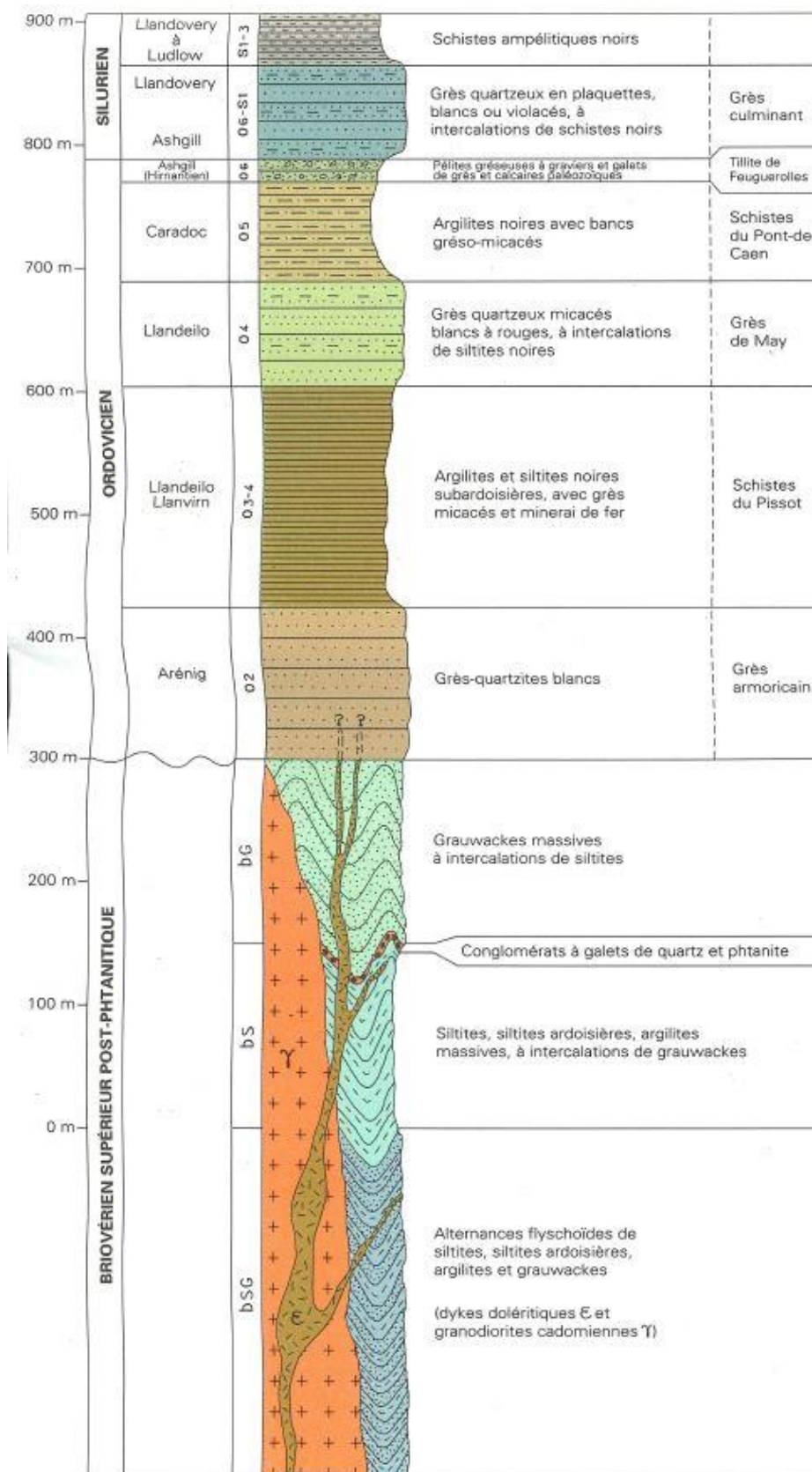


Illustration 32 : Log litho-stratigraphique du Briovérien au Paléozoïque montrant le contact discordant entre les deux formations (Source : carte géologique de Domfront n°249, Vernhet et al., 1995)



Illustration 33 : Colonnes stratigraphiques des sédiments paléozoïques dans les principaux synclinaux de Ferrière-aux-Etangs, Domfront-Mortain et Saint-Clair-de-Halouze (Enouf, 1981)

a) Les Grès feldspathiques et les schistes ampélitiques - Silurien à Dévonien

• Lithologie

Les « Grès feldspathiques et schistes ampélitiques » du Silurien-Dévonien regroupent :

- Les formations dévoniennes des *Grès à Platyorthis monnieri* (ou *grès de Gahard*), constituées de grès fins bien classés, feldspathiques à passées d'argilites, et des *Schistes et quartzites du Val*, qui correspondent à une série composée d'argilites et de siltites entrecoupées de minces niveaux de quartzites et de grès ;
- La formation silurienne des *Ampélites des Tuileries*, constituée d'ampélites sombres, riches en matière organique et bitumineuse.

Si la formation dévonnaise est caractéristique d'un environnement de dépôt de type plateforme terrigène, la formation silurienne, plus ancienne, correspond plutôt à un environnement de dépôt marin de type bassin pélagique.

Notons qu'une schistosité de fracture se développe sur la bordure septentrionale des secteurs charriés, sur une largeur de 2 à 3 km sur la zone Bocaine. Elle correspond à une schistosité de fracture. Les ampélites siluriennes sont intensément schistosées (carrière de Jurques ; feuille Torigni-sur-Vire dans le Calvados – Vernhet et al., 2000).

Ces plans de schistosité s'orientent autour d'une direction moyenne N110° à N120°E et plongent fortement vers le Nord, de 70° à 80°. Dans les niveaux gréseux, plus compétents, la schistosité de fracture est plus frustre. Cette schistosité apparaît dans les niveaux les plus schisteux où elle est soulignée par une légère recristallisation et une orientation des phyllites dont le degré de cristallinité caractérise un métamorphisme de faible intensité de type anchizone (Gigot et al., 1999).

• Géométrie

Ces formations sont représentées au sein des synclinaux paléozoïques. L'épaisseur des terrains dévoniens est méconnue, la formation étant en grande partie érodée ; celle des *Ampélites* siluriennes est estimée entre plusieurs dizaines de mètres et jusqu'à au moins 200 m.

De nombreuses diaclases affectent les formations paléozoïques. Elles sont dans ce secteur principalement associées aux failles inverses de la bordure nord de la Zone bocaine. Ce sont des plans à fort pendage, orientés N100° à N120°. Il est ainsi apparu très tôt que les sédiments paléozoïques et leur substratum briovérien ont été affectés par des déformations d'âge hercynien. Les géométries des structures induites sont *pro parte* héritées de l'histoire tectonique cadomienne.

• Intérêt hydrogéologique

Ces séries sont dans leur ensemble assez peu productives. Elles ont ici *a priori* un caractère peu perméable, sauf lorsque la schistosité de fracture leur confère un caractère plus perméable.

D'une manière générale, les formations géologiques affectées par une schistosité frustre, mécanique, acquièrent une capacité plus importante à laisser circuler les eaux.

b) Les Grès culminants – Ordovicien supérieur

- **Lithologie**

Le sous-ensemble des *Grès culminants* est constitué de grès micacés ou feldspathiques sombres à intercalations de schistes noirs, déposés dans un environnement de type plateforme marine terrigène. Il s'agit des derniers dépôts gréseux de la série paléozoïque (*Enouf*, 1981).

- **Géométrie**

L'épaisseur des *Grès culminants* est de l'ordre de 75 m dans les environs de Domfront, de 80 à 100 m dans le secteur de Mortain, et peut atteindre 150 m vers la Frenay-sur-Sarthe (département de la Sarthe). A l'instar des autres grès paléozoïques du département de l'Orne, ces grès constituent les flancs des grands synclinaux paléozoïques, où ils peuvent présenter localement des pendages supérieurs à 40°.

- **Intérêt hydrogéologique**

La formation des grès culminants constitue un ensemble perméable dont l'épaisseur est de l'ordre de la centaine de mètres. Cet ensemble, moins massif que les *Grès de May* ou le *Grès Armoricaïn*, constitue une ressource exploitable localement à des débits forts intéressants de par la fracturation des massifs et leur géométrie (synclinaux).

c) Les Tillites de Feugueroles et les schistes du Pont-de-Caen – Ordovicien supérieur

- **Lithologie**

Ce sous-ensemble de l'Ordovicien supérieur regroupe la formation glacio-marine des *Tillites de Feugueroles*, constituée de pélites gréseuses, à galets ou graviers hétérométriques, et les siltites et argilites noires des *Schistes du Pont-de-Caen*, déposées en milieu de plateforme marine.

- **Géométrie**

L'épaisseur des *Tillites de Feugueroles* varie de quelques mètres en forêt des Andaines (secteur de Bagnoles-de-l'Orne), à plus de 20 m dans le synclinal de la Ferrière-aux-Étangs (*Enouf*, 1981). La puissance de la formation des *Schistes du Pont-de-Caen* varie à l'échelle du département de l'Orne, puisqu'on en retrouve par exemple 80 m dans le secteur de Domfront, 100 m vers Alençon et jusqu'à 250 m au sud du département, dans les environs de la Fresnay-sur-Sarthe (département de la Sarthe).

- **Intérêt hydrogéologique**

Ces séries sont dans leur ensemble assez peu productives. Elles ont ici a priori un caractère peu perméable.

d) Les Grès de May-sur-Orne – Ordovicien supérieur

- **Lithologie**

Les *Grès de May* correspondent à une formation massive constituée de grès quartzitiques ou de grès quartzeux à petits niveaux d'argilites déposés dans un environnement marin de type littoral

sableux au cours de l'Ordovicien supérieur. Notons que vers le haut, le passage vers les faciès fins des *Schistes du Pont-de-Caen* se fait par un envahissement progressif des passées schisteuses dans l'ensemble gréseux sous-jacent (Enouf, 1981).

- **Géométrie**

L'épaisseur des *Grès de May* varie de 90 m à 100 m dans les secteurs de Flers et de Domfront (Enouf, 1981), à plus de 500 m en forêt de Perseigne. Cette formation affleure essentiellement le long des flancs des grands synclinaux paléozoïques, où les barres de grès peuvent présenter localement des pendages importants (supérieurs à 40° dans le secteur de Domfront, de l'ordre de 20 à 25° sur le flanc sud du synclinal de Sées, dans le Massif d'Ecouves).

- **Intérêt hydrogéologique**

La formation des *Grès de May* constitue un ensemble perméable massif dont l'épaisseur peut varier de 90 à 500 m (300 m dans la zone d'Ecouves). De par la fracturation de ces massifs et leur géométrie (synclinaux), cet ensemble constitue une ressource exploitable localement à des débits forts intéressants.

e) Les Schistes d'Urville (ou du Pissot) – Ordovicien

- **Lithologie**

Egalement appelée Schistes à Neseuretus ou à Calymènes, la formation des *Schistes d'Urville* (ou du *Pissot*) est constituée d'une alternance d'argilites, de siltites noires, de grès micacés et de grès quartzeux. Ces dépôts sont caractéristiques d'un environnement de dépôt marin de type littoral vaseux. La base de cette formation est généralement soulignée par un niveau minéralisé de fer, exploité dans le secteur de la Ferrière-aux-Etangs ou de Saint-Clair-de-Halouze (Enouf et al., 1983).

- **Géométrie**

L'épaisseur totale des *Schistes d'Urville* varie entre 30 et 220 m avec un maximum atteint sur Mortain. Ces terrains affleurent au sein des synclinaux paléozoïques, où ils sont compris entre les barres de *Grès armoricain* et les *Grès de May*.

- **Intérêt hydrogéologique**

Ces séries sont dans leur ensemble assez peu productives. Elles ont ici a priori un caractère peu perméable, sauf à la base des schistes où quelques sources sont signalées.

f) Les Grès armoricains – Ordovicien inférieur

- **Lithologie**

Les *Grès armoricains* sont caractérisés par des grès massifs et homogènes, qui peuvent être divisés en deux parties (Enouf, 1981) :

- La partie inférieure est constituée de bancs massifs, pluri-métriques, allant d'un conglomérat à des grès hétérométriques ;
- La partie supérieure est constituée de grès quartzitiques fins à passées schisteuses.

- **Géométrie**

L'épaisseur des *Grès armoricains* varie de 120 à 160 m dans le secteur de Domfront, où ils constituent un élément dominant dans le relief actuel. Au niveau du Massif d'Ecouves, l'épaisseur des Grès armoricain peut atteindre 350 m. Dans ce secteur, les barres de grès sont également un élément important du paysage puisqu'elles supportent toutes les crêtes boisées du massif (Kuntz et al., 1987).

Au niveau des plis paléozoïques, les *Grès armoricains* sont affectés de pendages parfois supérieurs à 40°, comme c'est le cas par exemple dans le synclinal de Saint-Clair-de-Halouze où les barres de grès présentent un pendage de 40°O devenant vertical en forêt d'Halouze, avant de se renverser vers l'est (Enouf, 1981).

- **Intérêt hydrogéologique**

C'est au contact des grès Armoricaïn et du granite, dans un contexte faillé (N150° et N020-040°), que naissent les sources de Bagnoles-de-l'Orne et celles d'Antoigny plus à l'Est. Ces formations constituent, de par leur épaisseur et leur structuration synclinale, des réservoirs d'importance. La fracturation qui s'y développe favorise les écoulements. Les débits exploitables peuvent être assez conséquents.

3.6.2. L'ensemble des grès, calcaires et silts du Cambrien inférieur à moyen

a) Les Grès suprarhyolithiques d'Ecouves – Cambrien moyen ?

- **Lithologie**

La formation cambrienne des *Grès suprarhyolithiques d'Ecouves* est caractérisée par des grès feldspathiques gris violacés à grains fins à grossiers et à intercalations argileuses, et qui recouvrent les volcanites d'Ecouves (Dassibat et al., 1982). A la base, cette formation est parfois marquée par la présence d'un niveau conglomératique relativement mince qui s'apparente à un poudingue constitué de grauweekes briovériennes et de cornéennes. Là où ce niveau conglomératique n'existe pas, les terrains gréseux feldspathiques reposent directement sur les volcanites. Le sommet de la série est constitué de grès-quartzites (Dassibat et al., 1982).

- **Géométrie**

Ces grès cambriens peuvent atteindre 400 m de puissance dans les massifs de Perseigne (Sarthe) ou d'Ecouves dans l'Orne, où ils succèdent aux dépôts volcaniques principalement ignimbritiques. Cette formation supra-volcanique n'est cantonnée qu'au niveau de ces deux secteurs.

Dans le massif d'Ecouves, cette série s'épaissit vers l'est et le sud-est, où il est possible de distinguer à la base, des grès feldspathiques et des schistes, et au sommet, des quartzites plus ou moins feldspathiques (Dassibat et al., 1982).

- **Intérêt hydrogéologique**

Cette entité hétérogène est peu documentée sur le plan hydrogéologique dans le département de l'Orne. Son potentiel reste à préciser bien qu'il semble plus favorable que les autres formations gréseuses. Sa texture plus grenue et la présence d'un conglomérat à sa base en font un aquifère au potentiel intéressant compte tenu également de son épaisseur relativement importante.

Toutefois, la zone d'affleurement étant très limitée, la recharge des réservoirs pose la question du renouvellement de ces ressources. On note par ailleurs que les débits d'étiage des cours d'eau observés en aval du massif d'Ecouves sont faibles.

b) Les formations volcano-sédimentaires d'Ecouves – Cambrien inférieur à moyen

• Lithologie

Les formations cambriennes présentent des intercalations de sédiments volcanogènes. Ces derniers sont associés à la mise en place du complexe volcanique d'Ecouves-Multonne-Les Coëvrons, uniquement représenté dans le département de l'Orne au niveau de l'anticlinorium d'Ecouves (appartient au fossé d'effondrement du Maine). Il s'agit de conglomérats et brèches, d'ignimbrites, de tufs et cinérites, et de rhyolithes ignimbritiques, témoignant d'un volcanisme de type explosif.

• Géométrie

Dans l'Orne, les formations volcano-sédimentaires sont visibles uniquement au centre et au sud du département, dans le Massif d'Ecouves. Une estimation de l'extension de la Caldeira du massif d'Ecouves est donnée par Le Gall (1993) (cf. Illustration 6 et Illustration 34).

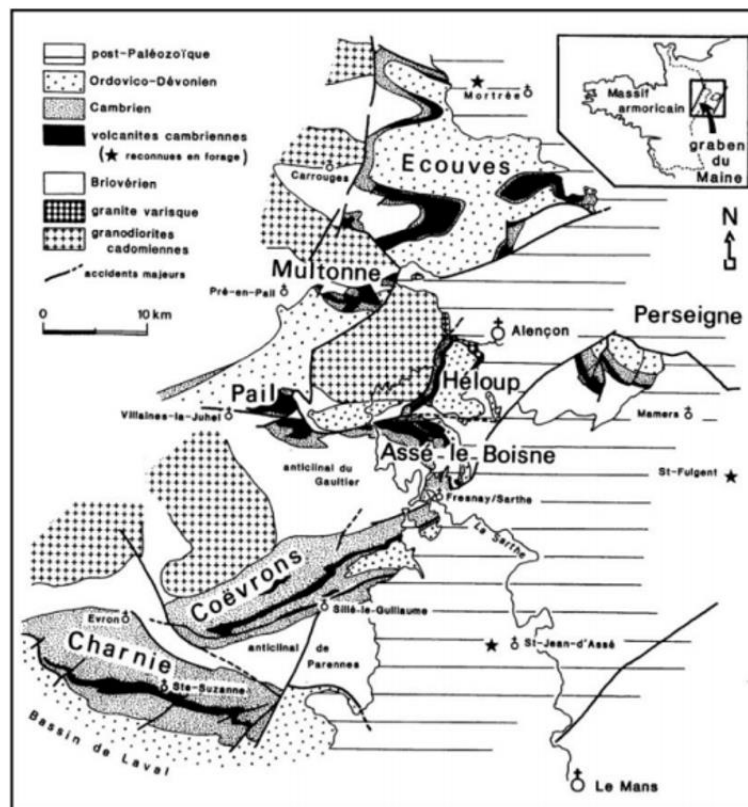


Illustration 34 : Extension des volcanites cambriennes dans les unités paléozoïques de l'Est du Massif Armoricain (Le Gall, 1993)

L'épaisseur totale de cet ensemble volcano-sédimentaire est estimée ici entre 0 et 500 m. Son épaisseur théorique varie en fonction des distances supposées aux principales caldeiras ou

points d'émissions volcaniques. On estime que les épaisseurs sont plus importantes en moyenne vers le sud-est du massif. Plus au nord, les épaisseurs des formations sont probablement beaucoup plus réduites, elles affleurent vers la commune de la Bellière et de Vrigny (rhyolites-ignimbritiques).

D'un point de vue stratigraphique, ces formations sont intercalées entre la formation marine des *Schistes et calcaires* du Cambrien inférieur et celle des *Grès de Sainte-Suzanne – Grès d'Écouves* du Cambrien inférieur à moyen. Il s'agit donc d'un objet géologique singulier et relativement contraint du point de vue de son aire de répartition géographique.

- **Intérêt hydrogéologique**

Le rôle hydrogéologique de ces formations est a priori peu significatif. Son potentiel reste à préciser. La géométrie complexe des unités volcaniques pose la question de leur continuité et de leur compartimentation. Compte tenu de leurs épaisseurs, ces formations peuvent néanmoins abriter une ou plusieurs ressources exploitables localement.

c) Les calcaires marins – Cambrien inférieur

- **Lithologie**

Les terrains carbonatés du Cambrien inférieur représentent un ensemble de calcaires construits inclus dans la formation des *Schistes et calcaires* (majoritairement représentée par des faciès schisteux). D'après Doré (1993), en Zone bocaine, la formation des *Schistes et calcaires* est constituée de trois membres calcaires cambriens (du sommet vers la base) :

- Les *Schistes à stromatolithes* (ou *Calcaires de Radon* dans le secteur d'Alençon d'après Dassié et al., 1982) : il s'agit de calcaires gris ou bleus, dont la stratification en petits bancs est soulignée par des horizons schisteux ;
- Les *Calcaires à Rosnaiella* : il s'agit d'une séquence carbonatée dont la base est constituée d'une alternance de siltites et de grès. La composition des terrains carbonatés varie : d'après Gigot et al. (1999), les *Calcaires à Rosnaiella* sont par exemple caractérisés par une séquence silto-carbonatée dans le flanc nord de la Zone bocaine, tandis que dans le flanc sud, ces terrains sont plutôt représentés par des calcaires magnésiens disposés en bancs décimétriques ;
- Les *Calcaires de Clécy et de Laize-la-Ville* : ces terrains, visibles uniquement dans le synclinal de la Forêt-Auvray (nord du massif cadomien d'Athis), sont constitués d'une alternance de calcaires dolomitiques et de dolomie, plutôt massifs, ainsi que de siltites à grès calcaireux (Doré et al., 1993 ; Gigot et al., 1999).

Ces constructions récifales font état de l'ennoiement de bassins d'effondrements, au Cambrien inférieur, par une mer tropicale peu profonde. Les membres carbonatés de la formation des *Schistes et calcaires* sont inclus dans une série essentiellement silto-argileux à passées gréseuses (cf. Les siltites marines - Cambrien inférieur).

A noter : les calcaires ont subi une silicification et une karstification importante au cours des temps géologiques.

- **Géométrie**

Il est important à noter qu'aucune succession n'expose la superposition des trois membres carbonatés du Cambrien inférieur (*Doré et al.*, 1993), et souvent seuls deux d'entre eux sont présents. Les *Calcaires de Clécy* se retrouvent uniquement au sein du synclinal de la Forêt-Auvray, où ils peuvent atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur (*Gigot et al.*, 1999). Les *Calcaires à Rosnaiella* sont connus dans le département de l'Orne à l'extrémité sud-est du synclinorium de la Zone bocaine, où leur épaisseur varie de 30 à 50 m environ. Les *Schistes à stromatolithes* sont connus très localement dans le secteur de Radon (nord d'Alençon), dans le Massif d'Ecouvès, où ils affleurent en position inversée (*Dassibat et al.*, 1982) et où ils semblent être les seuls représentants des terrains carbonatés cambriens. En Zone bocaine, les *Schistes à stromatolithes* sont sus-jacents aux *Calcaires à Rosnaiella*.

- **Intérêt hydrogéologique**

Cet ensemble carbonaté est peu documenté sur le plan hydrogéologique dans le département de l'Orne. Son potentiel reste à préciser, bien qu'il soit relativement bien connu dans le Calvados voisin (circulations fissurales et karstiques). La zone d'affleurement étant très limitée, la recharge des réservoirs pose la question du renouvellement de ces ressources. Compte tenu de son épaisseur, il peut néanmoins abriter une ressource exploitable localement.

d) Les siltites marines - Cambrien inférieur à moyen

- **Lithologie**

L'ensemble des « Siltites marines du Cambrien inférieur à moyen » regroupe, du plus récent au plus ancien, les *Schistes de Gouvix*, les *Schistes et calcaires* (hors horizons carbonatés – cf. Les calcaires marins – Cambrien inférieur), les *Argilites et siltites violacées* et les *Siltites et grès verts*. Il s'agit donc d'un ensemble de terrains tantôt schisteux, tantôt silto-gréseux avec, du sommet vers la base (*Kuntz et al.*, 1987 ; *Doré et al.*, 1993) :

- La formation des *Schistes de Gouvix*, caractérisée dans son ensemble par une alternance silto-gréseuse. Toutefois, en Zone bocaine, Doré (1993) distingue deux membres différenciés par leurs faciès : à la base, une alternance de siltites très fines à fines et de minces passées gréseuses à grains très fins ; le membre supérieur toujours à dominance silteuse mais où les passées de grès fin sont plus abondantes ;
- La partie schisteuse des *Schistes et calcaires*, formée d'une alternance de silts et de grès ou d'argilites et de siltites, où la couleur verdâtre domine. Cette formation présente localement, au sud-est de la Zone bocaine ou dans le Massif d'Ecouvès, des horizons carbonatés (cf. Les calcaires marins – Cambrien inférieur). Au sommet, cette formation s'enrichit progressivement en horizons gréseux, qui marque le passage vers la formation du *Grès Armoricaïn* de l'Ordovicien ;
- La formation des *Argilites et siltites violacées*, constituée d'une alternance de siltites et d'argilites violacées à intercalation de petits bancs gréseux ;
- La formation des *Siltites et grès verts*, caractérisée par des siltites vertes entrecoupées de grès verdâtres (ocres quand ils sont altérés), à ciment calcareux. Le sommet de la formation est marqué par de fins interlits d'argilites violacées qui annoncent la formation sus-jacente.

Cet ensemble silto-gréseux qui surmonte la formation des *Grès feldspathiques* du Cambrien inférieur, traduit le passage d'un environnement de dépôt continental à un environnement de dépôt marin. Il marque ainsi le début de la transgression marine du Cambrien inférieur.

- **Géométrie**

Les terrains de l'ensemble des « Siltites marines du Cambrien inférieur » sont assez peu représentés dans le département de l'Orne. Seuls quelques affleurements sont mentionnés dans l'extrémité sud-est de la Zone Bocaine, ou dans le synclinorium d'Ecouves où ils sont parfois visibles dans les flancs des structures paléozoïques :

- Les *Schistes de Gouvix* sont épais de 300 m en moyenne, dont 125 à 150 m pour le membre inférieur (Doré et al., 1993), mais peuvent localement atteindre 780 m dans le secteur de Falaise (département du Calvados) ;
- L'épaisseur des terrains schisteux de la formation des *Schistes et Calcaires* peut atteindre 300 à 400 m en Zone bocaine (Doré et al., 1993 ; Gigot et al., 1999) ;
- L'épaisseur de la formation des *Argilites et siltites violacées* atteint 100 à 150 m au niveau des flancs du synclinal de la Coudraie (ou de Vrigny), dans le Massif d'Ecouves (Doré et al., 1977 ; Kuntz et al., 1987) ;
- La formation des *Siltites et grès verts* est connue uniquement dans le Massif d'Ecouves et plus précisément sur les flancs du synclinal de la Coudraie. Son épaisseur n'est pas connue, mais est probablement plurimétrique (Vernhet et al., 2002).

Cet ensemble terrigène essentiellement silteux inclut les terrains carbonatés des « Calcaires marins du Cambrien inférieur ».

- **Intérêt hydrogéologique**

Peu décrit, cet ensemble épais est plutôt considéré comme imperméable.

e) Les Conglomérats et Grès pourprés – Cambrien inférieur

- **Lithologie**

A la base de la couverture paléozoïque, les formations du Cambrien inférieur sont représentées par une épaisse formation détritique grossière : le niveau repère des *Conglomérats et Grès pourprés*. Ces dépôts de type continental sont issus de l'érosion des reliefs de la chaîne cadomienne (terrains d'âge briovérien). Ils sont constitués, à la base, par un faciès conglomératique de couleur lie-de-vin, à éléments grossiers (galets ou graviers de grès ou de quartz) répartis dans une matrice gréseuse (faciès des *Conglomérats*), et dans sa partie supérieure par un faciès gréseux violacé riche en feldspaths, disposé en bancs métriques (faciès des *Grès pourprés* ou *Grès feldspathiques bigarrés*) (Gigot et al., 1999).

- **Géométrie**

A l'instar des autres formations paléozoïques, les terrains gréseux du Cambrien inférieur sont représentés à l'affleurement uniquement au niveau des structures synclinales du département de l'Orne (Zone bocaine, synclinaux de la Forêt Auvray, synclinorium d'Ecouves), où ils sont affectés de pendages souvent supérieurs à 30° pour les flancs sud, et sub-verticaux et parfois inversés sur les flancs nord. Au sein de ces structures plissées, les formations conglomératiques du

Cambrien inférieur constituent la base de la série paléozoïque. De fait, elles reposent directement sur les formations cadomiennes (Briovérien ou granodiorite cadomienne). Notons que ces terrains ne sont pas connus dans le synclinorium de Domfront – Mortain, probablement pour des raisons tectoniques.

La puissance de la formation des *Conglomérats et Grès pourprés* varie de 55 m dans le secteur de Falaise (Zone Bocaine – département du Calvados) à 200 m dans le synclinal de la Forêt-Auvray (limite nord du Massif cadomien d'Athis), pour atteindre un maximum de 350 m à l'extrémité orientale de la Zone Bocaine (Gigot et al., 1999).

Il s'agit de roches massives, résistantes à l'érosion, qui forment de fait des lignes caractéristiques dans le paysage en guidant le réseau hydrographique.

- **Intérêt hydrogéologique**

Les épaisseurs considérables des grès confèrent à ces formations un potentiel aquifère d'importance. De plus leur structuration, intense (cf. chapitre suivant) va complexifier la géométrie de ces réservoirs et donc compliquer le captage des eaux et leur exploitation.

Les zones d'affleurement, et donc de recharge, sont relativement faibles au regard d'autres formations géologiques du département. Le renouvellement de ces ressources pose donc question au regard de leur potentiel intéressant (tant capacitif que transmissif).

A noter : les formations d'altération de ces massifs se présentent le plus souvent sous la forme de colluvions de pentes ou de versants (*head*). L'accumulation de ces formations de versant peut constituer en soi de petites ressources dont l'importance locale n'est pas à négliger. Ces formations de pente donnent naissance à des sources plus ou moins pérennes. En effet, ces formations de « heads » sont *a contrario* très transmissives et peu capacitives.

3.7. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES METASEDIMENTAIRES DU SOCLE BRIOVERIEN (EDIACARIEN – NEOPROTEROZOÏQUE III)

Les formations sédimentaires plissées du socle néoprotérozoïque du Massif Armoricain font partie du domaine mancennien. Leur âge Briovérien supérieur a été estimé entre 585 Ma, et 540 Ma à l'aide de l'âge des granodiorites de la Mancellia et de la diorite de Coutances qui les affectent (*Pasteels et Doré, 1982*).

D'origine sédimentaire, ces formations se sont déposées dans un environnement de dépôt marin de type plate-forme. Elles ont ensuite subi une déformation intense (plissement et métamorphisme) lors de la formation de la chaîne cadomienne (540 Ma). Peu de temps après, une auréole de métamorphisme de contact associée à l'augmentation de la température aux abords des intrusions plutoniques (granodiorites de Mancellia) lors de leur mise en place, s'est superposée aux déformations précédentes, puis ont été repris dans la déformation varisque.

Les trois sous-ensembles décrits ci-dessous correspondent aux 3 faciès principaux issus de différents degrés métamorphiques de contact qu'ont subi ces formations sédimentaires briovériennes lors de la mise en place des plutons mancenniens (Athis, Ferté-Macé, Avoine, et Saint-Fraimbault-Céaucé - cf. partie 3.8 suivante).

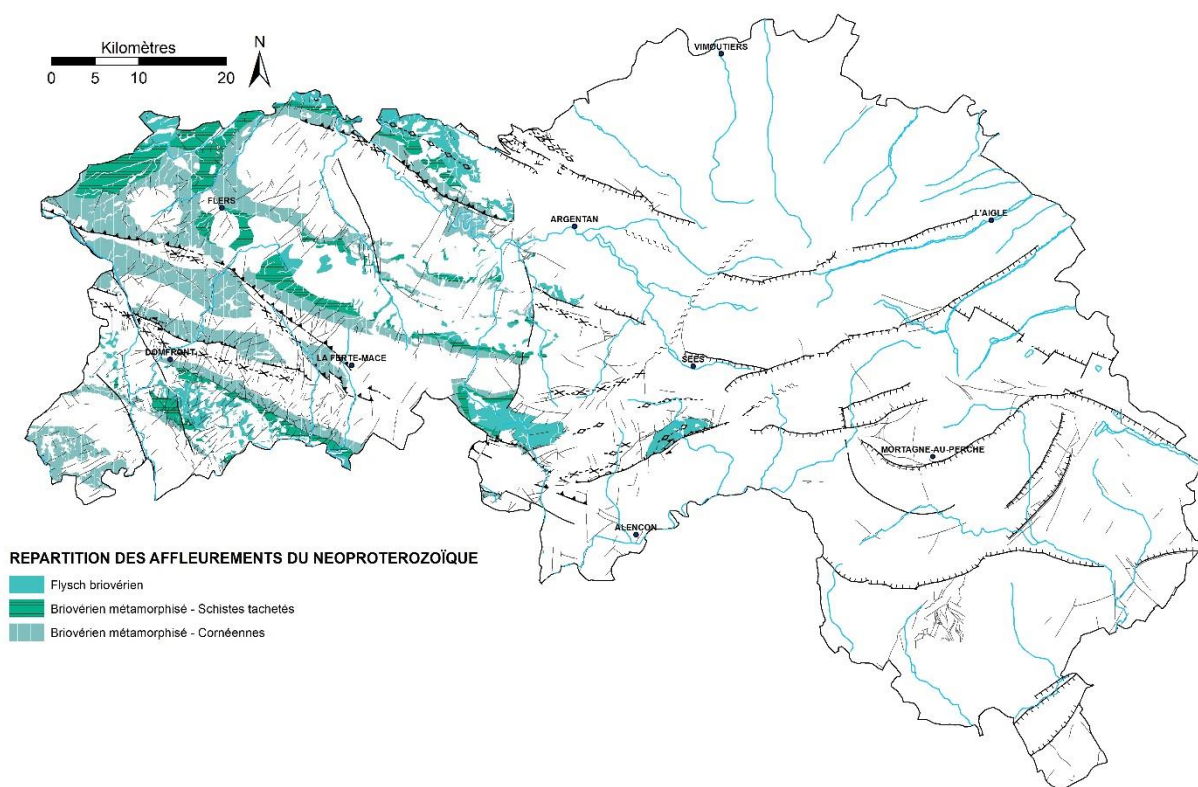


Illustration 35 : Répartition des affleurements des formations du Briovérien dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)

3.7.1. L'ensemble des « flyschs briovériens »

a) Lithologie

L'ensemble des « Flyschs briovériens » correspond aux formations briovériennes plissées mais suffisamment éloignées des plutons intrusifs de la Mancellia pour ne pas être affectées par le métamorphisme de contact.

Cet ensemble regroupe, de la base au sommet, les formations du Briovérien supérieur, indifférenciées (siltites, argilites, grès et conglomérats), des grès fins et grauwackes du Briovérien, et des siltites, siltites ardoisières et argilites du Briovérien.

A noter que d'une manière générale, le Briovérien semble plus schisteux dans le sud du département que dans le nord.

b) Géométrie

L'épaisseur de chacune de ces formations est estimée entre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres (plusieurs milliers ?). La répartition des séries gréseuses n'est pas cartographiée de manière homogène par l'ensemble des auteurs des cartes géologiques ce qui ne permet pas de préciser la géométrie et la structuration globale de ces ensembles.



*Exploitation du Flysch briovérien, redressé à la verticale,
et discordance varisque (© J. AVOINE)*

*Illustration 36 : Exemple de succession lithologique briovérienne dans la carrière de Laize-la-Ville
(Calvados) APGN*

c) Intérêt hydrogéologique

D'une manière générale, ces ensembles ont une géométrie complexe, mais possèdent toutefois un potentiel aquifère intéressant notamment par le développement de la fracturation, en

particulier dans les grès, grauweekes et conglomérats. La verticalisation de ces ensembles va limiter les circulations horizontales compte-tenu de l'alternance de bancs entre schistes et grès.

Compte-tenu de l'importance de la répartition spatiale de ces formations, il s'agit tout de même d'un ensemble aquifère à ne pas négliger.

Les faciès particuliers des cornéennes améliorent le potentiel aquifère des formations originelles.

L'altération de ces roches induit la formation d'argiles sableuses ou des sables argileux peu propices à l'exploitation de ressources en eau (perméabilité modérée à faible, limite l'infiltration). Toutefois, il s'agit de supports importants pour les milieux humides (ex : marais du Houlme, de St Gilles, etc...). Les niveaux plus gréseux ont pu produire des dépôts de pente (heads, colluvions) qui localement peuvent avoir un intérêt un peu plus important.

3.7.2. L'ensemble métamorphisé des « schistes tachetés »

a) Lithologie

L'ensemble des « Schistes tachetés » briovériens se trouve en position intermédiaire entre les cornéennes (au contact direct des plutons) et les flyschs (non affectés par l'auréole de contact). Il est donc considéré ici comme « moyennement » affecté par le métamorphisme de contact associé aux intrusions plutoniques de la Mancellia.

Cet ensemble regroupe, de la base au sommet, les formations des siltites et grès, des siltites et argilites, et des grès fins et grauweekes du Briovérien métamorphisé. Le métamorphisme de contact « moyen » qui affecte ces roches se traduit par la présence d'un minéral caractéristique : la cordiérite pinnitisée.

b) Géométrie

L'épaisseur de cette série, essentiellement schisteuse, est estimée entre plusieurs dizaines et plusieurs centaines de mètres (plusieurs milliers ?) en fonction de l'extension de l'auréole de métamorphisme de contact. A l'image de la formation mère, cet ensemble est intensément déformé.

c) Intérêt hydrogéologique

La partie schisteuse est classiquement considérée comme peu-aquifère, tandis que les niveaux de grès et de grauweekes peuvent avoir un rôle hydrogéologique de fait de leur nature plus perméable que les schistes. La structure de ces aquifères reste néanmoins très complexe et discontinue (déformations plicatives et cassantes de la roche mère).

3.7.3. L'ensemble métamorphisé des « cornéennes »

a) Lithologie

L'ensemble des « Cornéennes » correspond aux formations du Briovérien les plus affectées par l'auréole de métamorphisme car situées directement au contact des plutons intrusifs de la Mancellia.

Il rassemble les grès (à tendance quartzitique), grauweekes et siltites cornéifiés fortement recristallisés, à cordiérite néoformée et pinnitisée, muscovite biotite et tourmaline, des formations des Grès et grauweekes et des Siltites et grès, du Briovérien métamorphisé. Les minéraux précédemment cités traduisent le fort degré de métamorphisme de contact qui atteint ces formations.

b) Géométrie

Ces formations sont intrinsèquement liées à la mise en place des intrusions magmatiques. On les trouve donc autour de l'ensemble des massifs granitiques cadomiens et hercyniens. L'épaisseur du sous-ensemble des cornéennes varie entre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres (jusqu'à plus d'un kilomètre sur le secteur d'Athis).

c) Intérêt hydrogéologique

Ce sont des roches métamorphiques qui proviennent de la transformation des roches sédimentaires anciennes (Briovérien dans le cas de l'Orne) sous l'effet de la chaleur dégagée lors de la mise en place du batholithe de granite (métamorphisme de contact basse pression/haute température).

Ces roches subissent une recristallisation complète qui va modifier les caractéristiques lithologiques de la série sédimentaire initiale.

Les flyschs briovériens déformés (plis, schistosité) ont vu leurs structures accentuées par la poussée exercée lors de la mise en place du granite. Ces déformations sont bien visibles notamment autour du massif d'Athis.

Il existe donc une hétérogénéité de type lithologique et une autre tectonique qui va accentuer les caractères hydrogéologiques intrinsèques des formations affectées et former également une zone de contraste avec la formation magmatique au contact. C'est notamment dans ces zones de contact que de nombreuses sources vont naître. Ces formations ont le plus souvent un rôle transmissif et faiblement capacitif.

3.8. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES MAGMATIQUES : CRISTALLINES, FILONIENNES

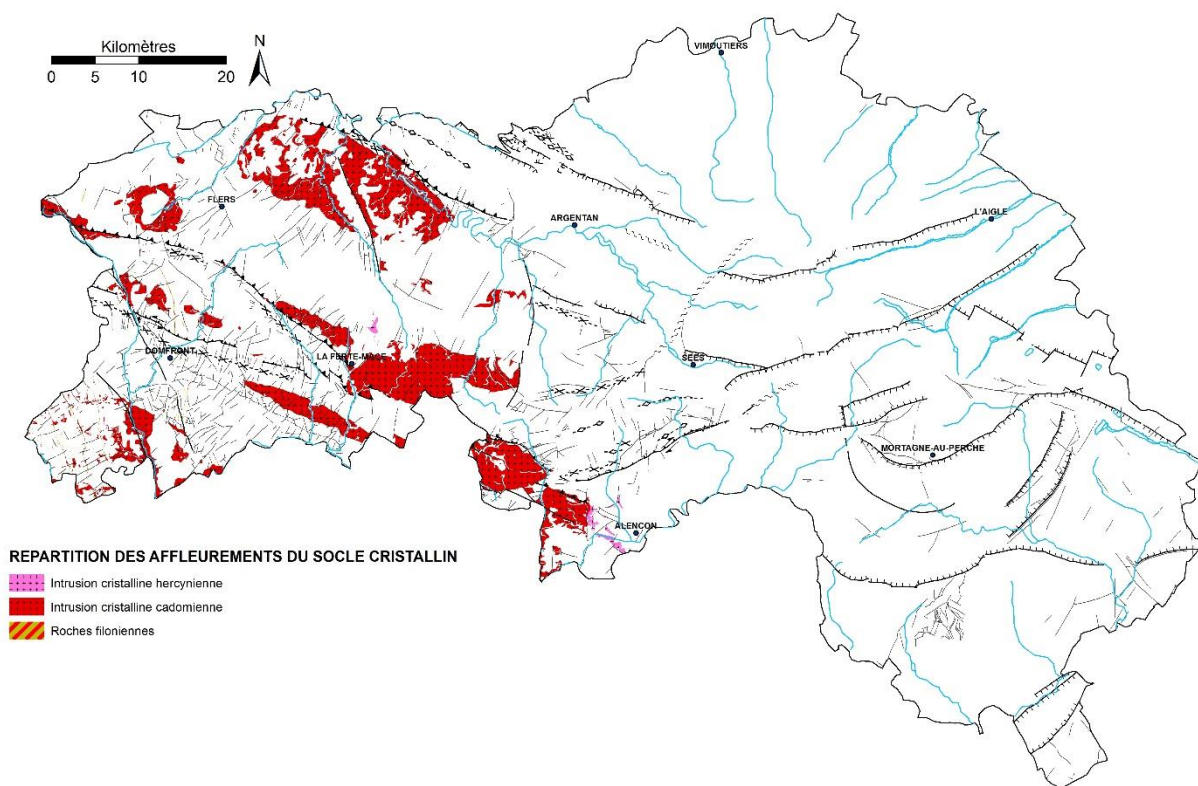


Illustration 37 : Répartition des affleurements des formations cristallines et filoniennes dans le département de l'Orne (source : carte géologique harmonisée de l'Orne - Vernhet, 2002)

3.8.1. L'ensemble du batholite carbonifère d'Alençon

a) Lithologie

Le batholite d'Alençon se met en place durant le Carbonifère, à la fin de l'orogénèse varisque, et correspond à des leucogranites à deux micas (muscovite et biotite). Certaines « veines » ou niveaux présentent un caractère pegmatitique à très gros cristaux. Il métamorphise les séries volcaniques du massif d'Ecouves.

b) Géométrie

Le batholite affleure sous Alençon et son agglomération, et se prolonge vraisemblablement vers l'est vers Mamers, comme le laissent supposer les auteurs de la carte géologique (données gravimétriques) ou en forage (BSS000VXUC) sur la commune de Marolles-les-Braults dans la Sarthe, au sud-est d'Alençon ou dans le secteur de la Loupe.

c) Intérêt hydrogéologique

Le granite hercynien d'Alençon et ses formations d'altération constituent une ressource non-négligeable. L'aquifère se développant à la faveur des zones d'altération et dans les réseaux de fractures qui affectent la roche plus saine, les écoulements sont donc mixtes : poreux dans les arènes mais majoritairement fissuraux dans le massif.

Cette entité est recouverte par les formations du Jurassique dans la plaine d'Alençon, où la kaolinisation mésozoïque a parfois été conservée (voir Lonrai et Damigni), créant un écran imperméable entre les formations sédimentaires et le granite.

3.8.2. L'ensemble du complexe intrusif et hydrothermal carbonifère de Beauvain

a) Lithologie

Le complexe intrusif de Beauvain se met en place au Carbonifère supérieur, à la fin de l'orogénèse varisque. Il regroupe les formations du Micromonzogranite de Beauvain et de la Microsénogranite de Beauvain, dont les roches présentent une texture microgrenue porphyrique. Cette formation a notamment été étudiée par le BRGM et décrite par L. Callier dans ses travaux de recherche (1985-89).

b) Géométrie

Le porphyre intrusif et hydrothermal s'est mis en place sur les communes de Grais et Beauvain au contact entre les formations briovériennes cornéifiées et le granite cadomien. Il s'est mis en place pendant les phases tardives de démantèlement de l'orogénèse hercynienne (tardi-varisque).

c) Intérêt hydrogéologique

Cette petite intrusion a développé une altération hydrothermale dans les cornéennes et des faciès de brèche sous pression hydraulique intéressant la recherche de minéraux à usage industriel.

L'intérêt hydrogéologique est peu connu, quelques forages agricoles permettent l'alimentation du bétail autour de cet objet géologique très localisé. On pourrait s'attendre sur ce secteur à trouver une chimie des eaux tout à fait particulière.

3.8.3. L'ensemble du batholithe mancellien briovérien

a) Lithologie

Il correspond aux formations de granodiorites à biotites et cordiérites constitutives du batholithe mancellien d'âge édiacarien (Néoprotérozoïque III).

Le batholithe mancellien briovérien du département de l'Orne regroupe les formations suivantes : granite à biotite-muscovite à grain fin, granodiorite à biotite et cordiérite : faciès à tourmaline, granodiorite à biotite et cordiérite mylonitisée, granodiorite à biotite et cordiérite et granodiorite cadomienne métamorphisée.

b) Géométrie

Le batholithe mancennien briovérien est représenté dans l'ouest du département de l'Orne par de nombreux massifs, notamment celui d'Athis (le plus imposant), de la Ferté-Macé, d'Avoine, etc.

La géométrie de ces ensembles est globalement orientée selon une direction principale N120-150°, et s'appuie sur des failles orientées N020° à N040°. Plus à l'ouest (secteur ouest de la Mayenne, nord de l'Ille et Vilaine et le sud de la Manche), ces ensembles prennent une orientation méridionale E-O.

c) Intérêt hydrogéologique

Un nouveau modèle conceptuel des propriétés physiques des roches en différents contextes de socle altéré a été élaboré ces dernières années, dans le cadre de projets de Recherche du BRGM (Wyns, 1998, 2004).

L'origine cristalline, et donc consolidée, confère à ces massifs une très faible perméabilité intrinsèque, sauf au droit des fractures d'origine tectonique.

Lors de longues périodes d'émersion sous des climats chauds et humides analogues aux climats de la zone intertropicale actuelle, des manteaux d'altération épais de plusieurs dizaines de mètres se sont mis en place. Les périodes récentes les plus favorables ont été le Crétacé inférieur ainsi que le début du Tertiaire (Paléocène à Eocène supérieur).

L'altération météorique a eu pour effet de développer une couverture meuble plus ou moins poreuse en fonction de la minéralogie de la roche mère (arène). Sous cette couverture meuble, une fissuration intense permettant le drainage des formations meubles sus-jacentes s'est à son tour développée améliorant considérablement la perméabilité de ces ensembles.

Les granites cadomiens et leurs formations d'altération constituent l'une des ressources régionales d'importance de l'ouest du département de l'Orne (mais aussi pour les départements situés à l'aval, dépendants de ces ressources).

L'aquifère se développe à la faveur des zones d'altération et dans les réseaux de fractures qui affectent la roche plus saine, les écoulements sont donc mixtes : poreux dans les arènes mais majoritairement fissuraux dans le massif.

3.8.4. Filons du domaine mancennien

a) Lithologie

Les périodes post-orogéniques s'accompagnent souvent d'une distension responsable de la mise en place de réseaux filoniens. On observe ainsi, dans le département de l'Orne :

- De grands filons de quartz qui recoupent l'ensemble des formations du socle depuis le Cadomien jusqu'au Varisque, voir post-varisque. Leur épaisseur est variable, allant des filonnets centimétriques à des filons pouvant atteindre plusieurs mètres de large. Ils sont parfois localement associés à des phénomènes hydrothermaux avec chlorite, pyrite, muscovite, séricite et carbonates ;

- Des filons ou petits massifs de leucogranites, sub-contemporains de filons d'aprites et de pegmatites qui recoupent localement les granodiorites. Ils correspondent à des manifestations tardives du magmatisme cadomien post-orogénique ;
- Des filons de dolérites et de lamprophyres datés à la limite Devono-Carbonifère globalement orientés nord-sud, qui se mettent en place durant la période d'extension post-orogénique (Le Gall, 1999).

b) Géométrie

Ces filons sont d'origine profonde. Ils recoupent l'ensemble des formations de socle du domaine mancennien du secteur sud-ouest du département. Ils sont à considérer comme des objets structuraux potentiellement perméables, au même titre que certaines failles dont ils empruntent la géométrie. On distingue deux directions principales dans l'Orne : N150° et N000°- N020° pour les objets post-varisques (filons de quartz, aprites et pegmatites).

On trouve notamment ces objets géologiques près de Domfront sur la commune d'Avrilly (dolérite), où le filon prend une direction subméridienne marquée dans la topographie. On trouve également ces objets dans le bassin de la Varenne où ils marquent les directions des principales failles bordières (autour de la commune de Passais).

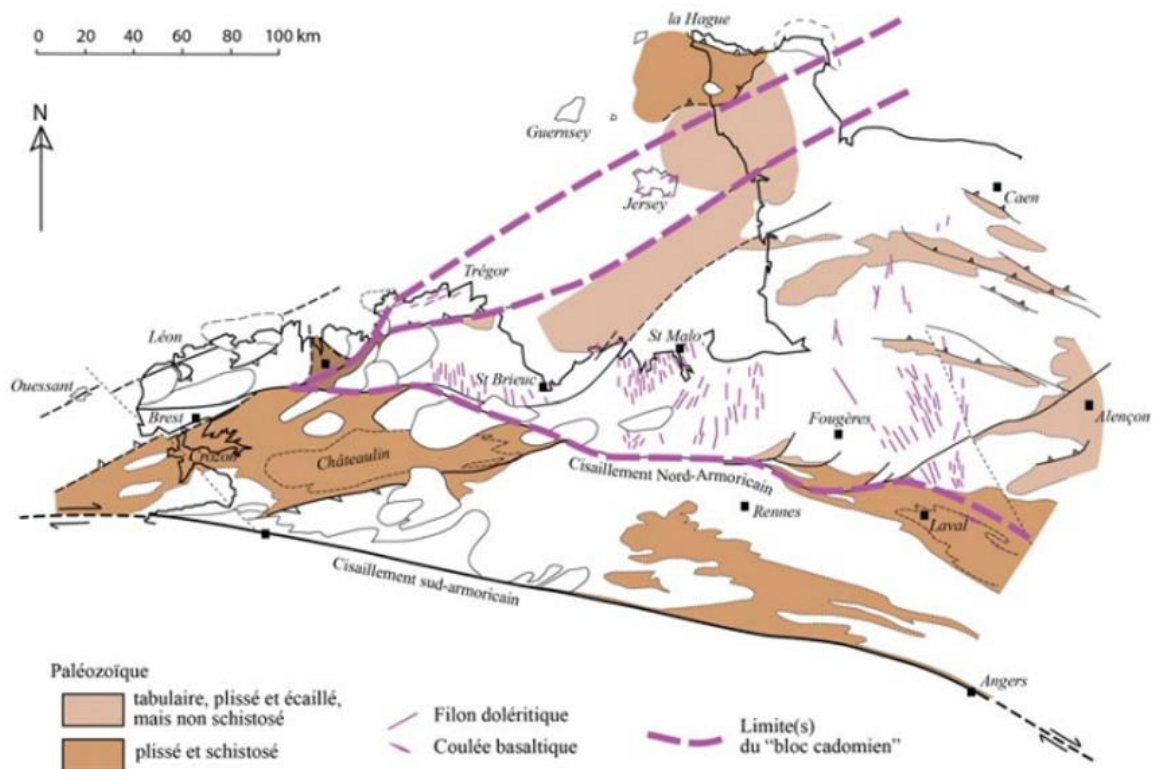


Illustration 38 : Distribution des filons doléritiques et des laves basaltiques d'âge probable Dévonien moyen / Carbonifère basal (Balleve et al., 2013)

c) Intérêt hydrogéologique

Les roches filoniennes sont cristallines parfois microgrenues et sont donc par nature peu perméables. Toutefois le rôle hydrogéologique de ces formations est peu connu. Celles-ci pourraient, selon les cas, jouer le rôle de drain ou de barrière étanche. Quoi qu'il en soit, les filons sont généralement les marqueurs d'une zone de contraste important avec la formation encaissante. Leur mise en place se fait dans un réseau de fracture, plus ou moins continu, en contexte extensif.

Quelques rares points d'eau sont implantés le long de ces structures dans la Mayenne (secteur de Gorron et Ambières) et dans la Manche (secteur de Barenton) pour satisfaire l'alimentation en eau de quelques fermes ; il n'en existe a priori aucun (de connu) dans le département de l'Orne. Le peu de ressources exploitées semble indiquer un rôle hydraulique de barrière étanche a priori plus important que celui de drain.

Dans le département de l'Orne, il semblerait que les directions N060-080°, qui recoupent ces objets géologiques, aient un rôle de drain relativement plus important. Ces éléments restent toutefois à confirmer (rejeu récent, alpin ? car les dolérites sont sécantes au socle cadomien globalement orienté N060°-080°).

3.9. LOG LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE

L'ensemble des descriptions lithologiques présentées ci-dessus est synthétisé à travers l'élaboration d'un log litho-stratigraphique synthétique des formations géologiques présentes sur le département de l'Orne.

Pour rappel, les principales sources bibliographiques utilisées pour aboutir à la réalisation de cette colonne (log) lithostratigraphique de synthèse sont les suivantes :

- la carte géologique harmonisée du département de l'Orne (*Vernhet, 2002*),
- des descriptions des faciès disponibles dans les notices des cartes géologiques au 1/50 000 éditées par le BRGM,
- d'autres sources bibliographiques (dont la banque de données du sous-sol, thèses de référence, articles scientifiques etc. – cf. chapitre 7).

Comme cette démarche s'inscrit dans un objectif « hydrogéologique », les formations géologiques du département de l'Orne ont été regroupées en grands ensembles lithologiques, dont la texture argileuse, crayeuse, calcaire, granitique ou gréseuse influera sur sa nature aquifère (aquitard ou aquiclude).

Celui-ci met en évidence 3 ensembles distincts (tant dans les faciès présents que leurs épaisseurs) séparés par des discordances majeures : Protérozoïque, Paléozoïque et Cénozoïque :

- **La série protérozoïque** est caractérisée par des flyschs briovériens (gréseux et schisteux) recoupés par les plutons granitiques (et leur métamorphisme de contact). L'épaisseur des formations est importante voire très importante. Les flyschs sont intensément plissés voire foliés, structurés de manière complexe et hétérogène ;
- **La série paléozoïque** est caractérisée par d'épaisses séries de grès et calcaires, entrecoupées de plus petites séries schisteuses dont l'épaisseur cumulée peut atteindre plusieurs kilomètres. A l'échelle du département, ces formations sont plissées dans des structures antiformes et synformes de grande amplitude/ampleur comprenant également les séries briovériennes et les granites ;
- **La série mésozoïque** est caractérisée principalement par des calcaires ou marnes que l'on peut regrouper en termes d'épaisseur et de continuité en trois sous-ensembles : les ensembles calcaires et crayeux de l'Oxfordien au Cénomaniens (séparés par la glauconie de base), les marnes callovo-oxfordiennes et les calcaires du bathonien et du bajocien.

Attention : Il est rappelé ici que l'ensemble des formations géologiques, représentées ci-après dans le log lithostratigraphique synthétique, ne sont pas présentes sur l'ensemble du département de l'Orne dans cette succession et avec les épaisseurs indiquées.

Il s'agit d'un condensé des différents faciès dont la synthèse a été présentée plus avant dans ce chapitre. Le log représente : la position stratigraphique de l'ensemble de ces faciès, leurs éventuels passages latéraux (ou leur dénomination locale), ainsi que leurs épaisseurs maximales.

Il est important de bien comprendre que les conditions de mise en place de ces différentes formations géologiques (sédimentation principalement, magmatisme/plutonisme) ne s'est pas faite de façon homogène sur l'ensemble du territoire, bien au contraire (cf. chapitre 2). Cette mise en place était très dépendante des environnements de dépôt et de la façon dont elle a été conservée dans le temps et dans l'espace en fonction des différentes pressions (tectoniques, isostatiques, eustatiques, ...) subies (structuration, affaissement, surrection, érosion, etc...).

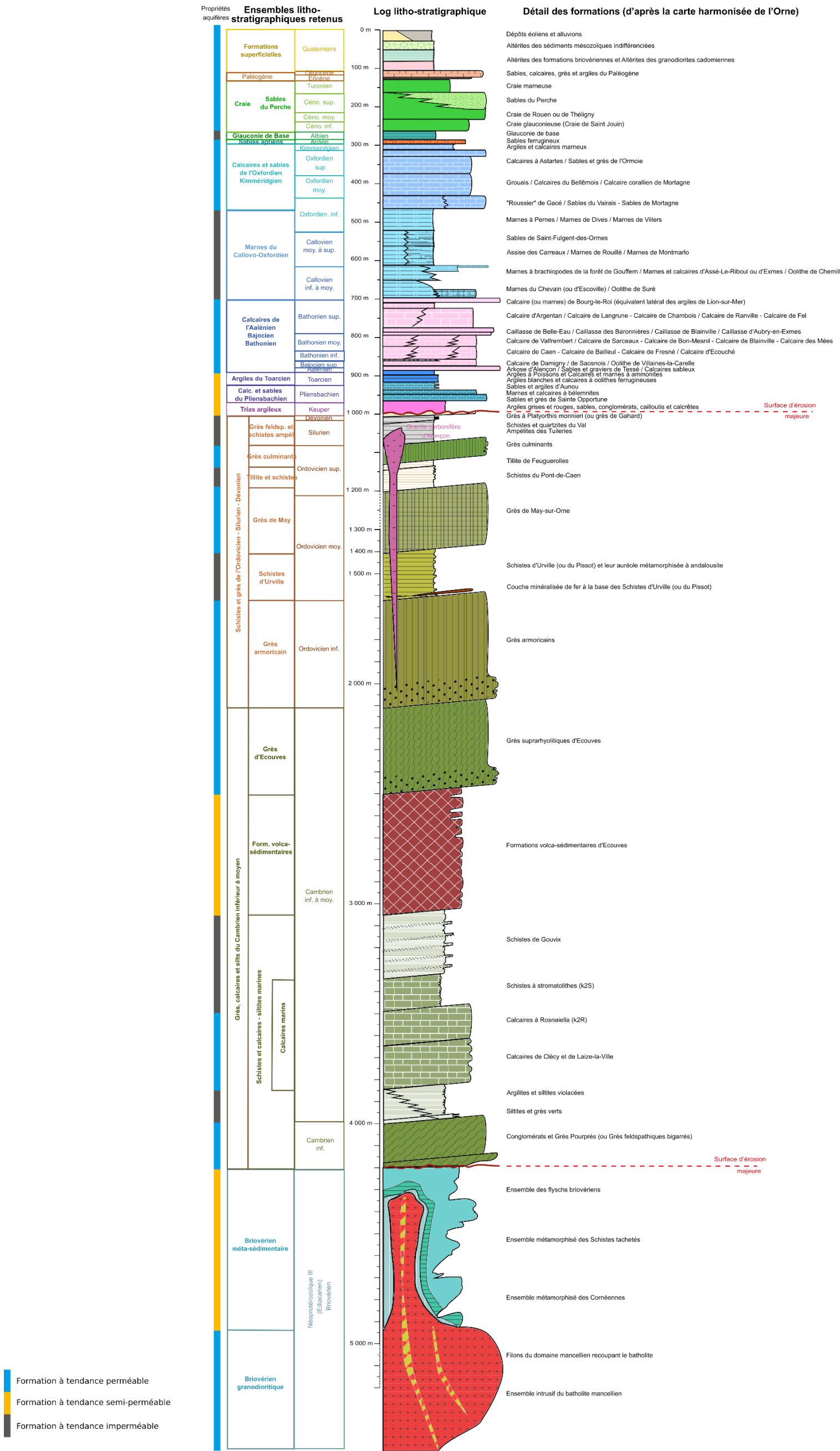


Illustration 39 : Log litho-stratigraphique des formations géologiques présentes sur le département de l'Orne et évènements sédimentaires et tectoniques associés (compilation bibliographique)

4. Les grandes structures tectoniques du département de l'Orne

4.1. PRESENTATION DE LA DEMARCHE

Ce chapitre vise à synthétiser les données disponibles sur les principales structures tectoniques qui affectent l'assise géologique du département de l'Orne.

Dans le cadre de cette synthèse structurale, le choix a été fait de ne décrire que les structures principales de type « failles » ou « plis », sélectionnées à partir de critères essentiellement géométriques tels que leur répartition à l'échelle du département (différenciation entre les structures « départementales » qui peuvent être suivies à l'échelle du département, avec les structures plus « locales » qui ne concernent que des secteurs plus restreints), et de leur rôle sur la structuration géologique et géomorphologique du département et/ou sur la répartition de certaines formations (rejets importants, failles bordières de structures paléozoïques, etc.). Il n'est donc pas exclu que d'autres structures de moindre « importance » peuvent présenter localement un intérêt géologique ou hydrogéologique important.

Les descriptions sont principalement issues des informations disponibles dans les notices des cartes géologiques au 1/50.000, éventuellement précisées par d'autres sources bibliographiques (articles scientifiques, thèses).

Important : il est utile de rappeler à nouveau ici que le programme n'a pas permis de réaliser une étude exhaustive de l'ensemble des structures connues ou reconnues, ni de détailler l'impact de l'ensemble de ces structures sur la géométrie des formations aquifères. Si nécessaire, des études complémentaires permettront de préciser le rôle et l'importance de certaines familles sur les réservoirs des secteurs à fort potentiel hydrogéologique où les enjeux sont importants.

Une description succincte de chaque structure principale est donc proposée en termes de rhéologie, de géométrie (orientation, jeu, rejets, pendage, ...) afin de préciser les contacts anormaux respectivement pour **le domaine sédimentaire** (paragraphe 4.3) et **de socle** (paragraphe 4.4) dans le but de préciser ultérieurement le comportement hydrogéologique de ces structures vis-à-vis des écoulements souterrains (drains, écran imperméable etc.).

L'ensemble des objets structuraux décrits sont regroupés dans un tableau et sur une carte de synthèse au chapitre 4.5.

Ces informations couplées à celles sur la litho-stratigraphie ont permis de proposer des coupes départementales (chapitre 4.6) qui illustrent l'agencement des différentes unités entre elles et permettent de mettre en exergue l'existence de grands blocs « litho-structuraux » ayant potentiellement une fonction hydrogéologique homogène à l'échelle du département de l'Orne (cf. chapitre 5).

4.2. LOCALISATION DES COUPES ILLUSTRÉES

La carte et le tableau ci-dessous regroupent l'ensemble des coupes qui ont servi à illustrer les objets structuraux des domaines sédimentaires et de socle.

Numéro d'illustration	Nom	Numéro d'identification sur la carte
Illustration 17	Coupe schématique transverse des Fosses de Boire à Céaucé, extrait de la notice de la carte géologique de Domfront (Vernhet et al., 1995)	1
Illustration 20	Coupe schématique expliquant les variations latérales de faciès au Cénomanien supérieur et la présence des Sables du Perche (modifié d'après Juignet, 1974)	2
Illustration 42	Illustration de la faille de Mortagne-au-Perche dans le secteur de Courgeot sur une coupe géologique orientée SO-NE (modifié d'après Moguedet et al., 1998)	3
Illustration 43	Allure du fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou, représenté sur la coupe géologique orientée NO-SE annexée à la carte n°289 (modifié d'après Isambert et al., 1989)	4
Illustration 44	Représentation de la faille du Merlerault dans le secteur de Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe, représenté sur la coupe géologique orientée S-N et annexée à la carte géologique n°214 – L'Aigle (modifié d'après Ménillet et al., 1998)	5
Illustration 45	Aperçu de la faille de Courtomer – Moulins-la-Marche sur la coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°214 – L'Aigle (modifié d'après Ménillet et al., 1998)	5
Illustration 46	Représentation de la faille de Senonches sur la coupe géologique orientée SO-NE annexée à la carte géologique n°253 – La Loupe (modifié d'après Moguedet et al., 2000)	6
Illustration 47	Représentation des failles de Senonches et de l'Eure (encadré rouge) sur la coupe géologique (orientée SO-NE) annexée à la carte géologique n°253 – La Loupe (modifié d'après Moguedet et al., 2000)	6
Illustration 48	Représentation de la faille de Grande-Gouffern qui limite le flanc nord de l'anticlinal du même nom et de la flexure de Petite-Gouffern (encadré rouge) sur la coupe géologique (orientée SSO-NNE) annexée à la carte géologique n°213 – Sées (modifié d'après Ménillet et al., 1997)	7
Illustration 49	Représentation de la faille de Mortrée sur la coupe géologique (orientée SSO-NNE) annexée à la carte géologique n°213 – Sées (modifié d'après Ménillet et al., 1997)	7
Illustration 53	Coupe sud-nord à travers le Massif d'Ecoves (d'après Doré et al., 1977)	8
Illustration 54	Coupe N-S au travers les synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois. A droite de la coupe (au nord), sont représentées les failles de Magny-le-Désert – Montrayé et Orgères – La-Butte-Chaumont (modifié d'après Doré et al., 1977)	9
Illustration 55	Coupe schématique N-S du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois (d'après Langellier, 2014)	10
Illustration 56	Coupe géologique simplifiée de la faille bordière SE du Massif d'Ecoves (modifié d'après SAFEGE, 2004)	11
Illustration 58	Représentation du synclinal des Grandes Bruyères (encadré rouge), limité au sud par la faille de Cordey-Rhônai, et tronqué au nord par la faille inverse de Saint-Pierre-du-Bû. Coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°176 - Falaise (modifié d'après Gigot et al., 1999)	12
Illustration 59	Représentation du synclinal de la Forêt-Auvray et de la faille varisque de Gield-Montgaroult (encadré rouge) sur la coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°176 - Falaise (modifié d'après Gigot et al., 1999)	13
Illustration 61	Coupe S-N transversale au synclinal de Domfront-Mortain et à sa faille bordière nord (modifié d'après Bambier et al., 1983)	14
Illustration 62	Coupe transversale SO-NE dans le synclinal de la Ferrière-aux-Etangs (d'après Bambier et al., 1983)	15

Illustration 40 : Tableau de synthèse des coupes géologiques présentées dans le rapport

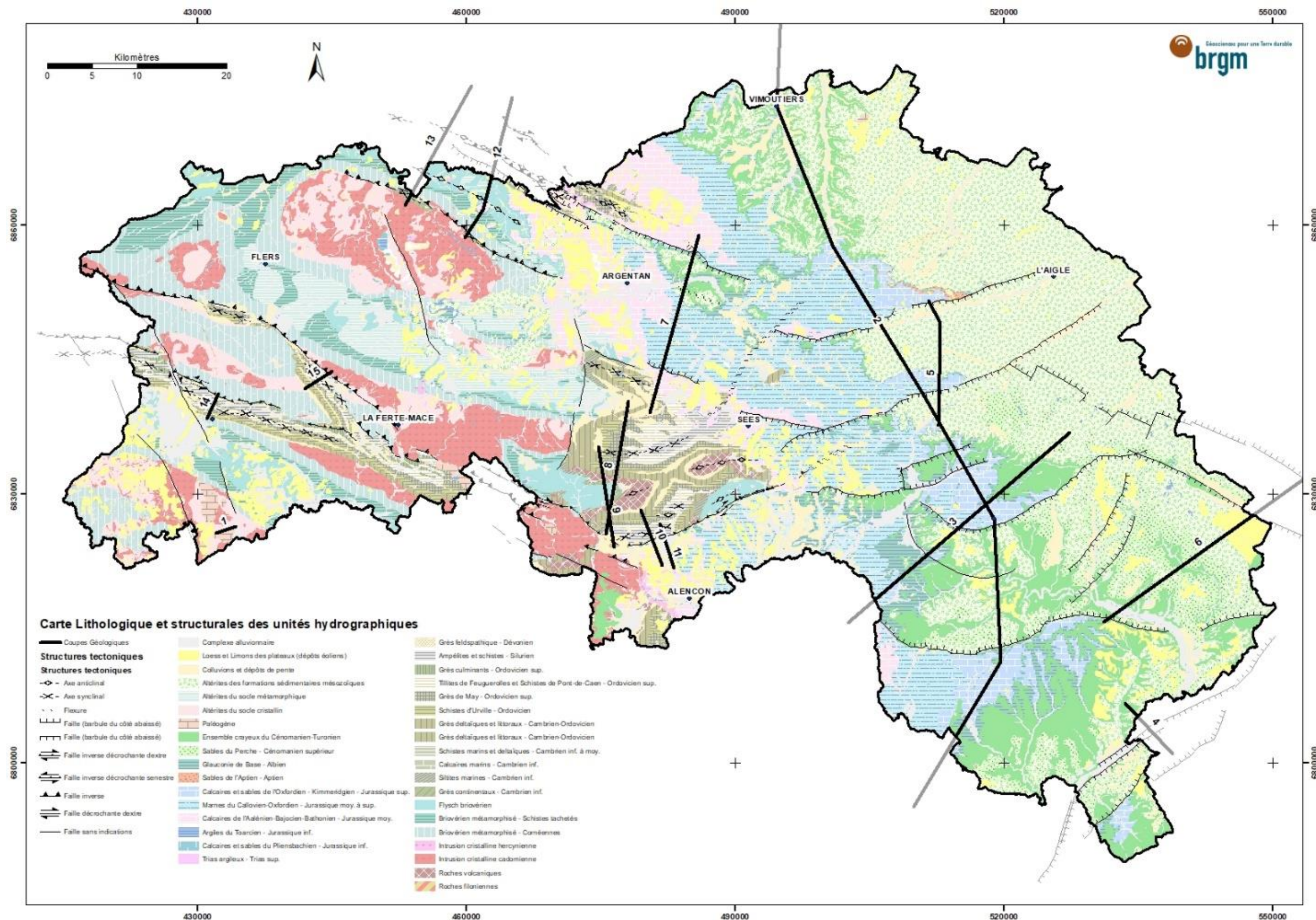


Illustration 41 : Carte de localisation des coupes illustrant le volet structural

4.3. PRINCIPALES STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS MESOZOÏQUES DU BASSIN PARISIEN

D'une manière générale, la plupart des structures qui affectent les terrains mésozoïques sont héritées de structures profondes, formées lors des orogénèses cadomienne ou hercynienne, réactivées au mésozoïque et cénozoïque, lors de l'ouverture de l'Atlantique (phase pyrénéenne) et lors de la fermeture de l'océan Tethys (orogénèse alpine), y compris au quaternaire.

De fait, les structures observées dans la série sédimentaire mésozoïque présentent préférentiellement des orientations qui suivent globalement les accidents du socle à savoir des directions *varisques* (SO-NE) ou *armoricaines* (NO-SE). A noter à ce sujet que la plupart des grandes failles qui affectent les terrains secondaires sont courbes, ce qui s'explique par leur histoire polyphasée : déformation des failles cadomiennes par les structures varisques.

D'une manière générale ce sont avant tout les structures cassantes qui sont décrites et non les plis ou les indices de déformation synsédimentaires mis en évidence dans les chapitres 2 et 3. Pour effectuer ce travail de caractérisation des objets plicatifs ou synsédimentaires, il faudrait pouvoir effectuer des corrélations de logs de forage.

4.3.1. Faille de Bellême

L'orientation de la faille de Bellême varie de N110° à N130° pour la partie occidentale de la structure, à N030°-N070° pour sa partie orientale. Elle interfère avec un faisceau d'accidents discontinus à plus faibles rejets et orientés N030° à N040°, situés entre Bellême au nord et Saint-Cosme-en-Vairais au sud (*Lebert et al.*, 1983).

A l'instar des failles de Mortagne-au-Perche et de l'Huisne, la faille de Bellême est héritée des accidents du socle, et résulte de la conjugaison de failles profondes d'origines et d'orientations différentes, qui ont été reprises en relais ce qui leur donne leur allure courbe si caractéristique (*Moguedet et al.*, 1998). La présence de stries horizontales visibles sur le plan de faille indique un dernier rejeu en décrochement, mais vraisemblablement de faible amplitude (*Lebert et al.*, 1983).

Le rejet vertical de la faille de Bellême varie d'une centaine de mètres à l'ouest de Perrière, à environ 60 m vers Bellême (compartiment nord abaissé d'après le schéma structural de la faille n°252 – Mortagne-au-Perche), ce qui induit des contacts anormaux entre des formations aux lithologies parfois très différentes. Ainsi, dans le secteur de Perrière où le rejet vertical est maximal, la faille de Bellême met en contact les calcaires oolithiques du Bajocien supérieur avec la glauconitite albienne, tandis qu'à l'ouest de Bellême, la faille met en contact les formations marneuses de l'Oxfordien inférieur avec les Sables du Perche cénomaniens.

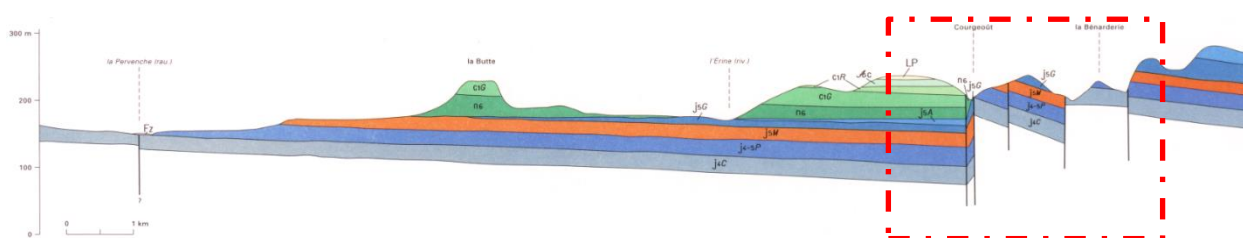
4.3.2. Faille de Mortagne-au-Perche

L'orientation de la faille de Mortagne-au-Perche varie de N070° à l'est de Mortagne-au-Perche, avant de prendre une orientation N100-N110° à l'ouest de cette localité, puis clairement une orientation N150° à son extrémité ouest. Dans ce secteur, la couverture mésozoïque est fragmentée par plusieurs structures cassantes et plicatives, qui résultent des importantes contraintes qui ont existé en profondeur (*Moguedet et al.*, 1998).

A l'instar des autres grandes failles qui affectent les terrains mésozoïques (failles de Bellême, de l'Huisne etc.), cette structure est héritée d'accidents du socle, réactivés à plusieurs reprises

probablement lors de l'ouverture de l'Atlantique puis lors du soulèvement alpin (pour se poursuivre encore aujourd'hui). Dans la partie ouest de la faille, l'orientation N150° résulte d'une structure ancienne ayant rejoué en décrochement, à l'origine de la mise en place de granites contemporains au cisaillement (Moguedet et al., 1998). Ainsi, les terrains secondaires situés au sud de la faille de Mortagne reposent directement sur un leucogranite (Alençon), tandis que les terrains au nord de la structure reposent sur les formations sédimentaires paléozoïques. Notons que la faille de Mortagne semble encore faire preuve d'une certaine activité tectonique (sismicité historique dans le secteur).

Le rejet vertical de la faille de Mortagne avoisine la centaine de mètres dans le secteur de Courgeoût, ce qui induit un contact anormal entre les formations calcaires du Jurassique supérieur au nord, avec les formations glauconieuses de l'Albien supérieur au sud (cf. coupe ci-dessous). Au sud de Mortagne-au-Perche, où le rejet vertical apparaît plus important, les formations calcaires jurassiques sont portées directement au contact des Sables du Perche cénomaniens.



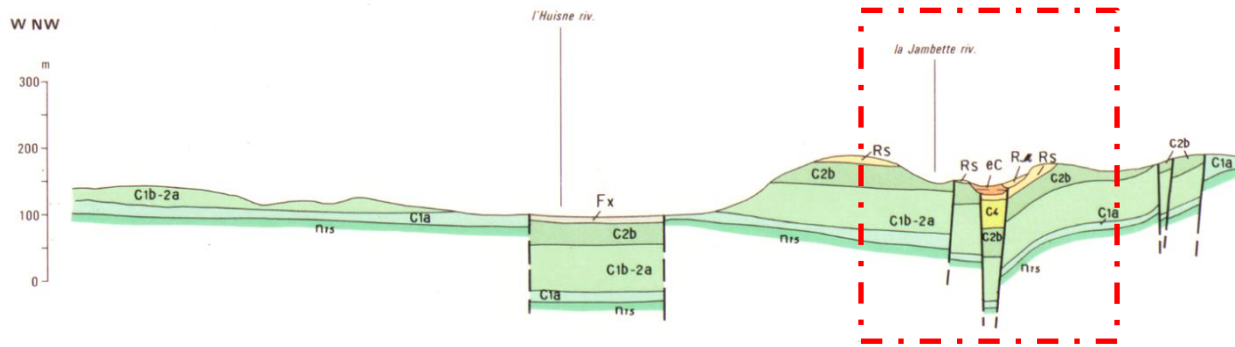


Illustration 43 : Allure du fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou, représenté sur la coupe géologique orientée NO-SE annexée à la carte n°289 (modifiée d'après Isambert et al., 1989)

4.3.4. Fossé d'effondrement de Longny-au-Perche

Il s'agit d'un fossé d'effondrement globalement orienté N030 et limité par deux failles normales N030°, dans lequel affleurent les craies marneuses du Turonien recouvertes localement au nord-est de Longny-au-Perche par des calcaires lacustres éocènes. La faille bordière sud-est du fossé met en contact les craies turoniennes ou les calcaires éocènes avec les Sables du Perche du Cénomanién supérieur (ancien décrochement varisque).

4.3.5. Faille de Champeaux-sur-Sarthe

Il s'agit d'une faille normale à regard vers le sud-est (bloc SE affaissé), orientée N070° et héritée d'un accident du socle Paléozoïque, réactivée tardivement. Cette structure s'inscrit dans la même famille que les failles de Mortagne-au-Perche (secteur oriental) et de Laleu. A l'origine, ces structures seraient liées à la formation d'un bassin d'effondrement caractéristique de la distension qui a succédé à l'orogénèse cadomienne (Moguedet et al., 1998).

Le rejet vertical de la faille de Champeaux-sur-Sarthe peut atteindre une cinquantaine de mètres, et induire un contact anormal entre les faciès calcaires du Jurassique supérieur et les craies glauconieuses du Cénomanién inférieur, et plus localement entre ces craies et les sables verts glauconieux de l'Albien supérieur.

4.3.6. Faille de Laleu

La faille de Laleu est, à l'instar des failles de Champeaux-sur-Sarthe, de Mortagne-au-Perche (partie est) et de la vallée de l'Huisne, héritée du socle cadomo-varisque mais réactivée tardivement par endroits (Moguedet et al., 1998). D'un point de vue géométrique, elle présente globalement les mêmes caractéristiques que la faille de Champeaux-sur-Sarthe décrite précédemment : il s'agit d'une structure orientée N070°, à regard vers le sud-est (bloc sud-est affaissé). Son rejet vertical porte les terrains jurassiques du Callovien supérieur (Assise des Carreaux – Sables et silts à bancs calcaires) au contact de la craie glauconieuse du Cénomanién inférieur, voire de la craie de Rouen du Cénomanién moyen.

Vers l'ouest, cette faille est connectée au faisceau de structures cassantes et plicatives qui se relaient d'est en ouest, entre Saint-Aubin-d'Appenai et Bursard, avant de rejoindre à leur extrémité ouest les failles bordières sud-est du massif d'Ecouves aux alentours de Bursard. Cet ensemble de cassures sépare deux grandes unités structurales (Doré et al., 1982) :

- Le compartiment surélevé de Sées situé au nord, est superposé au prolongement oriental du massif d'Ecouvès. Sur ce compartiment, les terrains crétacés ont été largement découpés ;
- Le compartiment affaissé d'Alençon – le Mêle-sur-Sarthe situé au sud, limité au sud par les failles bordières du massif de Perseigne (situées dans le département de la Sarthe).

4.3.7. Faille de l'Huisne

A l'instar des failles de Mortagne-au-Perche et de Bellême, la faille de l'Huisne est héritée d'un accident du socle, réactivé au Tertiaire. Sa forme courbe caractéristique résulte de la réactivation combinée de structures d'origines et d'orientations différentes.

La faille de l'Huisne met en contact les formations de craies glauconieuses du Cénomanien inférieur avec les craies blanches du Cénomanien moyen (Craie de Rouen). Au nord de la faille de Laleu, où elle est orientée N150°, la faille de l'Huisne semble présenter un rejet vertical plus important, à regard vers l'ouest, puisque les marnes callovo-oxfordiennes du compartiment ouest sont portées à la même altitude que les craies cénomaniennes du compartiment est.

4.3.8. Faille du Merlerault

Orientée N060° à N070°, passant à une orientation N105°-N110° vers l'ouest via un jeu de failles N020°, la faille du Merlerault présente un rejet de l'ordre d'une cinquantaine de mètres à regard vers le sud (bloc sud affaissé), voire le double vers l'est, à Rai, où des décalages de 100 m sont constatés pour le toit de la glauconie, entre le sondage BSS 02143X0042 et ceux de la vallée de la Risle. Au sud d'Echauffour, cette faille se prolonge probablement en flexure ou une faille flexurante. En effet, au nord de la faille, les terrains du jurassique plongent vers le nord-est selon un pendage de l'ordre de 2%, tandis que les terrains situés au sud remontent légèrement vers le sud-ouest (Ménillet *et al.*, 1998). A l'instar des autres structures N070° détaillées plus haut, la faille du Merlerault est héritée d'une structure ancienne, réactivée au Cénozoïque.

Dans la vallée de la Risle, certains linéaments parallèles à la faille du Merlerault pourraient être la conséquence de mouvements cénozoïques, qui pourraient correspondre à des accidents de faible rejet. Le tracé même de la vallée de la Risle, subrectiligne et parallèle à la faille du Merlerault, a probablement une origine tectonique (Ménillet *et al.*, 1998).

Les rejets verticaux induits par la faille du Merlerault mettent en contact les terrains calcaires du Jurassique avec les faciès crayeux du Cénomanien inférieur. Plus localement, dans le secteur de Beaufai, ces craies peuvent être mises en contact avec la glauconite albienne.

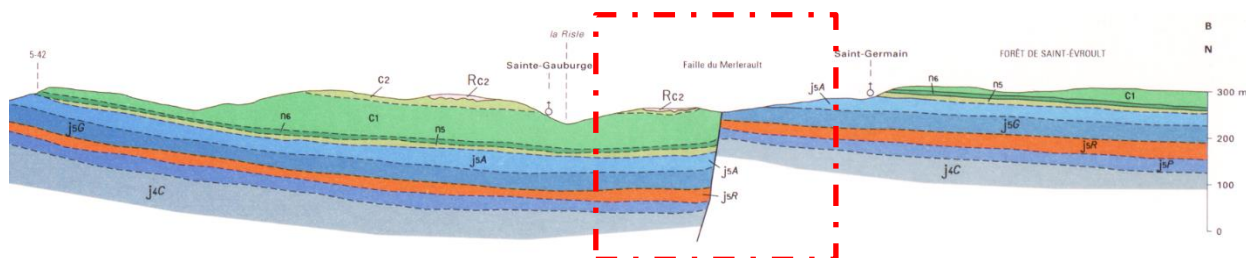


Illustration 44 : Représentation de la faille du Merlerault dans le secteur de Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe, représenté sur la coupe géologique orientée S-N et annexée à la carte géologique n°214 – L'Aigle (modifiée d'après Ménillet *et al.*, 1998)

4.3.9. Faille de Courtomer – Moulins-la-Marche

Il s'agit d'une faille inverse, à pendage nord de 70° environ, globalement parallèle à la faille du Merlerault et probablement héritée d'un accident du socle réactivé au Tertiaire (*Ménillet et al.*, 1998). Entre les localités de Courtomer et de Moulins-la-Marche, la structure se divise en plusieurs tronçons orientés N050° ou N080°, décalés par une faille N150° au sud-est de Ferrières-la-Verrière (nord-ouest de Courtomer).

Elle présente un rejet variant de 40 m à 130 m vers Courtomer, ce qui porte à la même altitude les marnes silto-sablonneuses de l'Assise des Carreaux (Callovien supérieur) avec les craies glauconieuses cénomaniennes.

Cette faille se prolonge vers le nord-est en rive gauche de l'Iton, où, au nord de Bennefoi elle est attestée par un décalage des assises du Turonien inférieur (*Ménillet et al.*, 1998).

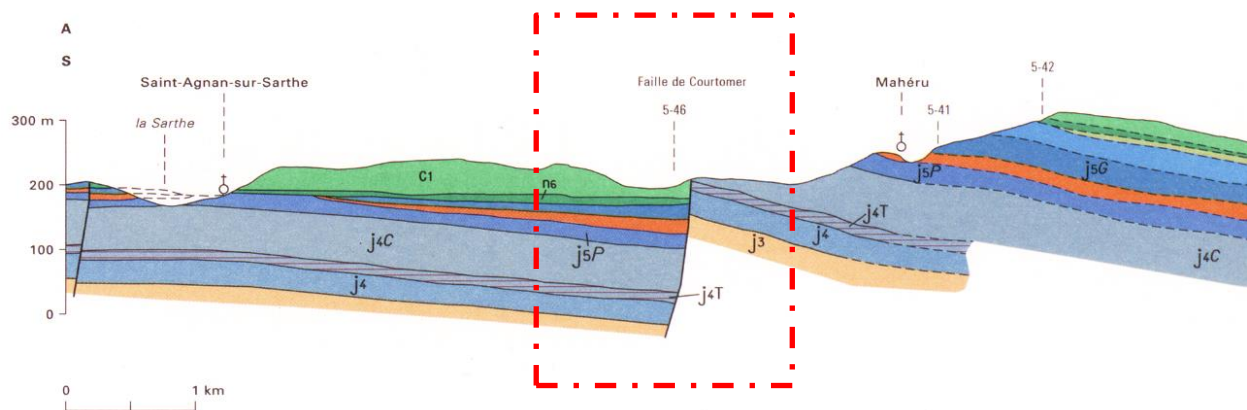


Illustration 45 : Aperçu de la faille de Courtomer – Moulins-la-Marche sur la coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°214 – L'Aigle (modifiée d'après *Ménillet et al.*, 1998)

4.3.10. Faille de Senonches

La faille de Senonches (ou axe du Merlerault d'après les anciens auteurs – nom obsolète) présente une orientation moyenne N110°, décalée à l'est de Bonnefoi et à Randonnai par des structures N020°. Vers l'est, cette structure s'étend presque jusqu'à Chartres en conservant ce tracé en baïonnette caractéristique. Plus à l'ouest, cette faille se prolonge par l'accident bordier de la zone bocaine.

Il s'agit d'une faille à regard vers le nord-est (compartiment nord-est affaissé), ayant rejoué en décrochement dextre au début du Tertiaire (*Moguedet et al.*, 2000). A l'instar des autres failles NO-SE qui affectent la couverture mésozoïque, la faille de Senonches est héritée d'une structure profonde du socle.

Notons enfin que « l'axe du Senonches », connu à partir d'arguments morphologiques depuis la fin du XIX^{ème} siècle, présente un important rôle paléogéographique dans la mesure où cette structure limite l'extension nord des Sables du Perche (*Juignet*, 1974). Tout le long de la structure, il existe un contact anormal entre les faciès sableux des Sables du Perche au sud, avec les faciès crayeux du Cénomaniens supérieur (craie de Rouen) et du Turonien au nord (Illustration 21). Plus à l'ouest, cette faille se relie probablement aux failles bordières du synclinorium de la Zone bocaine.

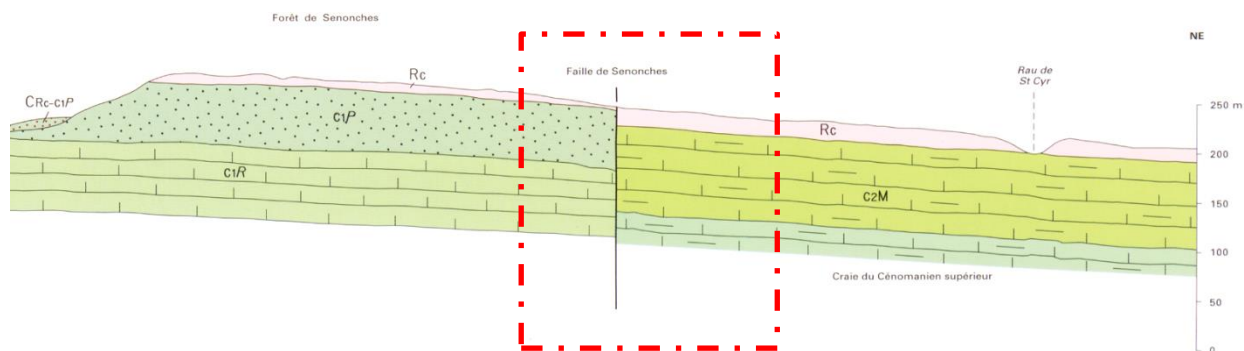


Illustration 46 : Représentation de la faille de Senonches sur la coupe géologique orientée SO-NE annexée à la carte géologique n°253 – La Loupe (modifiée d'après Moguedet et al., 2000)

4.3.11. Faille de l'Eure

Il s'agit d'une faille parallèle à la faille de Senonches, orientée N110° à N120° dans sa partie orientale, et qui se connecte vers l'ouest à la faille de Mortagne-au-Perche. L'orientation NO-SE traduit l'origine profonde de cet accident, initialement mis en place lors de l'orogénèse hercynienne et réactivé à la fin du Crétacé - début du Tertiaire. L'activité de cette faille semble encore se poursuivre à la période actuelle, car la destruction de l'église de Marchainville en 1820 pourrait être attribuée à un tremblement de terre (Moguedet et al., 2000).

D'un point de vue géométrique, la faille de l'Eure correspond à une faille à regard vers le sud (marquée par un compartiment sud affaissé), dont le rejet vertical peut être estimé à une centaine de mètres, et ayant rejoué en décrochement dextre. Sous la vallée de l'Eure (dont le tracé actuel correspond au tracé de la faille), le rejet vertical de la structure porte à la même altitude les Sables du Perche (au sud) et les faciès crayeux de la Craie de Rouen (au nord) (Illustration 47).

D'un point de vue hydrologique, la faille de l'Eure joue, avec la faille de Senonches, le rôle de ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et celui de la Loire (Moguedet et al., 2000). D'autre part, elle joue un rôle non négligeable sur l'aquifère des Sables du Perche.

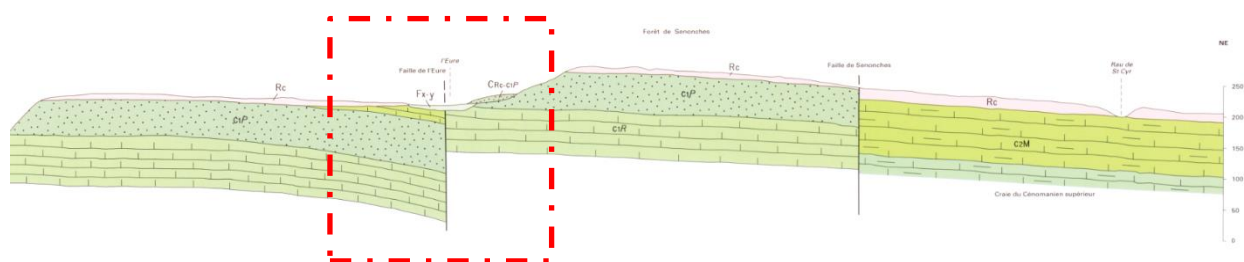


Illustration 47 : Représentation des failles de Senonches et de l'Eure (encadré rouge) sur la coupe géologique (orientée SO-NE) annexée à la carte géologique n°253 – La Loupe (modifiée d'après Moguedet et al., 2000)

4.3.12. Failles de Grande-Gouffern (ou de Montabard) et de Sainte-Eugénie

La faille de Grande-Gouffern (ou de Montabard d'après Gigot et al., 1999) est orientée N115° dans sa partie occidentale, puis N105° vers le sud-est où elle s'atténue vers Exmes. Elle limite au nord une structure anticlinale située sous la forêt de Grande-Gouffern. Vers le sud-est, elle est relayée par la faille du Merlerault orientée N105°, puis N075°, ce qui délimite une demi-cuvette à l'amont des vallées de la Vie et de la Touques qui influe sur le drainage de l'aquifère du

Cénomanien (*Ménillet et al.*, 1994). Cartographiquement, elle constitue probablement la continuité sud-est de la faille de Saint-Pierre-du-Bû, qui fait partie du synclinorium de la Zone bocaine (*Gigot et al.*, 1999) (cf. 4.4.2).

Cette structure cassante est parallèle à la flexure dite de « Petite-Gouffern » (*Ménillet et al.*, 1997), qui correspond probablement à un accident du socle et qui induit un pendage des terrains mésozoïques vers le nord – nord-est. En son centre, la faille de Grande-Gouffern est relayée par une flexure, terminée vers le nord-est par une faille orientée NO-SE : la faille de Sainte-Eugénie, dont le rejet est estimé à au moins 20 m (*Ménillet et al.*, 1994). Ces structures sont héritées d'accidents du socle.

D'un point de vue géométrique, la faille de Grande-Gouffern présente un rejet vertical de l'ordre de 30 à 40 m, à regard vers le sud, ce qui met en contact la Glauconie de base albienne (située dans le bloc sud affaissé), avec les calcaires bathoniens au nord (*Ménillet et al.*, 1997). Notons que la faille de Sainte-Eugénie porte localement la Glauconie de Base au contact des faciès marneux du Callovien inférieur (*Ménillet et al.*, 1994).

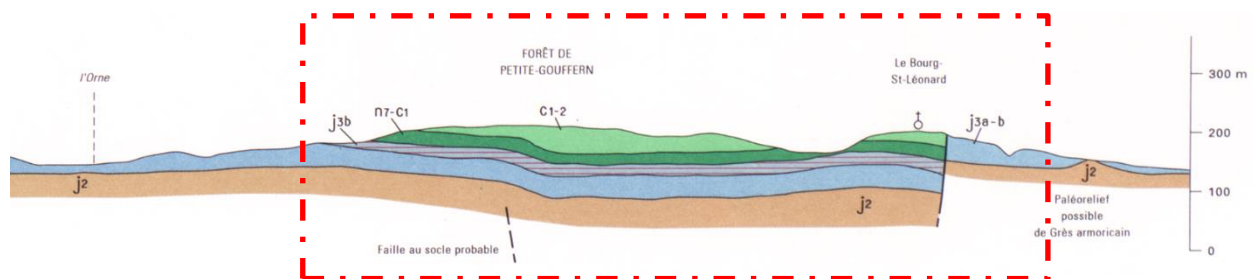


Illustration 48 : Représentation de la faille de Grande-Gouffern qui limite le flanc nord de l'anticlinal du même nom et de la flexure de Petite-Gouffern (encadré rouge) sur la coupe géologique (orientée SSO-NNE) annexée à la carte géologique n°213 – Sées (modifiée d'après *Ménillet et al.*, 1997)

4.3.13. Faille de Mortrée

Cette faille présente une orientation N110°, ce qui atteste de son origine ancienne (héritée du socle). Vers le sud-est, elle est prise en relais par la faille de Sées, orientée N100°, puis par la faille de Courtomer orientée N060°. Il n'est pas exclu que la faille de Mortrée représente elle-même le relais vers le sud-est de la faille bordière nord du synclinal de la Coudraie (ou synclinal de Vrigny). Notons que les failles de Mortrée et de Sées sont séparées par la flexure de Nonant-le-Pin, qui semble individualiser deux panneaux aux régimes tectoniques différents (*Ménillet et al.*, 1997) : la faille de Mortrée présente un regard vers le nord, tandis que la faille de Sées (et celle de Courtomer) présente un regard vers le sud.

Dans le détail, la faille de Mortrée ne présente pas un très grand rejet, de l'ordre de 10 à 20 m maximum, mais permet de mettre en contact les marnes silteuses calloviennes avec les calcaires bathoniens.

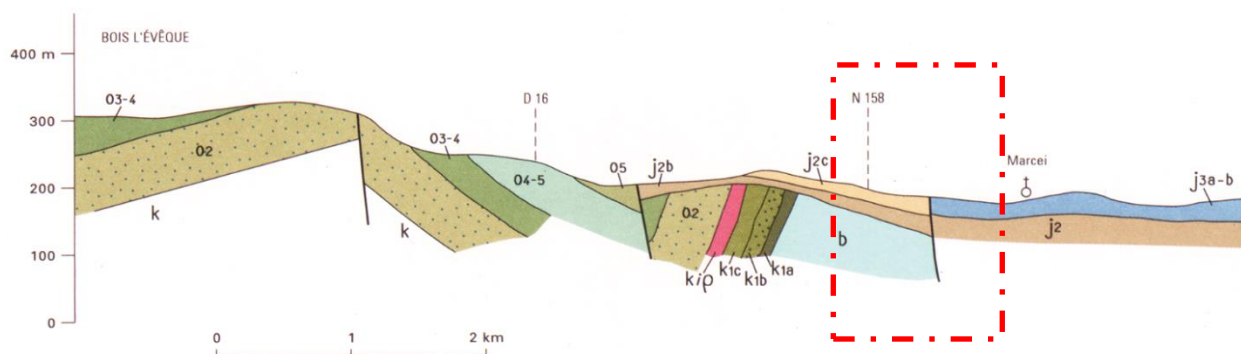


Illustration 49 : Représentation de la faille de Mortrée sur la coupe géologique (orientée SSO-NNE) annexée à la carte géologique n°213 – Sées (modifiée d'après Ménillet et al., 1997)

4.3.14. Faille de Sées

Orientée N100°, à regard vers le sud, la faille de Sées correspond au relais vers l'est de la faille de Mortrée tout en étant séparée de cette dernière par la flexure de Nonant-le-Pin, ce qui explique que la faille de Mortrée a le regard vers le nord, tandis que celle de Sées a le regard vers le sud. Vers l'est, elle est relayée par la faille de Courtomer, orientée N065°. A l'instar de la faille de Mortrée, son rejet est faible (Ménillet et al., 1997), mais il peut induire localement un contact anormal entre les marnes silteuses calloviennes, situées dans le compartiment sud affaissé, et les calcaires bathoniens situés au nord.

4.3.15. Flexure de Nonant-le-Pin

Cette flexure, orientée N020° à N040°, est transversale à la plupart des structures cassantes décrites plus haut (failles de Mortrée, de Sées, de Grande-Gouffern notamment). Représentée cartographiquement comme une flexure, elle pourrait correspondre dans le détail à un faisceau de failles disposées en marches d'escalier, dont l'orientation traduirait un rejeu récent voire actuel en décrochement (Ménillet et al., 1997).

Cette structure délimite deux panneaux aux comportements tectoniques différents : à l'ouest, la faille de Mortrée présente un regard vers le nord (compartiment nord affaissé), tandis qu'à l'est, les failles de Sées et de Merlerault présentent un regard vers le sud (compartiment sud affaissé). Vers l'ouest, cette structure affaisse les terrains de formations calloviennes et albo-cénomaniennes d'une vingtaine de mètres (Ménillet et al., 1997).

4.3.16. Failles de Belvédé, de la Pinsonnière et du Bout de Bas-Pommainville

Ces trois failles présentent des orientations N095° à N120°, à regard vers le nord, ce qui les différencie des failles hercyniennes de la Zone bocaine dont elles semblent constituer, au moins en partie, le prolongement sud-est. Elles présentent l'intérêt de se trouver à cheval entre une structure hercynienne régionale (synclinorium de la Zone bocaine) et les terrains secondaires, ce qui confirme l'héritage hercynien des structures N100° à N120° du Bassin parisien. Dans le détail, ces failles ont des rejets verticaux décimétriques à pluri-décimétriques (25 à 30 m pour la faille de Belvédé, 10 m pour la faille de la Pinsonnière) ce qui peut mettre en contact les marnes calloviennes avec les calcaires bathoniens (Gigot et al., 1999).

4.4. PRINCIPALES STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS PALEOZOÏQUES ET PROTEROZOÏQUES DU MASSIF ARMORICAIN

La structure des terrains paléozoïques du département de l'Orne résulte des événements tectoniques qui se sont succédés au cours des orogénèses varisques et alpines.

L'orogénèse cadomienne est à l'origine des plis rencontrés dans les terrains Briovériens, caractérisés par des plis N080° à N100° synschisteux d'ordre décamétrique à pluri-hectométrique (*Vernhet et al.*, 1995). Les directions est-ouest sont des reprises hercyniennes de structures cadomiennes plus anciennes initialement orientées N070°.

L'orogénèse hercynienne est responsable des déformations des terrains paléozoïques (*Vernhet et al.*, 1995), on sait aujourd'hui qu'elle a également une influence notable sur la structuration des terrains briovériens. Les déformations paléozoïques sont caractérisées par des plissements liés à des contraintes progressives sub-méridiennes, à l'origine de vastes plis dont les axes sont globalement orientés N110° à N120° (synclinal de Domfront-Mortain, Saint-Clair-de-Halouze) et exceptionnellement N140° (synclinal de la Ferrière-aux-Etangs) (*Gigot et al.*, 1999). Ces plis sont associés à une schistosité de fracture dans les formations schisteuses. La phase de déformation qui suit la mise en place des grands plis induit la formation de grandes failles inverses et décrochantes (failles bordières des synclinaux). Enfin, au Dévono-Carbonifère et la fin du Carbonifère, des déformations tardives décrochantes sont à l'origine de grands décrochements dextres orientés N150° à N160° (cas de la faille de la Mayenne-Egrenne par exemple et du champ de filons doléritiques) et leurs conjugués N030° senestres.

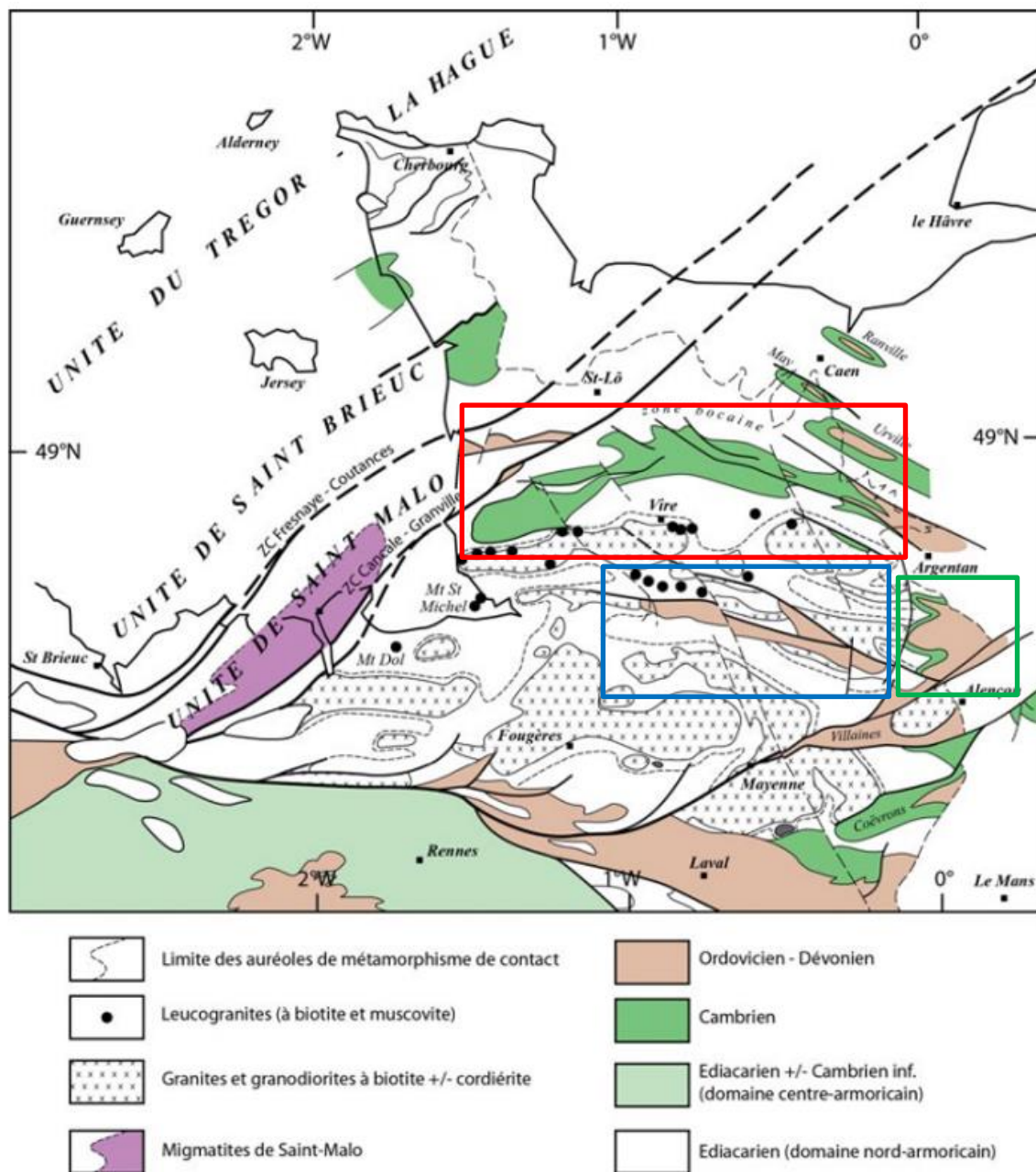


Illustration 50 : Structures géologiques majeures des unités de Saint-Malo et de Fougères (Balleve et al., 2013). Sur cette figure sont visibles les principales structures paléozoïques de l'Orne, à savoir : le synclinal du Massif d'Ecoves (entre Argentan et Alençon - rectangle vert), le synclinal de la Zone Bocaine (NO d'Argentan – rectangle rouge) et le synclinal de Domfront-Mortain (entre Vire et Alençon – rectangle bleu)

4.4.1. Synclinal d'Ecoves

Il s'agit d'un ensemble de structures plicatives formées lors de l'orogénèse hercynienne et essentiellement caractérisées par de simples voûtures dont les pendages sur les flancs n'excèdent pas 40° (Gresselin, 1990). Ces structures sont limitées au sud-est par les failles bordières du massif d'Ecoves (Doré et al., 1982), au sud-ouest par la faille d'Orgères, à l'ouest par les failles de la Cance et au nord par les failles de Mortrée et de Sées (Illustration 51).

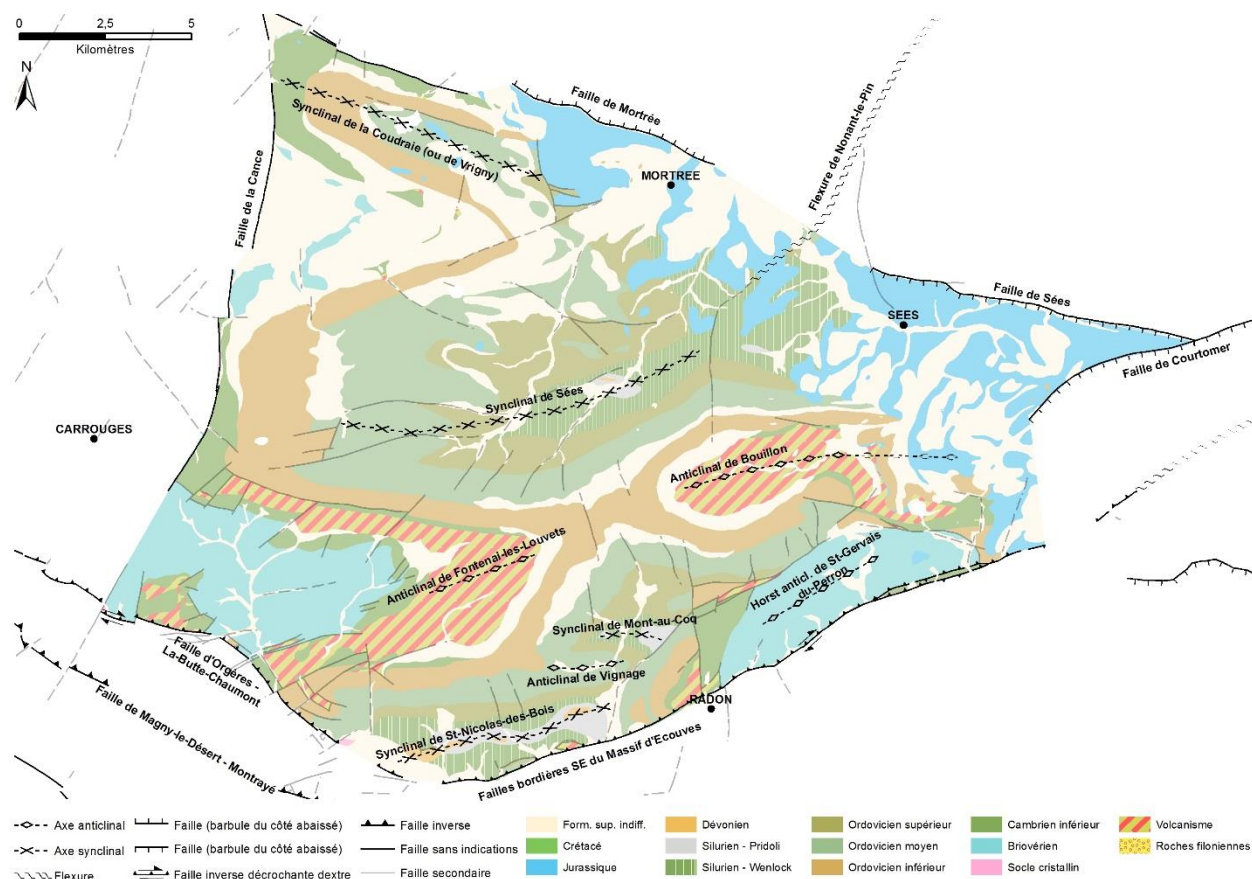


Illustration 51 : Carte structurale du synclinorium d'Ecouvès (d'après la carte géologique harmonisée de l'Orne, Vernhet et al., 2002)

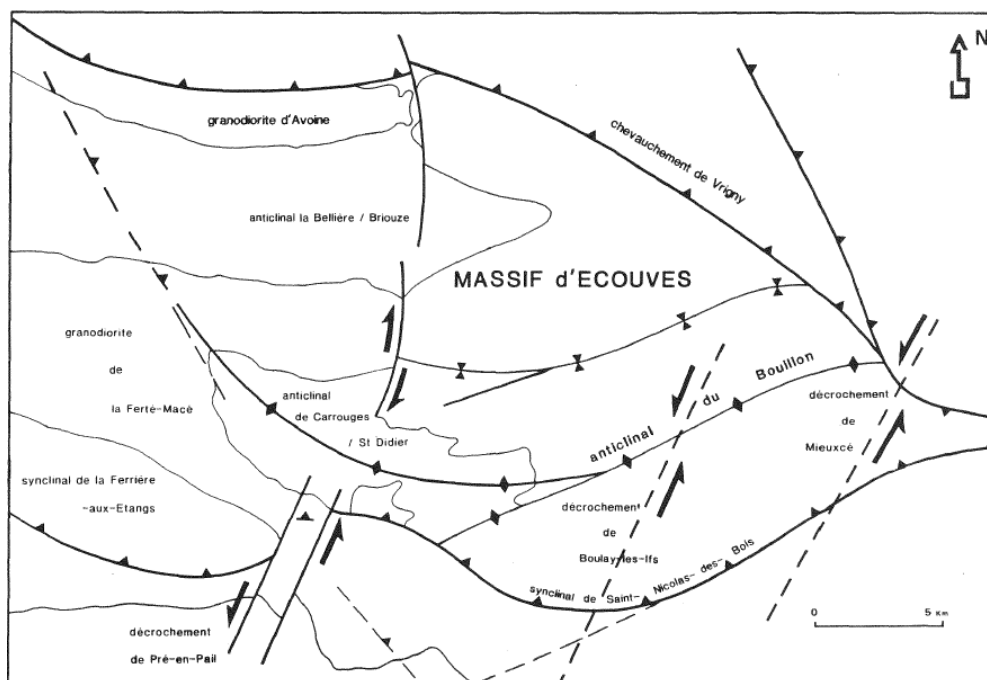


Fig. 84. Le massif d'Ecoves : schéma structural.
(▲) : chevauchements ; (↗) : anticlinaux ; (↘) : synclinaux.

Illustration 52 : Structuration du massif d'Ecoves (d'après Gresslin, 1990)

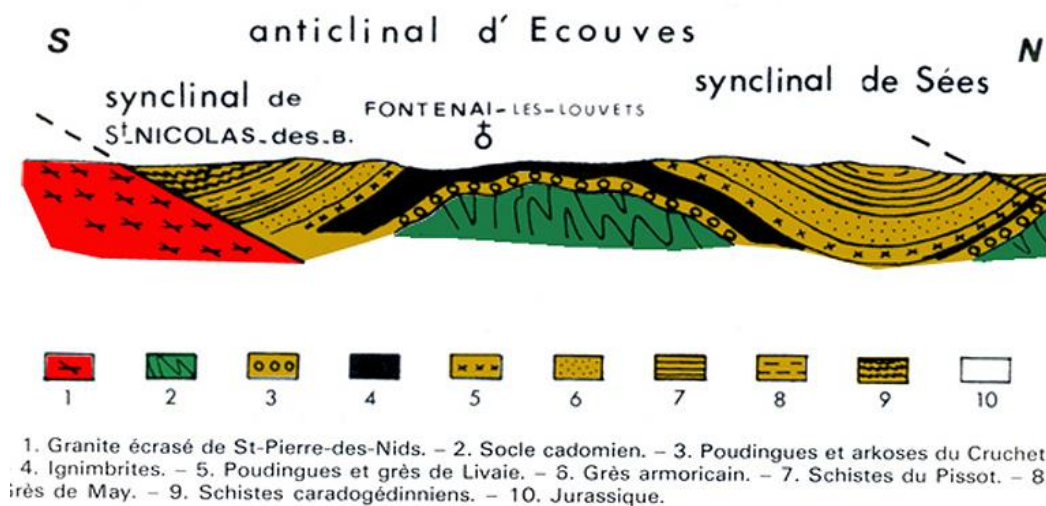


Illustration 53 : Coupe sud-nord à travers le Massif d'Ecoves (d'après Doré et al., 1977)

a) Synclinal de Sées

Il s'agit d'un synclinal orienté N110°, déversé vers le sud (Ménillet et al., 1997), et caractérisé par un pli à grand rayon de courbure. Sur ses flancs, les pendages n'excédant pas 40°, avec des valeurs souvent plus faibles. Ce synclinal a permis la conservation de terrains schisteux

paléozoïques, marqués par une schistosité de fracture N110° verticale (Doré *et al.*, 1982). Vers l'ouest, il est séparé du massif granitique d'Avoine par la faille de la Cance.

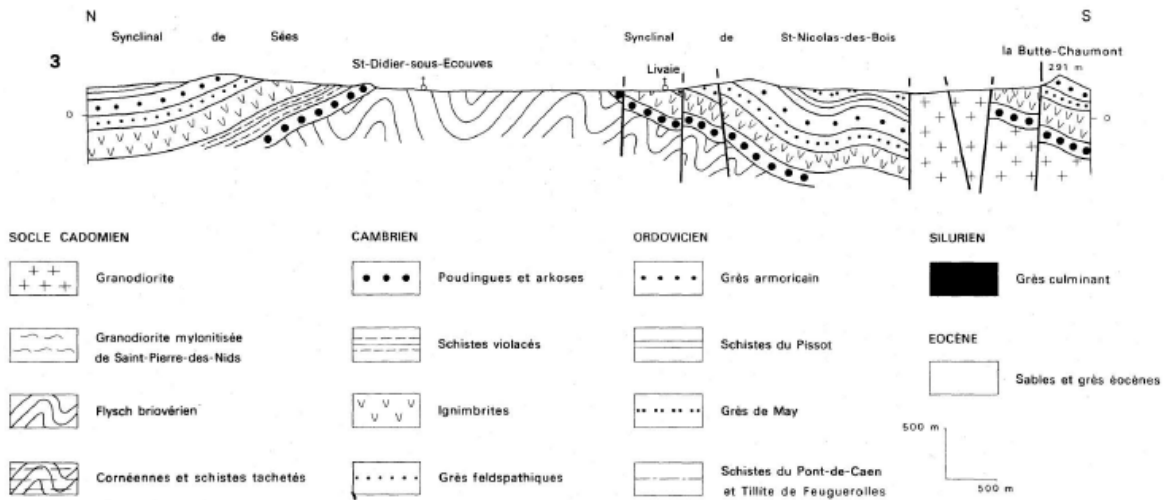


Illustration 54 : Coupe N-S au travers des synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois. A droite de la coupe (au nord), sont représentées les failles de Magny-le-Désert – Montrayé et Orgères – La-Butte-Chaumont (modifié d'après Doré *et al.*, 1977)

b) Anticlinaux de Fontenai-les-Louvets (ou de Saint-Didier-sous-Ecouves) et du Bouillon

Cette structure constitue l'anticlinal d'Ecouvès *sensus stricto*. Elle est orientée N070°, et correspond dans le détail à un pli symétrique à plan axial vertical avec des flancs plongeant à 45° (Doré *et al.*, 1982). Le centre de cet anticlinal est occupé par les rhyolites ignimbritiques d'Ecouvès (Cambrien). Vers l'est, au passage d'une faille N-S, le bord nord de l'anticlinal se redresse puis se reverse de 45° vers le sud en prenant une orientation E-O. Cette évolution de géométrie semble liée à une tectonique tangentielle de composante N-S (à N150°), à l'origine d'une foliation cataclastique dans les ignimbrites de la Chapelle-près-Sées (Doré *et al.*, 1982).

c) Synclinaux de Mont-au-Coq et de Saint-Nicolas-des-Bois

L'axe du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois, globalement orienté N070°, est constitué des terrains schisteux et gréseux dévoniens (cf. Illustration 55). Le flanc sud de ce synclinal, fortement redressé, est limité par la faille bordière sud-est du massif d'Ecouvès. Localement, cette faille met en contact les formations glauconieuses albiennes, voire les craies cénomaniennes, avec les schistes siluriens ou les Grès de May ordoviciens. Vers le nord, le synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois se raccorde au synclinal de Mont-au-Coq via l'anticlinal du Vignage (Doré *et al.*, 1982). Le synclinal de Mont-au-Coq présente une structure analogue à celui de Saint-Nicolas-des-Bois, dans la mesure où son axe est constitué des schistes siluro-dévonien bordés sur ses flancs des schistes de l'Ordovicien supérieur. Vers l'est, cette structure est séparée du horst anticlinal de Saint-Gervais-du-Perron par une faille N040°.

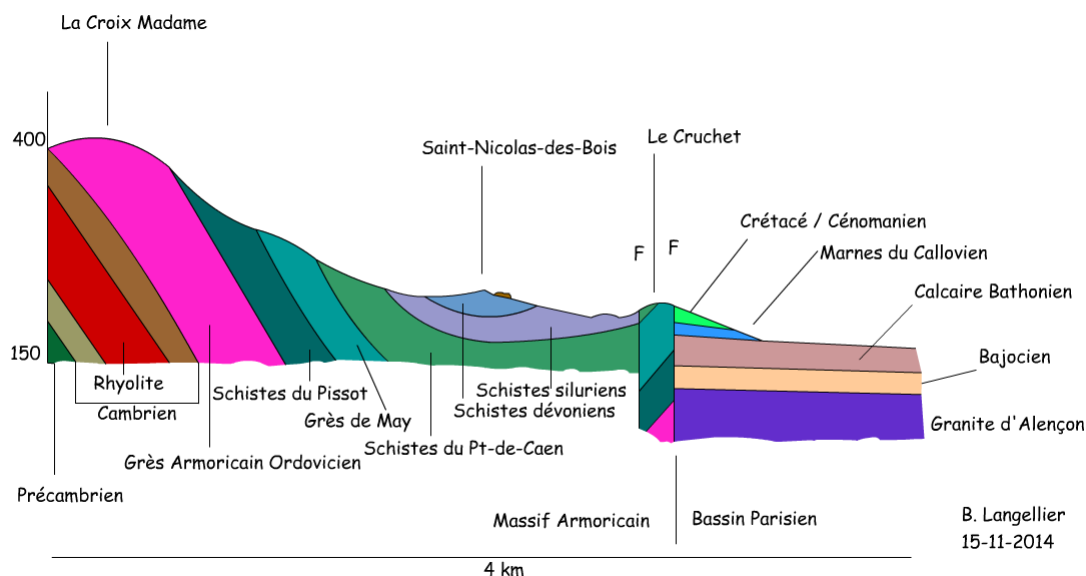


Illustration 55 : Coupe schématique N-S du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois (source : <http://sciences-paysages.blogspot.com>, Langellier, 2014)

d) Horst anticlinal de Saint-Gervais-du-Perron

Le cœur de cette structure est principalement constitué des schistes et grauwackes briovériens, les sédiments paléozoïques n'étant conservés que sur les bordures, où leur pendage peut atteindre localement 60°. Cette structure tronque la partie orientale du synclinal de Mont-au-Coq et forme la limite sud de l'anticlinal du Bouillon via un réseau de failles situées au nord de Radon (Doré et al., 1982).

e) Synclinal de la Coudraie (ou de Vrigny)

Ce synclinal est limité au nord par une faille bordière nord, qui correspond probablement à l'extension ouest de la faille de Mortrée. Il s'agit d'un synclinal hercynien à large rayon de courbure, quasiment symétrique, dont l'axe orienté N110° est constitué des Grès de May ordoviciens (Kuntz et al., 1987). Son extrémité ouest est tronquée par une faille subméridienne, la faille de la Cance.

f) Faille de la Cance

Cette faille correspond à un ensemble de structures cassantes subméridiennes ayant joué en décrochement dextre (Gresselin, 1990), qui se relayent du sud au nord, en marquant successivement la limite ouest du synclinal de Sées, puis du synclinal de la Coudraie, pour enfin se prolonger vers le nord, jusqu'au « nœud structural » d'Ecouché, où elle affecte les terrains secondaires (Kuntz et al., 1987). D'un point de vue hydrographique, cette structure semble avoir eu une influence sur le tracé actuel de la Cance (Kuntz et al., 1987). Cette faille s'inscrit dans le prolongement nord du décrochement senestre N020° fini-cadomien de Pré-en-Pail (Gresselin, 1990).

g) Failles bordières sud-est du massif d'Ecouvès

Il s'agit d'un ensemble de structures cassantes orientées N060° qui limitent au sud les structures plissées du massif d'Ecouvès. Vers le nord-est, à la jonction avec les structures E-O de Bursard – Saint-Aubin-d'Appenai – Laleu, cet accident régional majeur se poursuit en flexure sous la couverture Mésozoïque, pour probablement rejoindre la faille de Courtomer – Moulins-la-Marche. La longueur cumulée de cette série d'accidents varisques atteint une soixantaine de kilomètres (Doré *et al.*, 1982). D'une manière générale, les failles du socle semblent avoir un rejeu mésozoïque et cénozoïque évident mais qu'il est parfois difficile à démontrer.

Dans le détail, cette structure se caractérise par une géométrie verticale marquée par une tendance au décrochement dextre (Doré *et al.*, 1982). Le long de son tracé, des pincements de terrains paléozoïques traduisent également un jeu compressif. D'après la carte géologique à 1/50.000 n°251 – Alençon (Doré *et al.*, 1982), les failles bordières sud-est du massif d'Ecouvès induisent des contacts anormaux entre les formations paléozoïques ou protérozoïques au nord, et les terrains mésozoïques au sud. A l'ouest de la localité de Radon, les faciès détritiques de l'Albien inférieur sont ainsi portés à la même altitude que les rhyolites cambriennes. Plus à l'est, vers Vingt-Hanaps, ce sont les argiles calloviennes qui sont au contact des schistes briovériens. Ce contact est d'ailleurs marqué par un développement karstique important.

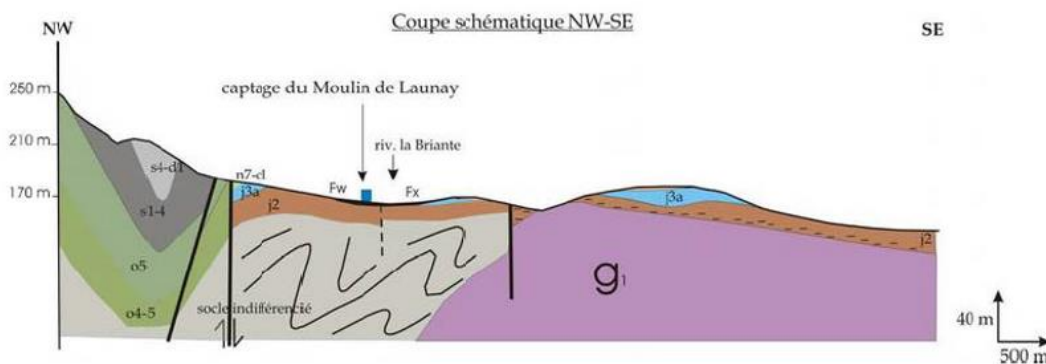


Illustration 56 : Coupe géologique simplifiée de la faille bordière SE du Massif d'Ecouvès (modifiée d'après SAFEGE, 2004)

4.4.2. Synclinorium de la Zone bocaine

Seule l'extrémité sud-est du synclinorium de la zone bocaine apparaît sur le territoire du département de l'Orne. D'un point de vue général, il s'agit d'une vaste structure d'ampleur régionale qui s'étend de Granville au nord-ouest (département de la Manche) à Trun au sud-est (département de l'Orne et même jusqu'à Chartres dans l'Eure et Loir), et qui présente les traits caractéristiques des structures varisques armoricaines : un déversement vers le sud, une orientation locale OSO-ENE héritée de l'orogénèse cadomienne, et une direction générale N120° hercynienne (Gresselin, 1990). Dans le détail, le synclinorium est constitué d'une succession d'axe anticlinaux et synclinaux varisques globalement orientés ONO-ESE, affectés par des failles inverses à pendage nord parallèles à l'axe des plis.

Toutes les structures du synclinorium ne concernent pas notre zone d'étude, l'essentiel étant situé sur le département du Calvados. De fait, nous nous attacherons à décrire uniquement les structures au moins en partie situées sur le territoire du département de l'Orne (Illustration 57).

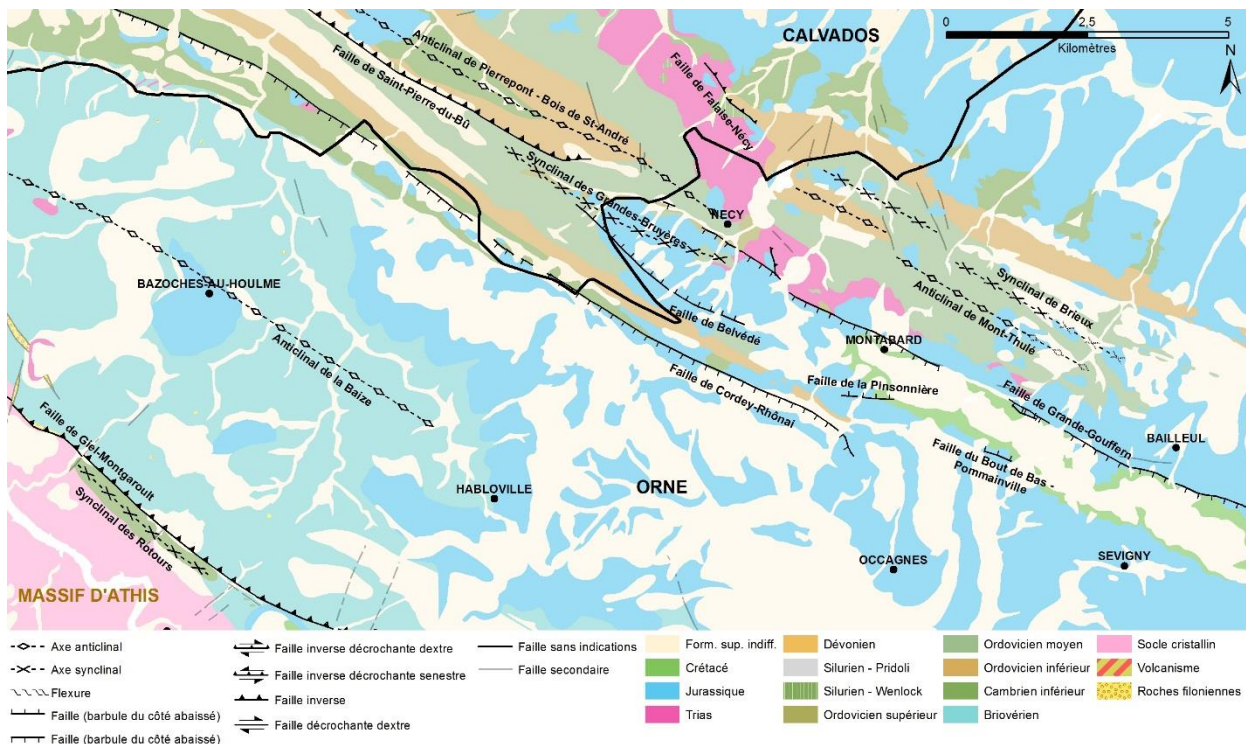


Illustration 57 : Carte structurale de la partie ornaise du synclinorium de la Zone Bocaine d'après la carte géologique harmonisée de l'Orne (Vernhet et al., 2002) et du Calvados (Vernhet et al., 2001)

a) Anticlinal de la Baize

Cet axe anticlinal est constitué de terrains briovériens. Il est situé entre le Massif d'Athis au sud (et le synclinal de la Forêt-Auvray) et le synclinal des Grandes Bruyères au nord.

b) Synclinal des Grandes Bruyères

Cet axe synclinal correspond à la continuité sud-est du synclinal de Trépel, qui constitue la partie sud du synclinorium de la zone bocaine. Le flanc nord de cette structure est tronqué par la faille inverse de Saint-Pierre-du-Bû, tandis que son flanc sud semble affecté par la faille de Cordey-Rhônai (*Gigot et al.*, 1999). Dans sa partie ornaise, ce synclinal est caractérisé par un flanc sud constitué de terrains cambriens et ordoviciens à pendage de 55° à 70° vers le nord-est, une zone axiale constituée des Grès de May et de schistes ordoviciens, et un flanc ablaté par la faille de Saint-Pierre-du-Bû. A son extrémité sud-est, le pendage des couches augmente jusqu'à devenir subvertical, puis cette structure disparaît sous la couverture Mésozoïque (*Gigot et al.*, 1999).

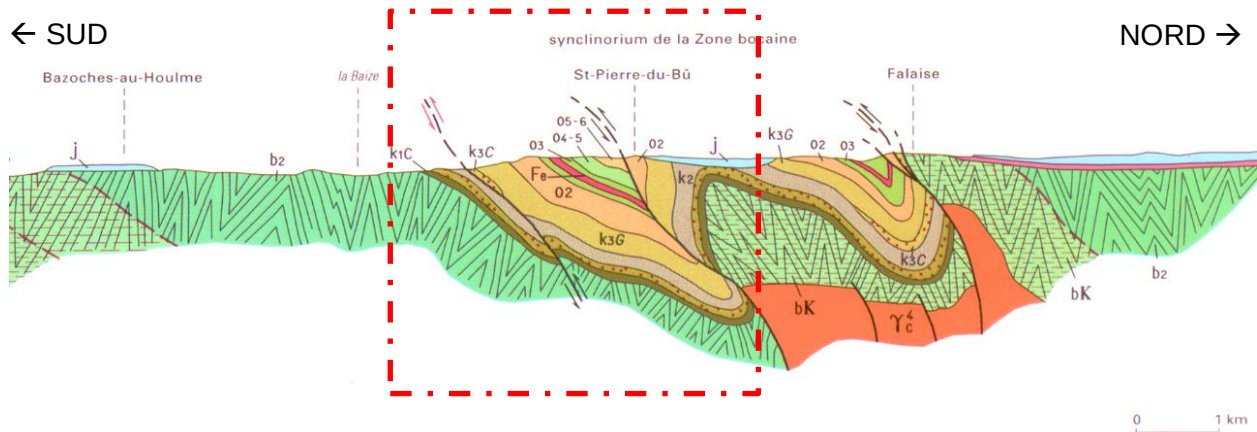


Illustration 58 : Représentation du synclinal des Grandes Bruyères (encadré rouge), limité au sud par la faille de Cordey-Rhônai, et tronqué au nord par la faille inverse de Saint-Pierre-du-Bû. Coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°176 - Falaise (modifiée d'après Gigot et al., 1999)

c) Anticlinal du Mont-Thulé et synclinal de Brieux

Ces deux plis sont situés à l'extrémité est du synclinorium de la Zone bocaine, dans son flanc nord, à l'est de la grande faille de Falaise-Nécly (non représentée sur le territoire du département de l'Orne). Il s'agit de deux plis d'entraînement à l'origine du redoublement des barres de grès ordoviciens au nord-est de la commune de Nécly (Gigot et al., 1999).

d) Faille de Saint-Pierre-du-Bû

Il s'agit d'une faille hercynienne inverse à fort pendage vers le nord, parallèle à l'axe des plis de la Zone bocaine. Elle tronque le flanc nord du synclinal des Grandes Bruyères, et constitue le relais vers l'est de la faille de Pierrepont (département du Calvados). Elle est à l'origine, dans le secteur à l'ouest de Nécly, d'un contact anormal entre les Grès de May au sud, et les Grès armoricains au nord. Enfin, la présence de minéralisation de barytine dans le secteur de Saint-Pierre-du-Bû, le long du tracé de la faille, semble être liée à un hydrothermalisme associé à un jeu syn-jurassique (Gigot et al., 1999).

e) Faille de Cordey-Rhônai

Cette faille inverse s'inscrit dans la liste des structures cassantes parallèles à l'axe des plis hercyniens de la Zone bocaine (faille de Saint-Pierre-du-Bû et de Belvédé notamment), qui se prolongent vers le sud-est dans les terrains secondaires et tertiaires du Bassin parisien. Dans le détail, il s'agit d'une faille inverse à pendage vers le nord, de regard sud, dont le rejet vertical est estimé à une quarantaine de mètres maximum (Gigot et al., 1999). Le jeu récent semble avoir affecté le flanc sud du synclinal des Grandes Bruyères. Localement, son rejet induit un contact anormal entre les formations schisteuses et gréseuses du Cambrien inférieur et les calcaires jurassiques.

4.4.3. Synclinal de la Forêt-Auvray et faille de Giel-Montgaroult (faille bordière nord du massif d'Athis)

Le synclinal de la Forêt-Auvray est situé à l'extrémité nord-est de l'intrusion granitique cadomienne du massif d'Athis. Il s'agit d'un petit synclinal dissymétrique, orienté N110° à plongement vers l'ouest, dont l'axe est occupé par la formation des schistes et calcaires du Cambrien inférieur (*Gigot et al.*, 1999). Son flanc sud est constitué de formations terrigènes cambriennes inclinées de 20 à 30° vers le nord, qui reposent directement sur les granodiorites d'Athis. Les Roches d'Oëtres, situées en rive droite de la rivière La Rouvre, y constituent un affleurement remarquable des conglomérats de la base du Cambrien. Les couches du flanc nord, très redressées voire déversées, sont tronquées par la faille de Giel-Montgaroult, qui place directement en contact les cornéennes briovériennes de l'anticlinal de la Baize avec les conglomérats cambriens (*Gigot et al.*, 1999).

La faille de Giel-Montgaroult correspond à une faille inverse à fort pendage vers le nord, d'une vingtaine de mètres de rejet vertical, orientée ONO-ESE, mise en place lors de l'orogénèse hercynienne (*Gigot et al.*, 1999). Elle constitue la limite nord de l'intrusion cadomienne du Massif d'Athis, tronque le flanc nord du synclinal de la Forêt-Auvray, et limite le petit synclinal des Rotours où cette faille est jalonnée de brèches tectoniques. Elle se prolonge ensuite vers le sud-est où elle met en contact, vers Montgaroult, les faciès calcaires du Jurassique au sud avec le Briovérien au nord, voire très localement la Glauconie de Base albienne avec le Briovérien métamorphisé.

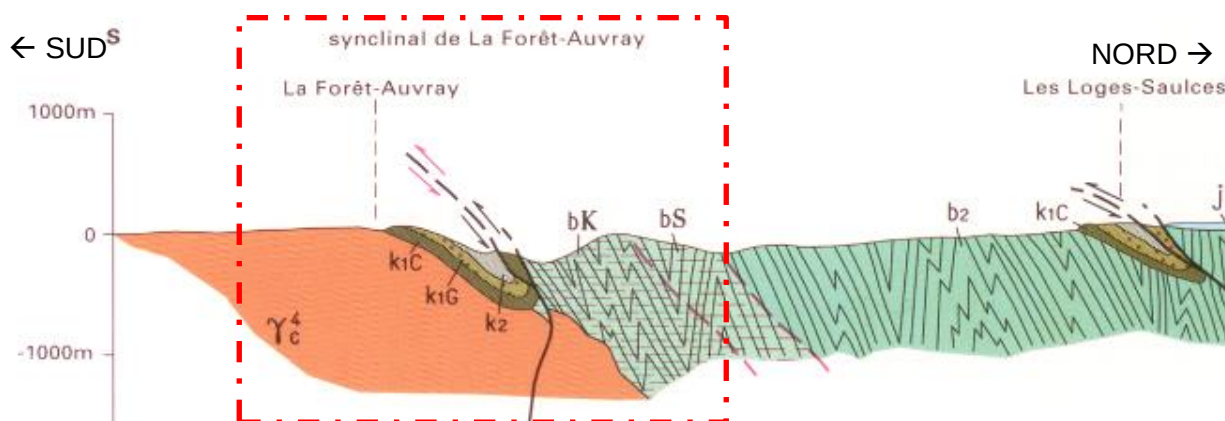


Illustration 59 : Représentation du synclinal de la Forêt-Auvray et de la faille varisque de Giel-Montgaroult (encadré rouge) sur la coupe géologique orientée S-N, annexée à la carte géologique n°176 - Falaise (modifiée d'après *Gigot et al.*, 1999)

4.4.4. Synclinaux de Domfront – Mortain, de Saint-Clair-de-Halouze, de la Ferrière-aux-Etangs et failles bordières nord

Il s'agit d'un ensemble de structure plicatives hercyniennes orientées généralement N110° (hormis le synclinal de la Ferrière-aux-Etangs N140°), bordées au nord par des structures cassantes. L'illustration suivante (Illustration 60) permet de situer les principales structures qui seront décrites ci-dessous.

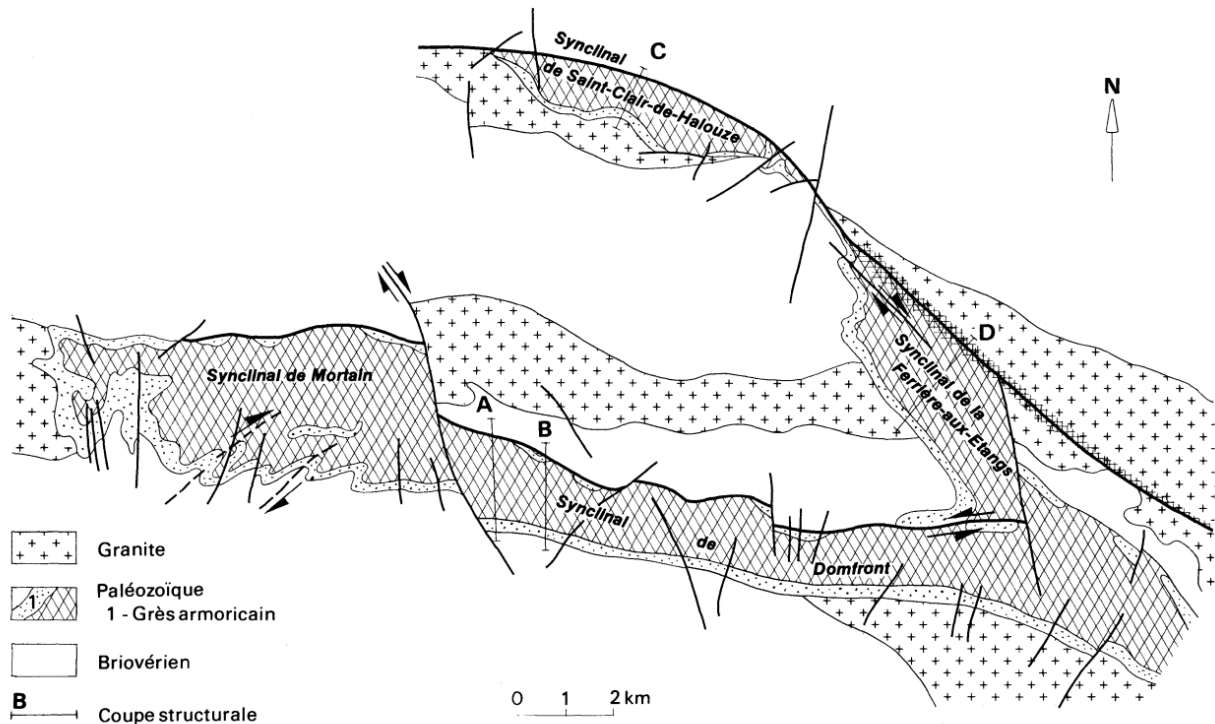


Fig. 3 - Schéma géologique des synclinaux paléozoïques. Localisation des coupes structurales.
(Feuilles Flers, Mortain, Domfront)

Illustration 60 : Schéma géologique des synclinaux paléozoïques de Mortain-Domfront, Saint-Clair-de-Halouze et de la Ferrière-aux-Etangs

a) Synclinal de Domfront – Mortain

Il s'agit d'une structure hercynienne dissymétrique orientée N105° à N115°, correspondant à un pli à vaste rayon de courbure, dont la zone axiale est occupée par les ampélites siluriennes marquées par des replis anticlinaux secondaires. Les terrains ordoviciens du flanc sud présentent un pendage moyen vers le nord d'environ 25° à 35° (Bambier et al., 1983 ; Vernhet et al., 1995), tandis que le flanc nord est tronqué par une faille bordière à jeu inverse, orientée N105° à N110° à pendage 25° à 60°NNE, qui place directement en contact les ampélites siluriennes de la zone axiale avec les éléments du socle cadomien. Notons qu'à l'est de la structure, vers Bagnoles-de-l'Orne, cette faille semble avoir joué en décrochement senestre, avec un rejet horizontal estimé à 500 m (Vernhet et al., 1995). Enfin, ce synclinal est affecté par des structures cassantes orientées N015° et N155°, dont la faille de la Mayenne (ou de l'Egrenne) est la principale représentante. Cette faille induit notamment un rejet horizontal dextre de 3 kilomètres entre Domfront et Lonlay-l'Abbaye, particulièrement bien souligné par un décalage de la barre des Grès armoricains ordoviciens. Cette zone de décalage dextre est occupée par la vallée de l'Egrenne (structure en « pull-apart » qui joue encore actuellement).

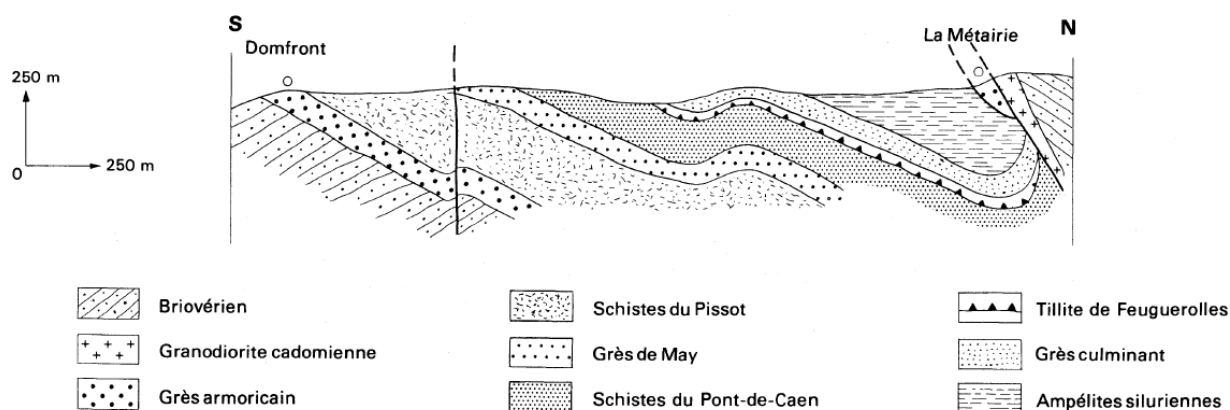


Illustration 61 : Coupe S-N transversale au synclinal de Domfront-Mortain et à sa faille bordière nord (modifiée d'après Bambier et al., 1983)

b) Synclinal de Saint-Clair-de-Halouze

Il s'agit d'un synclinal paléozoïque syn-schisteux orienté N110° (Gresselin, 1990), bien connu à partir des travaux miniers effectués dans le secteur pour l'extraction du fer ordovicien. La partie axiale de ce synclinal est occupée par les schistes ordoviciens du Pont-de-Caen. Son flanc nord est totalement tronqué par une faille bordière, qui met en contact les schistes ordoviciens au sud, avec le Briovérien métamorphique (cornéennes) au nord (Bambier et al., 1983). Cette faille se prolonge vers le SE, pour border la limite nord du synclinal de la Ferrière-aux-Etangs. Dans le détail, la structure même du synclinal est bien connue à la fois grâce aux observations de terrain en surface sur les barres gréseuses ordoviciennes, mais également en profondeur grâce aux exploitations de fer. Ainsi, le pendage des couches qui constituent le flanc sud du synclinal n'est pas régulier : il présente en effet, le long du tracé, une succession de pendages normaux ou inverses, mais toujours supérieurs à 45-60°. En souterrain, le flanc sud du synclinal se redresse progressivement jusqu'à atteindre un pendage sub-vertical jusqu'à 300 m de profondeur, et redevenir faiblement incliné vers le sud via une charnière synclinale découpée par des failles inverses. Vers le nord, après une zone sub-horizontale, les couches ordoviciennes prennent un léger pendage nord (Bambier et al., 1983).

c) Synclinal de la Ferrière-aux-Etangs

L'orientation N140° de ce synclinal est assez singulière dans le paysage des structures hercyniennes généralement orientées N110°. Il est séparé du synclinal de Domfront – Mortain, situé au sud, via la faille inverse qui constitue la limite nord du synclinal de Domfront, orienté N100°, jouant en décrochement senestre au nord-ouest de Bagnoles-de-l'Orne (Bambier et al., 1983). Cette structure présente des caractéristiques analogues aux synclinaux précédemment décrits : sa partie axiale est occupée par les ampélites siluriennes sur lesquelles circulent les eaux de la Vée, son bord sud est constitué des terrains ordoviciens à pendage régulier de l'ordre de 30°NE, et son flanc nord est tronqué par une faille bordière N125°-N130° à fort pendage vers le nord (70°) (Gresselin, 1990) commune avec le synclinal de Saint-Clair-de-Halouze, dont elle constitue la continuité sud-est (qui se poursuit au-delà vers la Ferté-Macé). Notons ici que cette faille est marquée sur son tracé par la présence de cataclasite ou de mylonite dans les granitoïdes cadomiens (Bambier et al., 1983). L'extrémité nord-ouest de cette structure se caractérise par un biseau qui marque la fin de l'affleurement des sédiments paléozoïques, tandis que son extrémité sud-est vient buter sur une faille sub-méridienne et la faille bordière du synclinal de Domfront. Enfin, ce synclinal est marqué par plusieurs fractures n'affectant que les terrains paléozoïques,

ayant joué en décrochement dextre, à l'origine d'une flexure sigmoïde visible dans la barre des Grès armoricain ou les Grès de May au sud de la Ferrière-aux-Etangs (*Bambier et al.*, 1983).

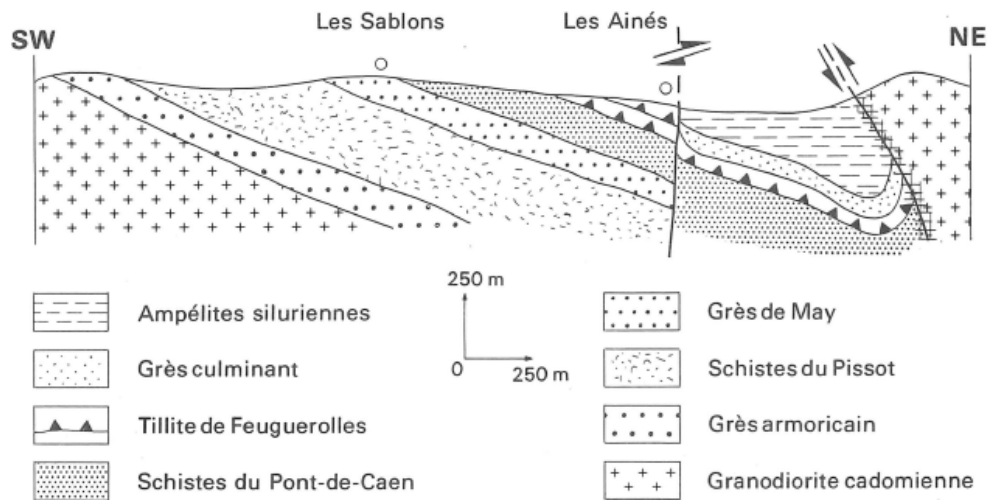


Illustration 62 : Coupe transversale SW-NE dans le synclinal de la Ferrière-aux-Etangs (d'après *Bambier et al.*, 1983)

d) Failles bordières nord

Il s'agit des structures cassantes majeures qui amputent les bords nord des synclinaux de Domfront – Mortain, de Saint-Clair-de-Halouze et de la Ferrière-aux-Etangs. Dans le détail, ces structures hercyniennes sont orientées N100° à N125° à fort pendage vers le nord, et présentent un jeu principal inverse à composante décrochante à l'origine d'un rejet horizontal pluri-hectométrique (cas de la faille bordière nord du synclinal de Domfront – Mortain, à jeu décrochant senestre, à l'origine d'un rejet horizontal de 500 m au nord de Bagnoles-de-l'Orne (*Vernhet et al.*, 1995). En règle générale, ces structures induisent un contact anormal entre les ampélites siluriennes situées au centre des synclinaux avec les éléments du socle cadomien (granitoïdes, Briovérien métamorphisé ou non). Soulignons enfin que la faille bordière nord du synclinal de la Ferrière-aux-Etangs est marqué sur son tracé par la présence de brèches tectoniques (cataclasites et mylonites).

4.4.5. Faille de Saint-Hilaire

Il s'agit d'une faille subméridienne, dont le jeu principal est probablement tardi-hercynien. Elle affecte essentiellement les intrusions granitiques du Massif d'Athis et d'Avoine, en induisant notamment un relief bien marqué (*Kuntz et al.*, 1987). Un rejeu beaucoup plus récent de cette structure semble attesté par la présence de sédiments mésozoïques dans les environs de Saint-Hilaire-de-Briouze. Vers le sud, cette faille semble relayée par la faille de la Chaux, où son rejeu Cénozoïque semble être à l'origine des lambeaux résiduels de sables et de grès éocènes (*Kuntz et al.*, 1987).

4.4.6. Faille d'Orgères – La Butte-Chaumont

Orientée globalement N110°, il s'agit d'une faille inverse à composante décrochante dextre de faible amplitude, mise en place lors de l'orogénèse hercynienne (*Doré et al.*, 1977). Elle constitue la limite nord-est de l'intrusion granitique de Ciral – Gandelin ainsi que la limite sud / sud-ouest du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois (massif d'Ecouvès). Sur son parcours, la structure se

sépare parfois en deux failles parallèles à l'origine d'écaillés de grès Paléozoïque. Vers le sud-est, au-delà de la Butte-Chaumont, cette structure rejoint les failles bordières sud-est du massif d'Ecouves qui prennent, vers Radon, une orientation N060°.

Au niveau des écaillés qui jalonnent le parcours de la faille, les granitoïdes et les terrains métamorphiques protérozoïques peuvent être mis au contact des grès cambriens ou ordoviciens (*Doré et al.*, 1977).

4.4.7. Faille de Magny-le-Désert – Montrayé

Cette structure est située à quelques kilomètres au sud de la faille d'Orgères – La Butte Chaumont, avec laquelle elle présente quelques traits communs, à commencer par son orientation N110°, et son âge hercynien. Dans le détail, il s'agit d'une faille inverse à fort pendage vers le nord, qui tronque la partie Est du flanc nord du synclinal de Mortain-Domfront (*Doré et al.*, 1977). A l'instar de la faille d'Orgères – La Butte-Chaumont, cette faille est tronquée sur son parcours par des structures cassantes transverses, orientées N010° à N020°, à rejet vertical.

Le jeu de la faille place à la même altitude les terrains ordoviciens au sud, et les granitoïdes cadomiens au nord, où ils présentent localement une foliation cataclastique N110° 35°NE à proximité de la faille. Cet accident se prolonge vers le sud-est jusqu'à Alençon. Notons enfin qu'au sud-est de la localité de Magny-le-Désert, la faille est masquée par un plaquage de grès éocènes.

4.4.8. Faille de Saint-Samson – Saint-Denis-sur-Sarthon

Il s'agit d'une petite faille hercynienne parallèle aux accidents de Magny-le-Désert – Montrayé et Orgères – La Butte Chaumont (orientation N110°), qui traverse le complexe volcanique d'Ecouves-Multonne.

4.4.9. Faille de la Varenne et faille de la Mayenne (ou de l'Egrenne)

Il s'agit de deux failles tardi-hercyniennes, orientées N160° à jeu décrochant dextre dont le rejet horizontal est kilométrique, et le rejet vertical pluri-décamétrique (*Vernhet et al.*, 1995). Le tracé de ces structures est discontinu, mais se suit cartographiquement sur notre zone d'étude entre Vire au nord (département du Calvados) et Céaucé au sud, où elles semblent avoir conditionné la mise en place d'un bassin Eocène, ce qui pourrait s'expliquer par un rejeu en failles normales contemporain à la phase distensive de l'Eocène supérieur (*Vernhet et al.*, 1995).

Ces deux structures affectent les sédiments paléozoïques du synclinal de Domfront – Mortain, ainsi que les terrains protérozoïques. Le rejet horizontal kilométrique de la faille de la Mayenne (décalage de 3 kilomètres de la barre Grès armoricain (*Bambier et al.*, 1983)) peut induire localement, au nord de Domfront, la mise en contact des éléments du socle cadomien avec les ampélites siluriennes.

Notons enfin que la faille de la Mayenne semble conditionner le tracé sur une dizaine de kilomètres de la vallée de l'Egrenne au nord, ainsi que la vallée de la Mayenne au sud. De son côté, la faille de la Varenne semble diriger l'écoulement de l'Egrenne entre Torchamp et Rouellé (partie amont), ainsi que la vallée de la Varenne au sud. Il s'agit là d'un exemple caractéristique du rôle des structures tectoniques sur les écoulements de surface.

4.5. SYNTHÈSE STRUCTURALE DU DÉPARTEMENT DE L'ORNE

4.5.1. Directions et axes des principales structures

D'une manière générale, le travail réalisé a permis de mettre en évidence qu'il existe trois familles principales de structures dans le département de l'Orne :

- **Les structures ONO-ESE** : cette famille qui regroupe les structures N100 à N130° est relativement bien représentée dans le département, aussi bien dans le Massif Armoricain par les synclinal et les grandes failles bordières paléozoïques, que dans le Bassin Parisien à l'est. Il s'agit de structures mises en place initialement lors de l'orogénèse hercynienne, et réactivées à la fin du Mésozoïque ou au Cénozoïque. D'ailleurs, la continuité qui existe entre certaines structures N110° qui affectent à la fois les roches du socle et la couverture sédimentaire secondaire, atteste clairement de cette origine « ancienne » et de leur rejeu plus tardif ;
- **Les structures sub-méridiennes** : orientées N150° à N160°, elles correspondent à des structures tardi-hercyniennes caractérisées par de grandes failles décrochantes dextres d'importance régionale à rejet horizontal parfois kilométrique (faille de la Mayenne-Egrenne par exemple), associées à leurs conjuguées N020-030°. Réactivées au Tertiaire en failles normales lors de la phase distensive qui marque l'Europe à l'Eocène supérieur (*Vernhet et al., 1995*), il s'agit dans la plupart des cas de grandes failles à fracturation ouverte et hydrauliquement très conductives, ce qui pourrait expliquer la présence de vallées et/ou de cours d'eau utilisant ces structures et/ou encore les filons de quartz de même orientation. Ces structures sont bien représentées dans le domaine de socle, dans la partie ouest du département de l'Orne, où elles sont parfois associées à des voûtures et des petits plis. Elles existent également dans la partie orientale du département où leurs rejeux mésozoïques et cénozoïques sont, entre autre, à l'origine des failles courbes du Bassin parisien (failles de Mortagne, de Bellême etc.) ;
- **Les structures SO-NE** : il s'agit presque exclusivement de failles orientées généralement N060° à N070°, situées dans les terrains secondaires et tertiaires du Bassin Parisien (failles du Merlerault, faille de Courtomer, fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou etc.). Ces failles semblent héritées de structures cambriennes associées à la mise en place de bassins d'effondrement caractéristiques de la distension qui marque la fin de l'orogénèse cadomienne (*Moguedet et al., 1998*). Réactivées plus tardivement, elles semblent jouer un rôle non négligeable dans l'orientation des écoulements de surface (et probablement souterrain), comme en témoigne l'orientation de la vallée de la Risle amont, parfaitement parallèle à la faille du Merlerault, ou encore la partie amont de l'Iton, calée sur la faille de Courtomer).

Notons enfin que certaines failles localisées dans les terrains sédimentaires du Bassin Parisien montrent une géométrie courbe caractéristique (failles de Mortagne-au-Perche, faille de l'Huisne, faille de Bellême). Il s'agit de failles héritées d'accidents du socle, d'origines et d'orientations différentes, qui ont été repris directement pendant la phase de sédimentation mésozoïque (syndérisation) et/ou en relais lors des rejeux tertiaires et même quaternaires.

Il est également important de préciser ici que le socle est lui aussi affecté par ces rejeux plus récents qui se sont activés lors de l'ouverture de l'Atlantique et lors des orogénèses pyrénéennes et alpines. Il est toutefois plus difficile de les identifier faute de critères objectifs.

On fait enfin remarquer pour terminer que les structures plicatives et cassantes du socle cadomien ont été peu étudiées. L'analyse structurale a plutôt porté sur l'analyse des synclinaux paléozoïques pour lesquels la déformation est plus documentée et donc là également plus facile à décrypter.

4.5.2. Carte et tableau de synthèse

Les éléments décrits dans ce chapitre ont été regroupés dans la carte et le tableau de synthèse ci-après.

NB : ce tableau synthétise les informations disponibles en bibliographie pour les principales structures tectoniques du département de l'Orne. Elles peuvent donc être parfois imprécises ou incomplètes compte tenu de l'échelle de travail (département). Au besoin, des investigations de terrain pourraient être entreprises pour affiner / compléter ces connaissances, notamment sur les géométries des structures (pendages, rejets horizontaux et verticaux, contacts anormaux), et la présence de mylonites, de brèches tectoniques ou de schistosités de fractures. Il s'agit en effet de paramètres essentiels pour la caractérisation hydrogéologique de ces structures.

La carte de synthèse (Illustration 64) montre que les principales directions ou axes structurants varient à l'échelle du département. Comme évoqué plus avant, leur expression résulte à la fois : de la réponse au champ de contrainte, de la rhéologie des unités géologiques existantes au moment de la structuration et enfin de l'évolution dans le temps de ce champ de contrainte.

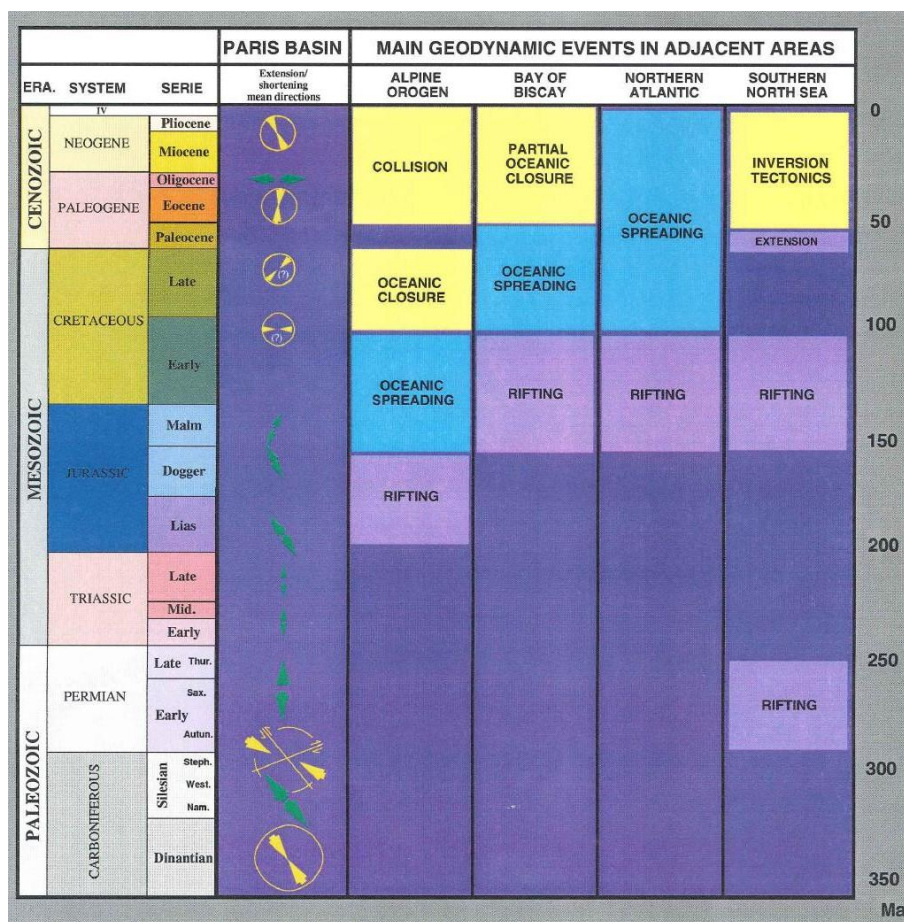


Illustration 63 : Synthèse des principales phases tectoniques ayant affecté le Bassin parisien depuis le Carbonifère jusqu'à l'actuel (G. Bessereau et al., 1996)

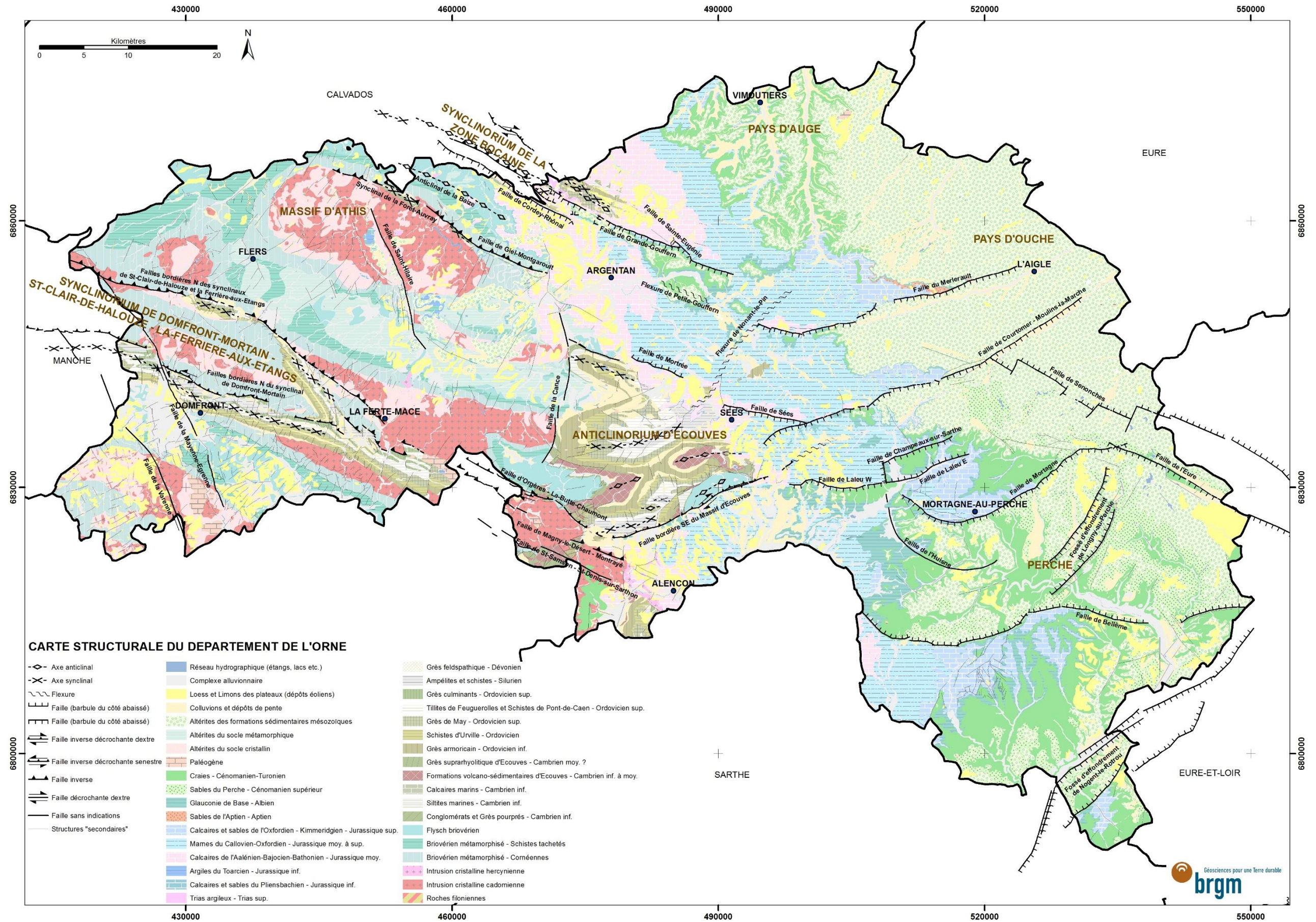


Illustration 64 : Carte structurale du département de l'Orne (compilation bibliographique)

NOM STRUCTURE		RHEOLOGIE	AZIMUT	JEU	PENDAGE / REGARD	REJET VERTICAL	REJET HORIZONTAL	AGE INITIAL DE LA STRUCTURE	ACTIVITE RECENTE	CONTACTS ANORMAUX
BASSIN PARISIEN	Faille de Bellême	Fragile	N110-N130°à l'ouest N030-N070° à l'est	Normal / décrochant	Regard nord	100 m à La Perrière 60 m à ~ 100 m vers Courzeauit	?	Héritée d'un accident du socle	Post-éocène	Bajocien sup. (calcaires) / Albien (sables et argiles) Oxfordien inf. (marnes) / Cénomanien sup. (Sables du Perche)
	Faille de Mortagne-au-Perche	Fragile	N070° à N150°	Normal / décrochant	Regard sud		?	Héritée d'un accident du socle	Sismicité historique	Oxfordien (calcaires) / Albien (sables et argiles) Oxfordien (calcaires) / Cénomanien sup. (Sables du Perche)
	Faillles bordières du fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou	Fragile	N045°	Normal	Subvertical / regard SE (failles nord) Subvertical / regard NO (failles sud)	10 à 120 m	-	?	Eocène	Kimméridgien (calcaires) / Cénomanien sup. (Sables du Perche)
	Faillles bordières du fossé d'effondrement de Longny-au-Perche	Fragile	N030°	Normal	Subvertical / regard SE (failles nord) Subvertical / regard NO (failles sud)	?	-	?	?	Turonien (craie marneuse) / Cénomanien sup. (Sables du Perche)
	Faille de Champeaux-sur-Sarthe	Fragile	N070°	Normal	Vertical / regard SE	50 m	-	Héritée d'un accident du socle	?	Kimméridgien (calcaires) / Cénomanien inf. (craies) Cénomanien inf. (craies) / Albien sup. (sables et argiles)
	Faille de Laleu	Fragile	N070°	Normal	Vertical / regard SE	?	-	Héritée d'un accident du socle		Callovien sup. (sables et silts) / Cénomanien inf. à sup. (craies)
	Faille de l'Huisne	Fragile	N070° à N150°	?	?	?	-	Héritée d'un accident du socle	Cénozoïque	Cénomanien inf. (craies) / Cénomanien moy. (craies) Callovo-oxfordien (marnes) / Cénomanien inf. (craies)
	Faille de Merlerault	Fragile	N060°-N070° à N110° via un jeu de failles N020°	Inverse ?	Regard sud	50 à 100 m	-	Héritée d'un accident du socle	Cénozoïque	Callovien (marnes) / Bathonien sup. (calcaires) Callovien (marnes) / Céno. inf. (craies) ou Albien (sab. et argiles)
	Faille de Courtemer - Moulins-la-Marche	Fragile	N050° à N080°	Inverse	70°N / regard SE	40 à 130 m	-	Héritée d'un accident du socle	Cénozoïque	Callovien sup. (marnes sabl. et silts) / Cénomanien inf. (craies)
	Faille de Senonches	Fragile	N110°	Inverse ? / Décrochant dextre	Regard NE	?	?	Héritée d'un accident du socle	Cénozoïque	Cénomanien sup. (Sables du Perche) / Turonien (craie)
	Faille de l'Eure	Fragile	N110° à N120°	Normal ? / Décrochant dextre	Vertical / regard sud	~ 100 m	?	Héritée d'un accident du socle	Sismicité historique	Cénomanien sup. (Sables du Perche) / Cénomanien sup. (craie)
	Faille de Grande-Gouffern - Montabart	Fragile	N105° à N115°	Normal	Subvertical / regard sud	30 à 40 m	-	Héritée d'un accident du socle	?	Bathonien (calcaires) / Albien (sables et argiles)
	Faille de Sainte-Eugénie	Fragile	N150°	?	?	20 m	-	Héritée d'un accident du socle	?	Callovien inf. (marnes) / Albien (sables et argiles)
	Faille de Mortrée	Fragile	N110°	?	Regard nord	10 à 20 m	-	Héritée d'un accident du socle	?	Callovien (marnes et silts) / Bathonien (calcaires)
	Faille de Sées	Fragile	N100°	?	Regard sud	?	-	Héritée d'un accident du socle	?	Callovien (marnes et silts) / Bathonien (calcaires)
	Flexure de Nonant-le-Pin	Ductile ?	N020° à N040°	Plicatif - flexure	Flexure qui pourrait correspondre à un faisceau de failles disposées en marches d'escalier - délimite deux panneaux aux comportements tectoniques différents					
	Faille de Belvédé	Fragile	N120°	?	Regard nord	25 à 30 m	-	Héritée d'un accident du socle	?	Callovien (marnes) / Bathonien (calcaires)
	Faille de la Pinsonnière	Fragile	N095°	?	Regard nord	10 m	-	Héritée d'un accident du socle	?	Callovien (marnes) / Bathonien (calcaires)
	Faille du Bout de Bas - Pommainville	Fragile	N120°	?	Regard nord	?	-	Héritée d'un accident du socle	?	Callovien (marnes) / Bathonien (calcaires)
Anticlinorium d'Ecouves	Synclinal de Sées	Ductile	N110°	Plicatif - synclinal	Synclinal à grand rayon de courbure déversé vers le sud - pendages flanc sud < 40° - zone axiale constituée de schistes paléozoïques - limité à l'ouest par la faille de la Cance					
	Anticlinal de Fontenai-les-Louvets - Bouillon	Ductile	N070°	Plicatif - anticlinal	Anticlinal symétrique à axe vertical - pendages des flancs ~ 45° - zone axiale constituée des rhyolites d'Ecouves					
	Synclinaux de Mont-au-Coq et de Saint-Nicolas-des-Bois	Ductile	N070°	Plicatif - synclinal	Flancs sud fortement redressés - zone axiale constituée de schistes et de grès paléozoïques (Dévonien) - limités au sud par la faille bordière SE du Massif d'Ecouves					
	Horst anticlinal de Saint-Gervais-du-Perron	Fragile + ductile	N070°	Plicatif et cassant	Zone axiale constituée de schistes et grauwackes du Briovérien - flancs à pendage ~ 60° constitués de sédiments Paléozoïques					
	Synclinal de la Coudraie (ou de Vrigny)	Ductile	N110°	Plicatif - synclinal	Synclinal à large rayon de courbure quasiment symétrique - limité au nord par une faille bordière et à l'ouest par la faille de la Cance - zone axiale constituée de grès Ordoviciens (Grès de May)					
	Faille de la Cance	Fragile	Subméridienne	Décrochant dextre	?	?	-	Orogenèse hercynienne	?	Sédiments Paléozoïques (argillites, schistes, grès) / socle cadomien (granitoïdes, cordilrite, schistes)
	Faillles bordières SE du Massif d'Ecouves	Fragile	N060°	Décrochant dextre	Vertical	?	?	Orogenèse hercynienne	?	Formations hercyniennes et cadomiennes / Mésozoïque Rhyolites cambriennes / Albien (sables et argiles) Briovésien (schistes) / Callovien (marnes et argiles)
Synclinarium Bocain	Anticlinal de la Baize	Ductile	N110° à N120°	Plicatif - anticlinal	Anticlinal qui sépare les structures de la Zone bocaine du Massif d'Athis (granitoïdes) - zone axiale cosntituée de terrains Briovériens - affecté de plis cadomiens N060°					
	Synclinal des Grandes Bruyères	Ductile	N110° à N120°	Plicatif - synclinal	Continuité sud-est du synclinal de Trépel - flanc nord tronqué par le faille de Saint-Pierre-du-Bu (chevauchante) - flanc sud à pendage 55° à 70° affecté par la faille de Cordey-Rhôneai - zone axiale constituée des grès et schistes Ordoviciens					
	Anticlinal de Mont-Thulé et synclinal de Brieux	Ductile	N110° à N120°	Plicatif	Plis d'entraînement à l'origine du redoublement des barres de grès ordoviciens					
	Faille de Saint-Pierre-du-Bû	Fragile	N120°	Inverse	Fort pendage nord / regard sud	?	-	Orogenèse hercynienne	Syn-jurassique	Ordovicien (Grès de May) / Ordovicien (Grès armoricain)
	Faille de Cordey-Rhôneai	Fragile	N120°	Inverse	Fort pendage nord / regard sud	40 m	-	Orogenèse hercynienne	Cénozoïque ?	Cambrien inf. (schistes et grès) / Bathonien (calcaires)
	Synclinal de Domfront - Mortain	Ductile	N105° à N115°	Plicatif - synclinal	Pli cylindrique à vaste rayon de courbure dissymétrique - zone axiale constituée d'ampélites siluriennes à replis secondaires - flancs sud constités de terrains ordoviciens à pendage 25° à 35°N - flanc nord tronqué par une faille bordière à jeu inverse					
	Synclinal de Saint-Clair-de-Halouze	Ductile	N110°	Plicatif - synclinal	Pli dissymétrique - zone axiale constituée de schistes Ordoviciens - pendages des couches du flanc sud > 45° à 60° - flanc nord totalement tronqué par une faille bordière - charnière découpée par des failles inverses.					
Synclinarium de Domfront	Synclinal de la Ferrière-aux-Etangs	Ductile	N140°	Plicatif - synclinal	Pli dissymétrique - zone axiale constituée d'ampélites siluriennes - flanc sud constitué de terrains ordoviciens à pendage régulier 30°NE - flanc nord tronqué par une faille bordière					
	Faillles bordières nord des synclinaux Saint-Clair-de-Halouze et de la Ferrière-aux-Etangs	Fragile	N100° à N125°E	Inverse / décrochant dextre	70°N	?	?	Orogenèse hercynienne	?	Silurien (ampélites) / socle cadomien (granitoïdes, Briovérien)
	Faille bordière nord du synclinal de Domfront - Mortain	Fragile	N105° à N110°	Inverse / décrochant senestre	25° à 60°NNE	?	500 m	Orogenèse hercynienne	?	Silurien (ampélites) / socle cadomien (granitoïdes, Briovérien)
Massif d'Athis	Synclinal de la Forêt-Auvray	Ductile	N110°	Plicatif - synclinal	Pli dissymétrique à plongement vers l'ouest - zone axiale constituée de schistes et calcaires du Cambrien inf. - flanc sud constitué de formations cambriennes à pendage 20° à 30°N - flanc nord tronqué par la faille de Giel-Montgaroult					
	Faille de Giel-Montgaroult	Fragile	N100° à N130°	Inverse	Fort pendage nord	20 m	-	Orogenèse hercynienne	?	Jurassique (calcaire) / Briovérien (métamorphisé ou non) Albien (sables et argiles) / Briovérien (métam. ou non)
	Faille de Saint-Hilaire	Fragile	N155°	Normal / décrochant dextre	?	?	?	Orogenèse hercynienne	Cénozoïque	Socle cadomien (granitoïdes) / socle cadomien (Briovérien)
	Faille d'Orgères - La Butte-Chaumont	Fragile	N110°	Inverse / décrochant dextre	?	?	?	Orogenèse hercynienne	?	Socle cadomien (granites, Briovérien métam.) / sédim. Paléozoïques
	Faille de Magny-le-Désert	Fragile	N110°	Inverse	Subvertical vers le nord	?	?	Orogenèse hercynienne	Eocène ?	Socle cadomien (granites, Briovérien métam.) / sédim. Paléozoïques
	Faille de la Varenne	Fragile	N160°	Décrochant dextre	?	Pluri-décamétrique		Orogenèse hercynienne	Anté-Eocène	-
	Faille de la Mayenne (ou de l'Egrenne)	Fragile	N160°	Décrochant dextre	?	Pluri-décamétrique	3000 m	Orogenèse hercynienne	Anté-Eocène	Socle cadomien (granitoïdes, Briovérien) / Silurien (ampélites)
	Faille de Saint-Samson - Saint-Denis-sur-Sarthon	Fragile	N110°	?	?	?	?	?	?	-

Tableau 1 : Synthèse des informations géométriques concernant les principales structures tectoniques du département de l'Orne. En jaune, les structures affectant les terrains Mésozoïques et Cénozoïques du Bassin de Paris ; en rouge, les structures affectant le socle Paléozoïque ou Protérozoïque du Massif Armoricain (compilation bibliographique)

4.6. COUPES GEOLOGIQUES DEPARTEMENTALES

4.6.1. Localisation des tracés

Cinq coupes géologiques **schématiques** ont été réalisées à l'échelle départementale à partir de la carte géologique harmonisée du département de l'Orne, et calées par quelques sondages de référence. Elles ont pour objectif de donner un aperçu sur la géométrie et de la structuration des grands ensembles lithologiques à l'échelle du département :

- **La coupe 1 entre Domfront et Athis**, recoupe les principaux ensembles du domaine de socle : batholites cadomiens et leurs auréoles de métamorphisme, flyschs brioveriens et paléozoïques et les failles qui les affectent ;
- **La coupe 2 entre Alençon et Argentan**, recoupe la zone bocaine, les plaines sédimentaires, le synclinorium d'Ecouvès et le batholite hercynien d'Alençon ;
- **La coupe 3 entre Gacé et Céton**, traverse les terrains sédimentaires mésozoïques et les principales structures N40-60 ;
- **La coupe 4 entre Mamers et Crulai**, traverse les terrains sédimentaires mésozoïques et les principales structures N120 à 140 ;
- **La coupe 5 départementale NW-SE** a pour objectif de mettre en perspective les deux domaines de socle et sédimentaire.

Ces coupes géologiques ont été réalisées à partir de la carte géologique harmonisée du département de l'Orne et recalées à partir de l'examen de quelques forages disponibles en BSS. Les notions d'épaisseurs sont données à titre indicatif.

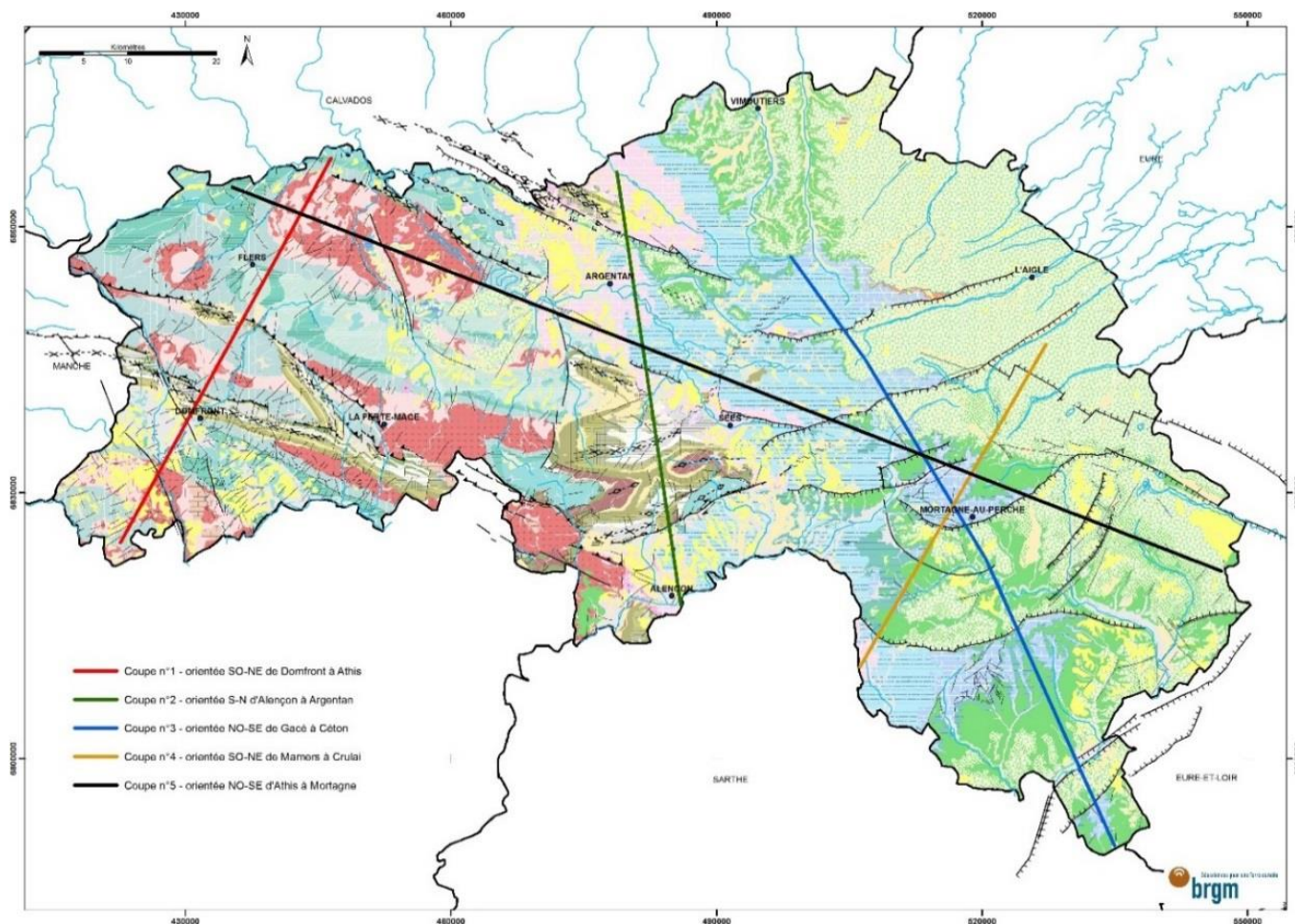


Illustration 65 : Situation des coupes géologiques réalisées

4.6.2. Commentaires sur les coupes

D'une manière générale, il faut rappeler qu'il s'agit de coupes schématiques : la représentation des objets géologiques et structuraux peut, dans le détail, faire l'objet de discussions notamment en profondeur : la représentation proposée couvre les 100 premiers mètres relativement bien connus, au-delà il existe des incertitudes. La courbure des failles notamment n'est pas toujours facile à représenter en l'absence de données précises sur la géométrie de ces objets complexes.

a) Coupe 1 - Domfront - Athis

Cette coupe permet d'illustrer la géométrie des synclinaux Domfront – Mortain et de Saint-Clair-de-Halouze, tous deux bordés par de grandes failles bordières, ainsi que les auréoles de métamorphisme des terrains briovériens au contact des plutons cadomiens.

Notons d'ailleurs que la géométrie des structures qui bordent les massifs plutoniques cadomiens est encore assez mal connue, à la différence de celles qui affectent les unités sédimentaires paléozoïques. L'existence de structures faillées situées au contact entre les formations granitiques cadomiennes et leur encaissant briovérien métamorphisé est probable. Ces structures ont été représentées en pointillé sur les coupes, on les estime N20, N110 et N150 (Tableau 1).

b) Coupe 2 - Argentan – Alençon

La coupe Argentan – Alençon montre toute la complexité des structures géologiques dans le département de l'Orne, puisqu'elle recoupe à la fois les plutons cadomiens et leurs auréoles de métamorphisme, le batholite hercynien d'Alençon, les terrains volcano-sédimentaires à structure plicative du massif d'Ecouves, et le recouvrement mésozoïque du Bassin d'Argentan.

Plusieurs points sont à souligner :

- la structure du massif d'Ecouves est particulièrement complexe, et de nombreuses incertitudes subsistent au niveau géométrique notamment dans sa partie sud, ce qui pourrait nécessiter un travail plus approfondi pour pouvoir les lever ;
- des incertitudes existent quant à la géométrie du batholite hercynien autour d'Alençon. Il est en effet probable que celui-ci affecte à la fois les formations briovériennes, le granite cadomien et les formations paléozoïques (l'extension du métamorphisme de contact est peu connue). Dans ce secteur, la structuration géologique est particulièrement complexe et met au contact des formations aux lithologies différentes, ce qui va avoir pour effet une « compartimentation » des ensembles lithologiques et aquifères.

Note : La mise en place du batholite est probablement syntectonique car celui-ci déforme les failles nord et sud qui le limitent (non démontré).

- les formations paléozoïques sous la plaine d'Argentan apparaissent comme complètement masquées par les formations mésozoïques. Leur géométrie est donc représentée de manière schématique.
- Aux extrémités SSE et NNO de la plaine d'Argentan, l'ensemble des *Calcaires de l'Aalénien – Bajocien - Bathonien*, sont recouverts par l'ensemble des *Marnes Callovo-Oxfordiennes*.

Les batholites cadomiens sont affectés par la structuration varisque, à ce titre il existe probablement des accidents qui décollent probablement la couverture paléozoïque des différents batholithes. Ces accidents en écaille ou rampes ne sont pas encore bien mis en évidence.

c) Coupe 3 - Gacé – Céton

La coupe NO-SE qui s'étend de Gacé à Céton permet d'illustrer la géométrie des ensembles lithologiques mésozoïques et leur compartimentation par les grandes structures faillées.

Entre Gacé et Mortagne-au-Perche, les terrains présentent un pendage général vers le NO, et sont affectés par les grandes failles du Merlerault, de Courtomer, de Champeaux-sur-Sarthe et de Laleu. Vers le SE, entre Bellême la vallée de l'Huisne, les couches présentent un pendage vers général vers le sud-est, avant de s'horizontaliser à l'est du fossé d'effondrement de Nogent-le-Rotrou.

Les environs de Mortagne-au-Perche apparaissent donc comme une zone « centrale », qui sépare deux secteurs aux pendages opposés. Il s'agit là d'un facteur important délimitant les bassins Loire-Bretagne et Seine-Normandie.

En outre, cette coupe permet de visualiser les contacts anormaux engendrés par les failles entre les différents ensembles lithologiques : par exemple le contact entre les *Marnes callovo-*

oxfordiennes et les *Craies* crétacées au niveau des failles de Mortagne et du Merlerault, ou le contact entre les *Sables du Perche* et la *Glaucanie de Base* le long de la faille de Bellême.

d) Coupe 4 – Mamers – Crulai

Cette coupe montre sous un autre « angle » le système faillé autour de l'éperon du Perche, et la complexité structurale du secteur de Mortagne-au-Perche.

D'un point de vue lithologique, cette coupe permet notamment de mettre en évidence les contacts anormaux engendrés par la faille de Bellême, qui met en contact dans le secteur de Mamers l'ensemble des *Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien* avec la *Glaucanie de base* albienne. Cette faille semble donc avoir un rejet plus important que celui mentionné dans la littérature (100 m).

Enfin, le tracé SO-NE permet de visualiser la limite NE des Sables du Perche, située au niveau de la faille de Senonches. Ces sables ne sont plus connus au-delà de cette structure, où le Cénomaniens supérieur n'est représenté que sous son faciès crayeux.

e) Coupe 5 - Flers – Mortagne-au-Perche

Cette coupe simplifiée traverse tout le département de l'Orne, du nord-ouest au sud-est, entre Flers et le Perche. Elle permet d'illustrer le contact entre les terrains protérozoïques du Massif Armoricaïn à l'ouest (représentés par les granitoïdes du Massif d'Athis et l'auréole de métamorphisme associée qui affecte les terrains briovériens), avec les terrains sédimentaires du Bassin de Paris à l'est disposés en « on-lap » sur les formations briovériennes. Notons également la présence d'un écueil paléozoïque constitué de *Grès armoricains* dans les environs de Sées, au sud-est de la flexure de Nonant-le-Pin.

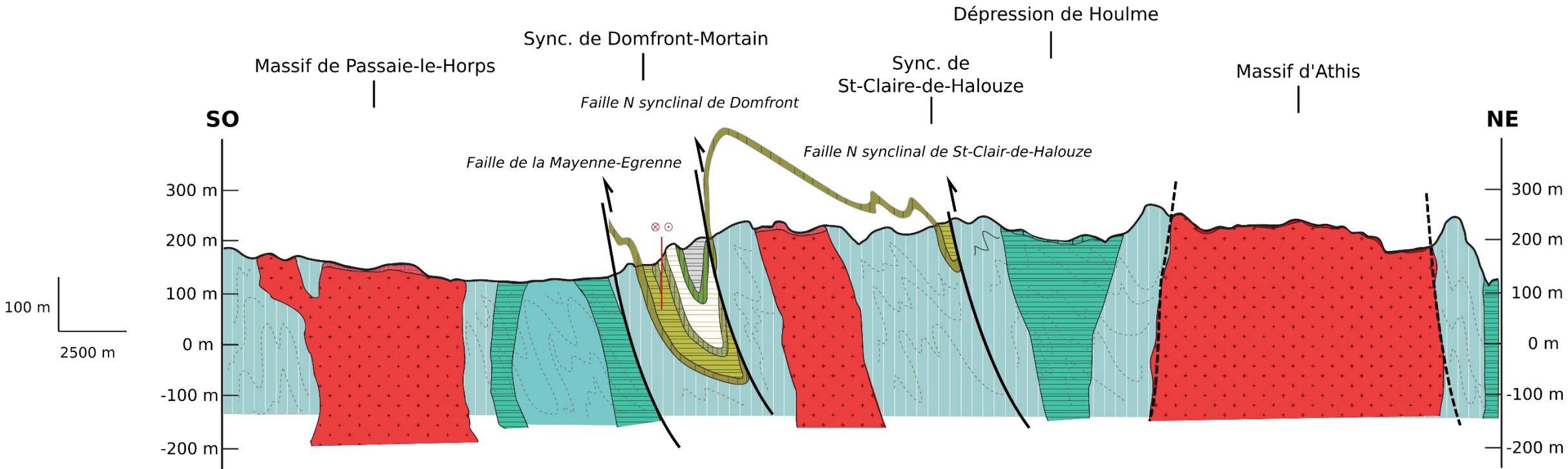


Illustration 66 : Coupe Domfront-Athis (Coupe 1), orientée Sud-ouest – Nord-est. Exagération verticale importante

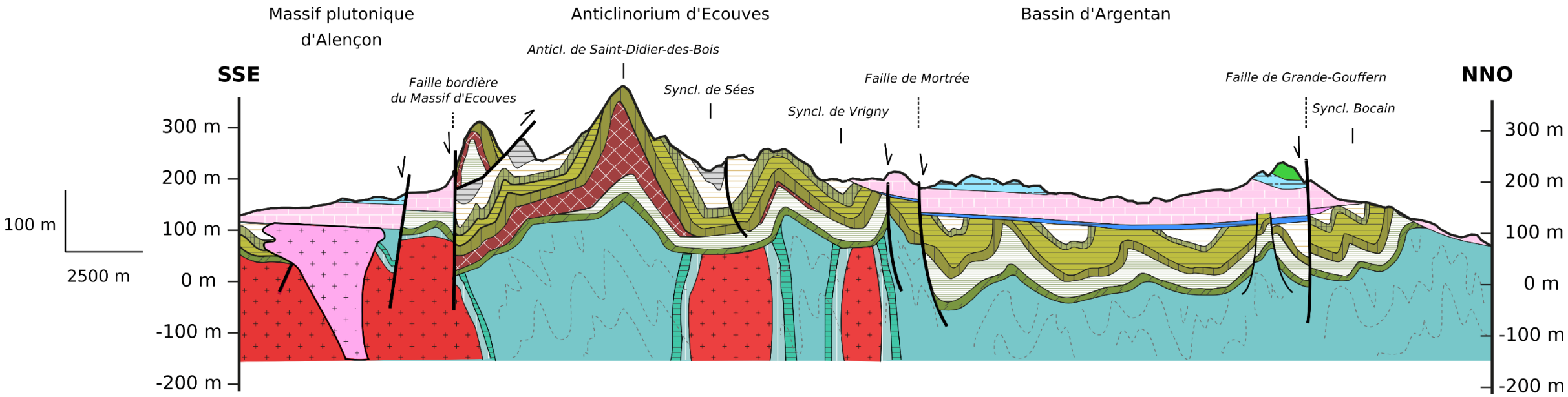


Illustration 67 : Coupe Ecouves-Argentan (Coupe 2), orientée Sud-Sud-est – Nord-Nord-ouest. Exagération verticale importante

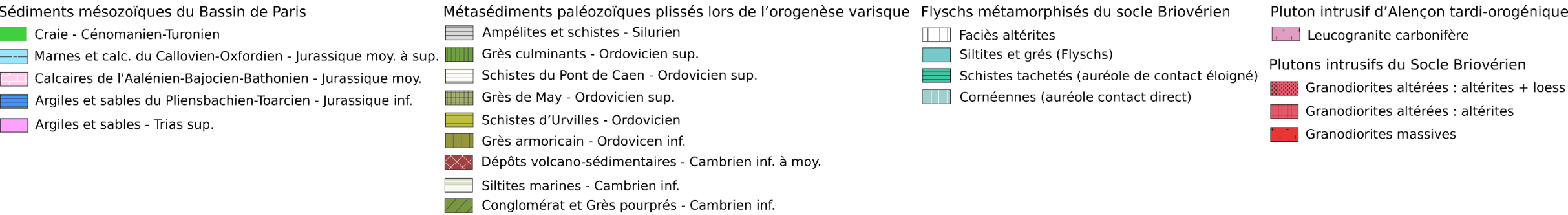


Illustration 68 : Légende des coupes géologiques n°1 et 2

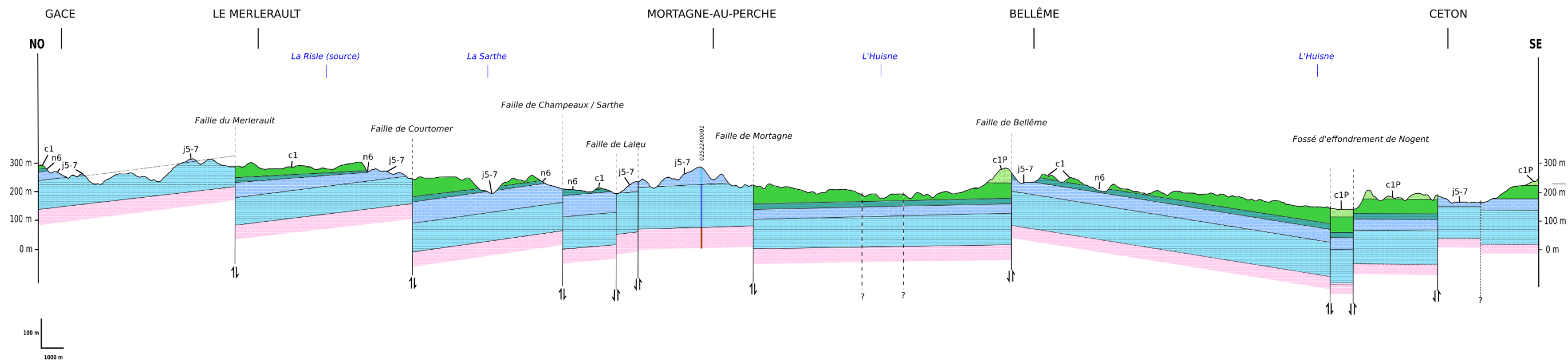


Illustration 69 : Coupe géologique simplifiée Gacé – Céton (coupe n°3), orientée Nord-Ouest – Sud-Est. Exagération verticale importante. Les failles peuvent devenir listrique à grande profondeur

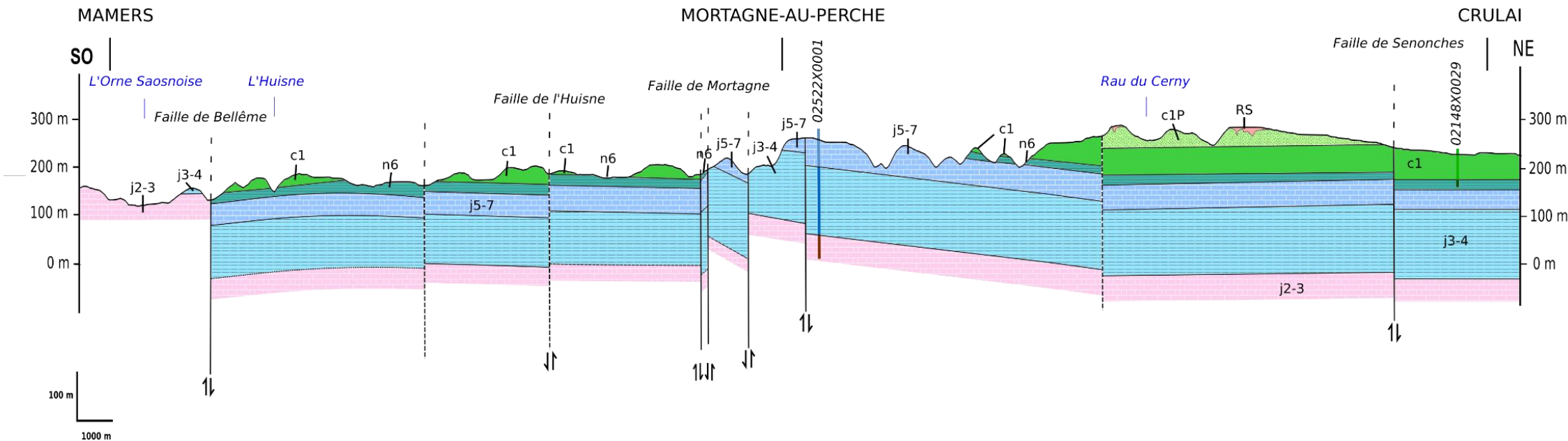


Illustration 70 : Coupe géologique simplifiée Mamers – Crulai (coupe n°4), orientée Sud-Ouest – Nord-est. Exagération verticale importante. Les failles peuvent devenir listriques à grande profondeur

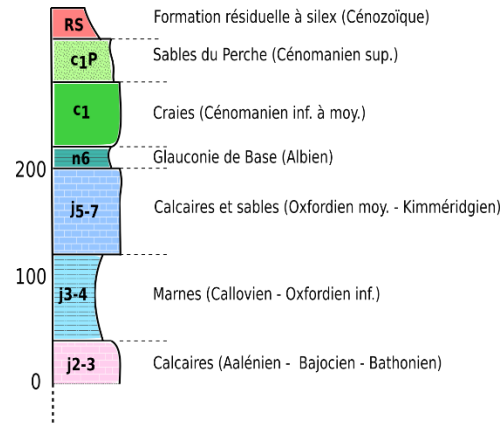


Illustration 71 : Légende des coupes géologiques n°3 et 4

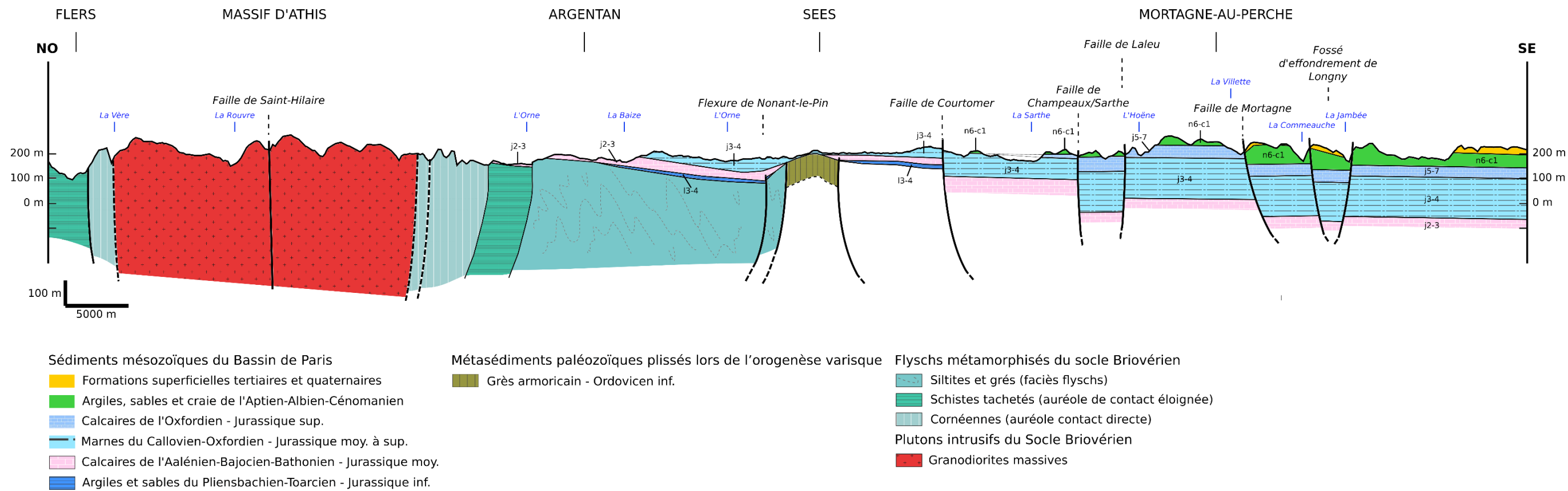


Illustration 72 : Coupe géologique simplifiée NO-SE du département de l'Orne (coupe n°5), entre Flers et le Perche. Exagération verticale importante. Les formations superficielles ne sont pas systématiquement représentées

5. Proposition d'une délimitation de blocs litho-structuraux du département de l'Orne

5.1. METHODOLOGIE

L'objectif de ce chapitre est de proposer un découpage du département de l'Orne en blocs « litho-structuraux » homogènes, à partir notamment d'une analyse des critères de répartition géographique des « grands ensembles géologiques » et de la manière dont ceux-ci sont structurés ou agencés entre eux.

Pour cela nous nous sommes appuyés sur les éléments de synthèses lithologiques et structuraux présentés précédemment, ainsi que sur plusieurs coupes géologiques départementales.

Chaque « ensemble hydrogéologique » regroupe donc plusieurs ensembles ou sous-ensembles lithologiques que celui-ci soit aquifère ou non.

L'idée finale étant d'avoir un premier aperçu général et homogène de la compartimentation « hydrogéologique » générale du département de l'Orne.

5.2. DELIMITATION DE BLOCS LITHOSTRUCTURAUX HOMOGENES

5.2.1. Définition des « grands ensembles géologiques »

La définition des « grands ensembles géologiques » est principalement basée sur quatre critères principaux à savoir :

- Le critère lithologique, qui correspond aux faciès prédominants (calcaire, craie, marne, argile, grès, granite etc.) ;
- L'épaisseur des formations, en partant du principe qu'un ensemble sableux peu épais contenu dans un ensemble argileux très épais sera regroupé dans cet ensemble argileux ;
- Leur répartition géographique, afin de délimiter des secteurs géologiques homogènes (plutons granitiques, synclinaux paléozoïques, plateaux crayeux etc.) ;
- Leur comportement hydrogéologique.

Cette analyse a été effectuée à l'échelle du département de l'Orne. Chaque critère a été pondéré « à dire d'expert » pour définir 8 « grands ensembles géologiques » (Illustration 73) :

- Le grand ensemble « **Crétacé – Paléogène** » (en vert clair sur l'illustration suivante), qui regroupe les formations crétacées (inférieur et supérieur), les formations tertiaires et les altérites (argiles de décarbonatation de la craie, Argiles à silex etc.). Basé sur des critères lithologiques, d'épaisseur et géographiques, ce grand ensemble est représenté dans la partie orientale de l'Orne, à l'est de la cuesta crétacée ;
- Le grand ensemble « **Calcaires Oxfordien** » (en bleu sur l'illustration suivante), qui regroupe les faciès calcaires et sableux du Jurassique supérieur. Ce grand ensemble est

donc surtout basé sur des critères lithologiques. Il se rencontre au pied de la cuesta crétacée, dans la partie orientale de l'Orne ;

- Le grand ensemble « **Marnes Callovo-oxfordiennes** » (en violet sur la carte suivante), qui regroupe toute la série des faciès fins du Jurassique moyen à supérieur. Caractérisé principalement à partir de critères lithologiques (faciès fins), ce grand ensemble se retrouve dans la partie centre-orientale du département de l'Orne. Il constitue par exemple le sous-bassement de la plaine d'Alençon où il repose sur le leucogranite ;
- Le grand ensemble « **Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien** » (en orange sur la carte), qui regroupe la puissante série calcaire du Jurassique moyen. Egalement caractérisé d'après des critères lithologiques, cet ensemble caractérise le sous-bassement de la plaine de la Dives ou d'Argentan. Vers l'ouest, ce grand ensemble se retrouve la plupart du temps en discordance sur les terrains paléozoïques ou protérozoïques ;
- Le grand ensemble « **Lias** » (en noir sur la carte), qui regroupe les formations sablo-argileuses du Pliensbachien et du Toarcien. Cet ensemble a été défini sur des critères lithologiques, mais également « géographiques » car ces formations sont très peu représentées dans l'Orne, hormis sur le Massif d'Athis ;
- Le grand ensemble « **Paléozoïque** » (en marron sur la carte), qui regroupe la puissante série détritique Paléozoïque et les formations volcaniques d'Ecouves. La répartition géographique de ces terrains à l'échelle départementale a été prédominante pour proposer leur regroupement en « grand ensemble géologique », dans la mesure où ils constituent les grands synclinaux paléozoïques bien individualisés du Massif d'Ecouves, de Domfront-Mortain etc. ;
- Le grand ensemble « **Briovérien non ou peu métamorphisé** » (en vert d'eau sur la carte), regroupant les flyshs briovériens, le faciès « schistes tachetés » et leurs altérites associées. Ils constituent les faciès protérozoïques peu métamorphisés situés dans la partie occidentale du département ;
- Le grand ensemble « **Granitoïdes et cornéennes** » (en rouge sur la carte), regroupant les plutons granitiques et leurs altérites, avec le Briovérien « cornéifié » de l'auréole de métamorphisme de contact. Le regroupement des cornéennes avec des formations granitiques a été effectué à partir d'arguments hydrogéologiques et géographiques, dans la mesure où ces deux formations, bien que très différentes d'un point de vue lithologique (y compris pour leur forme d'altération), présentent une certaine continuité d'un point de vue hydrogéologique.

Les « grands ensembles géologiques » ont ensuite été confrontés aux données structurales du département de l'Orne, et notamment aux grandes failles départementales. Cette opération a permis d'identifier les contacts structuraux anormaux qui peuvent exister soit entre deux grands ensembles géologiques, soit au sein d'un même grand ensemble.

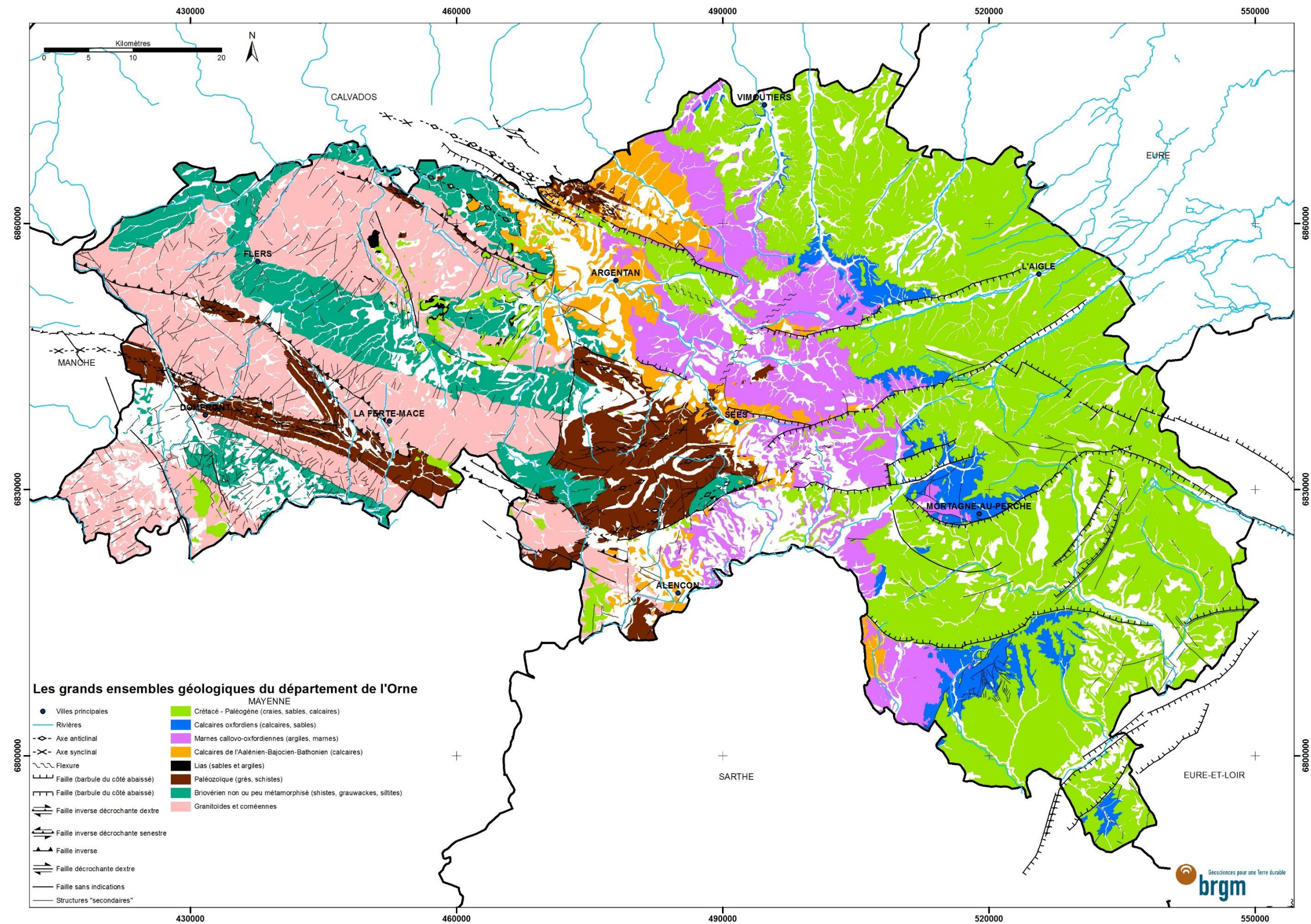


Illustration 73 : Carte des « grands ensembles géologiques », réalisée à partir de la carte harmonisée départementale de l'Orne

5.2.2. Proposition d'une délimitation de blocs litho-structuraux

Le critère structural est plus évident dans le domaine sédimentaire mésozoïque car les ensembles lithologiques sont plus homogènes et sub-tabulaires. Les contrastes lithologiques y sont plus faciles à analyser que ceux du socle cadomien (flysch briovérien notamment).

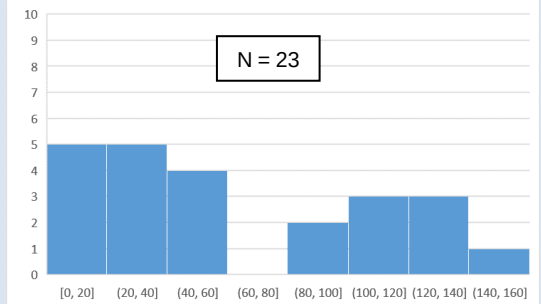
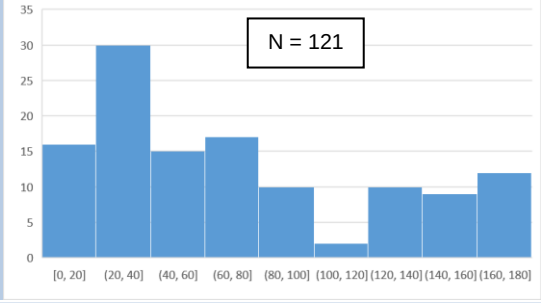
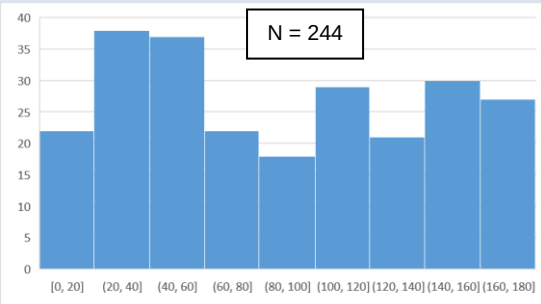
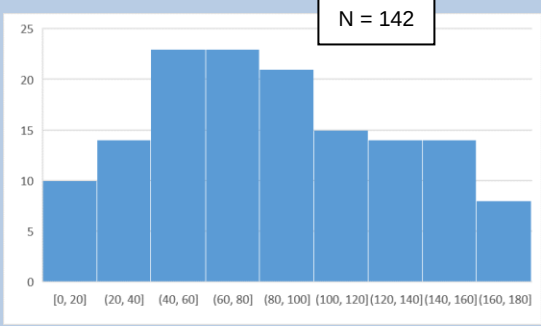
A l'inverse, la continuité lithologique va avoir un rôle plus important dans le découpage des blocs en domaine de socle compte tenu de la complexité structurale de ces grands ensembles.

Selon les secteurs, le découpage en blocs litho-structuraux s'est donc fait selon des critères lithologiques, structuraux ou géomorphologiques. **29** blocs ont ainsi été délimités, (cf. carte Illustration 73 page 135). Les limites proposées sont regroupées dans le tableau suivant (Tableau 2).

Pour chacun des 29 blocs litho-structuraux identifiés, une analyse cartographique des objets structuraux (failles, plis etc.) préalablement digitalisés dans une base de données SIG a été réalisée sous la forme d'un histogramme directionnel. Cet histogramme représente, par blocs litho-structuraux, le nombre de structures par classe d'orientation. Leur analyse témoigne de la complexité de l'histoire structurale du département : les blocs situés dans le Bassin Parisien ont enregistré, dans la couverture Mésozoïque, la reprise de déformations cadomiennes ou hercyniennes (géométries courbes caractéristiques de certaines failles du Bassin de Paris), tandis que les blocs constitués de terrains paléozoïques et protérozoïques sont déformés respectivement selon les directions hercyniennes (N100° à N130° et sub-méridien) et cadomiennes (SO-NE).

Il apparaît que le secteur sédimentaire, devant la relative homogénéité des faciès et sa structure sub-tabulaire, est au moins aussi compartimenté que le secteur de socle.

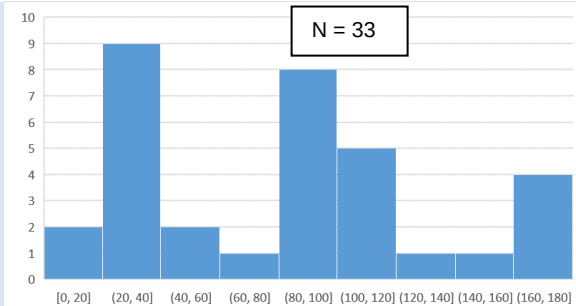
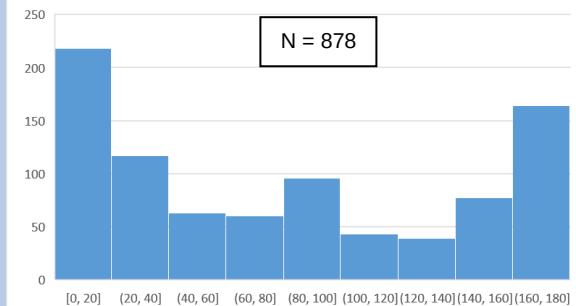
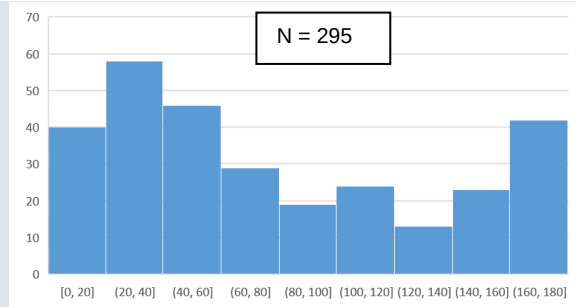
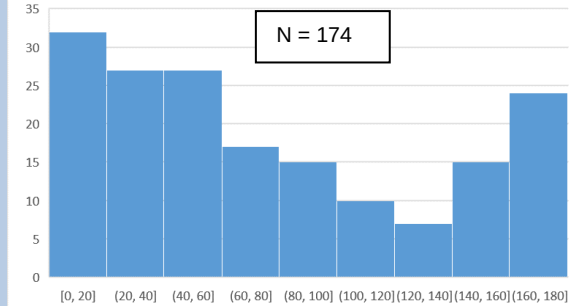
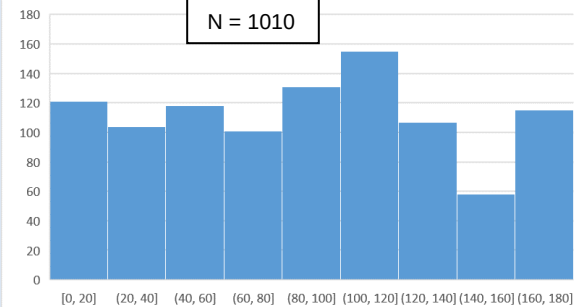
Tableau 2 : Caractéristiques des blocs lithostructuraux homogènes

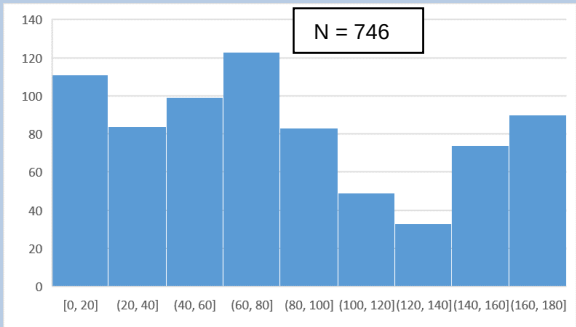
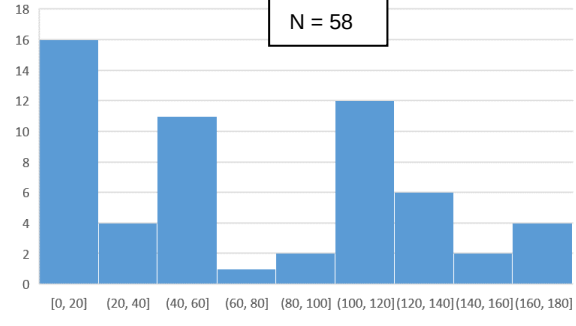
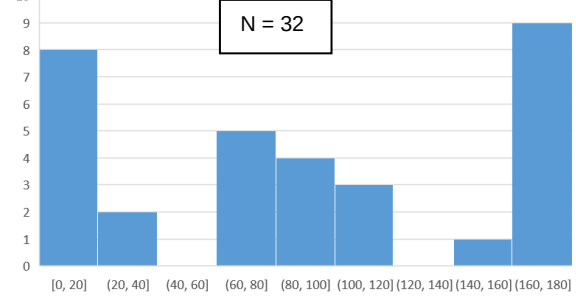
ID	NOM	LIMITES	CARACTERISATION LITHOLOGIQUE	CARACTERISATION STRUCTURALE	CARACTERISATION GEOMORPHOLOGIQUE	Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N= nombre d'objets)	Commentaire
1	Nogent le Rotrou	Failles bordières du Fossé d'Effondrement	Sédiments Mésozoïques, remplissage tertiaire dans le dpt de l'Eure-et-Loir	Fossé d'effondrement d'axe N45-60	Cuvette de l'Huisne	5 objets seulement entre N40 et N60	
2	Bloc de Céton	limité au Nord par la faille bordière du fossé d'effondrement de Nogent, limite Sud non précisée, hors dpt	Sédiments Mésozoïques	Faille N45-60 Pendage vers le centre du Bassin Parisien	Plateau relativement homogène		2 familles principales entre N0 à 60 et N100 à 140
3	Bloc de l'Huisne	Limite Nord sur la faille de Bellême Limite Sud par la faille Bordière du fossé d'effondrement de Nogent	3A : <u>Sous Bloc de Nocé</u> , sédiments Mésozoïques 3B : <u>Sous Bloc du Même</u> , sédiments Jurassiques	Système de faille de Nogent de direction N45, faille de Bellême en arc de cercle. Pendage vers le Sud-Est	Limite en 3A et 3B sur crête topographique, cluse de Huisne capture hydrologique		1 famille ressort en particulier N20-40, les autres directions sont assez bien représentées dans l'ensemble sauf N100-120
4	Bloc de l'Eure	Limite Nord sur la faille de Mortagne et de l'Eure Limite Sud sur la faille de Bellême Limite Ouest : cuesta Crétacé	Crétacé, sédiments Mésozoïques Sables du Perche répartis dans le Sous-Bloc 4A principalement	Fossé d'effondrement bordé par deux systèmes de failles à regard opposé N40-60 et N120, léger pendage en direction des failles bordières ? 4A : <u>Sous-Bloc de Longny</u> , présence d'un fossé d'effondrement N45 et probablement de blocs en touches de piano dans la même direction, plus à l'Est 4B : <u>Sous-Bloc de Bellême</u>	Cuesta Crétacé à l'Ouest, crête topo au Sud, le long de la faille de Bellême Sous-Bloc 4A plus haut que le 4B		3 familles principales se distinguent : N20-60, N100-120 et N140 à 180
5	Bloc du Perche	Limité au Nord par la faille de Courtomer et la faille de Senonche; à l'Ouest par une limite lithologique entre les formations paléozoïques et sédimentaires; au Sud par la faille de Mortagne la faille de Laleu et de l'Eure	5C : <u>Sous-Bloc de Sées</u> , Marnes Callovo-Oxfordiennes 5D : <u>Sous-Bloc de la Trappe</u> , Crétacé sup surtout représenté par les sables du Perche	5A : Sous-Bloc de Mortagne, délimité au Sud par la faille de Mortagne (N150 à N40) et au Nord sur la faille de Laleu (N60) 5B : Sous-Bloc de Champeau, Fossé d'effondrement délimité par les failles à regard opposé de Laleu et Champeau N60 Ces deux blocs sont délimités à l'Est par une limite topographique reposant probablement sur une flexure et ont un pendage vers le Nord-Nord-Est	Horst à l'Est entre les failles de Senonches et de l'Eure		Distribution bien organisée autour des directions N40-100.

ID	NOM	LIMITES	CARACTERISATION LITHOLOGIQUE	CARACTERISATION STRUCTURALE	CARACTERISATION GEOMORPHOLOGIQUE	Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N= nombre d'objets)	Commentaire
6	Bloc Avre Iton	Limité au Nord par la faille de Courtomer et au Sud par la faille de Senonche	Crétacé sup, faciès crayeux	Faillles de Courtomer et de Senonches délimitent un bloc effondré, pendage vers le Nord-Est	Plateaux crayeux homogène		Une famille s'exprime principalement N20-60
7	Bloc Risle	Limite à l'Ouest par la flexure de Nonant le Pin, Au Nord par la faille de Merlerault, Au Sud par la faille de Coutomer et de Sées	7A : <u>Sous-Bloc de l'Aigle</u> , Crétacé sup faciès crayeux 7B : <u>Sous-Bloc des sources de l'Orne</u> , Marnes callovo-oxfordiennes et oxfordien calcaire	Délimité par les failles de Courtomer et du Merlerault N60 à regard SE Léger Pendage vers le Nord ou le Nord-Nord-Est	Plateaux crayeux homogène		Deux familles principales s'expriment N60-100 et N140 à N20
8	Bloc d'Ecouves	Limité à l'Ouest par la faille de la Cance, Au Nord faille bordière Nord du massif, à l'Est sur une limite lithologique entre Jurassique et formations paléozoïques; au Sud par la faille Bordière	8A : <u>Plis paléozoïques</u> : Formations paléozoïques Cambrien au Silurien, 8B : <u>Horst de St Nicolas du Perron</u> , Flysch Briovérien	Succession d'Anticlinaux et synclinaux, d'axes N60 à N110	Barres de Grès et Massif d'Ecouves, formant un paysage caractéristique		Deux familles principales s'expriment N60 à 100 et N160 à 20
9	Bloc d'Athis	Délimité par le massif granitique d'Athis et son auréole de métamorphisme	9A et B : Granodiorite, et Cornéenes 9C : Remplissage de Lias	Ensemble limité au Nord par la faille N120 de Montgaroult 9C : Fossé d'effondrement de St Hilaire, bordé par deux failles majeures N150 9A : Massif Ouest 9B : Massif Est	Relief mou, coupé en deux par la faille de St Hilaire		Deux familles principales s'expriment N20-60 et N140-160
10	Bloc de la Forêt Auvray	Nord Faille Bordière du Synclinal Sud contact lithologique	Sédiments paléozoïques, Silurio-Devonien ?	Synclinal Paléozoïque d'axe N120, faillé sur son flanc Nord	Vallée en rive gauche de la vallée de l'Orne		Deux familles se distinguent N20 à 60 et N100-120

ID	NOM	LIMITES	CARACTERISATION LITHOLOGIQUE	CARACTERISATION STRUCTURALE	CARACTERISATION GEOMORPHOLOGIQUE	Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N= nombre d'objets)	Commentaire																				
11	Bloc de Flers	Limite lithologique	Grand ensemble Briovérien Flysch ou shistes tachetés	11A : <u>Sous-Bloc de Flers</u> , à l'Ouest de la faille de St Hilaire 11B : <u>Sous-Bloc de Briouze</u> , à l'Est de la faille	Bocage et plaine marécageuse entre Briouze et Flers dite « Dépression du Houleme »	<table><caption>N = 136</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>20</td></tr><tr><td>[20, 40]</td><td>25</td></tr><tr><td>[40, 60]</td><td>20</td></tr><tr><td>[60, 80]</td><td>11</td></tr><tr><td>[80, 100]</td><td>6</td></tr><tr><td>[100, 120]</td><td>4</td></tr><tr><td>[120, 140]</td><td>18</td></tr><tr><td>[140, 160]</td><td>17</td></tr><tr><td>[160, 180]</td><td>15</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	20	[20, 40]	25	[40, 60]	20	[60, 80]	11	[80, 100]	6	[100, 120]	4	[120, 140]	18	[140, 160]	17	[160, 180]	15	Belle distribution autour de deux familles principales N20-40 et N120 à 160
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	20																										
[20, 40]	25																										
[40, 60]	20																										
[60, 80]	11																										
[80, 100]	6																										
[100, 120]	4																										
[120, 140]	18																										
[140, 160]	17																										
[160, 180]	15																										
12	Bloc de la Baize	Limites lithologiques, au Nord limite structurale avec la zone bocaine	Grand ensemble Briovérien Flysch ou shistes tachetés	Faille de Corday-Rhonai en limite Nord, et Anticlinal de la Baize tous deux N120	Vallée très encaissée	<table><caption>N = 12</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>1</td></tr><tr><td>[20, 40]</td><td>1</td></tr><tr><td>[40, 60]</td><td>1</td></tr><tr><td>[60, 80]</td><td>0</td></tr><tr><td>[80, 100]</td><td>0</td></tr><tr><td>[100, 120]</td><td>1</td></tr><tr><td>[120, 140]</td><td>0</td></tr><tr><td>[140, 160]</td><td>3</td></tr><tr><td>[160, 180]</td><td>5</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	1	[20, 40]	1	[40, 60]	1	[60, 80]	0	[80, 100]	0	[100, 120]	1	[120, 140]	0	[140, 160]	3	[160, 180]	5	Une famille principale se distingue N140 à N180
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	1																										
[20, 40]	1																										
[40, 60]	1																										
[60, 80]	0																										
[80, 100]	0																										
[100, 120]	1																										
[120, 140]	0																										
[140, 160]	3																										
[160, 180]	5																										
13	Bloc d'Avoine	Limites lithologiques et structurales	Massif granitique cadomien. Au Nord et au Sud, limites lithologiques avec les Flysch Briovériens	Limite Ouest sur la faille de St Hilaire de direction N150, Limite Est sur la faille de la Cance de direction N10 Nombreuses petites structures secondaires N20 à N50	Limite Sud s'appuie sur les cornéennes qui marquent un relief	<table><caption>N = 14</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>4</td></tr><tr><td>[20, 40]</td><td>2</td></tr><tr><td>[40, 60]</td><td>6</td></tr><tr><td>[60, 80]</td><td>0</td></tr><tr><td>[80, 100]</td><td>0</td></tr><tr><td>[100, 120]</td><td>1</td></tr><tr><td>[120, 140]</td><td>0</td></tr><tr><td>[140, 160]</td><td>0</td></tr><tr><td>[160, 180]</td><td>1</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	4	[20, 40]	2	[40, 60]	6	[60, 80]	0	[80, 100]	0	[100, 120]	1	[120, 140]	0	[140, 160]	0	[160, 180]	1	Deux familles se distinguent N0-20 et N40-60
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	4																										
[20, 40]	2																										
[40, 60]	6																										
[60, 80]	0																										
[80, 100]	0																										
[100, 120]	1																										
[120, 140]	0																										
[140, 160]	0																										
[160, 180]	1																										
14	Bloc d'Ecouché	Bloc complexe appuyé sur des contacts lithologiques discordants	Faciès principal flysch Briovérien	N 60 Structuration Flysch ???	Butes du Crétacé en discordance	7 objets seulement sur ce secteur principalement autour de N30-50																					
15	Bloc du Noireau	Limite lithologique	Faciès principal flysch Briovérien	Limite Sud-Est avec le bloc de Flers appuyé sur une limite morpho-structurale N45 ? Important système de failles N20-40 et N60-80	Vallée en dépression topographique orientée vers le Nord-Est, Relief marqué par les failles N60-80	<table><caption>N = 26</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>8</td></tr><tr><td>[20, 40]</td><td>2</td></tr><tr><td>[40, 60]</td><td>4</td></tr><tr><td>[60, 80]</td><td>0</td></tr><tr><td>[80, 100]</td><td>0</td></tr><tr><td>[100, 120]</td><td>1</td></tr><tr><td>[120, 140]</td><td>3</td></tr><tr><td>[140, 160]</td><td>8</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	8	[20, 40]	2	[40, 60]	4	[60, 80]	0	[80, 100]	0	[100, 120]	1	[120, 140]	3	[140, 160]	8	On distingue une famille principale N160 à 20		
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	8																										
[20, 40]	2																										
[40, 60]	4																										
[60, 80]	0																										
[80, 100]	0																										
[100, 120]	1																										
[120, 140]	3																										
[140, 160]	8																										
16	Bloc St Remy	Limite lithologique au Nord et tectonique au Sud avec la faille bordière	Granites et métamorphisme de contact	Contact au Sud avec la faille bordière du Synclinal de St Clair de Halouze, N120 Les deux sous-blocs sont séparés par une structure d'axe N45-60 (cluse)	16A : <u>Sous-Bloc de Chanu</u> , Zone de relief, point haut du bassin versant du Noireau 16B : <u>Sous-Bloc de la Ferté-Massé</u> , zone de relief Les deux sous-blocs sont séparés par une cluse de la Varenne	<table><caption>N = 527</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>90</td></tr><tr><td>[20, 40]</td><td>80</td></tr><tr><td>[40, 60]</td><td>75</td></tr><tr><td>[60, 80]</td><td>70</td></tr><tr><td>[80, 100]</td><td>38</td></tr><tr><td>[100, 120]</td><td>30</td></tr><tr><td>[120, 140]</td><td>35</td></tr><tr><td>[140, 160]</td><td>52</td></tr><tr><td>[160, 180]</td><td>68</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	90	[20, 40]	80	[40, 60]	75	[60, 80]	70	[80, 100]	38	[100, 120]	30	[120, 140]	35	[140, 160]	52	[160, 180]	68	Il existe une assez bonne distribution des familles sauf entre N80 et 140
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	90																										
[20, 40]	80																										
[40, 60]	75																										
[60, 80]	70																										
[80, 100]	38																										
[100, 120]	30																										
[120, 140]	35																										
[140, 160]	52																										
[160, 180]	68																										

ID	NOM	LIMITES	CARACTERISATION LITHOLOGIQUE	CARACTERISATION STRUCTURALE	CARACTERISATION GEOMORPHOLOGIQUE	Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N= nombre d'objets)	Commentaire
17	Bloc Pays d'Auge-Ouche	Lithologique à l'Ouest avec la Cuesta Crétacé Structurale au Sud avec la faille de Grande-Gouffern et la faille de Merlerault	17A <u>Sous-Bloc : Pays d'Auge</u> , vallées fortement incisées laissent apparaître le jurassique dans leur fond. Limité à l'Ouest par la cuesta crayeuse 17B <u>Sous-Bloc : Pays d'Ouche</u> , crayeux 17C : <u>Sous-Bloc d'Echauffour</u> , Bajo-Bathonien et marnes Callovo-Oxfordiennes	- 17B Sous-Bloc : Pays d'Ouche, Faille à regard Sud d'axe N120 et N60 en limites Sud. - Pendage général vers le Nord-Nord-Est. - Direction de structuration principalement méridienne sur le sous-bloc 17A et N20-40 pour le sous-bloc 17B Limite Sud du sous-bloc 17C dans le prolongement supposé de la faille de Grand-Gouffern d'axe N120	Plateaux crayeux incisés par les vallées 17A <u>Sous-Bloc : Pays d'Auge</u> (Vie, Touques) 17B <u>Sous-Bloc : Pays d'Ouche</u> (Orbiquet, Guiel, Charentonne) Sous-blocs, délimités par la ligne de crête entre la Touques et l'Orbiquet		On distingue une famille principale N160-180 et deux secondaires N60-80 et N120-140
18	Bloc Dives	lithologique et structurale pour la partie sud	Callovo-Oxfordien et Bajocien-Bathonien	Faille Ste Eugénie et Grande-Gouffern direction N120-150 Pendage globalement orienté vers le Nord-Est	Plaine Agricole de Trun	6 objets seulement N100-120 et N150-160	
19	Bloc zone Bocaine	Structural Nord et Sud	Formations paléozoïques, Au Nord la limite est placée sur la zone de discordance avec les terrains mésozoïques	Faille de Grande-Gouffern N120 au Sud et son prolongement (St Pierre du Bû), Faille de Ste Eugénie N150 et son prolongement. Axes de plis anticlinaux et synclinaux N120 des terrains paléozoïques	Crête topographique délimitant le BV de la Dives et de l'Orne, bocage et petites forêts qui se prolonge vers Falaise (14)		On distingue une famille principale N140 à 180
20	Bloc Argentan	Ouest limite lithologique discordance sur les terrain briovériens Au Sud strcutral avec la faille bordière du massif d'Ecouves Au Nord la faille de Grand-Gouffern et à l'Est la flexure de Nonant le Pin	<u>20A : Sous-bloc de la Plaine d'Argentan</u> , calcaires Bajo-Bathonien et marnes callovo-oxfordiennes <u>20B : Sous-bloc de la Forêt de Gouffern</u> , butes témoins crayeux	La limite Sud est positionnée sur la faille bordière du Massif d'Ecouves (synclinal de la Coudrée), d'axe N120 La limite Nord est positionnée sur la faille de Grande-Gouffern, d'axe N120 A l'Est la flexure de Nonant le Pin à un axe N20-40. Le pendage général est vers le Nord-Est. Le bloc est affaissé par rapport à celui de la Risle et de la Dives.	Sous-Bloc 20A, Plaine Agricole d'Argentan Sous-Bloc 20B, Forêt de Gouffern et du Pin sur les buttes témoin du Crétacé. Celle-ci forment un relief caractéristique.		On distingue deux familles de failles principales N20-60 et N100-140
21	Bloc de Lonlay l'Abbaye	Limite Nord par la faille Bordière de St Clair de Halouze et la Ferrière. Au Sud avec la faille Bordière de Domfront Ouest contact discordant entre le paléozoïque et le granite	Granodiorite et son auréole de métamorphisme (cornéennes)	Les failles bordières Nord et Sud sont d'axe N120. La faille de la Mayenne-Egrenne N150-160 qui recoupe le Massif sépare le massif en deux sous-blocs 21A : <u>Sous-bloc de St Bômer</u> . A noter un filon N160-170 doléritique recoupe le massif 21B : <u>Sous-bloc de Beauchêne</u>	Relief mou scindé par la faille de la Mayenne-Egrenne		On distingue 2 familles de failles principales N160-N20 (méridienne) et N80-100 et une direction secondaire N40-60

ID	NOM	LIMITES	CARACTERISATION LITHOLOGIQUE	CARACTERISATION STRUCTURALE	CARACTERISATION GEOMORPHOLOGIQUE	Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N= nombre d'objets)	Commentaire																				
22	Bloc de St Clair de Halouze	Limite lithologique discordante au Sud et faille bordière de St Clair au Nord	Paléozoïque gréseux	Faille Bordière N120, petit synclinal paléozoïque	Les barres de grès forment un relief caractéristique. Cluses	 <table><caption>Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N = 33)</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>2</td></tr><tr><td>(20, 40]</td><td>9</td></tr><tr><td>(40, 60]</td><td>2</td></tr><tr><td>(60, 80]</td><td>1</td></tr><tr><td>(80, 100]</td><td>8</td></tr><tr><td>(100, 120]</td><td>5</td></tr><tr><td>(120, 140]</td><td>1</td></tr><tr><td>(140, 160]</td><td>1</td></tr><tr><td>(160, 180]</td><td>4</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	2	(20, 40]	9	(40, 60]	2	(60, 80]	1	(80, 100]	8	(100, 120]	5	(120, 140]	1	(140, 160]	1	(160, 180]	4	On distingue 2 familles de failles principales N20-40 et N80-120 et une direction secondaire N160-180
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	2																										
(20, 40]	9																										
(40, 60]	2																										
(60, 80]	1																										
(80, 100]	8																										
(100, 120]	5																										
(120, 140]	1																										
(140, 160]	1																										
(160, 180]	4																										
23	Bloc des Synclinaux de Domfront-Mortain-La Ferrière	Au sud limite lithologique discordante Au Nord, limite structurale avec la faille bordière	Paléozoïque gréseux	- Faille Bordière N120 à N140, synclinaux paléozoïques forment un « Y » - La faille de la Mayenne-Egrenne d'axe N150-160 décale horizontalement de 3 km (décrochement dextre) les formations	Les barres de grès forment un relief caractéristique, celui-ci est recoupé à l'ouest la par la faille de la Mayenne-Egrenne	 <table><caption>Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N = 878)</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>220</td></tr><tr><td>(20, 40]</td><td>120</td></tr><tr><td>(40, 60]</td><td>60</td></tr><tr><td>(60, 80]</td><td>60</td></tr><tr><td>(80, 100]</td><td>90</td></tr><tr><td>(100, 120]</td><td>40</td></tr><tr><td>(120, 140]</td><td>30</td></tr><tr><td>(140, 160]</td><td>70</td></tr><tr><td>(160, 180]</td><td>160</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	220	(20, 40]	120	(40, 60]	60	(60, 80]	60	(80, 100]	90	(100, 120]	40	(120, 140]	30	(140, 160]	70	(160, 180]	160	On distingue une famille principale méridienne N160-N20 et une direction secondaire N80-100
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	220																										
(20, 40]	120																										
(40, 60]	60																										
(60, 80]	60																										
(80, 100]	90																										
(100, 120]	40																										
(120, 140]	30																										
(140, 160]	70																										
(160, 180]	160																										
24	Bloc de Tessé-la-Madeleine	Limite Nord discordance avec les terrains paléozoïques et limite Sud liée au métamorphisme de contact	Granodiorite et son auréole de métamorphisme (cornéennes) formant une « lentille » La limite Nord s'appuie sur le contact avec les formations paléozoïques	La limite ouest de ce bloc pincé, vient se refermer sur la faille de la Mayenne-Egrenne N150	Relief Mou sauf au sud au contact des cornéennes	 <table><caption>Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N = 295)</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>40</td></tr><tr><td>(20, 40]</td><td>58</td></tr><tr><td>(40, 60]</td><td>45</td></tr><tr><td>(60, 80]</td><td>28</td></tr><tr><td>(80, 100]</td><td>18</td></tr><tr><td>(100, 120]</td><td>23</td></tr><tr><td>(120, 140]</td><td>12</td></tr><tr><td>(140, 160]</td><td>22</td></tr><tr><td>(160, 180]</td><td>42</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	40	(20, 40]	58	(40, 60]	45	(60, 80]	28	(80, 100]	18	(100, 120]	23	(120, 140]	12	(140, 160]	22	(160, 180]	42	Il existe une bonne distribution autour de 2 familles de failles principales N20-60 et N160-180 et une direction secondaire N100-120
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	40																										
(20, 40]	58																										
(40, 60]	45																										
(60, 80]	28																										
(80, 100]	18																										
(100, 120]	23																										
(120, 140]	12																										
(140, 160]	22																										
(160, 180]	42																										
25	Bloc de Carrouges St Martin des Landes	Au sud faille Bordière d'Orgères, contact lithologiques discordants pour les autres limites	25A : <u>Sous-Bloc de St Martin des Landes</u> , Flysch Briovériens 25B : <u>Sous-Bloc Paléozoïque de St Ellier des Bois</u>	- faille bordière d'axe N110-N130, - à noter la faille de la Cance traverse les terrains et décale les formations au Nord, son axe est sub-méridien	Paysage vallonné	 <table><caption>Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N = 174)</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>32</td></tr><tr><td>(20, 40]</td><td>26</td></tr><tr><td>(40, 60]</td><td>26</td></tr><tr><td>(60, 80]</td><td>16</td></tr><tr><td>(80, 100]</td><td>14</td></tr><tr><td>(100, 120]</td><td>9</td></tr><tr><td>(120, 140]</td><td>6</td></tr><tr><td>(140, 160]</td><td>14</td></tr><tr><td>(160, 180]</td><td>23</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	32	(20, 40]	26	(40, 60]	26	(60, 80]	16	(80, 100]	14	(100, 120]	9	(120, 140]	6	(140, 160]	14	(160, 180]	23	Il existe une bonne distribution des directions qui s'organisent en une grande famille N160 à N60
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	32																										
(20, 40]	26																										
(40, 60]	26																										
(60, 80]	16																										
(80, 100]	14																										
(100, 120]	9																										
(120, 140]	6																										
(140, 160]	14																										
(160, 180]	23																										
26	Bloc de la Mayenne	Au Nord et Sud contact métamorphique avec les plutons de Céaucé et Tessé	Flysch Briovériens et schistes tachetés	Bloc affecté par la faille de la Mayenne-Egrenne N150-170 et des fracturations secondaires N40-60	Plaine humide, marais	 <table><caption>Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N = 1010)</caption><tr><th>Direction (°)</th><th>Nombre d'objets</th></tr><tr><td>[0, 20]</td><td>120</td></tr><tr><td>(20, 40]</td><td>100</td></tr><tr><td>(40, 60]</td><td>115</td></tr><tr><td>(60, 80]</td><td>100</td></tr><tr><td>(80, 100]</td><td>125</td></tr><tr><td>(100, 120]</td><td>150</td></tr><tr><td>(120, 140]</td><td>105</td></tr><tr><td>(140, 160]</td><td>55</td></tr><tr><td>(160, 180]</td><td>110</td></tr></table>	Direction (°)	Nombre d'objets	[0, 20]	120	(20, 40]	100	(40, 60]	115	(60, 80]	100	(80, 100]	125	(100, 120]	150	(120, 140]	105	(140, 160]	55	(160, 180]	110	Il existe une répartition relativement homogène des distributions sauf pour N140-160
Direction (°)	Nombre d'objets																										
[0, 20]	120																										
(20, 40]	100																										
(40, 60]	115																										
(60, 80]	100																										
(80, 100]	125																										
(100, 120]	150																										
(120, 140]	105																										
(140, 160]	55																										
(160, 180]	110																										

ID	NOM	LIMITES	CARACTERISATION LITHOLOGIQUE	CARACTERISATION STRUCTURALE	CARACTERISATION GEOMORPHOLOGIQUE	Histogramme directionnel de répartition des objets structuraux (N= nombre d'objets)	Commentaire
27	Bloc de Passais-Le Horps	Au Nord limite contact lithologique avec le métamorphisme de contact	Granodiorite et son auréole de métamorphisme (cornéennes). A noter : dans le bloc 27A, des sédiments éocènes sont venus se déposer dans le compartiment affaissé.	La faille de la Varenne d'axe N150-160 affaisse le compartiment Nord-Ouest 27A : <u>Sous-Bloc de Céaucé</u> 27B : <u>Sous-boc de St Fraimbault</u> A noter filons doléritiques ou de quartz subméridiens recoupent le massif	Les cornéennes forment des reliefs que les cours d'eau traversent au niveau de cluses Le sous-bloc 27A est affaissé, il appartient à la plaine de la Varenne le sous-bloc 27B a un relief mou		Il existe une bonne distribution autour de 2 familles de failles principales N40-80 et N140-N20
28	Bloc du Sarthon	Limite Est arbitraire, Entre la limite Sud du Dpt et Radon, Limite Ouest sur le granite de St Pierre des Nids et limite Nord sur la faille Bordière du Massif d'Ecouves	Zone complexe : Leucogranite carbonifère au contact avec le granite cadomien, recouvrements paléozoïques et jurassiques et crétacé	- Ensemble affecté par les failles de Magny le Désert et St Samson d'axe N140 - Limite Nord sur la faille bordière N60. - Il existe probablement une faille méridienne à l'Est masquée par les sédiments mésozoïques	Ensemble rattaché à la plaine d'Alençon		Il existe 3 directions principales qui s'expriment : N0-20, N40-60 et N100-120
29	Bloc de la Sarthe	Ouest limite lithologique, Au Nord limite sur la faille Bordière du massif d'Ecouves et de Courtomer	Formations Mésozoïques Jurassique et Crétacé 29A <u>Sous-Bloc : Alençon</u> , Calcaires Bajo-Batho et Marnes Callovo-Oxfordienne 29B <u>Sous Bloc : le Mele-sur-Sarthe</u> , Aptien-Albien et Craie Cénomaniennne	Pendage général vers le Nord-Est des formations mésozoïques. limité au Nord sur la faille de Laleu (N80-100) et la faille Bordière du massif d'Ecouves (N40-60)	Le crétacé forme un relief le long de la faille de Laleu. Plaine agricole d'Alençon sur le jurassique calcaire		Il existe une direction principale subméridienne N160 à N20 et une secondaire N60-120

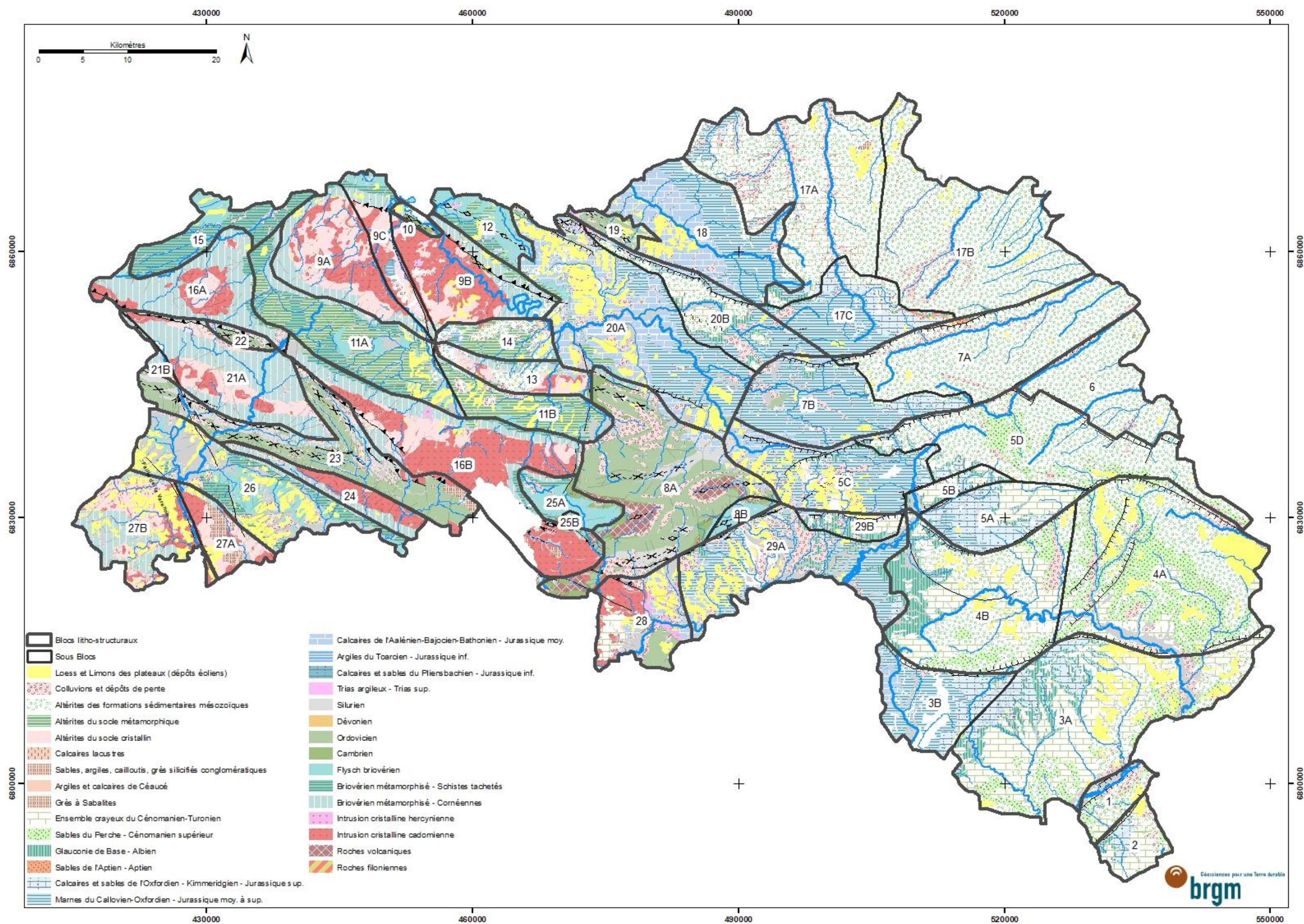


Illustration 74 : Carte des blocs lithostructuraux du département de l'Orne

6. Conclusions et perspectives

6.1. CONCLUSIONS

Cette étude s'inscrit dans le cadre de la phase 1 du programme OAGPRO61 Bis visant à fournir aux acteurs de l'eau du département de l'Orne des outils permettant une meilleure gestion des ressources en eau souterraine du département.

Pour parvenir à cet objectif, la phase 1 de ce programme visait à fournir une synthèse actuelle des connaissances géologiques et hydrogéologiques des principaux grands aquifères du département.

Synthétiser la géologie riche et complexe du département de l'Orne n'a pas été simple. Car on le rappelle, celui-ci possède un domaine ancien de socle, à l'ouest du département et un domaine sédimentaire plus récent, à l'est, appartenant au bassin de Paris. Aussi tout l'exercice consistait à traiter de façon homogène les deux territoires avec les éléments bibliographiques disponibles.

Pour le volet géologique, cette étude a permis de regrouper dans un même document de synthèse les informations relatives à :

- **la lithologie** : les ensembles lithologiques ont été regroupés par faciès, les variations latérales et la géométrie des formations (en termes de répartition et d'épaisseurs) ont été décrites. Une description succincte de l'intérêt hydrogéologique a également été proposée.

Ces informations ont ensuite été condensées dans un log litho-stratigraphique permettant de représenter la succession de ces différentes unités dans le temps.

- **Les structures tectoniques qui ont déformé ces formations** : les principaux éléments tectoniques affectant les formations géologiques ont été identifiés (structures cassantes ou plicatives), cartographiés, nommés et décrits (direction, plongement, décalage et jeu).

L'avancée majeure concerne une proposition de découpage du territoire en blocs litho-structuraux homogènes. En effet, il nous a semblé pertinent à ce stade de l'étude de souligner l'importance de la géologie pour caractériser les grands ensembles aquifères et en particulier leur capacité à stocker et à laisser circuler les eaux en leur sein. C'est dans le prochain volet de l'étude que nous serons amenés à donner leurs principales caractéristiques hydrogéologiques et à chercher à caractériser les éventuels liens qui peuvent exister entre eux.

6.2. PERSPECTIVES

Pour poursuivre le travail initié et l'améliorer, le BRGM propose notamment :

6.2.1. Pistes d'amélioration de la synthèse géologique

- Identifier, pour chaque bloc litho-stratigraphique, les familles de failles ayant un dernier jeu extensif et ayant potentiellement un caractère drainant pour les eaux (nécessite un travail de terrain) ;

- Proposer un log géologique de référence pour chaque bloc lithostratigraphique en s'appuyant notamment sur les documents disponibles dans la BSS et proposer si possible des informations sur les passages latéraux de faciès ou les variations importantes d'épaisseur ;
- Poursuivre la bancarisation des données dans la BSS et de poursuivre également le travail de collecte de données et de bancarisation initié par le SDE61 et le BRGM ;
- A plus long terme, proposer une révision de la carte géologique départementale, utile à l'ensemble des acteurs économiques, pour capitaliser les connaissances acquises ces 20 dernières années (ou plus) et en utilisant les nouveaux outils numériques (comme le Modèle Numérique de Terrain par exemple) ;

6.2.2. Pistes d'amélioration de la connaissance

- Etendre le travail sur la stratigraphie séquentielle initiée dans les Pays de Loire au Jurassique et au Cénomanien/Turonien, afin de pouvoir mieux identifier les structures sédimentaires et plicatives au sein des deux grands ensembles aquifères ;
- Améliorer le travail existant en apportant des informations clés sur le rôle des structures faillées :
 - Mieux caractériser la géométrie des réservoirs ;
 - Comprendre les variations de la qualité des eaux et le transfert de polluants ;
- Proposer un programme de synthèse des recherches effectuées sur le Paléozoïque pour préciser la géométrie des grandes structures, en particulier lorsque celui-ci est sous couverture sédimentaire peu profonde : géophysique et sondages :
 - Améliorer la connaissance sur la géométrie de ces réservoirs, moins bien connue. Exemple : plongement des axes de plis synclinaux et compartimentation des réservoirs ;
 - Prospectives pour la recherche de ressources stratégiques permettant d'alimenter les grandes agglomérations comme celles d'Alençon et d'Argentan. Etude du potentiel et de la capacité de renouvellement.
- Proposer un programme de travail dans le socle pour :
 - Caractériser les altérites, leur répartition et leurs épaisseurs, ce qui permettrait de mieux appréhender, en contexte de changement climatique, leur rôle hydrogéologique et pédologique (susceptibilité aux infiltrations et érosion) ;
 - Mieux caractériser la lithologie et les déformations dans les flyschs pour repérer 1) les ensembles homogènes ayant des caractéristiques de réservoir et 2) les déformations mécaniques qui vont améliorer la capacité aquifère de ces formations ;
 - Caractériser le comportement des structures faillées qui pourraient présenter un rôle hydrogéologique majeur (caractérisation géométrique, présence de cataclasites, contacts anormaux etc.).

7. Bibliographie

ANDRIEU S., BRIGAUD B., BARBARAND J., LASSEUR E., SAUCEDE T. (2016) – Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate in shallow-marine carbonate production during the Aalenian-Oxfordian interval : From the western France platform to the western Tethyan domain. *Sedimentary Geology* 345 (2016) pp. 54-84

ANDRIEU S. (2017) – Lien entre diagenèse des discontinuités, faciès sédimentaire et stratigraphie séquentielle : exemple de la plate-forme carbonatée de l'ouest de la France (Aalénien – Oxfordien). Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay. 445 p.

AUBRY J. (1982) – Formations permienues et triasiques du Bassin de Carentan. Quelques aspects de la distinction entre les deux formations. Université de Caen – UER des Sciences de la Terre et de l'Aménagement régional. 285 p.

BALLEVRE M. (2008) - Structure et évolution du massif armoricain, Géochronique, Bureau de recherches géologiques et minières, 2008, 105, pp.29-31.

BALLEVRE M., BOSSE V., DABARD M.-P., DUCASSOU C., FOURCADE S. et al. (2013) - Histoire Géologique du massif Armoricain : Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, Société géologique et minéralogique de Bretagne, 2013, (D), pp.10-11, pp.5-96*

BAMBIER A., BEURRIER M., DORE F., ENOUF C., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P., RIOULT M., VERRON G., VILLEY M. (1983) – Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Flers-de-l'Orne (211). Ed. BRGM. 44 p.

BESSIN P. (2014) – Evolution morpho-dynamique du massif armoricain depuis 200Ma, approche terre-mer – Thèse de l'Université de Rennes. 376 p., 3 Annexes, 1 Carte Hors Texte.

BESSEREAU G., RENOUX P., DEVILLE E., ANCEL M. et JARDIN A. (1996). Le Bassin de Paris. Rapport régional d'évaluation pétrolière. Institut Français du Pétrole / Compagnie Générale de Géophysique.

CALLIER L. (1989) – Le porphyre à molybdène d'âge hercynien de Beauvain en Basse Normandie. *Chron. Rech.min.n°496*, pp.3-23, 21 fig., 2 tabl.

CALLIER L. (1985) - Le Complexe porphyrique a molybdène de Beauvain (nord-est du massif armoricain) - Thèse de l'Université de Caen.

COUEFFE R., ARNAUD L. (2007) – Pour une identification de l'aquifère albo-aptien en forages dans le cadre de recherche d'eau en Haute-Normandie – Propositions du BRGM. Rapport BRGM/RP-55338-FR, 55 p., 10 fig., 1 tabl.

CROIZET N., WUILLEUMIER A., BESSIERE H., GRESSELIN F. (2013) - Modélisation des aquifères de la plaine de Caen et du bassin de la Dives. Phase 2 : Construction et calage du modèle hydrogéologique. Rapport BRGM/RP-62648-FR. 130 pages, 88 ill., 20 tab., 11 annexes.

DASSIBAT C., DORE F., KUNTZ G., LE GALL J., RIOULT M., VERRON G., avec la collaboration de BAMBIER A., VERAGUE J. (1982) – Notice explicative de la feuille Alençon à 1/50.000. Ed. BRGM.

DORE F., DUPRET L., DUMESNIL F., PELLERIN J., avec la collaboration de BERUBE F., DISSLER E., ENOUF C., GERARD J., LANGE M., LAOUENAN J.P., GARLAN T. (1993) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans : BRGM.

DORE F., DUPRET L., PELLERIN J., RIOULT M., LECOINTE A., VERRON G. (1993) – Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans : BRGM, 74 p.

DORE F., KUNTZ G., LE GALL J., RIOULT M., VERRON G. (1982) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille d'Alençon (n°251). Ed. BRGM.

DORE F., LE GALL J., DUPRET L., CHALOT-PRAT F. (1977) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille La Ferté Macé (n°250) et notice explicative. Ed. BRGM.

DORE F., PAREYN C., LARSONNEUR C., RIOULT M., JUIGNET P., avec la collaboration de BIGNOT G., DEWOLF Y., HOMMERIL P., LAUTRIDOU J.P., POMEROL Ch., PONCET J., WYNS R. (1987) – Normandie Maine. Guides géologiques régionaux. 2^{ème} édition.

DREAL (2015) – Profil environnemental de Basse-Normandie. Les sous-sols et la géodiversité.

DUGUE O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massifs anciens : la bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : pulsations épirogéniques et cycles eustatiques, Thèse de Doctorat de l'Université de Caen (Sédimentologie).

DUGUE O. (2007) - Le Massif Armoricaïn dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du nord-ouest de l'Europe. Contrôle tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, Mer de la Manche, France). Mémoire de Géosciences Rennes, HS n°6.

DUGUE O., FILY G., RIOULT M. (1998) - Le Jurassique des Côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléoécologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre, Tome 85, Fascicule 2, 132 p.

DUPRET L., LE GALL J. (1998) - Livret guide du congrès national de l'APBG. Caen, 1998.

DURAND S., (1960), Le Tertiaire de Bretagne : Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique, Thèse d'état, Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 389 p.

ENOUF C. (1981) - Analyse stratigraphique et structurale de la couverture paléozoïque de la Mancellia : cartographie des feuilles de Flers et Domfront (Orne) à 1/50.000. Thèse de l'université de Caen.

ENOUF C., DORE F., BEURRIER M., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P., RIOULT M., VERRON G., VILLEY M. (1983) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Flers-de-l'Orne (n°211). Ed. BRGM.

ESTEIOULE-CHOUX J., (1967), Contribution à l'étude des Argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires, Thèse de doctorat, Université de Rennes, série C, n° d'ordre 63, n° de série 26, 319 p.

FILY G., LEBERT A., RIOULT M. (1979) – Un exemple de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du bassin anglo-parisien au Bathonien. In *Symposium sur la sédimentation jurassique W européen*. Ass. Sédimentologues français, vol. sp. 1, pp. 33-46.

GIGOT P., DUPRET L., LE GALL J. (1999) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Falaise (n°176) et notice explicative. Ed. BRGM.

GRESSELIN F. (1990) – Evolution varisque du Massif Armoricaïn oriental. Insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse de l'université de Caen.

GUERIN A. (sous la direction de) (2003) – La Normandie. La géologie, les milieux, la faune, la flore, les hommes. La bibliothèque du naturaliste. Edition Delachaux et Niestlé. 364 p.

GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-315, 1741-1746.

GUERROT C. (1989) – Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie (U-Pb) sur zircons. Mém. Doc. CAESS, Rennes, 25, 164 p., et thèse, Rennes, 1989.

GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M. ET THOMAS E., (1998), Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricaïn : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains, C.R. Acad. Sci., 327, 237-243.

ISAMBERT M., COUTELLE A. (1989) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Nogent-le-Rotrou (n°289) et notice explicative. Editions du BRGM.

JAMET G. (2015) - Réponses sédimentaires d'un bassin versant côtier aux variations glacio-eustatiques et au soulèvement plio-quadernaire : l'exemple du bassin versant côtier de la baie de Seine (Seine, Touques et Dives). Thèse de l'université de Caen.

JUIGNET P. (1974) – La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Thèse de doctorat d'Etat de l'université de Caen.

JUIGNET P., LEBERT A. (1986) – Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Mamers (288). Editions du BRGM.

JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984) - Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Editions du BRGM. 56 p.

KLEIN C. (1973) – Massif Armoricaïn et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Anjou, Tourain, Poitou septentrional et contrées adjacentes. Thèse de Doctorat d'Etat de l'université de Bretagne occidentale.

KUNTZ G., MENILLET F., LE GALL J., RIOULT M. (1987) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Argentan (n°212) et notice explicative. Ed. BRGM.

LACQUEMENT F., PROGNON F., COURBOULEIX S. (2009) - Carte géologique du régolithe de la France à l'échelle du millionième, formations allochtones ; état des lieux de la connaissance en 2009. Collation : 1 feuille, notice 168 p. à Accès Réservé.

LACQUEMENT F., PROGNON F., COURBOULEIX S. (2009) - Carte géologique du régolithe de la France à l'échelle du millionième, formations autochtones ; état des lieux de la connaissance en 2009. Collation : 1 feuille, notice 168 p. à Accès Réservé.

LACQUEMENT F., PROGNON F., TOURLIERE B., MARTELET G., DEPARIS J., TISSOUX H., RENINGER P.A., PERRIN J. (2015) - Méthodologie de cartographie du régolithe à partir de données radiométriques aéroportées en région Centre : Etablissement de cartes lithologiques. Rapport BRGM/RP-64932-FR. Editeur Orléans: BRGM. Collation: 130 p., 3 ann., 1 CD.

LAINEL B. (1997) – Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. Caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèses. 219 p.

LE GALL J. (1993) - Pérogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Minéralogie. Thèses de l'Université de Caen.

LEBERT A., JUIGNET P., LE GALL J., POTTIER Y. (1983) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Editions du BRGM.

LERECULEY A., DURIEZ M., IMBAULT M. (2008) - Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département de l'Orne. Rapport final BRGM/RP-56594-FR. Editeur Orléans: BRGM. Collation: 114 p.

MEGNIEN C., MEGNIEN F et al. (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Volume I : Stratigraphie et paléogéographie. Mémoire du BRGM n°101.

MENILLET F., GERARD J. (1997) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Sées (n°213) et notice explicative. Ed. BRGM.

MENILLET F., LEBERT P., BEGUIN P., CHARNET F., HERARD B., LEMOINE B., PERRON C. (1998) – Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50.000, feuille L'Aigle (214). Orléans : BRGM, 114 p.

MENILLET F., LEBERT P., LETURCQ T. (1998) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille L'Aigle (n°214). Orléans : BRGM.

MENILLET F., RIOULT M., HAVLICEK P., LECOINTE A., MONCIARDINI C., PASCAUD P. (1994) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Vimoutiers (n°177) et notice explicative. Ed. BRGM.

MOGUEDET G., CHARNET F., GRESSELIN F., LEMOINE B. (1998) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Mortagne-au-Perche (n°252) et notice explicative. Ed. BRGM.

MOGUEDET G., MARCHAND Y., MASSON V., PAPIN H., VAUTHIER S. (2000) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de La Loupe (n°253) et notice explicative. Ed. BRGM.

MORZADEC-KERFOURN, M.,-T., (1974), Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire : Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux, Thèse d'état, Rennes, Mémoire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne 17, 208 p.

QUESNEL F. (1997) – Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris. Thèse. 430 p.

PASTEELS P., DORE F. (1982) – Age of the Vire - Carolles granitic. In : G.S Odin (Editor), Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley, New York, pp. 784-790.

SAFEGE (2004), Etude de vulnérabilité des ouvrages de production d'eau potable de la commune de Colombiers - Source et Forage du Moulin de Launay, Rapport Final NA27, Syndicat Départemental des Eaux de l'Orne.

VERNHET Y. (2004) - Carte géologique harmonisée du Parc régional Normandie-Maine. Rapport final BRGM/RP-52856-FR, 176 p., 3 fig., 18 tabl., 2 ann., 1 pl. hors texte.

VERNHET Y. (2004) - Carte géologique harmonisée du Parc régional du Perche. Rapport final BRGM/RP-52855-FR, 90 p., 3 fig., 18 tabl., 2 ann., 1 pl. hors texte.

VERNHET Y., DORE F., LAUTRIDOU J.P., TALBO H., VERRON G., DHELLEMMES R., ENOUF C. (1995) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Domfront (n°249) et notice explicative. Ed. BRGM.

VERNHET Y., JANJOU D. (2002) - Carte géologique harmonisée au 1/50.000 du département de l'Orne. Rapport BRGM/RP-51626-FR, 31 p., 3 fig., 18 tab., 1 annexe, 2 pl. hors texte.

VERNHET Y., HERVY V., LEROUGE G., BESOMBES J.C. (2000) – Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille 144, Torigni-sur-Vire et notice explicative. Ed. BRGM.

VERNHET Y., JANJOU D., CHÊNE F. (2001) – Carte géologique harmonisée du département du Calvados. Rapport BRGM/RP-51313-FR, 186 p., 2 cartes.

WUILLEUMIER A., ALLANIC C., BOUDET M., BOURGINE B., CROISSET N., MACHARD DE GRAMONT H., PANNET P., TOURLIERE B., DUGUE O. (2013) - Modélisation des aquifères de la plaine de Caen et du bassin de la Dives. Phase 1 : Collecte des données, synthèse hydrogéologique et construction du modèle géologique. Rapport BRGM/RP-62002-FR. 178 pages, 84 ill., 35 tab., 24 annexes.

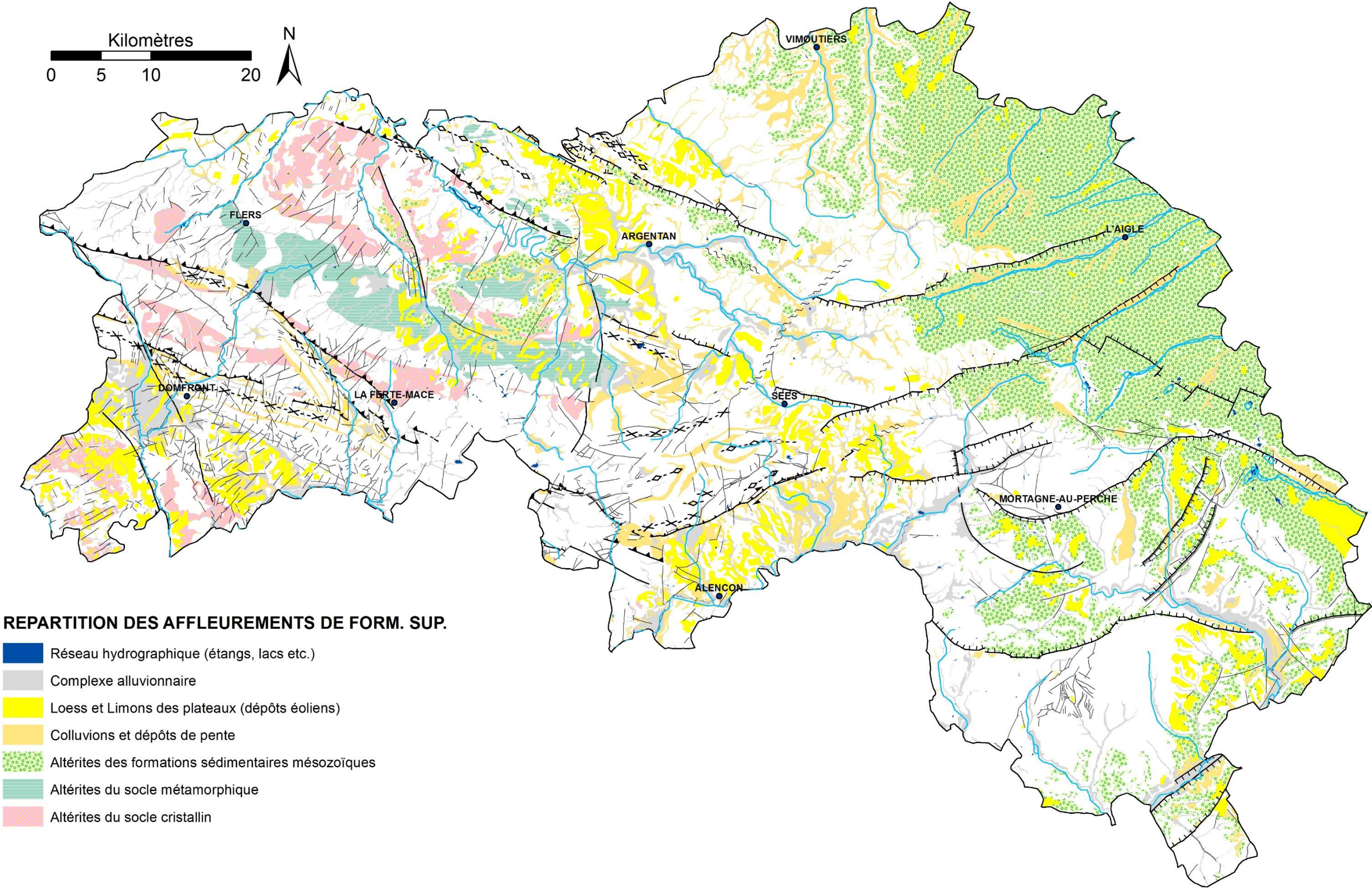
WYNS. R., GUILLOCHEAU. F., (1999), Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux., in Résultats et perspectives, LEDRU.P. (Ed), GéoFrance 3D - résultats et perspectives - ENS - Lyon - France - 23-24/11/1999, Documents BRGM, Orléans : Editions BRGM, N° 293, pp.103-108.

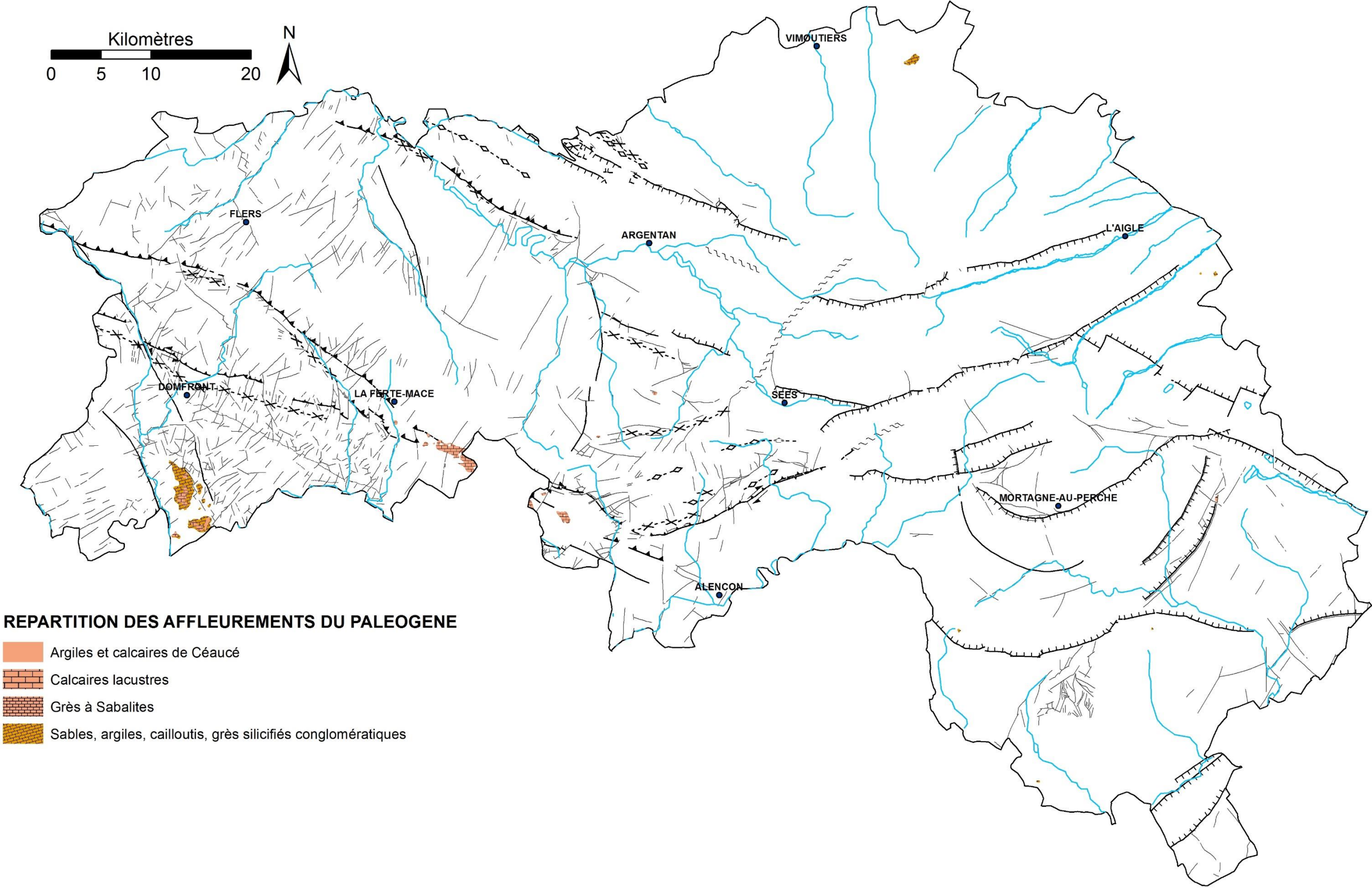
WYNS, R. (1998) - Ressources en eau de la Margeride ouest - PRD 324 - Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif Central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors-texte.

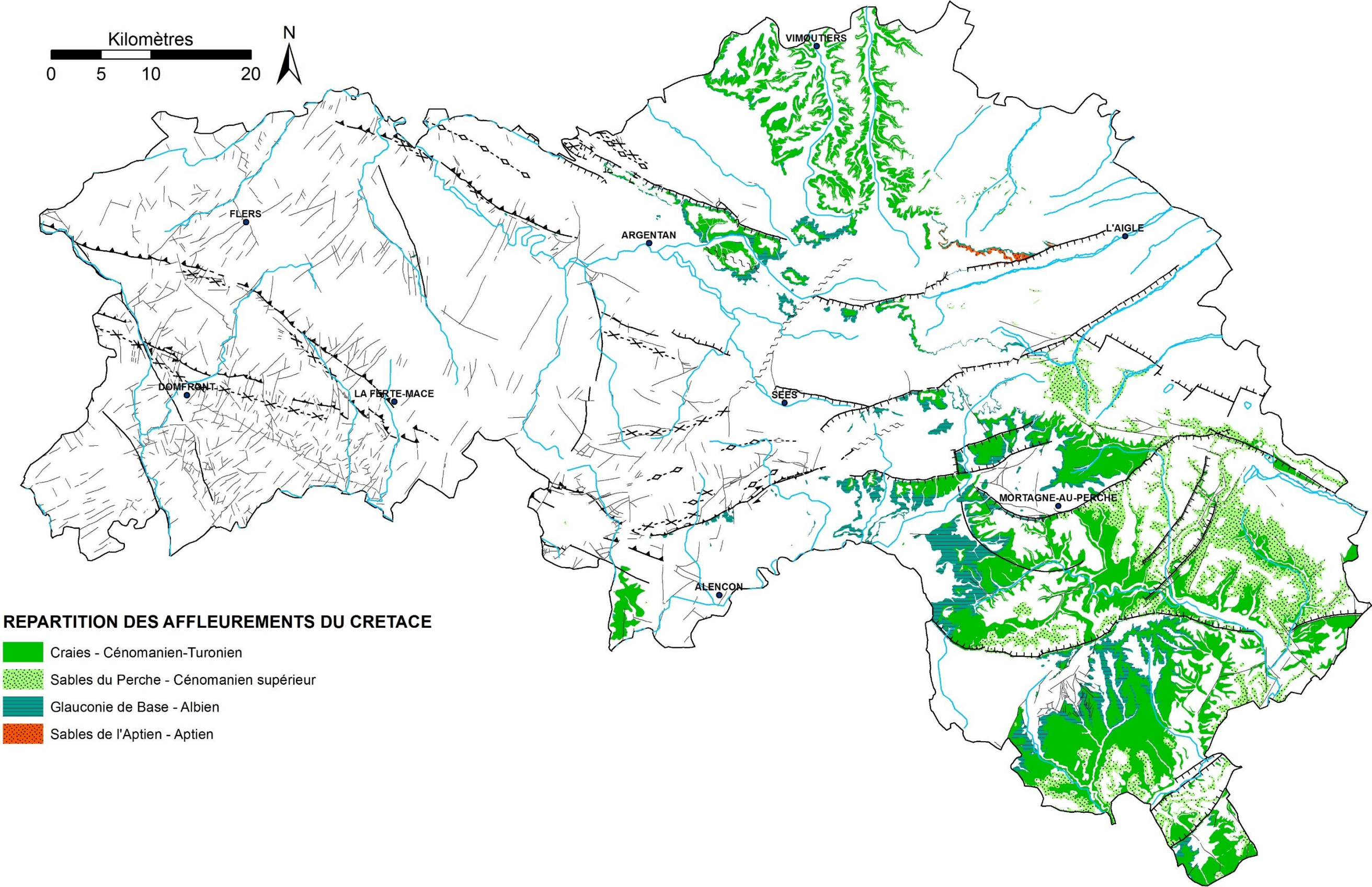
WYNS, R., BALTASSAT J.M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings for groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), Bulletin de la Société Géologique de France, t. 175, n°1, pp. 21-34.

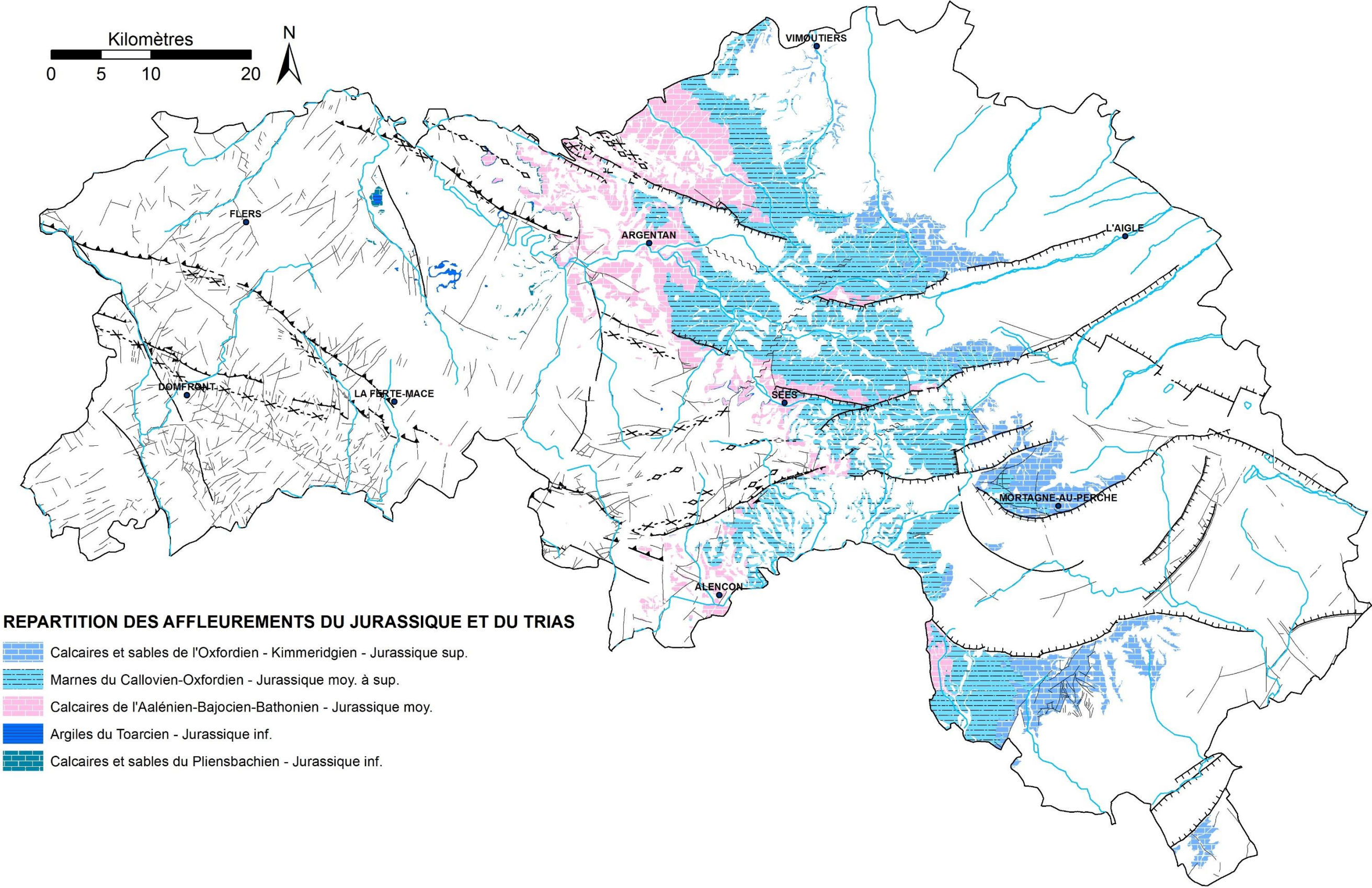
Annexe 1

Cartes de répartition des formations géologiques du département de l'Orne



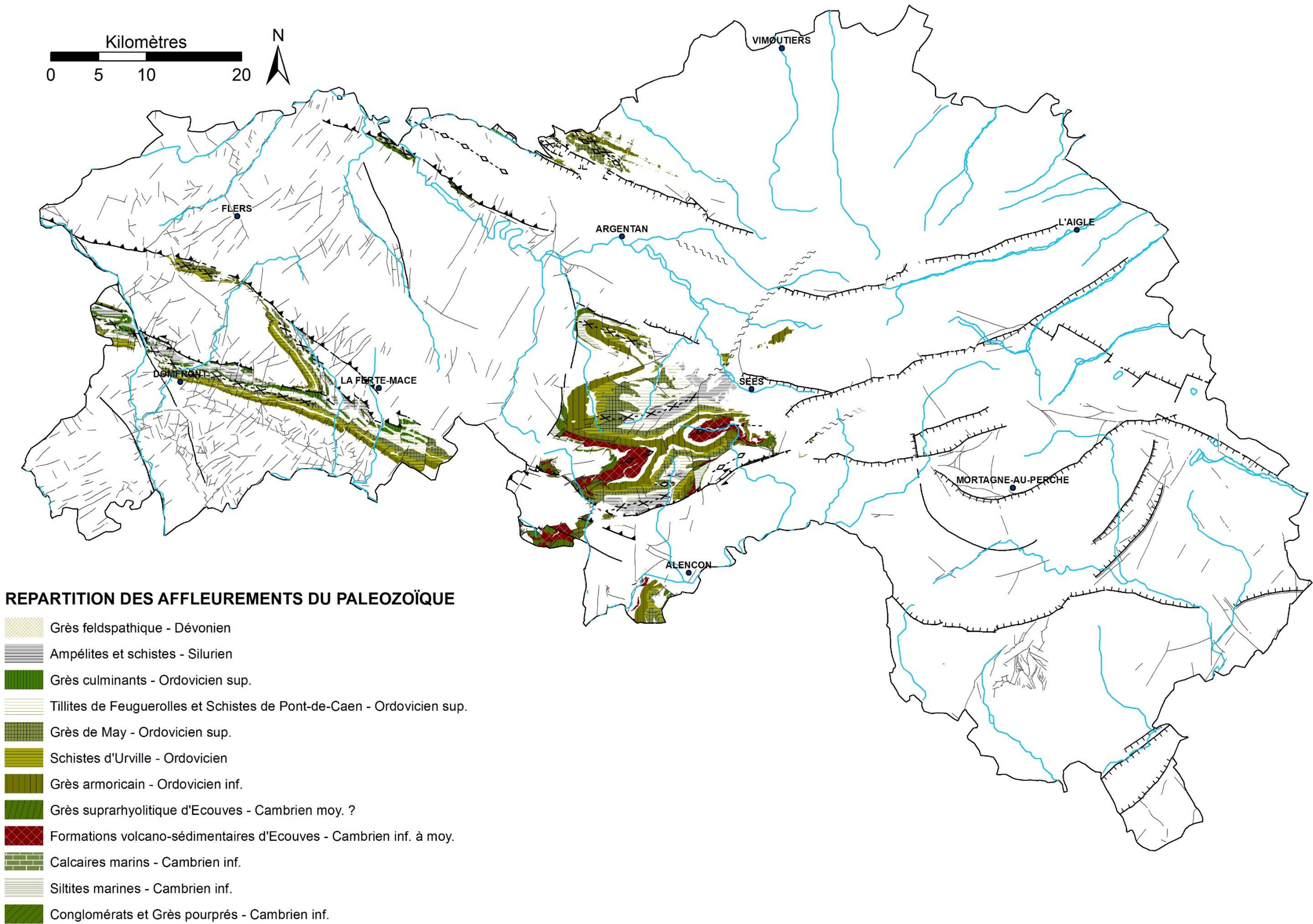


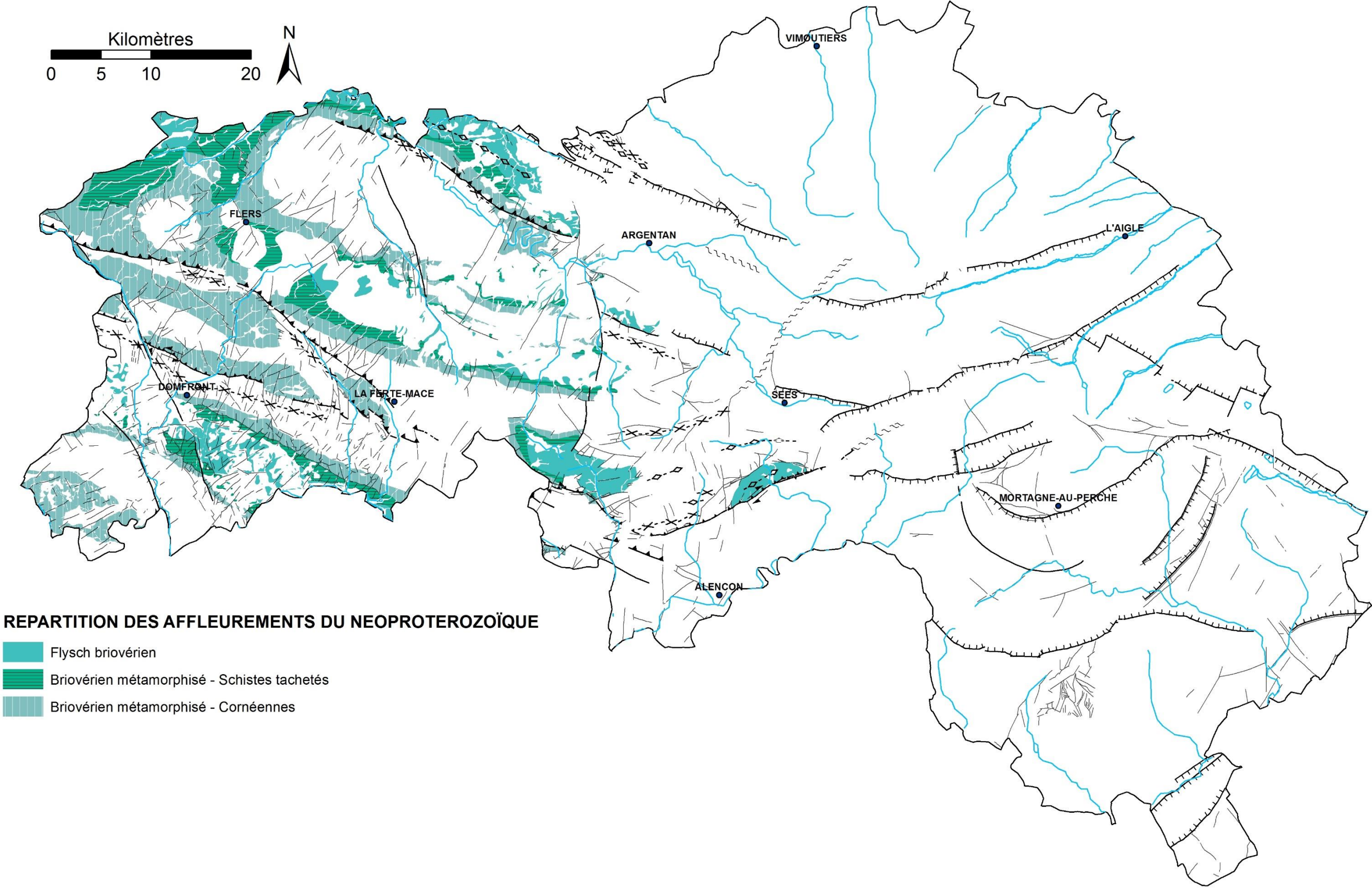


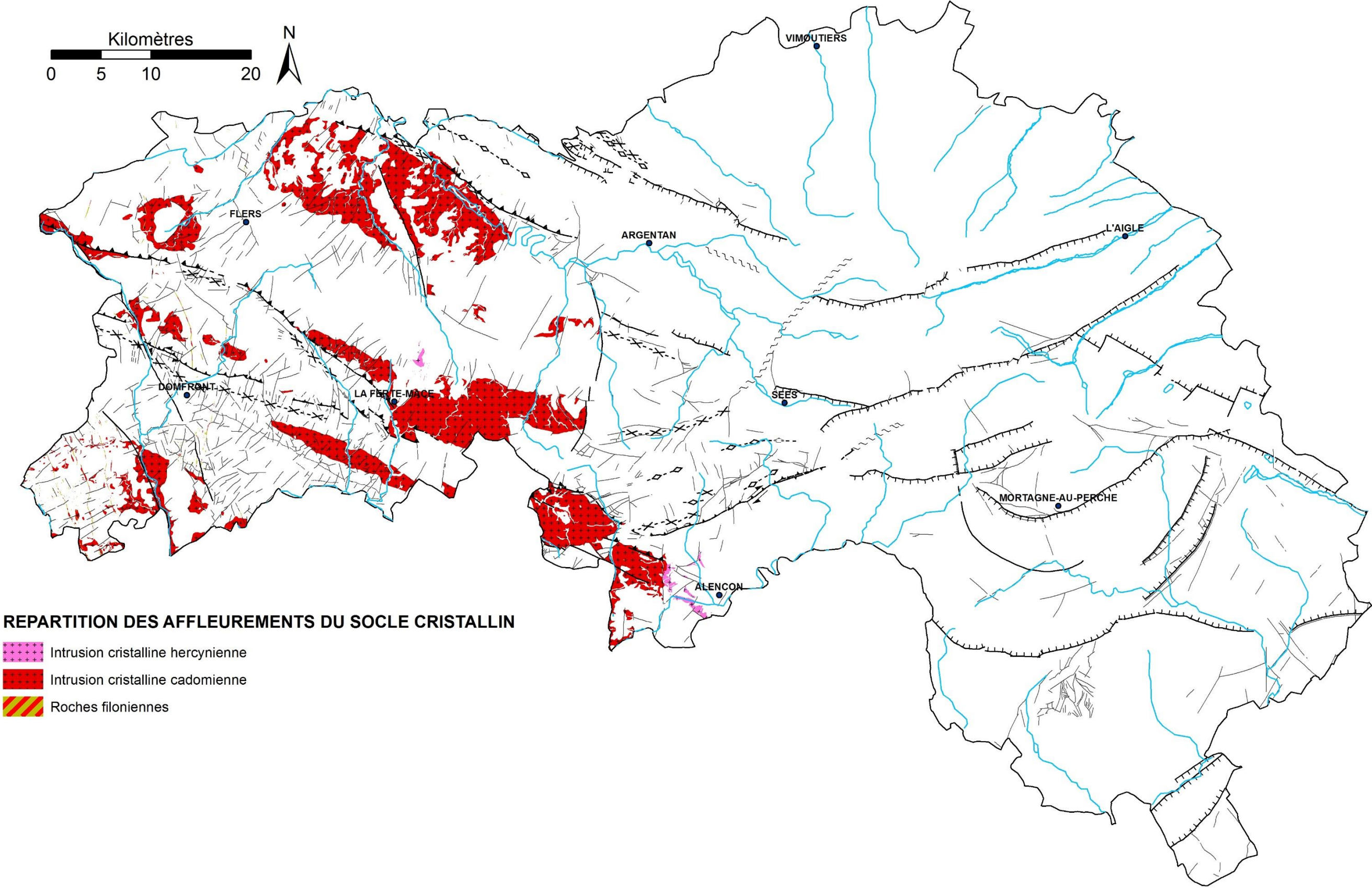


REPARTITION DES AFFLEUREMENTS DU JURASSIQUE ET DU TRIAS

- Calcaires et sables de l'Oxfordien - Kimmeridgien - Jurassique sup.
- Marnes du Callovien-Oxfordien - Jurassique moy. à sup.
- Calcaires de l'Aalénien-Bajocien-Bathonien - Jurassique moy.
- Argiles du Toarcien - Jurassique inf.
- Calcaires et sables du Pliensbachien - Jurassique inf.







REPARTITION DES AFFLEUREMENTS DU SOCLE CRISTALLIN

- Intrusion cristalline hercynienne
- Intrusion cristalline cadomienne
- Roches filoniennes



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Normandie

14 Route de Houpeville
Parc de la Vatine

76130 Mont Saint Aignan – France

Tél. : 02 35 60 12 00