



ERNÉE

par

G. Lerouge, J.C. Besombes, M. Cuney,
J. Le Gall, P. Gigot, B. Pivette, P. Lebreton,
Y. Vernhet, J.L. Gauquelin

avec la collaboration de
P. Chèvremont



ERNÉE

La carte géologique à 1/50 000
ERNÉE est recouverte
par les coupures suivantes de la Carte géologique
de la France à 1/80 000
au Nord : AVRANCHES (N° 61)
au Sud : LAVAL (N° 76)

Saint-Hilaire- du-Hercouët	Landivy	Domfront
Fougères	ERNÉE	Mayeune
Vitré	Laval	Évron

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : P. GUENNOC ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, F. GUILLOCHEAU, L. JOLIVET, S. LALLIER, D. MARQUER,
P. NEHLIG, E. PALVADEAU, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI,
A. SCHAFF, K. SCHULMANN, Y. SIMEON, D. TESSIER, P. THIERRY,
C. TRUFFERT

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ERNÉE À 1/50 000**

par

**G. LEROUGE, J.C. BESOMBES, M. CUNEY, J. LE GALL,
P. GIGOT, B. PIVETTE, P. LEBRET, Y. VERNHET,
J.L. GAUQUELIN**

avec la collaboration de P. CHÈVREMONT

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : LEROUGE G., BESOMBES J.C., PIVETTE B., LE GALL J., GIGOT P., LEBRET P., VERNHET Y. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Ernée (284). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lerouge G., Besombes J.C., Cuney M., Le Gall J., Gigot P., Pivette B., Lebre P., Vernhet Y., Gauquelin J.L., Chèvremont Ph. (2009), 181 p.

– *pour la notice* : LEROUGE G., BESOMBES J.C., CUNEY M., LE GALL J., GIGOT P., PIVETTE B., LEBRET P., VERNHET Y., GAUQUELIN J.L., CHÈVREMONT Ph. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ernée (284). Orléans : BRGM, 181 p. Carte géologique par Lerouge G., Besombes J.C., Pivette B., Le Gall J., Gigot P., Lebre P., Vernhet Y. (2009).

© BRGM, 2009. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1284-7

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	10
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	13
<i>HYDROGRAPHIE</i>	17
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	19
Les terrains néoprotérozoïques	20
Les terrains paléozoïques	21
Les terrains cénozoïques	22
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	23
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	24
<i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVÉS</i>	25
DESCRIPTION DES FORMATIONS	27
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : LE DOMAINE SÉDIMENTAIRE BRIOVÉRIEN</i>	27
<i>DOMAINE CRISTALLIN</i>	32
Le magmatisme acide	32
Le magmatisme basique	38
Les roches magmatiques à texture microlitique	44
Les roches filoniennes associées aux domaines sédimentaire et/ou cristallin	45
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	49
L'Ordovicien	49
Le Silurien	52
Le Dévonien	54
<i>CRÉTACÉ À CÉNOZOÏQUE (CÉNOMANO-TERTIAIRE)</i>	54
<i>FORMATIONS RÉSIDUELLES D'ALTÉRATION SUPERFICIELLE (CÉNOZOÏQUE À QUATERNAIRE)</i>	57
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	62
Les épandages continentaux et les formations résiduelles	62
Les formations éoliennes	63
Les formations alluviales	65
Les dépôts anthropiques	67

DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOCHIMIQUES	67
<i>DONNÉES GÉOPHYSIQUES</i>	67
Gravimétrie	67
Anisotropie de Susceptibilité Magnétique	70
<i>GÉOCHIMIE</i>	79
Éléments majeurs	79
Les Terres Rares	83
Concentrations de quelques éléments traces	87
Interprétation	89
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	90
<i>RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	90
<i>CONTEXTE DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	93
Le Néoprotérozoïque supérieur	93
Le Paléozoïque	96
Le Crétacé	97
Le Cénozoïque	98
Le Quaternaire	100
<i>CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	102
ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE	104
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES CADOMIENS</i>	104
<i>DÉFORMATIONS DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	107
<i>FAILLES POST-NÉOPROTÉROZOÏQUES</i>	109
Déformation associée à la mise en place des filons de dolérite (phase n)	109
Les failles inverses ductiles-fragiles associées au cisaillement nord-armoricain (CNA) (phase n + 1)	110
Les décrochements senestres de direction N30°E (phase n + 2)	112
Les failles normales N-S liées à la distension cénozoïque (phase n + 3)	112
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	114
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : LE BASSIN BRIOVÉRIEN ET L'OROGENÈSE CADOMIENNE (MAGMATISME CADOMIEN)</i>	114
<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE VARISQUE</i>	116
<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	118
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	120

<i>SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES</i>	120
Pédogenèse	120
Granulométrie	121
Charge en éléments grossiers	122
Caractéristiques physico-chimiques et chimiques	123
Propriétés agronomiques	123
<i>GÉOGRAPHIE HUMAINE</i>	125
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	126
<i>RISQUES NATURELS</i>	129
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	129
Précipitations efficaces et ressources en eau	129
Eaux superficielles	132
Eaux souterraines	133
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	137
Matériaux	137
Gisements minéraux	138
<i>AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</i>	139
PRÉHISTOIRE, PROTOHISTOIRE ET ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE	141
<i>PRÉHISTOIRE</i>	141
<i>PROTOHISTOIRE</i>	142
<i>ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE</i>	144
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	145
<i>DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE</i>	145
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	146
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	146
AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE	156
ANNEXES	158
<i>ANNEXE 1 - DESCRIPTION DE PLAQUES MINCES DU BRIOVÉRIEN PAR Ph. CHÈVREMONT, BRGM</i>	160
<i>ANNEXE 2 - ANALYSE DES ARGILES D'ALTÉRATION (DONNÉES ANALYTIQUES)</i>	161
<i>ANNEXE 3 - ANALYSES GÉOCHIMIQUES (DONNÉES ANALYTIQUES)</i>	163

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Modelé du relief à partir du MNT de la feuille Ernée	Hors texte
Fig. 2 - Gravimétrie : répartition des points de mesure sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée	68
Fig. 3 - Anomalie de Bouguer (feuilles Ernée et Mayenne à 1/50 000)	Hors texte
Fig. 4 - Répartition des points d'échantillonnage des granites pour les mesures de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique	72
Fig. 5 - Répartition des valeurs de l'intensité de la Susceptibilité Magnétique (K) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée	73
Fig. 6 - Répartition des valeurs de l'Anisotropie de susceptibilité magnétique (P) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée	74
Fig. 7 - Géométrie des plans d'anisotropie de susceptibilité magnétique	76
Fig. 8 - Géométrie des linéations de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	77
Fig. 9 - Répartition cartographique des analyses chimiques effectuées sur les roches magmatiques de la région de Mayenne – Ernée	78
Fig. 10 - Évolution, en fonction de la différenciation, des associations magmatiques peralumineuse et calcoalcaline dans le diagramme A-B (région de Mayenne – Ernée)	80
Fig. 11 - Évolution des proportions du quartz et des feldspaths des associations magmatiques dans le diagramme Q-P (région de Mayenne – Ernée). Les granites albitisés s'écartent de l'ensemble. L'épisyénitisation y apparaît comme un phénomène tardif affectant les différents faciès granitiques	82
Fig. 12 - Comportement du thorium dans les associations peralumineuse et calco-alcaline (région de Mayenne – Ernée)	84
Fig. 13 - Comportement de la série calco-alcaline et de l'association peralumineuse dans le diagramme Th/U. Les teneurs en Th et U montrent une évolution croissante dans la série calco-alcaline et décroissante en Th dans l'association peralumineuse depuis les granites à biotite et cordiérite vers les granites leucocrates (région de Mayenne – Ernée)	85

Fig. 14 - Spectres des Terres Rares pour les granites à biotite et cordiérite de la région de Mayenne – Ernée. Par comparaison, le spectre d’une diorite (échantillon CP560) appartenant à la série calcoalcaline montre le comportement totalement différent des spectres de la série peralumineuse	Hors texte
Fig. 15 - Spectres des Terres Rares pour les granites leucocrates de la région de Mayenne – Ernée. La partie en grisé correspond au domaine de composition des granites fortement peralumineux à biotite et cordiérite	Hors texte
Fig. 16 - Spectres des Terres Rares des gabbros (ronds) et des filons de dolérite (losanges) de la région de Mayenne – Ernée	86
Fig. 17 - Diagramme K-Rb pour les roches magmatiques de la région de Mayenne – Ernée	88
Fig. 18 - Précipitations efficaces à la station d’Ernée (d’après Météo-France)	131

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Comparaison géochimique entre les différents types de granites	36
Tabl. 2 - Composition minéralogique des argiles de la région de Mayenne – Ernée	60
Tabl. 3 - Variations des teneurs en certains éléments métalliques dans les principaux faciès magmatiques de la région de Mayenne – Ernée	87
Tabl. 4 - Quelques séismes ressentis dans la région	128
Tabl. 5 - Séismes dont les épicentres figurent dans le département de l’Orne (61) ou de la Mayenne (53) (d’après le site internet www.sisfrance.net)	130
Tabl. 6 - Ouvrages AEP exploités sur la feuille Ernée	135

RÉSUMÉ

La carte Ernée à 1/50 000 est en majeure partie localisée dans le département de la Mayenne (53), au sein de la région des Pays de la Loire. Elle fait partie intégrante de la grande unité géologique du Massif armoricain, plus précisément du domaine mancennien. Celui-ci est ici constitué par des terrains variés, sédimentaires et cristallins, à l'origine des paysages contrastés de ce secteur. L'histoire géologique de cette région s'étale sur près de 600 millions d'années. Les terrains les plus anciens (le Briovérien) sont représentés par des accumulations dans un milieu marin de plusieurs centaines de mètres de sables et d'argiles dont la compaction va aboutir aux grès immatures et siltites-argilites visibles actuellement. À la fin de la période précambrienne (vers 540 Ma), se met en place régionalement une grande chaîne de montagne, la chaîne cadomienne, entraînant un plissement majeur des terrains briovériens. Cette phase de déformation est accompagnée dans le temps d'une importante activité magmatique se traduisant par l'injection au sein de ces terrains sédimentaires plissés de massifs granitiques leucocrates et hyperalumineux (massifs de Fougères, Gorron) induisant un important métamorphisme de contact au sein de l'encaissant sédimentaire. Des petites intrusions basiques (gabbro d'Ernée, diorite, anorthosite) y sont également associées. Après cet épisode tectono-magmatique, ce socle sédimentaire et cristallin est soumis à une importante phase de continentalisation entraînant son altération et son érosion. Il faut attendre l'Ordovicien pour assister au retour progressif de la mer sur ce vieux socle érodé, avec la mise en place de dépôts en alternance gréseux, silteux, schisto-gréseux, s'étageant depuis l'Ordovicien (Grès armoricain, siltites d'Andouillé, grès de Saint-Germain-sur-Ille), le Silurien (formations de la Lande-Murée et du Val) jusqu'au Dévonien inférieur (grès de Gahard), âge des derniers dépôts paléozoïques connus sur Ernée. Au cours du Dévonien-Carbonifère, une nouvelle chaîne de montagne se met en place, la chaîne varisque, marquée dans un premier temps par une importante activité magmatique (champ filonien doléritique sur toute la carte ; volcanisme dans le bassin de Laval) puis par une importante phase de plissement affectant tous les terrains paléozoïques et à l'origine des grandes structures plissées (synclinaux de Mayenne et de Villaines-la-Juhel). C'est également au cours du Carbonifère que la région est affectée par des accidents cassants majeurs, liés pour certains au grand Cisaillement nord-armoricain (CNA), et entraînant d'importants décrochements, écaillages, chevauchements des formations sédimentaires et cristallines.

Émergée depuis le Dévonien moyen, la région reste en domaine continental jusqu'au Crétacé supérieur, soumise à l'altération, l'érosion et l'aplanissement des reliefs. En l'absence de dépôts marins transgressifs au Jurassique, les données actuellement disponibles (feuille Mayenne) ne permettent d'envisager un retour de la mer sur ce secteur qu'au cours de la grande transgression cénomaniennne avec ponctuellement des dépôts argileux

fossilifères et surtout de grands épandages de sables et graviers. À partir du Tertiaire, ce territoire demeure en contexte continental, avec localement l'individualisation de petits bassins d'origine tectonique, à accumulations sablo-graveleuses fluviodeltaïques à fluviales, correspondant à des reprises de matériaux préexistants. Cette période se marque également par des phénomènes de silicification (dalle gréseuse, silcrète), et de ferruginisation.

Au cours du Quaternaire, l'altération et l'érosion des roches se poursuivent, en particulier sous les effets des périodes glaciaires et interglaciaires qui vont s'y succéder et faciliter la formation de dépôts de colluvions et de solifluxion. C'est enfin au cours de cette période que vont se mettre en place les principales couches de limon.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Ernée map mostly lies in the Mayenne department (53), part of the Pays de la Loire region. This area is an integral part of the great geological unit of the Armorican Massif, and more precisely of the Mancellian domain. The latter consists of sedimentary and crystalline rocks, whose physical variations have caused much of the contrasting topography of this area. The geological history of the region covers nearly 600 million years. The oldest – Brioverian – rocks are represented by several hundreds of metres of marine sand and clay deposits that, after compaction, became the immature sandstones and siltstone-claystone seen today. At the end of the Precambrian period, around 540 Ma, the region was subjected to the Cadomian orogeny that strongly folded the Brioverian rocks, creating a great mountain range. This deformation phase was accompanied by major magmatic activity, as seen by the injection of leucocratic and hyperaluminous granites, the Fougères and Gorrion massifs, into the folded sedimentary rocks, inducing strong contact metamorphism within the latter. Small basic intrusions (Ernée gabbro, diorite, anorthosite) are associated as well. After this tectono-magmatic episode, the sedimentary and crystalline basement was subjected to a major phase of continentalization, leading to erosion and weathering. It was not until Ordovician times that the sea returned over this old eroded basement, with the emplacement of alternating sandy, silty and sand-clay deposits covering the Ordovician (Armorican Sandstone, Andouillé siltstone, Saint-Germain-sur-Ille sandstone), Silurian (the Lande-Murée and Val formations) and Early Devonian (Gahard sandstone). The last are the youngest Paleozoic deposits known in the Ernée quadrangle. During the rest of the Devonian and the Carboniferous, the Variscan orogeny affected this region, initially marked by strong magmatic activity as shown by the ubiquitous dolerite dykes in the map area and the volcanism in the Laval basin. This was followed by strong folding that affected all Paleozoic rocks, creating the great Mayenne and Villaines-la-Juhel synclines. Again during the Carboniferous, the region was affected by major brittle deformation, some of these faults being related to the

great North Armorican Shearing (CNA on the map), causing major strike-slip and schuppen faulting and overthrusting of the sedimentary and crystalline rocks.

Above base level since the Middle Devonian, the region remained continental until the Late Cretaceous, subject to erosion, weathering and peneplanation of the relief. In the absence of transgressive Jurassic marine deposits, the presently available data (Mayenne quadrangle) do not allow postulating a return of the sea over this area until the great Cenomanian transgression with its scattered fossiliferous claystone deposits and especially sheet deposits of sand and gravel. From the Tertiary onward, the area was again continental, with the local creation of small basins of tectonic origin containing fluvio-deltaic to fluvial sand and gravel deposits consisting of reworked older material. This period also was marked by silicification (silcrete) and ferruginization phenomena.

During the Quaternary, the erosion and weathering of rocks continued, in particular under the influence of the successive glacial and interglacial periods that facilitated the creation of colluvial deposits and solifluction. During this period, finally, the main loess deposits were formed as well.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La zone couverte par la feuille à 1/50 000 Ernée n° 284 est située entre les régions de Bretagne, à l'Ouest, d'Anjou au Sud et de Normandie au Nord et fait partie de la région des Pays de la Loire. Elle est localisée pour l'essentiel dans le département de la Mayenne (53). La limite départementale avec l'Ille-et-Vilaine (35) correspond à la ligne de reliefs et aux vallées situées entre Le Loroux et La Pellerine. Les coupures des cartes topographiques de l'IGN sont à 1/50 000, série orange, celle d'Ernée n° 1417, et à 1/25 000, série bleue, celles d'Ernée 1417 O et de Gorron 1417 E.

Sur le territoire de la feuille, l'habitat est dispersé. Ernée et Gorron constituent les deux agglomérations principales. Quelques bourgs de moindre importance sont dispersés comme ceux de Larchamp, Saint-Denis-de-Gastines, Châtillon-sur-Colmont. Les villes d'importance sont localisées plus à l'Est, le long de la vallée de la Mayenne. Cette région se caractérise par un paysage de bocage, strié de haies et parsemé de bosquets, qui occupe principalement les zones de reliefs contrastés. L'activité agricole s'en trouve guidée. Les zones de bocage sont réservées à de plantureux pâturages destinés à l'embouche des bovins et aux petites productions céréalières pour l'alimentation des troupeaux. Les zones planes ont subi un remembrement plus fort et sont propices aux cultures céréalières (maïs pour le bétail, blé, orge, colza, pois). Les vergers plantés de pommiers et de poiriers tiennent aussi leur place dans ce paysage. La partie sud-est de la carte est occupée par la vaste forêt de Mayenne qui recouvre les collines armées par les Grès armoricains. De nombreux étangs, souvent de retenue artificielle, se répartissent sur l'ensemble de la région, au fil des ruisseaux. Ils sont utilisés comme réserves de pêche.

GÉOMORPHOLOGIE

Le modelé du relief de cette région (fig. 1, hors texte) est issu d'une longue histoire continentale. En effet, dans les environs d'Ernée, il n'y a pas de trace de transgression marine depuis le Paléozoïque. Les reliefs ont évolué progressivement vers une surface d'aplanissement (pédiment). Les traces de cette surface (pédiplaine) ne sont conservées que sur le massif granitique dont l'altitude moyenne est proche ou supérieure à 200 m. En revanche, elle a disparu sur les domaines des schistes et grès briovériens qui apparaissent en creux topographique autour des granites avec des altitudes inférieures à 140 m. Des épandages de sédiments continentaux fluviaux se retrouvent par places sur cette surface. Ils ont parfois été repris dans des processus éoliens. L'âge incertain de ces sédiments (Éocène à Plio-Quaternaire) ne permet pas de dater

la surface d'érosion qui doit résulter d'un processus acyclique. Sur le territoire de la feuille d'Ernée, cette pédiplaine est légèrement inclinée vers l'Est en direction de la vallée de la Mayenne et du bassin de Chantrigné. Les altitudes sont décroissantes d'Ouest en Est, elles passent de 220 m à 180 m ce qui correspond à une perte de 40 m d'altitude. La pédiplaine est découpée en trois blocs limités par des lignes d'érosion (vallées) plus ou moins profondes, d'orientation NNW-SSE. Le bloc de Larchamp à l'Ouest s'incline vers la vallée de l'Ernée qui en constitue la limite est. Le bloc de Saint-Denis-de-Gastines, au centre, montre les plus hauts reliefs avec des altitudes de plus de 240 m au Sud de Carelles. À l'Est, celui de Saint-Mars-sur-Colmont (ce petit village, surplombant la vallée de la Colmont, est situé en limite ouest de la feuille de Mayenne) est le moins élevé. Ses limites sont plus ténues sauf le long de la vallée de la Colmont dans son tracé NNW-SSE. Sur les blocs de Larchamp et de Saint-Denis-de-Gastines, la surface d'aplanissement a une altitude plus élevée sur les limites occidentales qu'orientales. Cette dissymétrie crée un abrupt dans le modelé du relief d'un bloc à l'autre. Le dispositif correspond à un ensemble de blocs basculés vers l'Est avec une reprise d'érosion sur les bords soulevés. Ceci est confirmé par les encaissements d'une cinquantaine de mètres des vallées au niveau des limites occidentales des blocs. Cette organisation est probablement à mettre en relation avec les grands accidents NNW-SSE de type Quessoy – Nort-sur-Erdre qui traversent tout le Massif armoricain. Il s'agit de la reprise récente d'une organisation structurale préexistante, contemporaine ou postérieure à l'installation du réseau hydrographique actuel. Les écoulements se font le plus souvent directement sur la roche en place, ce qui témoigne d'une érosion active qui n'a pas encore rattrapé les perturbations qu'ont subi les profils d'équilibre. Les mouvements de surrection ont pu être très importants comme ce qui a été montré sur la limite faillée du bassin de Chantrigné (feuille de Mayenne) où le rejet est d'au moins 140 m. La pédiplaine est aujourd'hui très découpée par l'encaissement des vallées et ne subsiste que dans les zones d'interfluve assez étendues où sont conservés des placages sédimentaires fluviaux.

Sur le massif granitique de Gorron, le modelé du relief est également contrôlé par des lignes de collines étroites, effilées, orientées NNW-SSE. Elles constituent des axes morphologiques de plusieurs kilomètres de long. Elles ont des altitudes supérieures à celles de la pédiplaine. Elles sont armées par les filons de dolérite nombreux dans la région. Leur densité est la plus forte dans le secteur de Gorron. Ces filons devaient probablement constituer des reliefs résiduels (paléo-reliefs) lors du façonnement de la surface d'érosion et de la mise en place des épandages des sédiments continentaux liés à un système fluvial de piedmont. Ils ont dû jouer un rôle dans la distribution des sédiments éoliens. Ces reliefs sont interrompus en de nombreux points et décalés. Ce dispositif trahit la présence de nombreuses failles de direction N70°E qui localisent les vallées encaissées où les écoulements ont pu se faire pour traverser ces obstacles naturels.

Des collines aux pentes raides limitent, sur son pourtour, le massif granitique. Ces reliefs, qui culminent à 210 m, sont armés par les cornéennes de l'auréole de métamorphisme qui s'est développée dans l'encaissant sédimentaire briovérien. Plus résistantes à l'érosion, elles constituent un véritable mur, interrompu et décalé au niveau de quelques vallées profondes qui sont les exutoires des réseaux hydrographiques installés sur les granites. Les géométries anguleuses de ces percées, et les décalages cartographiques sont apparus, lors des levés de terrain, d'origine tectonique.

Un chapelet de collines orienté E-W, situé au Sud de Larchamp, est également constitué par des cornéennes. Son originalité tient dans sa position géographique, placée au milieu du massif granitique. Les altitudes de ces collines sont décroissantes d'Ouest en Est (de 211 m à 189 m). Les vallées les entourant ont des tracés orthogonaux. L'orientation générale de cet axe morphologique se retrouve dans les perturbations des grands écoulements situés plus à l'Est. Cette organisation est liée à une grande faille inverse dont les structures cataclastiques et mylonitiques ont été retrouvées jalonnant le pied des reliefs et le fond des vallées.

Le massif dit de Vautorte, à l'Est d'Ernée, est allongé selon une direction N100° à N110°E. Au Nord, il est situé en contrebas des reliefs liés aux cornéennes du contact sud du massif de Gorrion, cet ensemble chevauchant le granite de Vautorte. La limite sud de ce granite, sensiblement rectiligne (N110°E), est en dépression au pied d'un alignement de collines qui lui est parallèle dans le domaine des formations briovériennes. Le massif lui-même constitue un creux topographique de forme elliptique de grand axe N110°E. Les limites rectilignes correspondent probablement à des structures faillées.

Des organisations annulaires apparaissent en deux endroits. L'une n'est représentée que par la courbure de la vallée de la Glaine (coin NW de la feuille) qui enserre un haut relief (214 m). L'autre, plus vaste, est marquée par la courbure de la vallée de la Colmont (coin NE de la feuille) et de ses affluents de rive gauche au Sud de Brecé ainsi que par le modelé du relief en cuvette avec des vallées moins encaissées. Ces géométries, parfois discrètes, et uniquement décelables par l'analyse de l'organisation du réseau hydrographique, sont contrôlées par la structure magmatique du massif granitique. Elles sont classiquement attribuées aux zones d'alimentation des intrusions. Les données gravimétriques et les mesures de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) confirment la localisation de ces structures observées dans le modelé du relief.

Entre Colombiers-du-Plessis et Carelles, les collines dessinent un axe haut d'orientation NNW-SSE passant par Saint-Denis-de-Gastines. Cet ensemble morphologique, assez large au Nord, tend à devenir plus étroit vers le Sud. Il coïncide avec la présence des granites à orthose perthitique. Au Nord et au Sud

de Colombiers-du-Plessis, les ruisseaux de Gauberdrière et de Turlière, respectivement, recoupent profondément ce relief selon une orientation N30°E. Dans le secteur de Carelles, l'Ernée et son affluent montrent des géométries en baïonnette caractéristiques de l'influence de structures tectoniques orientées NNW-SSE et NNE-SSW.

Au niveau de La Pellerine (bord est de la feuille), un filon de quartz se matérialise par une étroite colline linéaire. Elle marque le paysage sur plusieurs kilomètres de long selon une direction SW-NE (La Pellerine-Montaudin). Ce relief, dans le massif de Gorron, interrompt les axes morphologiques liés aux filons de dolérite. Dans la dépression topographique constituée par les sédiments briovériens au Sud d'Ernée (altitude moyenne 120 m), de petites crêtes d'interfluve très émoussées, sont alignées parallèlement à ce filon. Elles trahissent probablement des failles satellites de la structure principale associées à la mise en place du filon de quartz. Notons que dans ce domaine sédimentaire, sans lithologie résistante à l'érosion (les filons de dolérite y sont très rares ou totalement absents), les vallées ne sont pas encaissées mais largement évasées. Cette organisation est brutalement interrompue par un relief de forme cartographique triangulaire, dominant la plaine de plus de 100 m et culminant à 224 m entre les routes départementales 29 et 31 à l'extrême sud de la carte. Cette colline à sommet plat, a une limite occidentale parfaitement rectiligne. Cet accident morphologique d'orientation NNE-SSW, se poursuit jusque dans le massif de Gorron. Il correspond à une faille (cataclasites associées) montrant un ressaut morphologique. La partie orientale de ce relief s'abaisse moins brutalement. Il a été retrouvé sur ces points hauts du granite en pierres volantes.

La forêt de Mayenne occupe un haut et large plateau bordé de versants rectilignes, très pentés. Ces pentes sont recouvertes de tabliers d'éboulis de blocs et fragments de quartzite emballés dans une matrice graveleuse. La bordure de ce relief est constituée de collines effilées, orientées NE-SW, armées par les bancs de quartzite (Grès armoricain). Au Nord de la forêt, les collines changent brutalement de direction et deviennent E-W. De part et d'autre, des axes morphologiques en creux prolongent cette géométrie loin dans les granites ou dans les sédiments du Briovérien, lui conférant un caractère structural. Au Nord de Placé, des collines de même morphologie mais d'orientation E-W perturbent ce dispositif, elles aussi armées par le Grès armoricain. Elles localisent une faille inverse recoupant les formations sédimentaires paléozoïques. Au Sud de cette rupture morphologique, les barres rocheuses constituent des reliefs moins accentués et plus discontinus. La partie centrale de la forêt est en légère dépression (170 m) par rapport à l'ossature périphérique (200 m). L'ensemble du modelé des collines de la forêt de Mayenne est de type appalachien et traduit un soulèvement d'ensemble de la zone accompagné de reprises d'érosion. Sur l'ensemble de la feuille, les vallées présentent des tracés très rectilignes, à raccords anguleux. Les vallées

de l'Ernée et de ses affluents montrent plusieurs directions privilégiées (N-S, NE-SW et WNW-ESE). Elles sont encaissées, à versants raides dans les granites. Ces modelés sont caractéristiques de vallées faillées d'orientation ENE-WSW. Les autres modelés du relief (en particulier, ceux liés aux filons) sont interrompus et décalés par ces structures.

HYDROGRAPHIE

Le territoire de la feuille d'Ernée est drainé essentiellement par le bassin versant de la Mayenne, tributaire de la Loire, représenté par deux affluents importants, la Colmont au Nord-Est et l'Ernée qui recoupe la feuille du Nord au Sud dans sa partie centrale. Au Sud-Est, le bassin de l'Anxure est aussi tributaire de la Mayenne. À l'Ouest, les bassins versants de la Futaie, de la Glaine et de la Motte-d'Yné sont des affluents du Couesnon qui s'évacuent vers l'Ouest ou le Nord-Ouest en direction de la Manche. À l'extrême sud, la Vilaine prend sa source en limite de la feuille. Elle dessine une crosse qui l'entraîne d'abord vers le Nord et l'Est, puis, définitivement vers le Sud-Ouest. La ligne de partage des eaux, entre les écoulements dirigés vers la Manche et ceux vers l'Atlantique, est contrôlée par une structure tectonique régionale. Elle correspond à un axe haut orienté NE-SW de Levaré à La Pellerine. Au Sud-Ouest, c'est le grand filon de quartz qui délimite les bassins. Vers le Nord-Est, l'érosion régressive des ruisseaux, à la faveur des structures tectoniques transverses, déforme la régularité de cette ligne. Les écoulements y présentent des tracés anguleux et rectangulaires.

Les géométries d'écoulement de la Glaine et des affluents de la Futaie montrent une organisation circulaire autour de Saint-Ellier-du-Maine. Les arcatures concentriques des ruisseaux matérialisent une structure classiquement apparentée aux zones d'alimentation des intrusions magmatiques. Elles sont à mettre en relation avec la zonation de faciès granitiques concentriques et la localisation d'un pointement de granite leucocrate à la ferme des Loges (Nord de Saint-Ellier-du-Maine). Au Sud-Est, cette géométrie du réseau hydrographique est interrompue par l'axe structural NE-SW du secteur de Mautaudin que les écoulements empruntent. Les tracés sont rectilignes et les changements de direction sont à angle droit. Les confluences sont eufluentes.

La rivière Ernée prend sa source entre Levaré et Saint-Berthevin-la-Tannière à une altitude de 225 m. Elle arrose l'agglomération d'Ernée et contourne par le Sud l'axe des collines de la forêt de Mayenne, armée par les grès paléozoïques. Elle rejoint, en rive droite, la Mayenne à Saint-Jean-sur-Mayenne, en amont de Laval. L'Ernée draine un bassin versant qui s'étend largement sur le centre de la feuille. Les fluctuations des débits sont très marquées avec les saisons. Le débit moyen varie d'environ 4 m³/s, avec des maxima pouvant atteindre plus de 8 m³/s en hiver.

La partie amont du cours de l'Ernée et ses affluents de rive gauche, ont un tracé NE-SW. Ils dessinent un réseau parallèle. Puis, l'Ernée est guidé par les fractures NNE-SSW du secteur de Carelles. L'ensemble des ruissellements est ensuite canalisé par les reliefs liés aux filons de dolérite orientés NNW-SSE et s'écoule dans des vallons encaissés. Les confluences et les changements de direction d'écoulement sont anguleux. Les deux directions structurales (NNW-SSE et NNE-SSW) contrôlent également la forme des méandres (unilatéraux droits, orthoflux). En aval d'Ernée, la rivière entre dans le domaine des « Schistes » briovériens. La pente diminue et le lit divague dans une vallée largement évasée. De petits méandres de plaines alluviales se développent. Au pied de la forêt de Mayenne, l'Ernée change de direction d'écoulement, à angle droit, à plusieurs reprises. Les sens d'écoulement y sont opposés. La vallée est de nouveau encaissée.

Les affluents de rive droite en amont d'Ernée drainent la région de Larchamp. L'enveloppe de leurs bassins versants est limitée au Sud par les collines constituées par les cornéennes. Les écoulements sont orientés NW-SE et dirigés vers le Sud-Est. En aval d'Ernée, les affluents sont orientés SW-NE et s'écoulent vers le Nord-Est. Ils drainent une dépression topographique (région de Saint-Pierre-des-Landes), de même orientation, bordée par des reliefs d'origine tectonique (filon de quartz à l'Ouest et regard de faille à l'Est).

La Colmont rejoint la Mayenne, en rive droite, en aval de la confluence avec la Varenne (feuille de Mayenne). Elle prend sa source à proximité de Fougerolles-du-Plessis, à l'extrémité nord-ouest du département de la Mayenne. Elle pénètre sur le territoire de la feuille d'Ernée au niveau de Gorrion qu'elle arrose. C'est une rivière dont le débit montre des variations saisonnières, de 5 à 6 m³/s en hiver et au printemps à moins de 1 m³/s en été. Ces débits, moins importants que ceux de l'Ernée, font de la Colmont un affluent important de la Mayenne. Le cours de la Colmont dessine un quart de cercle de Gorrion en amont jusqu'à Oisseau en aval (feuille de Mayenne). C'est le long du massif de roches basiques de la Guiberdière que le changement de direction d'écoulement est le plus fort. En amont, les variations d'orientation sont discrètes et se font par une succession de petits tronçons rectilignes. Le guide principal de l'écoulement dans ce secteur reste le champ des filons de dolérite. En aval de la Guiberdière, l'arcature est perturbée par les failles inverses ENE-WSW qui découpent le massif granitique. Les affluents de rive gauche constituent la partie sud-ouest d'un réseau annulaire centré sur la zone d'alimentation magmatique principale du massif de Gorrion. Les affluents de rive droite matérialisent la pente générale du pédiment basculé vers l'ENE. Certains cours, très rectilignes, sont contrôlés par des failles NNE-SSW.

Dans le coin sud-est de la carte, l'Anxure draine la retombée des reliefs de la forêt de Mayenne. Les écoulements en provenance du versant de la forêt sont systématiquement rabattus sur des directions NE-SW. L'Anxure canalise l'ensemble des ruissellements le long d'une vallée constituée d'une succession de tronçons rectilignes orientés NNW-SSE, le long du filon de dolérite de la ferme de la Barre.

En résumé, la géométrie du réseau hydrographique présent sur la feuille d'Ernée trahit à la fois l'influence de la structure magmatique, de l'auréole de métamorphisme et des filons mis en relief par une érosion différentielle et qui font barrière aux écoulements, des failles qui guident les rivières le long de vallées rectilignes et encaissées, et, en dernier, des mouvements néotectoniques qui déforment l'ancienne surface d'érosion sur laquelle s'étaient installées les premières rivières.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Ernée à 1/50 000 se situe dans la partie nord-est du Massif armoricain. Il fait partie intégrante du domaine mancennien limité au Nord-Ouest par le linéament majeur de Granville et de la Drôme et au Sud par le cisaillement nord-armoricain (Chauris *et al.*, 1956 ; Cogné, 1972 ; Hébert, 1993).

En Mayenne, la Mancennia est essentiellement constituée de terrains protérozoïques aphanitiques (Briovérien supérieur), affectés par l'orogénèse cadomienne, intrudés par d'importants massifs de granitoïdes (massifs d'Izé à l'Est, de Passais – Le Horps – Gorrion au centre et de Fougères à l'Ouest), et de terrains paléozoïques appartenant aux synclinaux de Villaines-la-Juhel et de Mayenne déformés lors de l'orogénèse hercynienne. Le bloc mancennien se situe dans un contexte continental intraplaque du Domaine cadomien nord-armoricain. Des formations plus récentes dont l'âge reste encore à préciser (Cénomaniens à Pliocène) viennent se déposer sur une paléosurface d'érosion.

Les terrains présents sur la zone d'étude sont essentiellement d'âge néoprotérozoïque. Ce sont des sédiments d'origine détritique et marine d'une part, des roches magmatiques d'autre part (granitoïdes du batholite mancennien). Des formations sédimentaires détritiques d'âge paléozoïque (Cambrien à Silurien) sont conservées dans des synclinaux montrant des géométries déformées (synclinal de Mayenne). De nombreux dykes basiques, d'âge incertain de mise en place au cours du Paléozoïque (Dévon-Carbonifère) recoupent les granitoïdes et les sédiments briovériens.

Cette région est également marquée par la présence d'importants dépôts, au cours du Cénozoïque (Cénomaniens à Pliocène ?), de sédiments la plupart du

temps azoïques caractéristiques de milieux continentaux évoluant plus au Nord (au Nord de la limite des feuilles de Mayenne et d'Ernée) vers des domaines littoraux et marins. Au-dessus des argiles qui constituent les dépôts de base du bassin de Chantrigné (feuille de Mayenne), les sédiments sont majoritairement constitués par des sables, graviers, argiles et localement silcrètes. Ce sont des épandages sur une surface d'érosion de type pédiment mais aussi accumulés dans des fossés d'effondrement orientés NNW-SSE (bassins de Chantrigné, de Ceaucé ; feuilles de Mayenne et de Domfront ; Vernhet *et al.*, 2009, 1996).

Enfin, des formations superficielles continentales quaternaires (limons, formations d'altération, formations alluviales) peuvent être observées sur l'ensemble de la zone.

Les terrains néoprotérozoïques

Les terrains sédimentaires néoprotérozoïques sont représentés par des siltites, localement à tendance ardoisière, des argilites et des grès-grauwackes, renfermant très ponctuellement des passées lenticulaires microconglomératiques à conglomératiques. En l'absence d'horizons marqueurs caractéristiques du Briovérien inférieur tels que les niveaux à phtanites et la présence ponctuelle de lentilles conglomératiques à galets de phtanites, ces formations sont attribuées au Briovérien supérieur post-phtanitique (Le Corre, 1977 et feuilles à 1/50 000 Flers, Domfront, Mortain, Landivy, Villaines-la-Juhel, Mayenne).

Cet ensemble sédimentaire a été déformé au cours de l'orogénèse cadomienne (entre 585 et 540 Ma) et affecté par un métamorphisme régional de faible intensité, anchizonal à épizonal. Un métamorphisme de contact se développe autour des massifs intrusifs de granitoïdes. Ce thermométamorphisme se marque par l'individualisation de deux auréoles bien distinctes, le faciès des cornéennes situé au contact direct des granitoïdes, et le faciès des « Schistes tachetés » en périphérie. Ces faciès métamorphiques, bien représentés sur cette feuille, sont induits par la mise en place, syn- à tardi-orogénique, des granitoïdes du batholite mancellien. Celui-ci occupe quasiment les 2/3 de la feuille d'Ernée.

À l'échelle régionale, ce magmatisme est traditionnellement décrit par les anciens auteurs sous deux faciès majeurs : les granodiorites à biotite et cordiérite, considérées comme constituant la partie externe de ce vaste batholite, en partie contaminées par l'assimilation des faciès sédimentaires briovériens encaissants, d'une part et les granodiorites à « biotite seule » du type faciès Louvigné-du-Désert, assimilées à la partie interne de ce massif cristallin, d'autre part.

Les travaux menés dans le cadre de l'établissement, en simultanément, des feuilles de Mayenne et d'Ernée montrent que ce schéma doit être abandonné. Ce batholite est loin d'être aussi homogène. Les analyses pétrographiques et géochimiques placent ces granitoïdes dans le champ des granites hyperalumineux sodi-potassiques et non dans celui des granodiorites. Les granites leucocrates et les faciès albitisés présents en de nombreux endroits dans les massifs sont à mettre en relation avec un hydrothermalisme lié à des circulations de fluides et une albitisation résultant de la transformation des orthoses perthitiques. Ces processus pourraient être en relation avec le jeu des failles qui recoupent la région au Paléozoïque supérieur.

Les terrains briovériens peu métamorphiques se limitent à la partie sud de la feuille d'Ernée. Les faciès de cornéennes constituent une auréole enserrant de façon discontinue le massif de Gorrion.

Les granitoïdes cadomiens occupent les deux tiers nord de la feuille avec les massifs de Gorrion et de Vautorte. Le coin sud-est montre la limite nord du massif d'Alexain – Deux-Évailles. Des petits pointements ont été cartographiés au Sud de Saint-Pierre-des-Landes et à l'Est entre Châtillon-sur-Colmont et la forêt de Mayenne.

Des roches basiques et ultrabasiques ont également été identifiées. Elles constituent :

- le massif d'Ernée ;
- le massif de la Rivaudière ;
- le massif des Mées ;
- le massif de la Guiberdière.

Les terrains paléozoïques

Les formations paléozoïques sont représentées par le synclinal de la forêt de Mayenne. Elles constituent un relief de 10 km de long sur 3 à 4 de large qui domine le reste de la région. Elles sont essentiellement constituées de siltites, grès, grès quartzitiques, ampélites, avec des formations remarquables telles que le Grès armoricain.

Des filons doléritiques, d'une cinquantaine de mètres de large pour plus de 10 km de long pour certains, recoupent les granitoïdes et le Briovérien. Ils constituent un important champ filonien d'orientation NNW-SSE.

Les terrains cénozoïques

La région est ensuite soumise pendant une longue période (Trias et Jurassique inférieur, Crétacé inférieur) à des émergences sous climats chauds et humides favorisant une altération intense des roches affleurantes (latérites, cuirasses...). À ce jour, il n'est pas connu d'éléments qui marqueraient d'éventuelles submersions depuis la fin des plissements hercyniens jusqu'à la fin du Crétacé inférieur dans cette région soumise à une altération météorique intense : l'impact sur l'Armorique des maximums transgressifs du Jurassique reste inconnu à ce jour. Les dépôts du Crétacé supérieur sont attestés désormais (Fauconnier, 2004, *in* carte Mayenne, Vernhet *et al.*, 2009) au fond de la sédimentation de l'hémi-graben de Mayenne mais n'ont pas été retrouvés sur la feuille d'Ernée. L'histoire néogène de la région reste très mal connue. Tout au plus peut-on signaler que l'altération générale s'est poursuivie et que des rivières ont drainé la surface de la région en transportant et déposant des sédiments (sables, graviers et galets). Ces dépôts sont partiellement conservés sur l'ancienne surface de pénépléation du batholite.

En parallèle de ces dépôts fluviatiles mis en place pendant le Tertiaire, la région a continué à connaître une intense altération météorique se traduisant par l'importance de l'arénisation des granites et l'argilisation des schistes. On peut estimer que toutes les roches de la coupure de Ernée, y compris le Grès armoricain bien que plus dur (grès siliceux), sont altérées et démantelées. Les granitoïdes sont généralement altérés en arènes sur des profondeurs variables dont seulement quelques mètres sont parfois encore observables. On doit signaler que sur cette feuille, même lorsque les roches affleurent, elles montrent encore des faciès altérés au niveau de leurs minéraux constitutifs. Les produits d'altération des schistes briovériens, lorsqu'ils sont conservés, correspondent à des argiles.

Avec les climats glaciaires depuis 2,5 Ma, une intense érosion des dépôts meubles en surface (arènes et autres altérites, sables et galets...) a eu lieu. Les traces de fauchages et de cryoturbations démontrent l'intensité de ces érosions lors de chaque période froide avec la mise en place de dépôts de versants déstabilisés et repris à chaque phase froide (« heads »). Ce sont ces érosions de versant qui ont alimenté les alluvions grossières des rivières lors de ces périodes froides.

C'est aussi pendant les maximums de froid depuis environ 1 Ma, qu'une couche de loess se dépose sur les surfaces planes. Ceux-ci apparaissent peu épais (souvent moins que l'épaisseur d'un labour) et localisés : le territoire de la carte est en limite des épandages de loess issus de la baie du Mont-Saint-Michel, épandus plus au Nord à partir de la plaine existant à la place de la Manche actuelle.

Enfin, c'est aussi pendant ces épisodes quaternaires, depuis 1 Ma (?), que les rivières s'encaissent, donnant des vallées étroites, associées à des alluvions grossières lorsque le climat est périglaciaire, et des limons argileux lorsque le climat est celui d'un interglaciaire tempéré. La feuille Ernée se situe dans la partie amont de ce réseau hydrographique. C'est le paysage acquis au Tertiaire (ou même peut être avant, au Crétacé inférieur) qui s'exprime encore principalement sur le territoire situé dans l'emprise de la carte.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La zone définie par la carte Ernée à 1/50 000 se situe essentiellement sur le coin nord-ouest de la feuille à 1/80 000 de Laval (2^e édition de 1960 par Bertois *et al.*) et sur un tout petit rectangle au Sud-Est de la feuille à 1/80 000 d'Avranches (3^e édition de 1970 par Graindor *et al.*).

Sur ces dernières versions, les grands ensembles cristallins, briovériens, paléozoïques, tertiaires et quaternaires figurant sur la zone d'étude (feuille d'Ernée à 1/50 000) sont clairement identifiés. En revanche, dans le détail, la définition des différents niveaux repères reconnus actuellement dans le Paléozoïque, demeure relativement imprécise. Il en est de même pour le Briovérien où sur la carte de Laval à 1/80 000, aucune subdivision (Briovérien inférieur ou supérieur) n'est introduite, l'ensemble des terrains sédimentaires protérozoïques figurant regroupés sous l'appellation de « schistes précambriens ». Sur le plan du métamorphisme, la représentation des terrains briovériens affectés par le métamorphisme de contact induit par les granitoïdes cadomiens se restreint à une seule auréole de métamorphisme englobant l'ensemble des faciès métamorphiques actuellement connus (cornéennes et « Schistes tachetés »).

Pour le domaine cristallin, les limites socle cristallin-sédimentaire sont à peu près identifiées, mais les différenciations au sein de ce batholite restent succinctes et limitées essentiellement à la description d'un faciès majeur dénommé « granite ». Enfin, si un certain nombre de filons doléritiques sont bien identifiés, les massifs basiques de la Guibertière, la Rivaudière et des Mées sont absents sur cette version à 1/80 000.

La cartographie qui a été proposée de ce que nous appellerons ici « le Tertiaire ou Cénomano-Tertiaire » donne une idée relativement détaillée de l'enveloppe globale de ces formations. Celles-ci apparaissent majoritairement constituées de sables et de galets, azoïques, dont l'âge reste, en l'absence de niveau repère et de faune, plus qu'incertain.

Concernant les formations quaternaires, la cartographie présentée sur la carte à 1/80 000 rend compte de l'intérêt très limité que l'on portait à cette époque à

ces formations. En dehors de quelques terrasses alluviales et placages limoneux, les formations d'altération et divers dépôts de pente sont absents.

Les structures cadomiennes et hercyniennes, bien identifiées actuellement, sont à peine évoquées dans les travaux antérieurs. Les levés des feuilles à 1/50 000 La Ferté-Macé (Doré *et al.*, 1977), Fougères (Dadet *et al.*, 1981), Flers-de-l'Orne (Beurrier *et al.*, 1983), Saint-Hilaire-du-Harcouet (Dadet *et al.*, 1983), Mortain (Ménillet *et al.*, 1987), Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986), Évron (Mary *et al.*, 1988), Domfront (Vernhet *et al.*, 1995), Landivy (Vernhet *et al.*, 1997), Sillé-le-Guillaume (Le Gall *et al.*, 1998), Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009) ont fortement contribué à améliorer les connaissances sur la géologie régionale. Il en va de même des nombreuses études réalisées tant sur un plan général (Klein, 1973 ; Robardet, 1981) que sur un plan plus spécifique telles que celles de J. Cogné (1972), C. Le Corre (1977), J. Chantraine *et al.* (1982, 1986, 1988, 2001), E. Égal *et al.* (1994), et L. Dupret *et al.* (1983, 1984, 1990) pour le Briovérien, de M. Jonin (1973, 1981) et M. Jonin et P. Vidal (1975), A.M. Fouillac *et al.* (1986), M. Ballèvre *et al.* (2001) et Chantraine *et al.* (2001) pour les granitoïdes de la Mancellia, et de J.P. Lautridou (1985, 1991, 1993, 2002) pour les formations tertiaires et superficielles.

La cartographie détaillée ainsi que la pétrographie et la géochimie des complexes d'Ernée et de la Rivaudière ont fait l'objet des travaux de J. Le Gall et A. Barrat (1987) et l'étude et la caractérisation des dolérites et basaltes tholéïtiques varisques du domaine nord-est armoricain des travaux de J. Le Gall (1999).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Ernée a été élaborée dans le cadre du programme de levé de la carte géologique de la France à l'échelle à 1/50 000 confié par l'État au BRGM, en étroite collaboration avec l'IGAL, l'Université de Caen et des collaborateurs extérieurs.

Plus de 9 000 points d'affleurement de roches en place ou en pierres volantes dans les champs ont été observés au cours des levés menés en parallèles sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée. La roche est partout subaffleurante sur l'ensemble de la région : dans les labours les observations se font sur des pierres volantes remontées de moins de 50 cm de profondeur et aussi au fond des caniveaux, aux bords des routes, dès que ceux-ci sont nettoyés, où la roche affleure. Rivières et ruisseaux coulent à même la roche (érosion active rattrapant les profils d'équilibre). Les recouvrements par des placages d'altérites sont négligeables et ne peuvent être que difficilement cartographiés du fait de leur très faible puissance (de 0 à 50 cm au maximum, épaisseur inférieure à la profondeur des labours).

1 000 lames minces ont été réalisées sur les faciès magmatiques s'étendant sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée et ont fait l'objet d'une analyse minéralogique minutieuse.

La caractérisation géochimique du magmatisme de cette région a nécessité la réalisation par le CRPG à Nancy, sous la coordination de J.-M. Stussi et M. Cuney, de 131 analyses.

Les caractéristiques géophysiques ont été abordées à travers :

- une étude de la gravimétrie avec 854 points de mesure ;
- une étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique menée en collaboration avec les universités de Cergy-Pontoise (Aubourg) et de Toulouse (Bouchez). 179 sites ont fait l'objet d'échantillonnages et d'analyses.

La somme conséquente de données récoltées a permis l'établissement d'un SIG pour gérer cette information et en faire la synthèse.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVÉS

Plusieurs améliorations ont été introduites par rapport à la carte à 1/80 000.

Concernant la lithostratigraphie, ainsi que cela avait déjà été effectué sur les feuilles de Domfront, de Landivy et de Mayenne, une cartographie détaillée des différents faciès pétrographiques du Briovérien non métamorphique à métamorphique a pu être réalisée. Elle permet ainsi de mieux cerner la structuration de cet ensemble protérozoïque. Les limites et les relations entre les terrains du Briovérien, du Paléozoïque et les granitoïdes ont également été affinées.

Concernant le socle cristallin, réputé relativement homogène, les études détaillées (pétrologiques, géochimiques, géophysiques) mettent l'accent sur la diversité des faciès pétrographiques constituant ce batholite, sur les relations existant entre ces faciès, et sur les processus magmatiques et métamorphiques ayant conduit à cette diversité. L'importance de la tectonique cassante est mise en évidence. Enfin, les contours et la pétrographie des massifs basiques sont précisés.

Au niveau du Paléozoïque, cette cartographie systématique a permis d'affiner la lithostratigraphie du synclinal de la forêt de Mayenne depuis le Cambrien jusqu'au Silurien, d'en préciser la géométrie ainsi que les relations avec les ensembles cristallins et briovériens sous-jacents. Le champ filonien doléritique a pu être cartographié au sein des granitoïdes et du Briovérien. Leur alignement N160°E à N-S et leurs relations avec les terrains encaissants ont également été étudiés.

Concernant les dépôts cénomano-cénozoïques, la cartographie réalisée a permis d'en évaluer l'importance et l'extension, et d'en définir l'enveloppe globale. Le mode et le contexte de mise en place de ces formations restent à définir. La découverte en 2004 d'argiles cénomaniennes à la base de ces formations dans la carrière de Glaintin près de Mayenne (Fauconnier, 2004) constitue un résultat majeur permettant de préciser un peu plus vers l'Ouest les limites de la transgression cénomanienne.

Sur le plan métamorphique et structural, les terrains sédimentaires protérozoïques apparaissent ici comme partout ailleurs dans la région affectés par une déformation plicative dans le domaine de l'anchizone (voire de l'épizone), antérieure au Paléozoïque, marquée par la présence d'une schistosité de plan axial. Le gradient de métamorphisme de contact induit par les granitoïdes au sein de ces terrains protérozoïques est mis en évidence par la représentation des différentes auréoles de métamorphisme (cornéennes et « schistes tachetés »). Ces levés ont également permis de préciser la géométrie et le contexte structural du synclinal paléozoïque de la forêt de Mayenne.

Ils ont également fait apparaître une série d'accidents majeurs décrochevauchants N60° à N70°E, appartenant à une série de segments du cisaillement nord-armoricain. Ces accidents ont guidé la circulation de fluides responsables de transformations métamorphiques ou hydrothermales au sein des granitoïdes (granites leucocrates, greisenification, albitisation et épisyénitisation). L'auréole de métamorphisme de contact en périphérie du massif magmatique et les filons de dolérites, sont découpés, décalés et discontinus en fonction de l'importance des rejets des failles. Les accidents majeurs décrochevauchants peuvent être accompagnés de faciès mylonitiques.

Concernant la période Mésozoïque-Cénozoïque, il faut signaler que les prélèvements et études réalisés sur la feuille voisine de Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009) apportent un éclairage nouveau à la compréhension de l'évolution géodynamique Crétacé et Cénozoïque de l'Armorique.

Ce travail permet de poser, sur une partie de territoire beaucoup plus large que celui de la présente feuille, le problème des sables et galets « éocènes et/ou pliocènes » de l'Ouest-armoricain. Il est désormais démontré sur la feuille de Mayenne, l'existence de dépôts du Cénomaniens sur ce socle pénéplané : il s'en suit qu'une partie des sables et galets de la présente coupure (et au-delà régionalement) pourrait être des sédiments du Crétacé supérieur. Plus largement, une partie des sables et galets reconnus en Armorique est traditionnellement mal datée et assimilée à du Cénozoïque (généralement Éocène ou Pliocène en fonction de l'âge des sédiments datés et considérés comme stratigraphiquement sous-jacents). Ces sédiments peuvent correspondre à des faciès continentaux ou fluvio-marins du Crétacé supérieur qui auraient été localement recouverts de dépôts lacustres ou lagunaires, et dont les matériaux (sables et galets) auraient

pu être repris de nombreuses fois dans des alluvions au cours du Tertiaire. Sur la coupure Ernée, les sables et galets fossilisent une paléosurface découpée par les jeux récents des failles N160°E, inclinant les blocs vers l'Est.

DESCRIPTION DES FORMATIONS

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : LE DOMAINE SÉDIMENTAIRE BRIOVÉRIEN

Généralités

Le terme de Briovérien a été introduit par Barrois en 1899 pour désigner l'ensemble des terrains azoïques affectés par les déformations cadomiennes et les intrusions des granitoïdes cadomiens de la Mancellia, tardi-tectoniques et antécambriens, et sous-jacents aux formations cambro-ordoviciennes.

Bien qu'encore très mal connue dans le détail, la stratigraphie du Briovérien s'articule maintenant couramment autour de deux ensembles définis par J. Cogné (1972) et C. Le Corre (1977) :

- un Briovérien inférieur ou phtanitique (b1), à caractère volcanique et volcano-sédimentaire, caractérisant un domaine cadomien interne ;
- un Briovérien supérieur ou post-phtanitique (b2) à caractère détritique terrigène, marquant un domaine cadomien externe.

L'âge de ces formations, en l'absence de faune, n'est pas connu avec certitude mais les terrains briovériens présents dans cette partie du domaine mancillien sont à rattacher au Protérozoïque terminal. Ils apparaissent très distinctement recoupés et métamorphisés par les granitoïdes cadomiens de la Mancellia, datés à 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982). Ces terrains sont dépourvus de niveaux interstratifiés de phtanites, caractéristiques du Briovérien inférieur phtanitique.

Cet ensemble, réputé de type flysch, a longtemps été considéré comme étant extrêmement monotone à l'échelle régionale et représenté cartographiquement sous un terme (et une couleur) unique de « flysch briovérien » ou de « schistes précambriens ». Cet ensemble apparaît dans le détail nettement plus complexe, ainsi qu'ont pu le montrer les différentes cartographies réalisées depuis les années 1990, tant dans ce secteur (Vernhet *et al.*, 1995, 1997 ; Le Gall *et al.*, 1998) que plus au Nord dans les régions de Saint-Lô et de Caen (Vernhet *et al.*, 1999, 2002).

Sur le plan régional, les observations réalisées mettent en évidence la structuration majeure NE-SW du domaine briovérien avec, pour les faciès détritiques grossiers, voire conglomératiques, une présence plus marquée vers le

Sud-Est, dans les secteurs de Domfront, La Ferté-Macé, Villaines-la-Juhel et Sillé-le-Guillaume, susceptible de caractériser des zones de bordure du bassin, proches du continent ou de la zone d'alimentation. Ces faciès réapparaissent plus à l'Ouest, dans la région d'Avranches et de Granville, et peuvent être suivis plus au Nord jusqu'à Saint-Lô, Balleroy, Torgni-sur-Vire et Villers-Bocage où ils demeurent alignés globalement selon cette direction NE-SW. Quant aux faciès plus fins, sombres, argilo-silteux, ils apparaissent au centre de la zone ainsi définie, en particulier sur les feuilles Landivy, Mayenne (Ouest de la feuille) et Ernée, et pourraient être interprétés comme appartenant à une partie plus profonde et distale du bassin briovérien. Cette interprétation demeure en partie théorique, en raison de l'absence d'une vision globale de ce « bassin », la mise en place du batholite granitique mancellien ayant entraîné pour les terrains briovériens, outre leur assimilation plus ou moins prononcée, des recristallisations et oblitérations des structures. Le problème posé par un tel schéma reste la provenance des éléments de phtanites présents dans les conglomérats et grauwackes de la partie sud-est du bassin briovérien. En effet, si la source en éléments phtanitiques des conglomérats de Granville, d'Avranches, de Saint-Lô, Balleroy, Torgni-sur-Vire et Villers-Bocage paraît clairement et sans ambiguïté être liée au démantèlement du Briovérien phtanitique (b1), présent dans ce secteur nord du Massif armoricain, il apparaît dans ce schéma difficile d'admettre que cette même source ait pu alimenter en éléments phtanitiques les conglomérats présents dans la partie sud-est du bassin. L'existence d'un continent constitué de roches du Briovérien inférieur, dont le démantèlement aurait alimenté ce versant sud-est du bassin mancellien, pourrait être l'une des solutions à envisager. Ce continent reste cependant, à l'heure actuelle, inconnu et hypothétique, probablement masqué par les couvertures primaire et secondaire. La puissance réelle de l'ensemble de cette série du Néoprotérozoïque supérieur n'est pas connue, mais elle serait au moins de l'ordre de plusieurs centaines de mètres, ainsi que l'ont démontré les nombreux sondages réalisés plus au Sud-Est (Sillé-le-Guillaume) par la SNEAP près de Rouez (*in* Safa, 1980).

Le Briovérien de la feuille Ernée

Les faciès présents sur la feuille Ernée sont analogues à ceux décrits régionalement au Nord (feuille Landivy, Vernhet *et al.*, 1997), au Nord-Est (feuille Domfront, Vernhet *et al.*, 1996) et à l'Est (feuille Mayenne, Vernhet *et al.*, 2009). Ils appartiennent au Briovérien supérieur post-phtanitique (b2) et sont essentiellement constitués par des alternances centimétriques à pluridécamétriques de siltites, d'argilites et, plus rarement, de grès et de grauwackes (appellation locale de ces différents faciès : « argelette » ou « la tuf »). Les niveaux microconglomératiques à conglomératiques, identifiés ailleurs, n'ont pas été observés.

Pour ce qui suit, les notations (b2, b2S, etc.) qui sont attribuées à l'ensemble de ces terrains (y compris les terrains cristallins) sont au niveau des faciès altérés précédées de la lettre *S*.

Le Briovérien supérieur peu ou pas métamorphisé (b2)

b2Sil. Siltites et argilites dominantes. Ces roches sont très peu représentées sur la feuille Ernée, et dans un seul secteur, limitées au Nord-Est de Placé (angle sud-est de la feuille) où les conditions d'affleurement sont très médiocres. Il s'agit de siltites et d'argilites plus ou moins straticulées.

À l'échelle microscopique (tabl. 1 en annexe, échantillon 1), les siltites présentent une texture arénitique et les éléments sont les suivants : quartz monocristallin nettement prédominant, fragments plus ou moins arrondis de roches constituées d'un engrenage d'innombrables microcristaux de quartz (probable phtanite), biotite décolorée ou ferruginisée et muscovite ; le ciment est constitué de microphyllites avec quelques oxydes métalliques.

Le Briovérien supérieur métamorphisé (b2S, b2GS, b2K) (métamorphisme de contact induit par les granitoïdes cadomiens)

Le Briovérien a été affecté, à la fin du Néoprotérozoïque, par un métamorphisme de contact (ou thermostatique) induit par la montée des granitoïdes cadomiens. Ce métamorphisme se traduit par une recristallisation plus ou moins prononcée des terrains sur le pourtour des massifs intrusifs et le développement de deux auréoles de métamorphisme bien distinctes, d'intensité décroissante au fur et à mesure que l'on s'éloigne des granitoïdes : la première, interne et la plus intense, correspond aux cornéennes et la seconde, externe, correspond aux « schistes tachetés ».

Sur la feuille Ernée, les différents faciès du Briovérien sont quasiment tous affectés par le métamorphisme de contact, les faciès tachetés étant les plus représentés.

L'auréole des « schistes tachetés »

b2S. Siltites, argilites tachetées. Le métamorphisme de contact se marque, au niveau de cette auréole de métamorphisme, par l'apparition, dans les niveaux argilo-silteux (b2Sil) de petites taches brunes millimétriques, conférant à la roche un aspect tacheté caractéristique. À l'échelle microscopique (exemple : tabl. 1 en annexe, échantillon 8), la texture est arénitique, à éléments anguleux dispersés. La stratification S_0 est marquée par une alternance siltite argileuse - argilite - argilite noire. On note la présence de taches ovoïdes de recristallisation liées au métamorphisme de contact. Leurs dimensions sont de 0,2 à 1 mm de long. Elles sont plus abondantes dans les lits argileux. La schistosité S_1 est nettement sécante sur S_0 . Le faciès siltite argileuse est constitué de petits

éléments de quartz monocristallin prédominant ($L \leq 0,2$ mm) et de mica blanc, dans un ciment de microphyllites et d'hydroxydes-oxydes de fer. Le faciès argilite est constitué de quelques petits cristaux de quartz anguleux dans un fond de microphyllites et d'hydroxydes-oxydes de fer avec d'abondants minéraux opaques cryptocristallins (graphite ?) dans les lits noirs.

D'une manière générale, les taches apparaissent plus ou moins bien structurées, globuleuses, ovoïdes à subhexagonales et constituées de cordiérite intégralement pinnitisée et séricitisée. Leurs relations vis-à-vis de la schistosité S_1 sont délicates à établir en raison de l'aspect fruste de cette dernière. Cependant, dans la majorité des cas, elles ne sont pas perturbées et ni contournées par celle-ci et dépourvues de figures de rotation et de queues de recristallisation en zone d'ombre. Très ponctuellement, la trace à l'état fantôme de la schistosité peut y être distinguée. Elles peuvent par contre, dans les zones fortement faillées, être affectées par une seconde schistosité S_2 , également très fruste, de type crénulation, liée à cette phase de déformation. Les cordiérites doivent par conséquent être considérées comme étant postérieures à la schistosité S_1 et attestent par conséquent de la postériorité de la mise en place des granitoïdes par rapport à la phase plicative. Ces observations sont conformes à celles réalisées aux environs de la feuille Ernée, sur les feuilles Domfront, La Ferté-Macé, Landivy, Saint-Hilaire-du-Harcouët, Fougères et Mayenne.

b2GS. Grès et grauwackes tachetés. Cette dénomination « grès et grauwackes en contexte tacheté » a été utilisée afin de caractériser des faciès gréseux et grauwackeux situés dans l'auréole des « schistes tachetés ». On signalera toutefois que les effets du métamorphisme sur les faciès gréseux dans cette auréole sont relativement limités et essentiellement marqués par une légère recristallisation ou réorientation des minéraux préexistants et la néoformation de biotite trapue, statique, verte à brunâtre et de tourmaline.

À l'échelle microscopique, les grauwackes peuvent présenter les caractéristiques suivantes (exemple : tabl. 1 en annexe 1, échantillon 10) : grès feldspathique à grain fin, finement lité, recoupé par des veinules de quartz, de texture arénitique, à éléments anguleux dispersés à jointifs ; on observe un fin litage (S_0) marqué par des variations des proportions relatives entre les éléments figurés et le ciment. Les principaux éléments figurés sont les suivants : quartz dominant et plagioclase remarquablement frais en général. Le ciment est constitué de microphyllites et d'hydroxydes de fer.

L'auréole des cornéennes

b2K. Siltites, argilites, grès et grauwackes cornéifiés indifférenciés.

Le terme de cornéennes regroupe l'ensemble des roches situées au contact immédiat des granitoïdes et soumises à un métamorphisme de contact. On peut

distinguer, sur le terrain, deux faciès majeurs, non différenciables cartographiquement :

- les cornéennes « tachetées » correspondant à la cornéification des siltites et des argilites ;
- les cornéennes « compactes » résultant de la cornéification des grès et grauwackes.

Les siltites et argilites cornéifiées (cornéennes tachetées) (tabl. 1 en annexe 1, échantillons 11 et 12)

De couleur brune en surface, ces roches apparaissent fortement recristallisées, massives, caractérisées par l'abondance de taches sombres, grises à marron-vert, plurimillimétriques, ovoïdes à amiboïdes et sub-jointives. Ces taches sont constituées de cordiérite néoformée, intégralement pinitisée, bordée ou envahie par de grandes plages pœcilitiques de muscovite tardive, ou soulignée, en bordure, par de fines cristallisations de biotite-muscovite. La recristallisation de la roche se traduit par un assemblage finement cristallisé de quartz, de biotite brune, fine ou trapue, en voie de chloritisation, de chlorite en gerbes, de plagioclases et de tourmaline verte néoformée en petites baguettes prismatiques. Quelques zircons en inclusion dans la biotite, du sphène, et des minéraux opaques dont de la pyrite y sont également identifiables. Les plages de muscovite deviennent de plus en plus abondantes et surtout importantes au fur et à mesure que l'on se rapproche du contact avec le corps intrusif, alors que les biotites passent progressivement d'une coloration brune à une coloration brun-rougeâtre, caractéristique des biotites riches en titane de haute température. Malgré la recristallisation, le litage sédimentaire originel de ces roches apparaît plus ou moins bien conservé, ce qui se traduit ponctuellement par l'observation de siltites straticulées ou rubanées. Le débit principal de ces roches reste sensiblement parallèle au plan de stratification. La conservation de ce litage fait également très nettement ressortir la cristallisation préférentielle de la cordiérite dans les niveaux argilo-silteux, aux dépens des niveaux plus gréseux moins riches en alumine.

Les grès et grauwackes cornéifiés (cornéennes compactes) (tabl. 1 en annexe 1, échantillons 13 et 14)

Les grès et grauwackes cornéifiés, fortement recristallisés en quartzites et microquartzites, sont le plus souvent quartzo-feldspathiques et apparaissent moins riches en cordiérite que les cornéennes tachetées. Ils présentent fréquemment un débit parallélépipédique et leur aspect « corné » caractéristique est à l'origine de leur dénomination. La schistosité S1 y est en général très fruste, voire inexistante. La texture est le plus souvent granoblastique polygonale, constituée d'une fine mosaïque de quartz, de plagioclases, de biotite brune à rougeâtre plus ou moins chloritisée et de cordiérite pinitisée, en plages amiboïdes plus ou moins diffuses. La muscovite, plus ou moins abondante selon

les passées, est en plages pœcilitiques développées préférentiellement aux dépens de la cordiérite. La tourmaline est fréquente, verte, tardive, en fines baguettes prismatiques ou en plages poeciloblastiques. Ces roches renferment également du rutile en fines aiguilles, du zircon, de l'apatite et parfois, à proximité du contact avec l'intrusif, du feldspath potassique bien exprimé.

DOMAINE CRISTALLIN

Le magmatisme acide

Le magmatisme acide présente une grande homogénéité pétrographique et chimique : c'est un ensemble de granites hyperalumineux sodi-potassiques à biotite et cordiérite. Il constitue le massif de Gorron ainsi que ceux de Vautorte et du secteur de Placé. Ces roches portent la dénomination locale de « pierre de grain ».

Conséquence d'événements post-magmatiques, certaines parties de ces massifs ont subi des évolutions tectono-métamorphiques. Ces phénomènes se traduisent par l'apparition généralement très localisée de zones plus ou moins déformées constituées d'orthogneiss, et de zones ayant subi des transformations minéralogiques de faible importance. Il s'agit d'une part, d'une albitisation par apparition d'albite automorphe à partir de la déstabilisation des orthoses perthitiques. Ce processus s'effectue de façon isochimique comme l'ont montré les analyses géochimiques. Il s'agit, d'autre part, d'un début de greisenification marqué par la disparition quasi-totale des ferromagnésiens et de la cordiérite, par le développement de quartz secondaire et par l'apparition très caractéristique de muscovite secondaire à faciès palmé. Ces faciès pétrographiques correspondent aux « granites leucocrates ».

Les granites hyperalumineux sodi-potassiques à biotite et cordiérite

Les granites hyperalumineux sodi-potassiques à biotite et cordiérite constituent le faciès dominant du massif de Gorron. Ils présentent peu de variations minéralogiques, traduisant une grande homogénéité chimique. Tout au plus peut-on observer localement quelques variations significatives des pourcentages relatifs des minéraux.

γ^{BAL} **Granite hyperalumineux (1) à grain moyen et (2) à grain fin.** Les granites hyperalumineux sodi-potassiques se présentent sous la forme d'une roche de teinte mésocrate. La taille des minéraux peut varier, allant d'un grain fin à un grain moyen présentant parfois une tendance porphyroïde. La texture est grenue souvent hétérogranulaire. Le quartz, qui représente 28 à 30 % de la roche, est xénomorphe légèrement fracturé et à extinction roulante. Les feldspaths constituent moins de 60 % de la roche, répartis entre les feldspaths

sodi-potassiques et l'albite. Les feldspaths potassiques sont subautomorphes parfois à tendance porphyroïde et toujours perthitiques. Des inclusions de biotite, de quartz et d'albite y sont fréquentes. Les plagioclases sont xénomorphes à subautomorphes à macles très fines et présentent un taux d'anorthite maximum de 10 %. Ils renferment souvent des inclusions de biotite et montrent un début d'altération progressant du cœur vers la bordure. La biotite constitue 7 à 10 % de la roche. Elle est automorphe, fortement colorée en brun rouge, teinte traduisant sa richesse en fer et titane. Elle renferme de nombreuses aiguilles de rutile, faciès sagénite, et quelques cristaux radioactifs (zircon ou monazite). Elle montre fréquemment un début de chloritisation.

La cordiérite est généralement automorphe et peut représenter exceptionnellement jusqu'à 7 ou 8 % de la roche. Elle est fortement pinnitisée et montre alors une association de quartz microcristallin et de muscovite plus ou moins palmée.

Un très bon exemple de ce faciès est fourni par un affleurement situé au Sud de Saint-Denis-de-Gastines (affleurement F575). Les résultats de l'analyse chimique dont il a fait l'objet sont très représentatifs (cf. annexe).

L'ensemble des analyses chimiques (19 en tout) effectuées sur des échantillons appartenant à ce faciès donne les résultats suivants (valeurs extrêmes) :

65,5 %	<	SiO ₂	<	70,0 %
16,0 %	>	Al ₂ O ₃	>	15,3 %
4,65 %	<	Fe ₂ O ₃	<	5,6 %
0,7 %	<	TiO ₂	<	0,75 %
1,5 %	<	MgO	<	1,8 %
0,5 %	<	CaO	<	0,8 %
2,1 %	<	Na ₂ O	<	2,5 %
3,5 %	<	K ₂ O	<	3,9 %

Au sein du massif, la composition minéralogique des granites fluctue entre 2 pôles extrêmes :

- un pôle à albite xénomorphe dominante γ_{Na}^{BAL} ;
- un pôle à feldspath sodi-potassique perthitique dominant γ_K^{BAL} .

γ_{Na}^{BAL} . **Granite hyperalumineux à albite dominante.** Dans ce granite hyperalumineux sodi-potassique les feldspaths qui constituent 45 % (exceptionnellement 50 %) de la roche, sont majoritairement de l'albite (2/3 pour 1/3 de feldspath potassique). Ce minéral est xénomorphe et fréquemment damouritisé. L'orthose, généralement perthitique, est xénomorphe. La biotite est plus abondante (environ 15 % de la roche), très foncée et très pléochroïque. Les cristaux automorphes sont souvent regroupés en amas et peuvent renfermer des

aiguilles de rutile, faciès sagénite, ainsi que de l'apatite et du zircon. La cordiérite est plus abondante (jusqu'à 10 % de la roche) et souvent de grande taille (plusieurs millimètres), automorphe ou globuleuse, intensément pinnitisée. Elle présente les mêmes associations minérales de déstabilisation.

L'affleurement (C779) situé à la limite est de la carte, sur la feuille de Mayenne est caractéristique de ce faciès (cf. annexe).

γ_K^{AL} . **Granite hyperalumineux à feldspath potassique perthitique dominant.** Dans le granite hyperalumineux à feldspath sodi-potassique dominant le feldspath alcalin (orthose) peut avoir une tendance porphyroïde. L'orthose automorphe, toujours perthitique, est largement dominant sur l'albite. Celle-ci se présente en petits cristaux automorphes, trapus, équigranulaires, à cœur d'oligoclase et bordure albitique. L'ensemble des feldspaths constitue environ 55 % de la roche. Le quartz, abondant, dépasse parfois les 35 %. La biotite dépasse rarement 5 %. Elle est de petite taille, en cristaux automorphes, disséminés régulièrement dans la roche, parfois regroupés en petits amas de 5 à 10 cristaux. La biotite est très colorée et fortement pléochroïque, plus ou moins affectée par la chloritisation et renferme, outre les habituels cristaux d'apatite et de zircon, de rares inclusions de rutile à faciès sagénite. La cordiérite présente le même aspect que dans le faciès principal.

L'affleurement F584 au Nord-Ouest de Gorrion, à la limite nord de la feuille, est représentatif de ce faciès (cf. analyse chimique en annexe).

$\rho\gamma_K^{AL}$. **Granite hyperalumineux à feldspath potassique perthitique dominant, porphyroïde.** Ce faciès présente les mêmes caractéristiques que le faciès précédent. Il s'en distingue par une texture porphyroïde marquée (orthose perthitique) et un grain grossier. Ce faciès est notamment présent dans la petite colline située à l'Est de Larchamp.

Les granites leucocrates ($L\gamma^{AL}$)

Les granites leucocrates présents sur la feuille Ernée ne sont pas de vrais leucogranites. Ils correspondent à des faciès granitiques issus de transformations postmagmatiques à partir des granites hyperalumineux sodi-potassiques.

$L\gamma^{AL}$. **Granite leucocrate à cordiérite et muscovite, à grain moyen.** Le granite leucocrate à cordiérite et muscovite, à grain moyen est une roche à texture grenue. Ce granite montre une forte altération hydrothermale secondaire. Les proportions des principaux minéraux ne sont pas estimables, en particulier entre les feldspaths qui sont pratiquement tous entièrement transformés en produits d'altération ou albitisés. Le quartz est soit en cristaux subautomorphes à extinction roulante, soit fait partie de la symplectite

réactionnelle en auréole autour des feldspaths. Les rares feldspaths identifiables sont soit des orthoses perthitiques soit des albites automorphes secondaires. Les cristaux de muscovite sont souvent à disposition palmée et se développent à partir de zones pinnitisées (anciennes cordiérites).

$L_{\text{K}}^{\text{ZAL}}$. **Granite leucocrate à feldspath potassique perthitique dominant, à cordiérite et muscovite, à grain moyen.** Le granite leucocrate, à tendance potassique, à cordiérite et muscovite est le faciès leucocrate dominant. De nombreux petits stocks, disséminés sur la moitié orientale de la feuille, sont en association avec des accidents tectoniques fragiles. C'est une roche de couleur grise à blanche, à texture grenue et à grain moyen, isogranulaire ou hétérogranulaire à quartz abondant (35 %). Deux générations de quartz ont été identifiées :

- de gros cristaux xénomorphes, fracturés à extinction roulante, héritage d'une déformation ;
- en petits cristaux xénomorphes, sans extinction roulante (absence de déformation) et à texture engrenée.

Les feldspaths constituent pratiquement 60 % de la roche. Le feldspath sodi-potassique perthitique domine largement le plagioclase (2/3, 1/3). Les plages sont xénomorphes, de taille comprise entre 1 et 6 mm et sont altérées (kaolinitisation). Ce feldspath contient des inclusions de plagioclase et de quartz. Le plagioclase (20 % de la roche) subautomorphe, est de type albite – oligoclase. Les cristaux sont parfois zonés. L'altération (damouritisation) progresse du cœur vers les bordures. Les cristaux sont fracturés et montrent des macles ployées. La biotite, lorsqu'elle est présente (1 % au maximum), est chloritisée. Des opaques xénomorphes apparaissent alors. La muscovite est le mica dominant (environ 5 %). Les cristaux sont de grande taille, automorphes à subautomorphes, et associés en rosettes (muscovite palmée) dont le diamètre peut atteindre 5 mm. Le minéral prend souvent appui sur les reliques de cordiérite. Cette muscovite n'est jamais déformée, elle est de cristallisation secondaire. Les cristaux de cordiérite sont toujours fortement pinnitisés et l'association muscovite automorphe + quartz se développe au sein de ce minéral. Les minéraux accessoires sont les mêmes que ceux contenus dans les granites hyperalumineux sodi-potassiques : apatite, zircon et rutile de type sagénite.

L'échantillon (F2694) situé à l'extrême nord-ouest de la feuille (Le Loroux – Saint-Ellier-du-Maine) est représentatif de ce faciès (cf. analyse chimique en annexe).

$L_{\text{Na}}^{\text{ZAL}}$. **Granite leucocrate albitisé à grain moyen (1) à grain fin (2).** Le granite leucocrate albitisé est un faciès moins représenté. Il est dépourvu de cordiérite. Il se trouve en tous petits stocks associés systématiquement à des faisceaux de failles.

	γ^{3AL}	γ_{Na}^{3AL}	γ_K^{3AL}	L, γ^{3AL}
(SiO ₂ + Al ₂ O ₃)	82 à 85 %	85 %	85 à 87 %	88 à 89 %
(Fe ₂ O ₃ + TiO ₂ + MgO)	6,9 à 8,2 %	5,2 à 6,5 %	2,8 à 4,2 %	1 à 1,5 %
(K ₂ O + Na ₂ O)	5,6 à 6,4 %	7 à 8 %	6,5 à 8,8 %	7 à 8 %
(CaO)	< 0,8 %	> 2 %	< 0,8 %	< 0,4 %

Tabl. 1 - Comparaison géochimique entre les différents types de granites

C'est une roche à texture grenue, à grain moyen ou fin, isogranulaire, leucocrate, de couleur grisée. Le quartz, toujours en forte proportion (de 30 à 35 %), se présente en cristaux xénomorphes, cataclasés et à extinction roulante ou en très petits cristaux à extinction franche, imbriqués entre les muscovites. Les feldspaths représentent 60 % de la roche. Des fantômes de phénocristaux entièrement altérés sont encore visibles. La texture de la roche devait être initialement porphyroïde. Le plagioclase est dominant sur le feldspath sodi-potassique (2/3, 1/3). C'est de l'albite en petits cristaux automorphes non déformés, faiblement altérés, qui envahissent la trame de la texture de la roche. Ce plagioclase correspond à un phénomène d'albitisation. Le feldspath sodi-potassique est perthitique. Les cristaux sont déformés. La roche est pauvre en micas (moins de 5 %). La biotite est en petits cristaux de couleur très foncée (pôle annite) et est partiellement chloritisée. Les cristaux contiennent des inclusions de minéraux radioactifs (zircon, monazite). La muscovite palmée, de cristallisation secondaire, est en faible quantité.

Huit analyses géochimiques ont été faites sur l'ensemble des granites leucocrates qui affleurent sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée. Pour les éléments majeurs, les variations obtenues sont les suivantes (valeurs extrêmes) :

74,0 %	<	SiO ₂	<	78,0 %
14,5 %	>	Al ₂ O ₃	>	12,0 %
1,0 %	<	Fe ₂ O ₃	<	2,0 %
		TiO ₂	=	0,1 %
		MgO	<	0,3 %
		CaO	<	0,4 %
3,0 %	<	Na ₂ O	<	3,8 %
4,0 %	<	K ₂ O	<	5,0 %

Ces compositions chimiques placent ces roches leucocrates parmi les granites hyperalumineux sodi-potassiques riches en SiO₂. Les auteurs précédents les avaient baptisés « leucogranites », terme impropre à notre avis, si l'on suit la définition de Lameyre (1966) et de La Roche *et al.* (1980).

L'ensemble des faciès granitiques (tabl. 1) présents sur la feuille d'Ernée, montre une filiation magmatique globale. Les faciès leucocrates peuvent s'interpréter comme étant le résultat d'une altération hydrothermale, lors du jeu des chevauchements hercyniens de direction N60° à N70°E. La disparition des ferro-magnésiens est liée à la réaction de déstabilisation de la cordiérite (cordiérite + biotite → muscovite + quartz + opaques + H₂O) et à la chloritisation de la biotite. Ceci conduit à un appauvrissement de la somme Fe₂O₃ + TiO₂ + MgO. La diminution de la teneur en CaO conduit à une recristallisation d'albite avec un léger enrichissement en K₂O + Na₂O (albitisation).

Le magmatisme basique

Sur la feuille d'Ernée les roches magmatiques basiques constituent quatre petits massifs intrusifs :

– le massif d'Ernée s'organise autour d'un noyau de gabbro à olivine décentré vers le Sud-Ouest. Autour de celui-ci s'agencent, en couronnes ou demi-couronnes concentriques, plus largement développées vers l'Est, le gabbro sans olivine et la norite. Ce complexe est recoupé, à l'Est, par une intrusion de magma dioritique. Trois filons principaux de dolérite, parallèles, orientés N170°E, le traversent ;

– le massif de la Rivaudière, de forme oblongue, intrusif dans les formations du Briovérien, est situé à moins d'un kilomètre à l'WSW du massif d'Ernée. Il montre une répartition concentrique mais décentrée des faciès magmatiques basiques et ultrabasiques qui le constituent. Le cœur de l'intrusion est occupé par une troctolite et une anorthosite. Ces faciès sont entourés en demi-couronne, par un gabbro à olivine puis par un gabbro sans olivine ; L. Vandernote (1913) a donné une première carte à 1/20 000 du gabbro d'Ernée. Les complexes basiques-ultrabasiques d'Ernée et de la Rivaudière seront ensuite cartographiés et analysés en détail par J. Le Gall et J. Barrat (1987) qui mettent notamment en évidence la présence d'anorthosites. Le lecteur intéressé par la cartographie à 1/25 000 et l'étude pétro-géochimique concernant ces complexes est invité à se reporter à ces travaux ;

– le massif des Mées est un petit stock elliptique allongé E-W sur 500 m, au Nord de la vallée de la Colmont (Nord de Chatillon-sur-Colmont). Il est constitué de diorites quartziques dont la taille du grain diminue du cœur de l'intrusion vers ses bordures ;

– le massif de la Guibertière est allongé N-S, le long de la rive gauche de la Colmont au Nord-Ouest de Chatillon-sur-Colmont (partie orientale de la feuille). L'intrusion est entièrement située dans le massif de Gorron. Elle est coupée par une faille N160°E et une autre d'orientation NE-SW. L'intrusion est constituée de diorites montrant une évolution de la taille du grain depuis le cœur du massif jusqu'en périphérie. Le faciès de bordure est constitué par une dacite.

η. Diorite (1) à grain moyen et (2) à grain fin. La diorite à grain moyen et à grain fin constitue la partie est du massif d'Ernée, entre les fermes de la Basse-Boissière et du Petit-Fay, ainsi que le massif de la Guiberdière, le long de la Colmont. Le faciès à grain moyen occupe les parties centrales des massifs et est entouré par le faciès à grain fin.

La diorite est une roche mésocrate, à texture grenue intergranulaire, isogranulaire. Les cristaux ne montrent pas d'orientation préférentielle.

Le plagioclase (An 40-60) est automorphe et représente environ 40 % de la roche. La taille des cristaux ne dépasse pas 1 mm. Ils sont régulièrement zonés.

La damouritisation se développe au cœur des cristaux et le long de microfractures.

La hornblende verte est en cristaux xénomorphes à subautomorphes. Elle se présente en prismes pœcilitiques dont la taille atteint 0,8 mm. Les plages d'amphibole sont partiellement pseudomorphosées en biotite sur leur pourtour et le long des microfractures. La hornblende représente 45 % de la roche.

La biotite est en plages xénomorphes. La taille des cristaux reste inférieure à 0,5 mm. Ce mica contient des inclusions de minéraux opaques et des reliques d'amphibole. La biotite est partiellement chloritisée. Elle représente moins de 15 % des minéraux constituant la roche.

Du quartz interstitiel se présente en plages xénomorphes. Il est à extinction roulante et des sous grains apparaissent. La taille des cristaux ne dépasse pas 1 mm. Ils contiennent des inclusions fluides sans orientation particulière. Il représente moins de 5 %.

Les minéraux opaques sont localisés en périphérie des cristaux d'amphibole altérée. L'apatite, en cristaux automorphes, est le minéral accessoire.

ηq. Diorite quartzique (1) à grain moyen et (2) à grain fin. La diorite quartzique constitue le massif des Mées situé le long de la rive nord de la Colmont (partie orientale de la carte). Le faciès à grain fin se répartit en périphérie du massif alors que le faciès à grain moyen en occupe la partie centrale. La roche est mésocrate, à texture grenue intergranulaire et hétérogranulaire. Les minéraux ne montrent pas d'orientation préférentielle.

Les plagioclases sont en cristaux soit automorphes, dont la taille varie de 1 à 3 mm, soit xénomorphes de cristallisation interstitielle. Leur taille ne dépasse alors pas 0,5 mm. Dans le faciès à grain moyen, les cristaux automorphes sont pœcilitiques. Les plagioclases sont zonés. Le taux d'anorthite varie sensiblement d'un faciès à l'autre. Il est proche de An 30 (oligoclase - andésine) dans le faciès à grain fin et plus élevé dans le faciès à grain moyen (An 60). Les cristaux sont légèrement microfracturés. Une damouritisation affecte ce minéral. Les plagioclases constituent de 60 à 70 % de la roche. Ils sont plus abondants dans le faciès à grain moyen.

L'augite est en cristaux xénomorphes intercumulus. Ce clinopyroxène apparaît surtout en relique au cœur des amphiboles. Il n'a été reconnu dans le faciès à grain fin. L'augite représente de 2 à 3 % de la roche.

La hornblende verte est de cristallisation secondaire. Elle est en plages xénomorphes dont la taille ne dépasse pas 2 mm. Les cristaux sont pœcilitiques. L'amphibole est plus ou moins pseudomorphosée en biotite. Elle est alors

entourée de petits cristaux d'opakes. La hornblende représente environ 15 % de la roche. La biotite est en cristaux xénomorphes, pœcilitiques. De l'amphibole apparaît en reliques au cœur des plages. Les minéraux en inclusions sont l'apatite et les minéraux opaques.

Les cristaux de biotite sont plus petits dans le faciès à grain moyen (1 mm contre 1,5 mm). Les proportions de mica varient aussi de 5 à 15 % du faciès à grain moyen vers le faciès à grain fin. La biotite est fortement chloritisée.

Le quartz est en plages xénomorphes et de cristallisation interstitielle. Les cristaux, dont la taille ne dépasse pas 1 mm, montrent une extinction roulante peu marquée. Le quartz représente de 10 % (faciès à grain moyen) à 15 % (faciès à grain fin).

L'apatite est en inclusion dans l'amphibole et la biotite. Les minéraux opaques sont en cristaux xénomorphes. Ils sont en association avec la chlorite.

Les résultats de l'analyse chimique de la diorite quartzique des Mées (CP499) sont fournis en annexe.

03. Gabbro sans olivine. Le gabbro sans olivine constitue dans les massifs d'Ernée et de la Rivaudière une auréole autour des gabbros à olivine. La roche est à texture grenue, subophitique, à grain moyen et hétérogranulaire. Elle est mésocrate. Les minéraux montrent une orientation magmatique. Les plagioclases se présentent sous deux habitus. Les plus grands cristaux (jusqu'à 5 mm) sont automorphes et présentent une zonation régulière. Le taux d'anorthite est légèrement supérieur à An 60. Les cristaux sont microfracturés. Ceux dont la taille est inférieure à 0,5 mm sont xénomorphes. Ils sont interstitiels. Ce plagioclase (An 45) a un taux d'anorthite plus faible. Les plagioclases sont damouritisés et représentent 50 à 60 % de la roche.

L'augite est en cristaux xénomorphes intercumulus, pœcilitiques. Sa taille ne dépasse pas le millimètre. L'augite est ouralitisée et remplacée par de l'amphibole (trémolite et actinote). Le changement de composition est progressif au sein des cristaux. Les amphiboles calciques sont fibreuses et constituent des fantômes de cristaux d'augite altérée. Elles sont en association avec ce pyroxène qui reste parfois en relique au cœur des amas fibreux. La concentration totale en pyroxène et amphiboles constitue environ 35 %.

Les opaques sont en cristaux xénomorphes. Ils sont en association avec les minéraux ferromagnésiens déstabilisés.

Les résultats de l'analyse chimique de ce faciès (échantillon CP008) sont fournis en annexe.

Ø2. Gabbro à olivine. Le gabbro à olivine constitue deux ensembles elliptiques, l'un situé au Sud-Est du massif d'Ernée, l'autre excentré au cœur de l'intrusion de la Rivaudière. L'affleurement type est localisé à 1 km au Nord d'Ernée, le long de la promenade du parc des Bizeuls, au niveau de la Germillonnière.

C'est une roche à texture grenue subophitique, mélanocrate, mouchetée de cristaux blanchâtres, à grain moyen, hétérogranulaire.

Les cristaux de plagioclase montrent une texture de cumulat. Les plagioclases sont présents sous deux habitus. Les cristaux de plus grande taille (jusqu'à 5 mm) sont automorphes et zonés (An 47-70, moyenne An 62) et montrent la macle polysynthétique. Les cristaux de petite taille (An 45) sont interstitiels et xénomorphes. La damouritisation des plagioclases progresse depuis les microfractures et est plus intense au cœur des cristaux zonés. Dans les plages non altérées, des inclusions fluides sont encore visibles avec une répartition aléatoire. La disposition des plagioclases définit un litage magmatique. Les plagioclases constituent de 45 à 60 % de la roche.

L'olivine est en cristaux xénomorphes, intercumulus. La taille des plages varie de 0,5 à 2 mm. La serpentinisation est très forte le long des microfractures. Des minéraux opaques sont associés à cette altération. Des auréoles réactionnelles à pyroxènes, amphiboles et surtout chlorite entourent les cristaux d'olivine. Elles sont plus développées dans le massif de la Rivaudière que dans le massif d'Ernée. La concentration en olivine varie également d'un massif à l'autre. Elle ne dépasse pas 15 % à la Rivaudière et atteint 25 % sur Ernée.

Les pyroxènes sont représentés par des clinopyroxènes (maximum 30 %) et des orthopyroxènes (10 % maximum). L'augite est en cristaux pœcilitiques xénomorphes intercumulus. Sa taille n'excède pas 1 mm. Ce clinopyroxène subit une pseudomorphose en amphibole de type hornblende verte qui débute toujours en périphérie des cristaux et le long des microfractures. L'hypersthène est en plages xénomorphes, intercumulus. La taille des cristaux d'orthopyroxène n'excède pas 3 mm. Il apparaît généralement en reliques au cœur de clinopyroxènes. Les clinopyroxènes se présentent également en veinules et en gouttelettes à la périphérie ou le long des microfractures dans les cristaux d'hypersthène

La biotite est également de cristallisation secondaire. Elle provient de la déstabilisation des pyroxènes qui apparaissent parfois encore en reliques. Les cristaux sont xénomorphes, en plages irrégulières. Ils sont de petite taille (<0,5 mm). La biotite contient quelques inclusions d'opaques. Elle est localement chloritisée. Les cristaux de biotite constituent de 0 à 3 % de la roche.

Les minéraux opaques sont en plages xénomorphes en inclusions dans la biotite ou en périphérie des minéraux ferro-magnésiens en cours de déstabilisation.

L'apatite apparaît en grains xénomorphes entre les plagioclases.

Dans ces gabbros à olivine, J. Le Gall et J. Barrat (1987) ont observé des réactions coronitiques de l'olivine avec le plagioclase : « souvent bien développées, elles peuvent atteindre 0,30 mm. Ces structures sont composées d'une bordure d'orthopyroxènes enveloppant l'olivine, bordée par des fibres radiaires d'amphiboles (paragasitiques ?) s'introduisant dans le plagioclase... ».

Les résultats de l'analyse chimique du gabbro à olivine (échantillon CP100) sont fournis en annexe.

Ø1. Anorthosite. L'anorthosite n'a été observée que dans le massif de la Rivaudière situé à l'Ouest d'Ernée. Elle constitue un alignement de pierres volantes le long du versant du vallon sur 250 m environ. Cette roche leucocrate, de texture grenue sub-ophitique, à grain fin, présente quelques rares litages minéralogiques. Ce faciès est fortement altéré.

Le plagioclase est le minéral dominant (75 %). Présent en petites lattes automorphes, la taille des cristaux ne dépasse pas le millimètre. La macle polysynthétique est irrégulière. Les cristaux sont légèrement zonés (An 40 à An 62). La damouritisation est très marquée et certains cristaux n'apparaissent plus que sous la forme de fantômes.

Le pyroxène est en cristaux xénomorphes, intercumulus autour des lattes de plagioclases. La taille des plages ne dépasse pas un millimètre. C'est un clinopyroxène de type augite. Il représente 15 % des phases minérales. Les cristaux présentent un aspect fibreux et une coloration brunâtre traduisant la déstabilisation du pyroxène en amphibole de type actinote - trémolite. Les autres phases présentes (10 %) sont d'une part, l'hydromuscovite provenant des réactions de déstabilisation du plagioclase et, d'autre part, les minéraux opaques (1 %) qui apparaissent en cristaux xénomorphes, interstitiels de répartition aléatoire au sein de la roche. Des microfractures affectent l'ensemble des cristaux.

Ø2T. Troctolite. La troctolite affleure uniquement dans les talus de la route située au Sud-Ouest de la ferme de la Rivaudière (Nord-Ouest d'Ernée). Cette variété de gabbro riche en olivine revêt un grain moyen, isogranulaire ; elle est mésocrate.

L'olivine (Fo 85 en moyenne) est abondante (maximum 50 %). Les cristaux, globuleux, sont xénomorphes à sub-automorphes, intercumulus. Leur taille varie de 2 à 4 mm. La serpentinisation très prononcée progresse à partir des microfractures des cristaux. La serpentine est accompagnée de granules de minéraux opaques. Aucune auréole réactionnelle n'a été observée.

Le plagioclase cumulatif (An 65) constitue de 35 à 40 % de la roche. Il se présente en lattes automorphes de 0,7 mm de long au maximum. Certains minéraux montrent une zonation régulière. Les macles polysynthétiques sont épaisses mais irrégulières.

Le plagioclase et l'olivine ont cristallisé précocement comme phases cumulus. Le pyroxène est en cristaux xénomorphes interstitiels fortement altérés. Ce pyroxène représente environ 10 à 15 % de la roche.

La hornblende est en cristaux xénomorphes, de taille variable restant inférieure à 0,5 mm. Les cristaux sont irréguliers, interstitiels et légèrement fracturés. L'amphibole représente moins de 5 % de la roche.

Les minéraux opaques sont abondants dans les fractures et au cœur des cristaux d'olivine.

Les résultats de l'analyse chimique effectuée sur ce faciès (échantillon CP001) sont fournis en annexe.

Ø2N. Norite. La norite constitue la moitié ouest du massif d'Ernée. C'est une variété de gabbro mésocrate montrant des plages blanchâtres de plagioclase. La texture est grenue, ophitique. Le grain est fin à très fin, hétérogranulaire. La roche ne montre pas d'orientation préférentielle des minéraux.

Les plagioclases se présentent sous deux habitus. Les cristaux cumulatifs ($> \text{An } 60$), automorphes, sont les plus grands (0,7 mm). Quelques cristaux sont fracturés et présentent des décalages des macles polysynthétiques. Le second type de plagioclase, de plus petite taille ($< 0,3$ mm), est en cristaux xénomorphes un peu moins calciques ($< \text{An } 60$). L'ensemble des plagioclases constitue 35 % de la roche.

L'augite est en plages xénomorphes intercumulus dont la taille n'excède pas 0,3 mm. Les cristaux sont partiellement transformés en amphiboles fibreuses calciques de type trémolite ou actinote. Cette déstabilisation progresse de la périphérie vers le cœur des plages d'augite. Quelques très rares cristaux d'hypersthène sont présents. Les pyroxènes constituent environ 40 % de la roche.

La biotite est de cristallisation primaire. Sa répartition est hétérogène. Elle est en rares cristaux xénomorphes, très découpés et partiellement chloritisés. Leur taille ne dépasse pas 0,7 mm. Les plages de micas montrent des inclusions importantes de minéraux opaques. La biotite constitue moins de 5 % de la roche. Les minéraux opaques sont dispersés dans la roche. Ils en constituent jusqu'à 5 %.

Les roches magmatiques à texture microlitique

ρ. Dacite. La dacite apparaît en pierres volantes en bordure externe du massif des Mées où elle constitue une fine bande séparant les diorites de leur encaissant granitique (bordure figée). C'est une roche massive, mélanocrate. La texture est microlitique porphyrique. Au sein de la pâte vitreuse, les phénocristaux automorphes à subautomorphes sont du plagioclase de couleur blanche, de l'amphibole et du quartz. Il n'a pas été observé d'orientation préférentielle des minéraux. Les cristaux de plagioclase atteignent 3 mm de long. Ils sont régulièrement zonés, ce qui a empêché une détermination correcte du taux d'anorthite. La macle polysynthétique est grossière et irrégulière. La damouritisation est plus intense au cœur de ce minéral. Le plagioclase représente jusqu'à 60 % des cristaux de la roche. L'amphibole est une hornblende verte. Sa taille ne dépasse pas 3 mm de long. Un début de déstabilisation en biotite affecte les cristaux en périphérie où des opaques se concentrent. L'amphibole constitue de 5 à 10 % des cristaux de la roche. La biotite est en petits cristaux xénomorphes (< 0,5 mm) à fort pléochroïsme, ce qui fait de ce mica du lépidomélane. Elle contient en inclusions des opaques. Elle est partiellement chloritisée. La biotite constitue jusqu'à 20 % des cristaux de la roche. Le quartz est en cristaux soit subautomorphes avec des golfes de corrosion, soit xénomorphes. La taille des premiers peut atteindre 0,7 mm, les seconds sont plus petits. Les cristaux contiennent des inclusions de biotite, de plagioclase ainsi que des inclusions fluides sans orientation particulière. Le quartz représente de 10 à 15 % des cristaux de la roche.

τ. Trachyte. Une petite cheminée d'alimentation composée de trachyte a été découverte au Nord de la ferme de Surgon (Est de Placé, coin sud-est de la feuille d'Ernée). C'est une dépression circulaire d'une quinzaine de mètres de diamètre, couverte de pierres volantes. La roche est massive, de couleur grisâtre. La texture est microlitique trachytique porphyrique. La sanidine (feldspath alcalin de haute température) est en phénocristaux centimétriques, blanchâtres et craquelés, pris dans la pâte vitreuse. Les cristaux de biotite sont de taille millimétrique et représentent moins de 15 % des cristaux de la roche. Les microlites sont constitués par la sanidine et l'albite.

Les roches filoniennes associées aux domaines sédimentaire et/ou cristallin

$\alpha\gamma$, P. **Les aplites et pegmatites.** M. Jonin (1981) décrit en Mancellia des filons d'aplite leucocrate à muscovite et tourmaline, dont l'âge de mise en place serait de 525 ± 6 Ma. Des pegmatites de faciès très proches, à grosses tourmalines et biotite ont également été observées sur Landivy, associées à des filons de leucogranites. De rares filons d'aplite et de pegmatite sont présents dans le massif de Vautorte où ils présentent une orientation NW-SE. Ailleurs, dans l'ensemble du massif de rares pierres volantes correspondant à cette roche filonienne ont été observées comme dans les formations sédimentaires du Briovérien près de la route N 12 à la limite ouest de la carte. Il n'en a pas été retrouvé dans la partie orientale de la feuille, à l'Est de Saint-Denis-de-Gastines.

Ce faciès filonien est leucocrate, de couleur blanchâtre à jaunâtre. La texture est grenue aplitique, à grain très fin (inframillimétrique) et isométrique. Le quartz est abondant (30 %), en cristaux xénomorphes. Le feldspath est sodi-potassique et à texture perthitique. Il est dominant (35 %) sur le plagioclase (albite) (25 %). Ce dernier est fortement altéré. De la muscovite peut être abondante (7%), en cristaux disposés en rosettes. De rares grenats sont présents associés à la muscovite. La biotite et la tourmaline sont peu fréquentes (< 1 %). Des textures micrographiques (intercroissance de quartz et de feldspath alcalin) sont fréquentes.

$\mu\gamma$. **Microgranite.** Les filons de microgranites sont rares et de faible extension. Ils se situent uniquement dans la partie la plus à l'Ouest de la feuille en quatre endroits :

- au Sud de Saint-Pierre-des-Landes dans les terrains briovériens (orientation de N20° à N40°E) ;
- au Nord de Saint-Pierre-des-Landes de part et d'autre du contact granite-encaissant (orientation N160°E) qui le décale ;
- à mi-chemin entre La Pellerine et Le Loroux dans le Briovérien (orientation de N20° à N40°E) ;
- à proximité de Le Loroux dans le massif granitique (orientation de N20° à N40°E).

Ces filons ont une puissance de quelques mètres à une dizaine de mètres au maximum. De texture microgrenue porphyrique, ils sont constitués de 20 à 25 % de phénocristaux, essentiellement de quartz arrondis avec de rares golfes de corrosion (taille : 1 à 6 mm), de plagioclases et de biotite, dans une mésostase à grain très fin.

ρ . **Rhyolite.** Initialement cartographiés sur la carte à 1/80 000 Mayenne en microgranite porphyrique, ces filons de rhyolite apparaissent uniquement au

Sud du massif (au Nord de Montenay, à 4 km à l'Ouest d'Ernée de part et d'autre de la route N 12). Ils sont orientés N20° à N30°E et sont discontinus.

La rhyolite est leucocrate, grise à jaunâtre, aphanitique porphyrique, cryptocristalline. La texture est felsitique (cristallites remplaçant la mésostase). Le quartz et les feldspaths apparaissent en phénocristaux subautomorphes millimétriques. Le quartz, parfois en cristaux subautomorphes, montrant des golfes de corrosion, représente 10 % des phénocristaux. Le plagioclase (50 %) qui est de l'albite (An < 10 %) et le feldspath potassique (30 %) sont fortement altérés. Chlorite (biotite entièrement chloritisée), muscovite et opaques sont faiblement représentés.

Les filons de rhyolite sont fortement diaclasés.

β. **Dolérites, en filons ou en boules éparses.** De nombreux dykes doléritiques (dénommé « biseux bleu » en terme local) recoupent le massif granitique de Gorron. Ces filons s'alignent selon une direction N160°E. Ils sont classiquement associés au vaste champ filonien qui traverse toutes les régions situées entre Vire au Nord et Laval au Sud (Le Gall, 1999). Sur le territoire de la feuille, ils recoupent aussi bien le Briovérien que le socle cristallin mais sont plus abondants dans les massifs granitiques et beaucoup plus rares dans l'encaissant sédimentaire briovérien. Dans le Sud-Est de la feuille, ils ne recoupent pas les sédiments paléozoïques. Certains ont plusieurs kilomètres de long comme celui de Le Loroux à Ernée. Les autres apparaissent comme des tronçons de 500 m à 1 km de long, se relayant cartographiquement les uns aux autres. Cette géométrie cartographique correspond aux décalages et aux tronçonnements liés au jeu des failles inverses orientées de N60° à N70°E, d'âge varisque à tardi-varisque et aux failles décrochantes plus tardives, d'orientation N30°E.

Les filons peuvent atteindre une cinquantaine de mètres de puissance. Le plus épais, atteignant 100 m de puissance, a été observé au hameau de Montaudin au Sud de Châtillon-sur-Colmont. Les filons de dolérite constituent en général l'armature de collines étroites et linéaires. Au sommet de ces reliefs, les filons apparaissent le plus souvent démantelés sous forme d'importants chaos doléritiques *in situ* constitués de blocs pouvant atteindre plusieurs mètres ou en boules décimétriques (30 à 50 cm de diamètre en moyenne) disséminées dans les champs et les prés, avec une altération « en pelures d'oignons » très caractéristique. Les sols associés sont de teinte brun-rouge très prononcée et facilement reconnaissables. Le contact avec les formations encaissantes est souvent observable dans les anciennes exploitations des filons. Dans le Briovérien, l'éponte est accompagnée de façon systématique d'une bordure figée finement cristallisée témoignant d'un refroidissement rapide, et d'une augmentation de la taille du grain au fur et à mesure que l'on se rapproche du cœur du filon. La mise en place des filons peut parfois s'accompagner d'un léger

métamorphisme de contact, marqué par l'apparition de petites taches dans les faciès silto-argileux (amas chloriteux).

Les filons sont en général accompagnés de filonnets lenticulaires centimétriques à décimétriques sur plus d'une centaine de mètres de part et d'autre de l'axe majeur au sein de l'encaissant briovérien bréchifié. Dans les granites, les contacts sont francs, sans aucun métamorphisme de contact identifiable macroscopiquement. Aucun chevelu filonien périphérique n'a pu être observé.

Les filons doléritiques sont nettement moins abondants dans l'encaissant sédimentaire briovérien dans lequel ils s'amortissent que dans les massifs granitiques, ceci d'autant plus rapidement qu'ils sont moins puissants. Ceci a été observé régionalement sur les feuilles de Landivy et de Mayenne. Ce fait d'observation reflète la différence de comportement mécanique des roches en fonction de leur compétence (le domaine cristallin étant nettement plus cassant que le domaine sédimentaire au moment de la mise en place des filons).

Deux faciès majeurs peuvent être distingués :

- l'un à grain fin à très fin, à texture intersertale, caractérisant les filons de faible puissance et les bordures figées des grands filons ;
- l'autre à grain moyen, à texture sub-ophitique à ophitique, de tendance gabbroïque, caractérisant le cœur des filons majeurs.

Le faciès à grain fin montre des plagioclases en petites lattes, des petites plages de silicates ferro-magnésiens chloritisés et de minéraux opaques.

Le faciès à grain moyen est de couleur vert-sombre à noire et est constitué de plagioclase zoné (andésine, labrador) en lattes enchevêtrées, de grandes plages ou d'agrégats de clinopyroxène maclé (augite) bordés de hornblende verte (ouralitisation) qui se transforme en chlorite, d'aiguilles de trémolite-actinote, de rares cristaux de quartz interstitiel, de calcite, de chlorite secondaire. Les minéraux accessoires sont représentés par de l'apatite, automorphe en inclusion dans les cristaux de plagioclase, de rares cristaux d'épidote et de minéraux opaques. Ces derniers sont des sulfures à section carrée (pyrite) ou à section losangique maclée (arsénopyrite ?). Le quartz apparaît soit de façon anecdotique, soit formant avec le feldspath des plages micropegmatitiques millimétriques, surtout fréquentes au cœur des filons de forte puissance.

Le grand filon de Le Loroux a fait l'objet d'une analyse chimique. Il a été échantillonné dans sa partie sud, à proximité d'Ernée (lieu-dit le Fourboué, X = 354,7 ; Y = 1 072,2, analyse CP 144). Les résultats sont fournis en annexe.

Les points d'observation des filons de dolérite sont très nombreux en particulier sur les axes morphologiques qu'ils constituent. On citera en particulier plusieurs filons et leurs contacts avec des cornéennes altérées visibles dans le talus de la déviation d'Ernée entre la N 12 et la D 31, à la hauteur du lieu-dit « le Domaine ».

Q. Le quartz en filons ou en blocs épars. Le quartz (dénommé « pierre blanche » ou « biseux blanc » dans la terminologie locale), est fréquent sur le territoire de la feuille Ernée, en grands filons dans le socle cristallin et le Briovérien métamorphique, mais aussi en veinules ou petits filons et en blocs épars de taille très variable (décimétrique à pluridécimétrique) dispersés dans les labours. Les filons sont de puissance décimétrique à plurimétrique, constitués majoritairement de quartz blanc laiteux. Ils se répartissent selon trois directions principales :

– N30° à N50°E : elle correspond à une grande structure filonienne qui a été cartographiée à l'Ouest d'Ernée, sur une vingtaine de kilomètres du Sud-Ouest de La Pellerine jusqu'au Nord-Est de Montaudin. Elle constitue un axe morphologique majeur dans ce secteur jalonné de façon plus ou moins continu par des affleurements. Le premier à la hauteur de La Pellerine a été exploité en carrière (bois de la Croix-Marie). Il se prolonge au-delà, en direction de Larchamp. Le second se situe entre le Breil (Chailland), au Sud-Ouest, où un forage exploité pour l'AEP y a été réalisé, et Vautorte au Nord-Est. Des structures parallèles de moindre importance se retrouvent notamment au Nord d'Ernée et au Nord-Ouest de Châtillon-sur-Colmont ;

– N70° à N80°E : il s'agit du prolongement vers l'Ouest du filon de Bois-Salair, cartographié sur la feuille Mayenne, sur une longueur de plusieurs kilomètres ; il se termine aux Viardières-des-Landes (Sud-Est de La Chapelle-au-Grain), où il a été exploité en carrière ;

– N150° à N190°E : c'est le cas des 3 filons cartographiés au Sud de Saint-Pierre-des-Landes. Le premier est situé entre la Lande-du-Chêne et Guimé. Le second, entre la Cour-Perrault et Friloux, recoupe la D 29 à la hauteur de Hermillon. Le dernier se situe entre les Vallées et la Bérangerie (nombreux blocs visibles en bordure du bois de la Daviais). Le filon localisé au Nord-Ouest de La Pellerine, près du lieu-dit le Haut-Marchand appartient également à cette famille. Un autre filon assez important, orienté N160°E, est associé au champ filonien de faciès doléritique situé au Nord d'Ernée et à l'Est de Larchamp. La rivière de l'Ernée est détournée par l'axe morphologique armé par ce filon.

Le quartz peut se présenter sous plusieurs faciès :

– massif, laiteux, blanc, grisâtre, verdâtre ou rosé, terne, à tendance mamelonnée caractérisée par une accumulation de couches millimétriques de quartz fibroradié. Des petites cavités géodiques peuvent y être observées avec de très fins cristaux de quartz automorphes ;

– bréchique au niveau des épontes, sous la forme de veinules millimétriques formant un chevelu diffus, envahissant la roche encaissante, et conférant à cette dernière un aspect « spongieux » très particulier marqué par une multitude de petites cavités dues, en apparence, à une dissolution et altération plus ou moins prononcées des minéraux préexistants.

Les arguments de chronologie relative récoltés lors des levés mettent en évidence deux générations de filons de quartz. Les filons d'orientation N30° à N45°E recoupent cartographiquement les filons de dolérite ainsi que le filon de quartz N160°E associé à ceux-ci au Nord d'Ernée. Les filons N30°E sont donc les derniers à se mettre en place.

Les veinules quartzzeuses, fréquentes dans les cornéennes, sont directement liées à la mise en place des massifs intrusifs granitiques au sein du Briovérien. Ceci peut s'interpréter comme le résultat de la circulation de fluides riches en silice dans un Briovérien sédimentaire fracturé par l'intrusion granitique.

PALÉOZOÏQUE

Les formations paléozoïques de la carte d'Ernée sont cantonnées dans le synclinal de la forêt de Mayenne, structure varisque qui se prolonge en direction du Sud-Ouest pour se raccorder au synclinorium de Laval. Ces formations s'étendent stratigraphiquement de l'Ordovicien inférieur (Grès armoricain) au Dévonien inférieur, cette dernière limite correspondant à une limite d'érosion. Les terrains paléozoïques plus récents, d'âge carbonifère, ne sont conservés que plus au Sud dans le bassin de Laval.

L'Ordovicien

La succession ordovicienne, dont la puissance avoisine 300 m, se compose de trois formations marines, caractéristiques de cette partie du Massif armoricain, à savoir Grès armoricain, Schistes d'Andouillé et Grès de Saint-Germain-sur-Ille.

02. Formation du Grès armoricain (Arenig) : grès-quartzites blancs (de 45 m à plus de 100 m). Puissante de plus de 100 m sur le flanc nord du synclinal de la forêt de Mayenne, la formation du Grès armoricain perd de son épaisseur en se dirigeant vers le Sud où elle ne paraît pas excéder 70 m aux Rochers-de-l'Authion. Cette formation constitue le seul trait morphologique mettant en relief les structures varisques cachées sous le couvert forestier.

En l'absence de dépôts cambriens présents plus à l'Est dans le synclinal de Villaines-la-Juhel (carte Mayenne), la formation du Grès armoricain est ici directement transgressive sur le socle cadomien constitué soit par les granitoïdes d'Alexain – Deux-Évailles soit par les cornéennes tachetées du Briovérien. Sur le territoire de la feuille, la discordance ne s'observe jamais directement et les premiers termes de la formation sont fréquemment représentés par une mince semelle gréseuse à graviers de quartz et rares phtanites, visible dans la Butte-de-Clairret et au Sud d'Aigrefin (Nord de Placé). Le seul contact entre le Grès armoricain et le granitoïde s'observait dans l'ancienne carrière de la Davière, au Sud de Placé, où un microconglomérat à galets de quartz reposait sur les arènes granitiques exploitées comme sable. Cette relation prouvait l'âge cadomien du batholite d'Alexain (Chauris, 1959).

Le corps principal de la formation est constitué de quartzites blancs, stratifiés en bancs massifs demi-métriques à métriques, dans lesquels s'intercalent des passées de siltites et argilites vertes ou noires, surtout abondantes vers le sommet. Ces quartzites à forte maturité de texture et de composition, renferment plus de 90 % de quartz en grains bien usés, quelques feldspaths altérés et grains lithiques. Les minéraux lourds se distribuent entre le zircon (de 70 % à 80 %), la tourmaline (de 6 % à 12 %), le rutile (de 6 % à 13 %) et les minéraux accessoires (Doré, 1969).

Les principales figures sédimentaires se limitent au litage plan et au litage oblique de type tempestite. Quelques bancs métriques plus grossiers à copeaux de boue, accompagnés de surfaces à rides de courant ou de vague s'observent dans la carrière en activité de la Croix-Boursin, au Nord du synclinal de la forêt de Mayenne. L'ichnofaciès est représenté par des terriers verticaux (*Skolithos*), qui abondent dans certains bancs massifs de la carrière pré-citée ainsi que dans quelques affleurements du domaine forestier. Parmi ces derniers, signalons tout particulièrement celui du Mont Pinson ainsi que celui situé à l'Ouest de la ligne de la Frayère montrant des terriers annelés de 1 à 1,5 cm de diamètre et longs de plus d'un mètre. À l'entrée de l'ancienne carrière du Defaix (flanc sud du synclinal), d'autres traces d'activité animale sous forme de *Cruziana* et de pistes horizontales sont exposées à la surface inférieure d'un banc, en position renversée.

L'âge de la formation du Grès armoricain est connu avec précision grâce aux études régionales sur les assemblages de chitinozoaires, notamment celles réalisées dans les anciennes carrières de Camp-Français, sur le flanc nord du synclinorium de Laval (Paris, 1981). L'intégralité de la formation, puissante ici d'environ 90 m, renferme le même assemblage de chitinozoaires (biozone à *Eremochitina baculata brevis*), caractérisant la base de l'Arenig moyen.

Outre les affleurements naturels ou en carrière déjà signalés, la formation du Grès armoricain est bien exposée dans la cluse de la Chapelle-du-Hec

ainsi que dans celle du ruisseau de l'Artoire, respectivement aux flancs sud et nord du synclinal de Mayenne.

03-4. Formation d'Andouillé (Llanvirn – Caradoc inférieur) : argilites et siltites noires micacées (> 100 m). Cette formation, dite d'Andouillé dans le synclinorium de Laval, correspond à celle du Pissot de la région de Domfront, cette dernière terminologie étant utilisée pour désigner les terrains de l'Ordovicien moyen de la carte voisine de Mayenne. En raison de la nature lithologique de la formation et de son degré d'altération toujours prononcé, ainsi que de l'importance du couvert forestier, les affleurements des Schistes d'Andouillé demeurent particulièrement rares sur le territoire de cette carte. Dans ces conditions, le meilleur point d'observation se situe à l'Ouest de la cluse de la Chapelle-du-Hec, dans l'allée du Président Bertrand. Les autres lieux où a été identifiée la formation sont les suivants : ligne de Chassillé au Nord de l'Étang de Pouriette ; cluse du ruisseau de l'Artoire ; talus de chemin à l'Ouest des Tennières. En outre, des travaux forestiers ont extraits des plaquettes de schistes fossilifères le long de la D 12 à l'Est du carrefour du Pillet (présence de trilobites dont *Neseuretus tristani*) ainsi qu'au Sud de la Butte-de-Clairret (fragments indéterminables de trilobites et brachiopodes). Enfin, signalons qu'anciennement, à Fontenay (Sud de Placé), les schistes ont livré des trilobites (*Neseuretus tristani* et *Colpocoryphe aragoi*) et de nombreux lamellibranches (*Redonia* et *Cténodonta*) (Lacaze, 1930). Ces informations bien trop insuffisantes ne permettent pas de dater la formation dont l'âge, dans la localité type du bassin de Laval, s'échelonne du Llanvirn au Caradoc inférieur (Chauvel *et al.*, 1970 ; Babin *et al.*, 1974 ; Henry 1980).

La lithologie dominante est constituée d'une alternance d'argilites et de siltites sombres admettant quelques intercalations de grès fins finement lités. Au sommet de la formation prend place un niveau minéralisé à oolithes chloriteuses, jointives et aplaties, repéré en un seul endroit de la carte, au Nord du point coté 169 situé le long de la D 12. En revanche, les horizons minéralisés, situés à la base de la formation dans le synclinorium de Laval, n'ont pas été retrouvés sur le territoire de cette carte.

04-5. Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Caradoc – Ashgill) : grès micacés verdâtres à intercalations de siltites noires (100 m environ). Dans le synclinal de la forêt de Mayenne, cette formation a été reconnue en blocs épars le long de la route forestière au Sud de la Tuilerie ainsi qu'entre la D 12 et la ferme de la Monnerie. Le faciès type est un grès verdâtre, à ciment argileux, finement micacé admettant des intercalations de siltites vertes en plaquettes surtout abondantes vers le sommet de la formation. Ce faciès semble homogène à l'échelle de tout le synclinal de Mayenne. Le faciès de grès-quartzite clair à muscovite, présent plus à l'Est à la base de la formation (carte Mayenne), n'existe plus ici. De même, la formation de la

Tillite de Feuguerolles, couronnant la succession ordovicienne plus au Nord et à l'Est (synclinal de Villaines-la-Juhel ; carte de Mayenne), n'a pas été identifiée sur le territoire de cette carte par suite, non seulement de la diminution de puissance des sédiments glacio-marins vers le Sud-Ouest, mais également du fait des conditions particulièrement médiocres d'affleurement en domaine forestier qui n'ont pas permis d'examiner le toit de la formation et son passage aux grès-quartzites de la formation de la Lande-Murée.

Dans la localité-type de Saint-Germain-sur-Ille (synclinorium du Ménez-Bélair), la formation à dominante arénacée renferme, dans sa moitié supérieure, une faune de graptolites permettant de lui attribuer un âge ashgillien. La moitié inférieure, dépourvue de faune déterminante, est probablement à rapporter au Caradoc (Skevington et Paris, 1975).

Le Silurien

Dans le synclinal de la forêt de Mayenne, les terrains siluriens (*sensu lato*) se caractérisent par la superposition de deux unités lithologiques bien tranchées : la formation de la Lande-Murée de nature essentiellement quartzitique et la formation du Val de composition globalement argileuse à silteuse avec quelques intercalations gréseuses. Cet ensemble, d'une puissance estimée à plusieurs centaines de mètres (3 à 400 m ?), est limité vers le haut par les premiers termes gréseux rapportés au Dévonien inférieur (formation de Gahard).

s1-3. Formation de la Lande-Murée (Llandovery – Ludlow ?) : grès-quartzites blancs à gris-sombre pyriteux (de 100 à 125 m). Désignée sous le nom de formation du Grès culminant sur les cartes situées à l'Est d'Ernée (Mayenne, Vernhet *et al.*, 2009 ; Villaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1987), cette formation prend le nom de la Lande-Murée dans le synclinorium de Laval ainsi que dans celui du Ménez-Bélair où elle a été définie (Paris, 1977). Le synclinal de la forêt de Mayenne représentant un diverticule du synclinorium de Laval, il paraît plus logique d'adopter cette dernière terminologie. Compte-tenu de son épaisseur (de 100 à 125 m) et de sa lithologie, la formation de la Lande-Murée joue un rôle morphologique, certes mineur, mais qui permet de suivre son extension sous le couvert de la forêt de Mayenne. Du Nord vers le Sud, trois reliefs apparaissent, armés par ces grès :

- un relief orienté N20° à N40°E entre le carrefour du Pilet et la cote 188 au Nord de la ligne de la Butte-au-Loup ;
- un relief orienté E-W, décalé par failles, entre la route forestière et la faille qui constitue la limite orientale du synclinal au Nord de Placé ;
- un relief orienté N40°E entre l'Habit et le Bas-Authion.

En dehors de petites carrières, toutes abandonnées et envahies de végétation (cote 173, au Sud de la D 12), le meilleur site d'observation de la formation se situe le long de la ligne de l'Essart (point coté 174) où affleure une série de grès-quartzites blancs à gris-sombre, finement feldspathiques et stratifiés en bancs décimétriques. La pyrite envahit la masse des grès sous forme de petites taches rouilles ou en nodules, souvent dissous à l'affleurement. Les grains de quartz, bien classés, d'un diamètre moyen de 150 µm, montrent un nourrissage secondaire net grâce à la pigmentation ferrugineuse cernant les grains. Ils sont accompagnés de quelques feldspaths (microcline surtout), de muscovite et de minéraux lourds (zircon, rutile, tourmaline).

En l'absence de faune, l'âge de la formation de la Lande-Murée (Llandovery à Ludlow) est déduit de celui des formations qui l'encadrent : Ashgillien pour la partie supérieure de la formation de Saint-Germain-sur-Ille et Pridolien pour la formation du Val. Ce raisonnement tient compte du fait que dans le synclinorium du Ménez-Bélair, la formation de la Lande-Murée se compose d'un membre inférieur à dominante quartzitique daté par les graptolites du Llandovery supérieur (Paris *et al.*, 1980), d'un membre moyen et d'un membre supérieur à dominante ampélitique datés du Wenlock au Ludlow (Paris, 1981). Sur le territoire de la carte d'Ernée, eu égard aux conditions particulièrement médiocres d'affleurement, il n'a pas été possible d'examiner le passage entre la formation de la Lande-Murée et celle du Val, et donc d'infirmier ou de confirmer l'existence d'une série ampélitique. La présence dans la masse gréseuse de « lentilles de schistes ampéliteux avec lits d'ampélites » est cependant mentionnée par M. Lacaze (1930), à l'Est de Chailland (carte de Laval à 1/50 000), ainsi que dans le chemin menant à la Ramerie à l'Ouest de Placé. Si l'on compare l'âge de la formation de la Lande-Murée avec celui du Grès culminant des cartes de Mayenne et de Villaines-la-Juhel, situées plus à l'Est, il faut tenir compte du fait que la formation du Grès culminant représente un seul ensemble quartzitique compris entre la Tillite de Feuguerolles d'âge ashgillien et une formation d'ampélites datée pour sa base du Wenlock moyen (Doré *et al.*, 1987 ; Vernhet *et al.*, 2009). Il serait donc plus logique de comparer l'âge du Grès culminant avec celui du seul membre inférieur de la formation de la Lande-Murée.

s4-d1. Formation du Val (Pridoli – Lochkovien ?) : argilites, siltites et grès sombres micacés. À l'image de la formation précédente, la formation du Val a été définie dans le synclinorium du Ménez-Bélair (Paris, 1977) où elle est datée du Pridoli à partir des assemblages de chitinozoaires (Paris, 1981). Dans le synclinal de la forêt de Mayenne, la formation est surtout développée au Sud-Ouest de Placé où elle s'observe dans les talus de routes desservant les fermes de l'Essart, Montguyon, les Loges, ainsi que ponctuellement en forêt comme par exemple au Nord de la Ligne de l'Hubertièrre en limite sud de carte. Le faciès caractéristique est celui de siltites gris-sombre à verdâtres, micacées, admettant de minces intercalations de quartzites noirâtres finement lités. Dans

cet ensemble relativement monotone se distinguent des ensembles uniquement silteux ou, au contraire, relativement riches en bancs gréseux sans que l'on puisse les situer verticalement dans la formation. Certains bancs gréseux portent des rides de courant et des flute-casts tels les blocs extraits du creusement d'une mare à l'Est de la Chaunière sur le territoire de la carte de Laval à 1/50 000.

Le Dévonien

d1a. Formation de Gahard (Lochkovien inférieur) : grès sombres micacés ferrugineux. Les termes paléozoïques les plus récents rencontrés sur le territoire de la carte d'Ernée correspondent à une série de bancs centimétriques à décimétriques de grès sombres, micacés, bioturbés souvent fossilifères. Ces grès sont localisés, d'une part au Sud-Ouest de Placé où ils remplissent le cœur d'une petite structure synclinale allongée SW-NE et furent exploités dans une petite carrière à la Cueillerie, et, d'autre part, en forêt de Mayenne, entre la Ligne des Loges et celle de l'Huberdière, en limite sud de carte. Les grès renferment des lits particulièrement fossilifères qui ont livré (Lacaze, 1930) : des brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Stropheodonta Thisbe* et *S. subarachnoïdea*, *Schizophoria provulvaria*, *Proschizophoria* cf. *personata*, *Rhynchonella* cf. *cypris*), des trilobites (*Homanolotus* sp.), des orthocères ainsi que des tentaculidés.

La formation de Gahard se développe plus largement vers le Sud dans le synclinorium de Laval où, sur son flanc nord, dans la coupe de Saint-Jean-sur-Erve (feuille Meslay-du-Maine à 1/50 000). Les biozones de chitinozoaires fixent un âge lochkovien inférieur à l'ensemble de la formation (Paris, 1981).

CRÉTACÉ À CÉNOZOÏQUE (CÉNOMANO-TERTIAIRE)

Les dépôts de sables et graviers (c1-p) et les dalles silicifiées

c1-p. Sables, graviers, galets, argiles et indurations ferrugineuses (Cénomanién inférieur à Pliocène ?). La partie est de la présente carte est occupée par des dépôts constitués de sables quartzeux plus ou moins fins (taille des grains estimée de 250 à 500 μm), blancs à ocre, associés à des galets de quartz blanc généralement très émoussés. Ces galets blancs sont très faciles à repérer dans les champs, même lorsqu'ils sont à l'état résiduel et que les sables ont été érodés. Cette formation est pelliculaire à l'Ouest et s'épaissit vers l'Est pour atteindre environ 3 m d'épaisseur approximative en limite de feuille. Le quartz forme la principale espèce minérale de ces galets, même si sur Mayenne, de belles coupes ont pu montrer la présence anecdotique de galets de phtanites. Leur arrondi signale la forte énergie du milieu de dépôt.

Cette formation repose largement sur la moitié est de la carte. En dehors des anciennes carrières qui exploitaient les sables, ces sédiments se signalent facilement par la présence de nombreux galets de quartz dans les champs. On constate que sur certains sites, il existe aussi des dépôts de versants flués, type « head », provenant du fluage périglaciaire de ces sables et galets. Il n'a pas été possible de dissocier ces dépôts des formations sableuses. Ils sont présentés sous un même intitulé sur la carte. Seuls des sondages visant à déterminer la base des sables et galets « *in situ* » permettraient de différencier la formation de sables et galets des formations superficielles dérivées sur versants. La base de cette formation fossilise une paléosurface qui est recoupée par les vallées actuelles orientées NNW-SSE à l'Est d'Ernée. Cette surface, inclinée vers l'Est, se situe à 210-220 m d'altitude (IGN 1969) dans la partie la plus occidentale où la base de ces sables est reconnue tandis qu'elle est plutôt à 190 m (IGN 1969) en limite orientale de la feuille.

Il n'a pas été vu de coupe remarquable lors de la cartographie de cette formation en 2004-2005. Tout au plus peut-on signaler les anciennes carrières le long de la RD 5 à l'Ouest de Chatillon-sur-Colmont, ou celles le long de la route communale au Nord-Ouest de Colombiers-du-Plessis vers la RD 33, qui peuvent ponctuellement être l'occasion d'un grattage ou d'une reprise artisanale et limitée de leur exploitation. Les coupes les plus remarquables se situent sur la feuille Mayenne située plus à l'Est (Vernhet *et al.*, 2009), dans les sablières qui exploitent cette formation.

Les quelques traces de sablières qui ont été repérées, semblent avoir été ouvertes anciennement, depuis le XIX^e siècle jusque peut-être dans les années 1970, les sables et galets étant des denrées rares dans la région. Ces carrières signalent souvent les épaisseurs de sables et galets utiles mais n'offrent pas de coupes directement lisibles.

Ces dépôts sableux à galets ont été attribués dès les premières cartes géologiques, aux dépôts éocènes et/ou pliocènes par analogie avec les sables et « grès à sabalites » en Val de Loire. Les observations récentes faites régionalement et particulièrement dans la carrière de Glaintin sur la feuille de Mayenne permettent d'attester que les sédiments du Crétacé supérieur ont existé localement à la base de ces sables, au sein de chenaux ou de creux à sédimentation argileuse en milieu marécageux. Il apparaît vraisemblable de considérer, qu'en cette zone au moins, les sables et galets se sont déposés à la suite de ces argiles. Choix a été fait de les assimiler *pro-parte* à du Crétacé supérieur (?). Il est aussi possible que tout ou partie de ces sables à galets soient séparés des argiles cénomaniennes par un hiatus important, et soient alors cénozoïques, de tels faciès étant totalement ubiquistes.

Toutefois, considérer que c'est une partie d'un ensemble détritico-alluvial ou fluviomarino du Crétacé supérieur n'est pas contradictoire avec les dépôts du Crétacé supérieur mieux préservés et connus immédiatement plus à l'Est (Estéoule *et al.*, 1968 ; Juignet, 1974 ; Doré *et al.*, 1987 ; Le Gall, Maurizot *et al.*, 1998). On sait aussi, comme dans le bassin d'Apigné, que des glauconites très riches en microfaune remaniée du Crétacé ont été attestées (Trautmann *et al.*, 1997, feuille de La Guerche-de-Bretagne ; Brabant, 1965). Ces niveaux signalent la présence proche de sédiments marins cénomaniens disponibles et non altérés au moment de leur reprise pour constituer ce remplissage de bassin. Envisager que les grands volumes de sables et galets soient la marque du Crétacé supérieur transgressif et que, ultérieurement, les résidus plus ou moins altérés de ces dépôts aient été repris par les systèmes fluviaux à différents moments du Cénozoïque semble possible. Ultérieurement, la reprise fluviale de tels sables lors de l'évolution tertiaire de la région permet de remobiliser plusieurs fois un tel stock initial de sables issus initialement des quartzs d'altérites.

Les dalles silicifiées (silicification éocène probable)

Des dalles siliceuses en relation avec les sables et graviers décrits ci-dessus ont été observées à l'Est sur la feuille de Mayenne. Sur la zone d'Ernée, ces dalles n'ont été vues que ponctuellement, à l'état de blocs épars dispersés dans les champs. La répartition et l'extension de ces dalles restent donc très imprécises.

Par analogie avec les dernières phases de silcrètes identifiées dans l'Ouest européen, il est proposé de rattacher cette silicification au même événement réputé d'âge (?) éocène. Cependant, toute datation nouvelle peut modifier l'âge de ces silicifications.

On sait que dans la région, des formations continentales, d'âge éocène à pliocène, se sont surimposées à ces ensembles. Elles associent des produits d'érosion d'altérites re-sédimentés dans des paléo-dépressions (lacustre ou palustre) et des indurations (silcrètes) signalant *a priori* des bas versants de paléo-topographies anciennes. C'est, semble-t-il, à l'Éocène que sont associées les silicifications en place les plus récentes. Les remplissages fluviomarins à lacustres sont d'âges plus variés, de l'Éocène supérieur à l'Oligocène (Ludien de Céaucé – Lautridou, 1993 ; Rupélien du bassin de Rennes par ex., Trautmann *et al.*, 2000) et des épandages détritiques avec des faciès transgressifs à glauconie pour certains sites, au Pliocène (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux et Ollivier-Pierre, 1986 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Estéoule-Choux *et al.*, 1988 ; Lautridou, 2002).

Des structures NNW-SSE ont permis de préserver ces dépôts en fonctionnant en distension lors de la première partie du Cénozoïque (Gros *et al.*, 1984a et b). Elles ont généré des topographies en creux dans lesquelles

des dépôts anciens, comme les argiles du Cénomaniens, sont conservés, surmontés de niveaux lacustres ou fluviaux plus récents dans les parties les plus basses de ces bords de grandes failles fonctionnant en héli-graben (cas des dépôts éocènes - Ludien de Céaucé - situés au Nord, dans le prolongement de l'héli-graben de Mayenne ; feuille Domfront, Vernhet *et al.*, 1996 et feuille Mayenne, Vernhet *et al.*, 2009).

FORMATIONS RÉSIDUELLES D'ALTÉRATION SUPERFICIELLE (CÉNOZOÏQUE À QUATÉNAIRE) (A)

Les altérites sont représentées sur cette feuille par la lettre A précédant la notation d'origine et une teinte atténuée par rapport à la formation non altérée leur a été affectée sur la carte.

Elles sont très développées sur la carte. Les parties basales des profils sont accessibles sous les formations superficielles quaternaires, dans les bas de versants. On y retrouve, quels que soient les faciès, des formes d'altération chimique (arènes, argilisations) au-dessus de roches de moins en moins altérées puis des niveaux à forte densité de fissuration (Wyns, 2003) avant d'atteindre une roche-mère peu ou pas altérée comme le montrent les sondages en BSS. Les granitoïdes fournissent des arènes sur de faibles épaisseurs sur les parties hautes de la topographie. En fond de vallée, les cours d'eau coulent directement sur la roche indurée en place. Les schistes génèrent des altérites argileuses avec des fragments de roches plus saines en profondeur. Seuls les Grès armoricains, chimiquement très homogènes (quartz) ne montrent pas de forme d'altération importante. On notera que même pour ces faciès, il est signalé en forage des grès altérés (délitage en petits blocs, désagrégation du grès). Ce qui signifie que les Grès armoricains n'ont pas échappé aux altérations météoriques post-hercyniennes dans cette région.

L'âge de ces altérites est cénozoïque et antérieure aux froids quaternaires, même si l'altération continue à se poursuivre lors des périodes de climats humides en début de glaciation notamment. Des profils dont l'âge initial serait crétacé inférieur (ou plus ancien) pourraient subsister dans la partie occidentale de la carte, « sous » les sables et galets présumés d'âge crétacé supérieur qui ont permis leur conservation. Les profils d'altération météorique les plus complets, c'est-à-dire les moins démantelés par l'érosion récente, montrent des horizons à matrice kaolinique en sommet de coupe.

Depuis les premiers froids périglaciaires (vers 2,5 Ma), et peut-être avant au cours du Néogène et en moindre intensité, l'érosion des versants a été importante. C'est surtout lors des changements climatiques (transition glaciaire-interglaciaire) que les versants ont vu transiter des matériaux vers

les rivières. Le sommet des profils d'altération a été « scalpé » lors de ces phases. Les horizons argilisés et rouges sommitaux apparaissent désormais en reliques quand ils sont encore visibles (talus dans la zone d'activité, Sud-Est du vieux bourg de Ernée près du lieu-dit les Sémondrières).

A1. **Les arènes sur granitoïdes cadomiens.** Les arènes sont plus ou moins présentes sur l'ensemble du massif cristallin. Elles résultent de l'altération des différents faciès granitiques identifiés sur cette zone. Dans le lit du réseau hydrographique la roche saine affleure fréquemment du fait de l'érosion actuelle. Sur les versants et les parties hautes de la topographie, les granitoïdes apparaissent également en de nombreux endroits. Sur l'ensemble de la région, la roche saine affleure le plus souvent au fond des caniveaux lorsque ceux-ci ont été curés ce qui montre que l'épaisseur arénisée conservée est souvent très faible (inférieure au mètre). Cette observation est confortée par la mise en surface de blocs sains lors des labours.

Dans la plupart des cas, l'origine des altérites issues des granitoïdes est facilement identifiable. Ces arènes correspondent à des sables grossiers, beiges, jaunâtres, à brun rouge avec des grains de quartz, de feldspaths altérés, argilisés, blanchâtres, et des micas en paillettes (muscovite et biotite chloritisée). Ces profils passent en profondeur à des faciès plus hétérométriques, avec des fragments de granitoïde altéré, généralement en boule de quelques décimètres à plus de 3 m de diamètre, et de petits blocs filoniens de quartz. L'altération de ces roches est généralement plus développée au niveau des joints et des diaclases les affectant qui facilitent la circulation des eaux météoriques. Ces « altérites de socle » sont également bien développées sous le remplissage des bassins sédimentaires dont la base est localement d'âge crétacé. L'altération y est marquée par une forte argilisation des différents faciès cristallins. Ces sables grossiers plus ou moins argileux selon le degré d'évolution, sont soliflués et colluvionnés sur les versants (fauchage généralement intense) et selon les zones, plus ou moins étroitement mélangés aux formations superficielles sus-jacentes telles que les loess anciens. Ils participent à l'alimentation des formations de versants et des formations alluvionnaires, leur mobilisation ayant lieu lors des phases froides du Pléistocène, l'état actuel étant celui de la dernière glaciation, pendant le Weichsélien.

A2. **Les altérites de formations briovériennes.** Les altérites des formations briovériennes (argiles et silts) sont très sensibles à l'érosion. Les zones érodées correspondent à des vallées largement entaillées. De ce fait, dans ces dépressions topographiques, les schistes briovériens peuvent apparaître moins altérés. En fait, on se situe simplement plus bas dans le profil d'altération de ces roches sans pour autant avoir atteint le niveau où la roche est saine. Ces altérites sont présentes systématiquement dans les dépressions constituées par les « schistes tachetés » (Saint-Pierre-des-Landes, Sud de Montenay, Sud de Châtillon-sur-Colmont, La Chapelle-au-Grain). La puissance de ces altérites est

très variable, d'ordre métrique mais pouvant atteindre ponctuellement jusqu'à une dizaine de mètres. En dehors des secteurs en dépression, ces formations intensément altérées ne permettent pas de voir la roche saine sauf en sondage. Malgré l'absence de sondages pour le vérifier, on peut supposer qu'à proximité des grands couloirs de failles, l'altération des roches pourrait être accentuée en relation avec une fracturation plus prononcée facilitant la circulation des eaux météoriques. Ces schistes sont plus résistants à l'altération lorsqu'ils ont été métamorphisés au contact des granites (auréoles de métamorphisme avec schistes tachetés à minéraux ou cornéennes). Les grauwackes du Briovérien se décomposent en fragments pluri-centimétriques à centimétriques de couleur gris-beige à beige, se dégradant progressivement pour donner des sables moyens à fins, en général très argileux. Les siltites et argilites se débitent en plaques puis plaquettes gris-beige à bleu-verdâtre, devenant de plus en plus tendres et molles, argileuses. Elles peuvent constituer un limon gris à rouge très argileux, difficile à distinguer à l'œil nu des limons lœssiques pédogénisés présents dans la région.

Les cornéennes sont, de part leur texture, nettement plus résistantes à l'altération et se désagrègent en éléments pluri-centimétriques à centimétriques donnant progressivement des sables plus ou moins argileux selon la nature initiale de la roche (siltite, grès) et des limons, le tout localement chargé en fragments de quartz. L'altération des différents minéraux ferromagnésiens, des sulfures et oxydes de fer présents dans ces roches se traduit par une importante libération de fer conférant à ces terrains une coloration rougeâtre très caractéristique. À la sortie sud de Châtillon-sur-Colmont, le talus de la D 248 au droit du terrain de sports présente un bel exemple de l'état d'altération très poussé de faciès de transition entre les cornéennes qui constituent la crête sur laquelle est établie l'agglomération et, vers le Sud, les schistes tachetés.

Dans tous ces cas, on retiendra que le sommet des profils d'altération sur schistes est aussi érodé. Cette évolution a été intense dès le début des froids périglaciaires, vers 2,5 Ma, et s'est poursuivie tout au long du Pléistocène lors de chaque cycle climatique froid. Le processus majeur dans cette région est le fauchage dû au gel-dégel qui mobilise les matériaux de surface sur les versants vers les rivières.

Autres altérites

Toutes les autres roches du bâti hercynien ou antérieures présentes sur la carte sont aussi altérées. Toutefois, les filons de quartz et le Grès armoricain, chimiquement très pauvres et généralement très durs forment des reliefs topographiques bien qu'ils soient eux aussi intensément altérés en surface. Certains blocs de Grès armoricain peuvent ainsi se désagréger en poudre de grains de quartz sur certains affleurements.

	kaolinite	illite	smectite
Argiles des arènes granitiques	45 %	20-40 %	10-30 %
Argiles bleutées	< 30 %	30-40 %	> 40 %
Argiles d'altération des formations briovériennes	< 30 %	30-40 %	> 40 %
Argiles tertiaires	70 %	20 %	< 10 %

Tabl. 2 - Composition minéralogique des argiles de la région de Mayenne – Ernée

Les formations paléozoïques donnent des altérites sensiblement identiques à celles du Briovérien, à savoir très argileuses et fines, beige-clair, ocres, blanchâtres, ou bariolées, pour les formations silteuses et ampélitiques, sablo-argileuses à blocs et cailloux pour le Grès armoricain, et sablo-argileuses à galets pour les conglomérats de base du Cambrien. On notera que le Grès armoricain montre moins ces profils d'altération, même s'ils existent.

Les dolérites donnent naissance à des terrains argilo-sableux de couleur rouge, proche de celle visible au niveau des cornéennes, mais caractérisés par la présence d'éléments de dolérite en boules souvent bien identifiables sur les talus de routes ou remontés lors des labours.

Ces altérites sont plus ou moins érodées : solifluées et colluvionnées sur les pentes, elles alimentent les différentes formations superficielles présentes sur cette feuille.

Composition des argiles

Sur le territoire de la feuille d'Ernée, il existe plusieurs types d'argiles. Ce sont :

- les argiles associées aux arènes granitiques ;
- les argiles associées aux formations sédimentaires briovériennes ;
- les argiles tertiaires ;
- les argiles bleutées qui se retrouvent spatialement associées avec les trois premières énoncées.

Leurs caractéristiques géochimiques ont été obtenues par diffraction de rayons X (diffractomètre CGR, type Sigma 2060, source au cobalt, analyses effectuées au BRGM). Les argiles en provenance de 13 affleurements ont été étudiées (tabl. 2).

La kaolinite est dominante dans les argiles des arènes granitiques alors qu'illite et smectite dominent dans les argiles d'altération des formations briovériennes. Les argiles prélevées dans les dépôts tertiaires montrent une très forte proportion de kaolinite. Ces accumulations sablo-graveleuses tertiaires sont principalement localisées sur le massif granitique où elles fossilisent une paléosurface d'érosion. La présence de cette argile en de telle concentration dans ces dépôts témoigne du démantèlement des profils d'altération des roches magmatiques.

Les argiles bleutées montrent une composition identique à celle des argiles issues de l'altération des roches briovériennes. Elles ont donc pour origine, l'altération de ces roches. Leur présence au sein du massif granitique signale des enclaves ou des écailles de roches de l'encaissant.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les épandages continentaux et les formations résiduelles

S. Dépôts de pente périglaciaires (heads) à blocs hétérométriques divers (Briovérien, Paléozoïque). E. Éboulis. Les dépôts de pente hétérométriques périglaciaires ou heads (S) et les éboulis (E) sont plus ou moins développés selon la nature du substratum (cristallin ou sédimentaire). Ils peuvent être observés sur la majeure partie des pentes bordant les reliefs, que ce soit au niveau du socle cristallin, du Briovérien, notamment des cornéennes, ou du Paléozoïque. Les horizons de heads les plus représentatifs restent cependant ceux développés sur les pentes cernant les crêtes paléozoïques, que ce soit au niveau de la forêt de Mayenne à l'Est ou sur les bordures nord et sud du synclinal de la forêt de Mayenne. Ces formations, considérées comme étant d'âge essentiellement weichsélien (dernière glaciation, Pléistocène supérieur), se sont mises en place sous climat périglaciaire. Elles peuvent ponctuellement être plus anciennes et signaler un climat analogue. Elles sont situées à proximité des barres de grès paléozoïques qui ont subi un démantèlement par gélifraction. Il en résulte une accumulation de blocs hétérométriques de grès-quartzites, de taille décimétrique à métrique. Ces blocs sont emballés dans une matrice argilo-sableuse brunâtre à ocre et plus ou moins remaniés avec les altérites du substratum et les éventuels limons loessiques. Le déplacement des blocs reste limité, de l'ordre de 10 à 50 m en moyenne. L'épaisseur de ces horizons peut atteindre ponctuellement plusieurs mètres, fossilisant parfois de petits escarpements.

Ce type de formation est également observable au niveau des zones à fort relief associées à des cornéennes, des filons doléritiques ou des filons quartzeux. Les accumulations, dispersées sur les pentes, sont composées de cornéennes, de dolérites ou de quartz dont les éléments sont de taille variable (de décimétrique à métrique) et pris dans un emballage argileux brun-jaunâtre. Le démantèlement des niveaux de sables et galets du Crétacé (?), situés en sommet de collines, donne également lieu à des épandages de galets sur le flanc des collines. C'est le cas notamment entre Châtillon-sur-Colmont et Vautorte, à la périphérie des placages sablo-graveleux, où des galets de quartz sont parfois très abondants en surface.

C. Colluvions de versants indifférenciées : limons argilo-sableux ou sablo-argileux à débris lithiques divers. (CF) Colluvions de fonds de vallées. Les colluvions correspondent à des dépôts à granulométrie dominante fine (silt et argiles). On les rencontre en bas des versants ou dans de petites dépressions. Elles ennoient la topographie du versant et empêchent fréquemment de connaître la nature du substrat rocheux local. Ces colluvions se sont en partie mises en place au cours de l'Holocène (« érosion des sols ») ou lors des phases froides du Pléistocène supérieur. Elles

résultent du remaniement sur pente des différentes altérites, mais également, lorsqu'ils sont présents, de limons lœssiques. Elles sont constituées d'une matrice fine dominante (silt et argile) lessivée peu à peu. Lorsqu'elles présentent aussi un mélange de fragments lithiques de nature dépendant du substratum à proximité (sédiments briovériens ou paléozoïques, socle cristallin, ou sédiments plus récents), ces « colluvions » sont en réalité des dépôts périglaciaires apparentés aux « heads » mais dont la majeure partie des composants est de granulométrie fine. La puissance de ces formations, en moyenne inférieure au mètre, peut localement atteindre 2 à 3 m en bas de versant, à proximité du fond de vallée (CF).

Les colluvions (sens strict) sont mises en place par ruissellement diffus, phénomène qui s'est accéléré depuis l'intervention de l'homme sur le paysage et sa couverture végétale.

Trois principaux types de colluvions ont été ponctuellement distingués en fonction du contexte pétrographique :

- des colluvions sablo-argilo-limoneuses issues du remaniement d'arènes granitiques, d'altérites grauwackeuses du Briovérien, ou d'altérites gréseuses du Paléozoïque ;
- des colluvions limoneuses provenant du remaniement des lœss et des altérites silteuses du Briovérien ou du Paléozoïque ;
- des colluvions argileuses à galets, dans l'environnement des sédiments fluviaux anciens à sables et galets.

Les formations éoliennes

Œy. Lœss weichséliens-wurmiens (Pléistocène supérieur). Sur la feuille d'Ernée, les lœss sont moins développés que sur les régions situées plus au Nord (feuilles de Domfront et Landivy). Ils constituent des placages d'épaisseur moyenne de l'ordre du mètre. Localement, leur puissance peut atteindre 2 à 3 m notamment à Saint-Pierre-des-Landes où les tranchées réalisées au centre de l'agglomération pour le réseau d'assainissement collectif n'ont pas atteint le substrat briovérien. La répartition de ces faciès reste cependant très inégale, étroitement conditionnée par la morphologie du paysage, les dépôts les plus importants étant majoritairement localisés dans les dépressions (Saint-Pierre-des-Landes, Sud de Montenay, La Chapelle-au-Grain). En l'absence d'affleurement en coupe, et d'analyse granulométrique en quantité, il est très difficile de séparer les lœss vrais des altérites silteuses remaniées par les labours. Pour ceux qui ont pu être visuellement examinés en coupe, ces dépôts correspondent à une accumulation de fines particules minérales. Ils sont homogènes, bruns à brun-jaune, sans structure apparente, et au toucher soyeux. Ils sont non carbonatés.

Régionalement, ces sédiments proviendraient en partie, du fond du golfe normano-breton suite au démantèlement de la tange de la paléobaie du Mont-Saint-Michel, exondée au cours du Weichsélien (Lautridou, 1991). Ils auraient été transportés par les vents d'Ouest qui dominaient à l'époque. Toutefois, Ernée est une région éloignée de ce « bassin lœssique » de la baie du Mont-Saint-Michel.

Ernée apparaît plutôt en domaine marginal avec vraisemblablement des lœss locaux plus développés que les accumulations de poussières issues d'une zone de déflation éloignée. Pour les mêmes raisons de mauvaise qualité d'affleurement, ces lœss (locaux ou exogènes) sont probablement sous-estimés dans la présente carte géologique. La répartition de ces faciès reste cependant très inégale, étroitement conditionnée par la morphologie du paysage. Les dépôts les plus importants sont majoritairement localisés sur les sommets plats et les versants est des collines, ainsi qu'au niveau des zones en dépression. Toutes ces zones correspondent principalement à des sites de pente nulle ou très faible, et aussi à des secteurs situés plutôt à l'abri des vents d'Ouest, au niveau desquels les fines particules argilo-sableuses transportées au cours du Weichsélien ont pu s'accumuler. Dans le Nord de la feuille, ces dépôts se situent dans le prolongement des importants dépôts lœssiques reconnus à l'Ouest dans les secteurs de Saint-Hilaire-du-Harcouët, Avranches, Granville et du Mont-Saint-Michel (nappe des lœss du Bocage normand). Ainsi qu'il a été constaté plus au Nord sur les feuilles de Landivy et Domfront, on assiste, en se déplaçant vers le Sud-Est, à une nette réduction de la puissance et de l'extension de ces dépôts.

Pour ceux détectés plus au Sud de la feuille d'Ernée, il est plus vraisemblable que les lœss identifiés soient issus du soufflage de silts locaux. Cette source d'alimentation plus locale serait surtout liée aux fonds de vallées fonctionnant en régime périglaciaire pendant les périodes glaciaires (Lautridou, 1985). Ces lœss pourraient notamment trouver leur origine dans le démantèlement des faciès altérés des schistes du Briovérien. Quelle que soit l'origine de ces lœss (qui pourrait être déterminée par une analyse granulométrique), au niveau de la représentation cartographique, les placages figurés caractérisent des niveaux lœssiques sains, quasiment non remaniés avec le substratum sous-jacent et par conséquent, étant donné la profondeur des labours dans la région (de 0,20 à 0,30 m), d'une puissance minimale de 0,50 m. Ces terrains, dénommés également « terre douce » ou « pleine-terre » dans la région, sont bien évidemment très recherchés pour l'agriculture, mais ont pu être également localement exploités artisanalement pour la poterie ou les colombages.

Du point de vue minéralogique, ces lœss à doublets (cf. feuilles Landivy et Domfront) sont composés de quartz, majoritaire (sauf au-dessous de 2 μm), accompagné de quelques débris de feldspaths (plagioclase et microcline, dans la fraction supérieure à 20 μm) et de quelques paillettes de muscovite (dans les

fractions 2-20 μm et 50-200 μm), de biotite et de chlorite. La granulométrie est typiquement éolienne avec une médiane vers 25 μm , une fraction 2-50 μm nettement dominante et une courbe cumulative sigmoïde (Lautridou, 1985). La teneur en argile varie entre 12 et 20 % (kaolinite dominante, illite, vermiculite et chlorite). La fraction sableuse est essentiellement composée de sables fins et reste inférieure à 15 %. Ces dépôts renferment également des minéraux lourds, principalement de l'épidote (40 à 50 %) et de l'amphibole (15 à 25 %), et plus accessoirement du zircon (3 à 9 %), du rutile (1 à 4 %), de l'anatase (5 à 11 %) et de la tourmaline (7 à 14 %). Cette association épidote-amphibole est caractéristique d'un apport marin du fond du golfe normano-breton.

La représentation cartographique des limons sur le Briovérien a été établie à partir des données de la carte pédologique à 1/10 000 établie par le Conseil général de la Mayenne et des levés de P. Lebreton.

Les formations alluviales

Les alluvions anciennes

Fx. Alluvions fluviales anciennes grossières (Pléistocène moyen).

Quelques restes d'alluvions ont pu être observés sur cette coupure. Ces formations sont essentiellement constituées de sables et de graviers émoussés issus de l'altération des différents terrains présents dans cette région (siltites et grès protérozoïques ou paléozoïques, filons de quartz et de dolérite, granitoïdes et graviers et galets du Cénozoïque). Les cailloutis émoussés qui marquent ces alluvions sont un mélange de quartz et de roches locales lorsque celles-ci sont suffisamment résistantes pour avoir enrichi le cailloutis à proximité immédiate des affleurements. En d'autres sites, ces alluvions ne se signalent, sur la feuille d'Ernée, que par des quartzs émoussés sur des replats. Ces dépôts sont les vestiges de formations alluviales étagées, plus ou moins remaniées et démantelées, d'épaisseur réduite (d'ordre décimétrique ou moins), mises en place par les rivières et ruisseaux au cours du Pléistocène. Les rivières de la feuille Ernée, encore très petites et en situation très amont, n'ont pas pu atteindre un stade de développement et de maturité permettant leur enfoncement notable et le développement associé d'un cortège de corps alluviaux importants. De plus, l'altération des roches des bassins versants de ces ruisseaux ne contribue pas à l'existence d'alluvions grossières. Il est déjà intéressant de signaler que quelques alluvions quartzieuses ont pu être identifiées et cartographiées dans un tel contexte.

Situés à quelques mètres au-dessus des fonds de vallées actuelles, ces dépôts sont considérés d'âge pléistocène moyen par analogie avec les grandes rivières aux sédiments mieux connus (Lautridou, 1985). Une terrasse alluviale particulièrement nette a été observée au Sud d'Ernée, au

niveau de la confluence du ruisseau de Montguéret avec l'Ernée, à une altitude proche de 120 m NGF. Cette terrasse, épaisse de quelques mètres, repose sur le Briovérien très altéré. Elle est visible, ainsi que son contact avec le socle, dans le talus de la voie communale qui relie la D 514 (le Pont-de-Pierre) à la D 31 (la Fizellerie). Elle est constituée de sables, de graviers, de blocs et de galets issus de l'altération des différents terrains présents dans les environs : Briovérien, Cénomano-Pliocène et quartz filonien.

Signalons au passage que sur la feuille de Landivy, en limite avec la présente feuille, deux ensembles de sables et galets crétacés (?), vraisemblablement en partie flués au Quaternaire, ont été faussement attribués à des alluvions anciennes.

Fy. Alluvions fluviales récentes (Pléistocène supérieur) (non figurées sur la carte). Ces alluvions ne semblent visibles que très ponctuellement dans le lit vif des rivières et ruisseaux qui coulent directement à leur sommet. Ce sont des alluvions grossières mises en place lors de la dernière glaciation (Weichsélien), et stabilisées lors du passage à l'interglaciaire holocène. Ces alluvions se composent de fragments de roches issues du bassin versant, plus ou moins émoussés en galets, et de sables. Dans le territoire de la carte, elles occupent le fond des vallées sous la forme de lits plus grossiers (sables et cailloux) mais sont le plus souvent recouvertes d'alluvions fines de l'Holocène (Fz).

Fz. Alluvions fluviales récentes (Holocène). Les alluvions fluviales récentes (Fz) reposent sur les alluvions grossières weichséliennes (Fy) qui sont généralement intégrées aux alluvions Fz.

Ces alluvions récentes sont nettement limoneuses à argilo-sableuses, en général peu puissantes (de 1 à 2 m) et d'extension latérale n'excédant pas 200 m en moyenne, mais pouvant atteindre localement plusieurs centaines de mètres, notamment dans les dépressions constituées par les faciès du Briovérien peu métamorphisé (Saint-Pierre-des-Landes, Sud de Montenay...). Mais la présence de colluvions fines en bas de versant peut parfois laisser penser à des fonds de vallées plus larges.

Ces alluvions Fz dérivent des sédiments éoliens weichséliens, des arènes granitiques et des altérites briovériennes et paléozoïques. Leur granulométrie est fine (silt à argiles), et leur hydromorphie détermine souvent des zones marécageuses envahies de joncs où existent des sédiments riches en matière organique.

Ce sont ces alluvions à dominante fine (argilo-limoneuses) qui déterminent la topographie « à fond plat » des vallées, signalant généralement la plaine inondable du lit majeur du cours d'eau. Lorsque ces rivières n'ont pas été trop

modifiées par l'homme, on perçoit souvent le bourrelet de crue qui borde le lit principal du cours d'eau. Ce bourrelet signale la limite entre le lit mineur et le lit majeur de l'écoulement qui est inondable lors de crues fortes et rapides mais aussi lorsque le sol est saturé d'eau, après une longue période pluvieuse.

Les dépôts anthropiques

X. Dépôts anthropiques. Les formations anthropiques sont le résultat de l'activité humaine ancienne ou actuelle. Elles correspondent à des décharges diverses, des remblais d'anciennes carrières ou à des apports de matériaux notamment au niveau des tracés des anciennes voies ferrées.

DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOCHIMIQUES

DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Les levés géologiques des feuilles de Mayenne et d'Ernée ont été accompagnés d'une campagne d'acquisition de données gravimétriques et d'une étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique.

Gravimétrie

La campagne de mesure de gravimétrie a été effectuée en août et septembre 2004 sur l'ensemble du territoire de la feuille d'Ernée et seulement sur les trois quarts de celui de la feuille de Mayenne (secteur sud-est sans données). Ce sont 854 points de mesure, répartis sur une surface de 963 km², qui ont été réalisés (fig. 2). Ceci représente une mesure tous les 1,1 km² en moyenne. Le matériel utilisé est un gravimètre de type WORDEN qui permet une mesure du Δg avec une précision de l'ordre de 0,01 mgal.

Les bases de second ordre utilisées sur le secteur ont été celles de Désertines, La Pellerine, Le Ribay, Larchamp, Brecé et Ambrières-les-Vallées. La dérive du gravimètre au cours du temps restait linéaire sur des périodes de deux heures, temps qui a été respecté pour faire les boucles d'acquisition.

L'ensemble des données a fait l'objet des corrections nécessaires et classiques pour l'établissement de la carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 3, hors texte). Les courbes d'équipotentiel dessinées ont été obtenues par krigeage corrigé des effets de pépite.

Malgré le nombre important de points de mesure, le contraste de densité entre les granitoïdes et les sédiments briovériens n'est pas assez fort pour



Fig. 2 - Gravimétrie : répartition des points de mesure sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée

dessiner une limite cartographique nette entre ces deux types de lithologie. Cependant, les valeurs faibles (de 4 à 8 mgal) enserrent le massif de Gorrion. Elles semblent caractéristiques de l'encaissant. Les sédiments paléozoïques de la forêt de Mayenne ont deux signatures gravimétriques : la partie nord montre des valeurs plus élevées que la partie sud. La limite entre les deux ensembles correspond à la transition morphologique interprétée comme une faille WSW-ENE chevauchante vers le Sud-Est.

Tout le domaine situé dans la partie sud-est (secteur de Mayenne) montre une anomalie négative très étendue. La limite est orientée NE-SW sensiblement parallèle aux chevauchements qui affectent l'ensemble de la région. La région de Mayenne est occupée par des faciès granitiques mylonitiques à ultramylonitiques. La présence d'une anomalie magnétique négative sur l'étendue de cette zone indiquerait la faible épaisseur des roches magmatiques déformées coincées dans cette structure tectonique. Celles-ci se présenteraient sous la forme de lames peu puissantes.

Une invagination des courbes équipotentielles de valeurs faibles jusqu'à Ambrières-les-Vallées matérialise l'extension de l'encaissant briovérien dans ce secteur. Les anomalies positives ponctuelles trahissent l'influence des pointements granitiques. Les perturbations liées au fossé d'effondrement de Chantrigné sont marquées par de brusques changements dans les valeurs de l'anomalie de Bouguer ce qui entraîne des inflexions nettes dans la géométrie des courbes équipotentielles. Le couloir des failles normales d'orientation NNW-SSE et le remplissage par des sédiments détritiques du bassin sont ainsi matérialisés sur le territoire de la feuille Mayenne.

Le massif de Gorrion et son extension orientale sur la feuille Mayenne qui se poursuit, après les failles de Chantrigné, par le massif du Horps, constituent une importante anomalie positive. Les valeurs les plus fortes sont centrées sur la zone située entre Gorrion et Ambrières-les-Vallées. Cela indique un épaississement des granitoïdes à l'aplomb de cette anomalie. Elle peut être interprétée comme la zone d'enracinement de l'intrusion magmatique. De forme circulaire, les dimensions plurikilométriques de cette anomalie en font probablement la zone d'alimentation principale du massif. Celle-ci est limitée à l'Ouest par une anomalie positive, de valeur plus élevée, de forme linéaire orientée NNW-SSE. Cette structure correspond au champ de filons doléritiques qui est très développé de Gorrion à Châtillon-sur-Colmont. Ces filons séparent deux domaines gravimétriques bien distincts. Le domaine occidental montre des valeurs plus faibles. Les filons de dolérite y sont moins fréquents. La puissance du massif granitique doit également être plus faible.

Sur la limite sud-est du massif, les courbes équipotentielles sont resserrées et dessinent des bandes orientées NE-SW. Notre connaissance du terrain nous permet d'interpréter cette organisation comme la trace des accidents

chevauchants NE-SW qui recourent tout le massif de Gorron avec des rejets plus ou moins importants.

Parmi les massifs basiques qui constituent une bande NE-SW entre le Moulin-du-Feu (Sud-Est de Chantrigné sur la feuille Mayenne) et Ernée, seul le massif d'Ernée a une taille suffisamment importante pour être souligné par une anomalie positive (+ 12 à + 14 mgal) sur la carte de l'anomalie de Bouguer. Les courbes équipotentielles dessinent une forme ovale, allongée E-W au Nord de l'agglomération d'Ernée.

Ainsi, la carte de l'anomalie de Bouguer confirme :

- la présence de la zone d'enracinement et d'alimentation dans la partie orientale du massif de Gorron et en définit les dimensions ;
- l'importance du chevauchement du massif de Gorron vers le Sud-Est sur les formations briovériennes et la présence de lames granitiques de faible épaisseur au Sud de Mayenne ;
- l'importance tectonique du champ filonien doléritique qui coupe le massif de Gorron en deux ;
- la discontinuité des corps magmatiques basiques le long d'un axe NE-SW ;
- l'effondrement du bassin de Chantrigné.

Les anomalies ponctuelles présentes sur la carte sont probablement liées à des artefacts de calculs lors du krigeage.

Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

Les roches magmatiques ne sont jamais totalement isotropes. Les mouvements du magma lors de sa mise en place imposent des orientations même discrètes aux minéraux déjà cristallisés. Postérieurement, les déformations tectono-métamorphiques et hydrothermales que les roches plutoniques vont subir, s'accompagnent de recristallisations dynamiques. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) met en évidence l'orientation préférentielle de forme ou de réseau des cristaux acquise alors que les magmas ne sont pas entièrement cristallisés et issue de recristallisations (Bouchez, 2000). Les données géométriques constituent un complément indispensable à la reconstitution géodynamique des massifs plutoniques.

La susceptibilité magnétique est principalement portée par le fer. Dans les faciès granitiques de la région de Mayenne – Ernée, ce sont les cristaux de biotite, minéral ferromagnésien dominant, qui le contiennent. La mesure de la susceptibilité magnétique et son anisotropie permettent de révéler la fabrique cristalline de la biotite et donc de l'orientation des cristaux (orientation

préférentielle de forme). La susceptibilité globale observée sur les échantillons de granite est la somme de toutes les susceptibilités magnétiques induites par les différents minéraux paramagnétiques, ferromagnétiques, antimagnétiques ou diamagnétiques. Lorsque la biotite est dominante, le fer qu'elle contient induit un paramagnétisme dont la susceptibilité K_{para} est faiblement positive (valeurs inférieurs à 500 μSI). Les granites paramagnétiques ne contiennent pas de magnétite (Bouchez, 2000).

Les directions et plans de fluidalité magmatique (DFM et PFM) sont déduits de la géométrie de l'ellipsoïde de l'ASM car la susceptibilité d'un corps anisotrope dépend de son orientation par rapport à la direction du champ magnétique inducteur. Les mesures effectuées sur les échantillons donnent l'intensité et l'orientation de chaque axe de l'ellipsoïde, avec $K_1 > K_2 > K_3$, par rapport au référentiel de la carotte échantillonnée. L'axe long de l'ellipsoïde d'ASM (K_1) correspond à la linéation magnétique. Il est dans le plan d'aplatissement $K_1 K_2$ et est parallèle à la DFM ou direction d'écoulement magmatique. L'axe court (K_3) est perpendiculaire à ce plan appelé foliation magnétique et qui correspond au PFM. La fabrique magnétique de l'échantillon traduit directement l'orientation des cristaux qui en sont responsables.

Dans le cadre de l'établissement des cartes géologiques de Mayenne et d'Ernée, entre 2000 et 2002, deux campagnes d'échantillonnage ont été réalisées afin d'avoir une vision cartographique de la répartition de l'ASM sur l'ensemble des massifs granitiques de Louvigné – Gorron, Passais – Le Horps et d'Alexain – Deux-Évailles. 179 affleurements ont été échantillonnés (fig. 4). En moyenne, quatre carottes orientées ont été prélevées sur chaque site. La répartition des points d'échantillonnage n'est pas homogène sur l'ensemble de la région car elle est fonction du degré d'altération de la roche. Leur concentration est plus élevée dans les vallées, où l'érosion est encore active, que sur les plateaux.

Les mesures ont été réalisées à l'université de Cergy-Pontoise par B. Roquel en collaboration avec C. Aubourg et J.C. Bouchez. L'appareil utilisé est le Kappabridge KLY-35 de marque AGICO. La précision sur la mesure est supérieure à 0,1 % sur l'anisotropie et a une sensibilité sur l'intensité de la susceptibilité atteignant $0,05 \cdot 10^{-6}$ SI. Les valeurs de l'intensité de la susceptibilité magnétique obtenues sur l'ensemble des échantillons varient de 33 à 781 μSI . Elles sont centrées à plus de 83 % entre 200 et 300 μSI (fig. 5). Ces faibles valeurs sont caractéristiques d'un granite paramagnétique. Sur l'ensemble des massifs, les granites sont riches en biotite ou chlorite. Par faciès, la répartition de ces minéraux ferromagnésiens est homogène. La susceptibilité magnétique de la biotite varie de 165 à 3 000 μSI . Les valeurs obtenues se placent dans la partie inférieure de cette fourchette. Ceci nous indique que la susceptibilité magnétique est portée par ce minéral. Pour la biotite l'axe K_3 est perpendiculaire au plan de clivage du minéral et K_1 ,

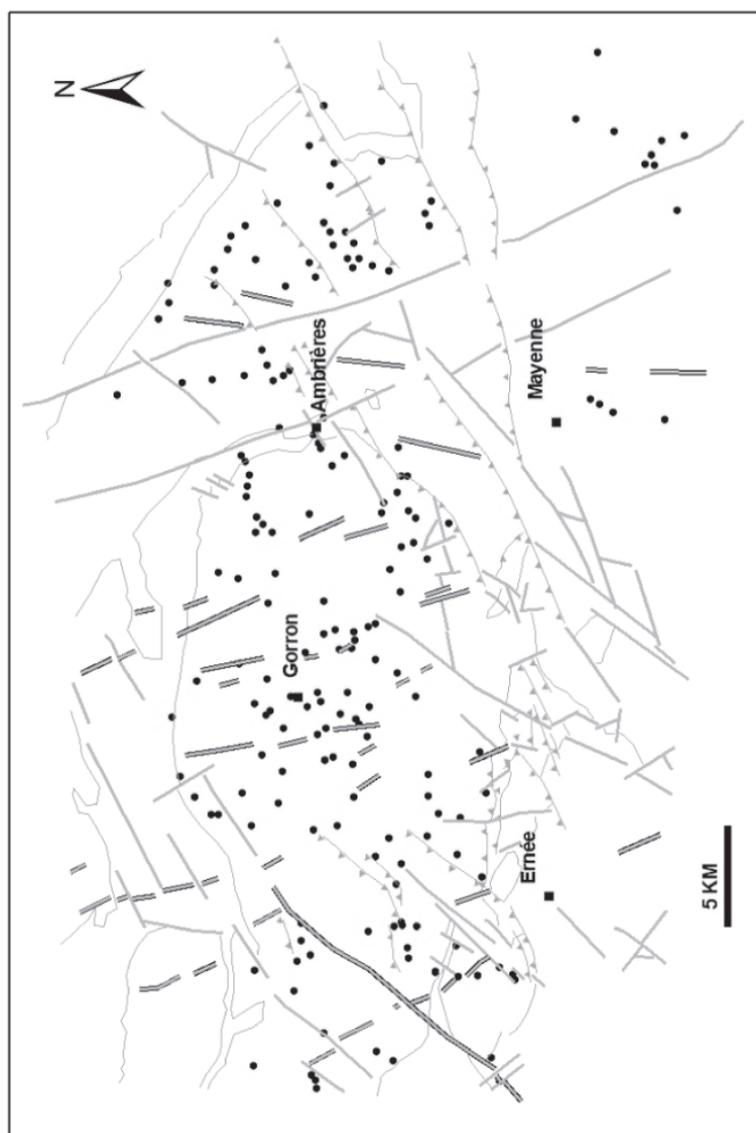


Fig. 4 - Répartition des points d'échantillonnage des granites pour les mesures de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

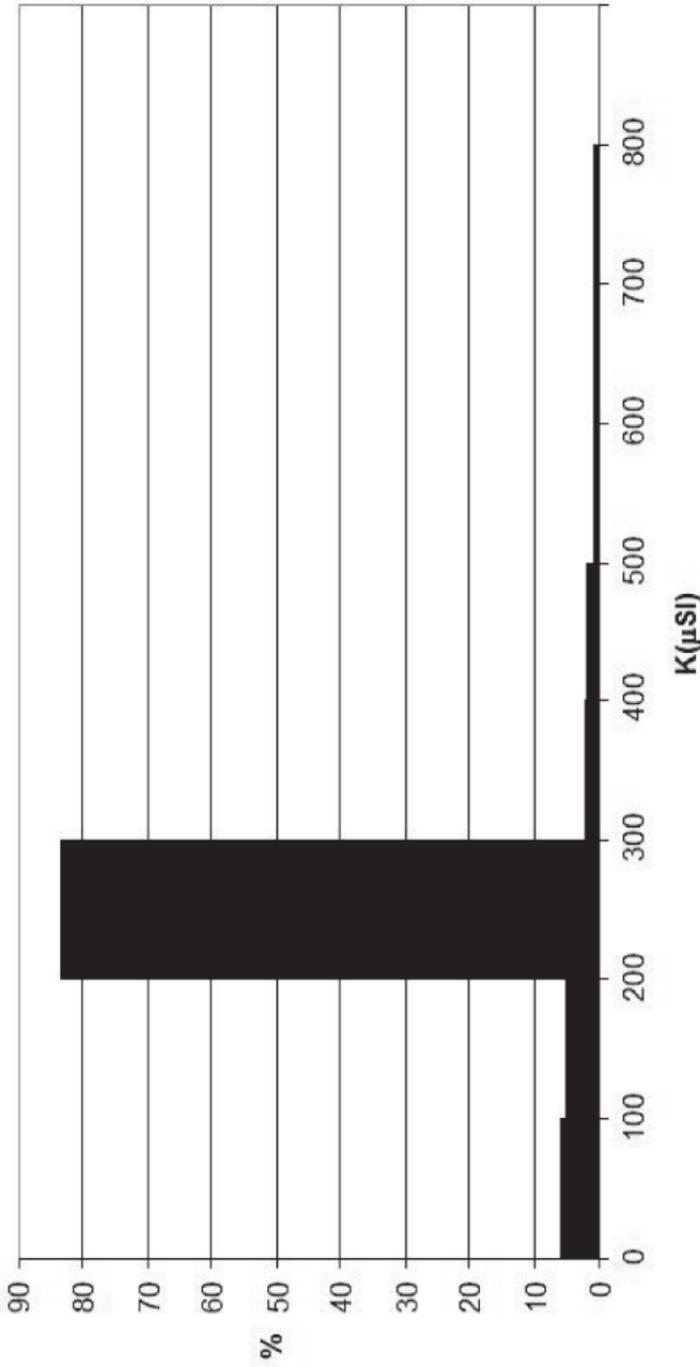


Fig. 5 - Répartition des valeurs de l'intensité de la susceptibilité magnétique (K) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne - Ernée

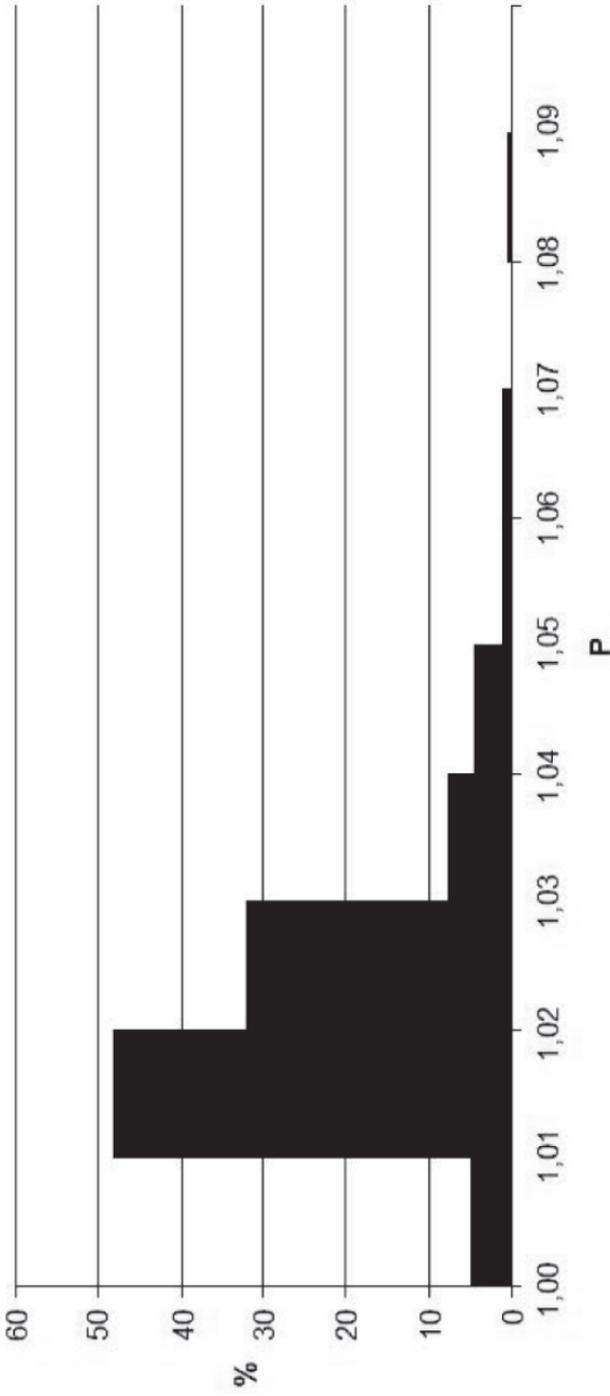


Fig. 6 - Répartition des valeurs de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (P) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée

K_2 sont contenus dans le plan des feuillets. L'axe K_3 représente donc la normale au PFM dans le cas d'une orientation des minéraux lors de l'écoulement du magma ou bien perpendiculaire au plan de foliation lié aux recrystallisations accompagnant une déformation postérieure à la mise en place du granite. L'axe K_1 représente l'axe de zone des cristaux de biotite parallèle à la DFM. Cette dernière n'est pratiquement jamais visible sur les affleurements de la région.

La cordiérite est également présente dans les granites de la région. Elle présente une anisotropie magnétique inverse de celle de la biotite. Mais sa répartition moins homogène et ses proportions faibles dans les échantillons analysés montrent qu'elle n'influence pas de façon significative les valeurs obtenues.

L'intensité de l'anisotropie varie de 0 % lors d'une distribution isotrope, à un maximum de 30 % pour une organisation planaire parfaite. Dans le cas général, l'anisotropie observée dans les granites varie de 3 à 10 % (Bouchez, 2000). Les résultats obtenus indiquent une anisotropie de l'ordre de 2 à 3 % (fig. 6). La fabrique (orientation préférentielle de forme ou OPF) de la biotite est faible mais significative. Les cristaux de biotite se sont légèrement orientés lors de l'écoulement magmatique ou lors des recrystallisations postérieures.

La remarquable homogénéité des valeurs obtenues tant en intensité magnétique qu'en anisotropie est à rapprocher de l'homogénéité chimique et minéralogique des faciès granitiques de la région.

La répartition des foliations magnétiques dans le massif de Louvigné – Gorrion montre deux logiques d'organisation (fig. 7). La première correspond à des dispositions circulaires des plans d'ASM. La première structure est située entre Gorrion (feuille Ernée) et Ambrières-les-Vallées (feuille Mayenne). Elle est limitée à l'Est par la vallée de la Mayenne et le fossé d'effondrement de Chantrigné. Au Sud, la forme est soulignée par la vallée de la Colmont qui suit un arc de cercle. Le domaine circonscrit présente une morphologie en légère dépression auréolée de collines en limite du massif. Les pendages des plans de foliation magnétique ont tendance à converger vers le centre de la structure avec de fortes valeurs (supérieures à 50°). Certains plans, les plus au cœur du dispositif, sont presque verticaux, alors qu'en périphérie, les pendages diminuent. Les DFM tendent à se disposer de façon concentrique, plongeant vers le centre de la structure (fig. 8). Cette organisation est caractéristique de l'orientation des cristaux dans un mouvement ascensionnel du magma lors de la mise en place du granite. Cette structure correspond à une zone d'alimentation et d'enracinement du massif d'environ 12 km en Est-Ouest sur 7 km du Nord au Sud. Elle coïncide avec l'anomalie gravimétrique mise en évidence.

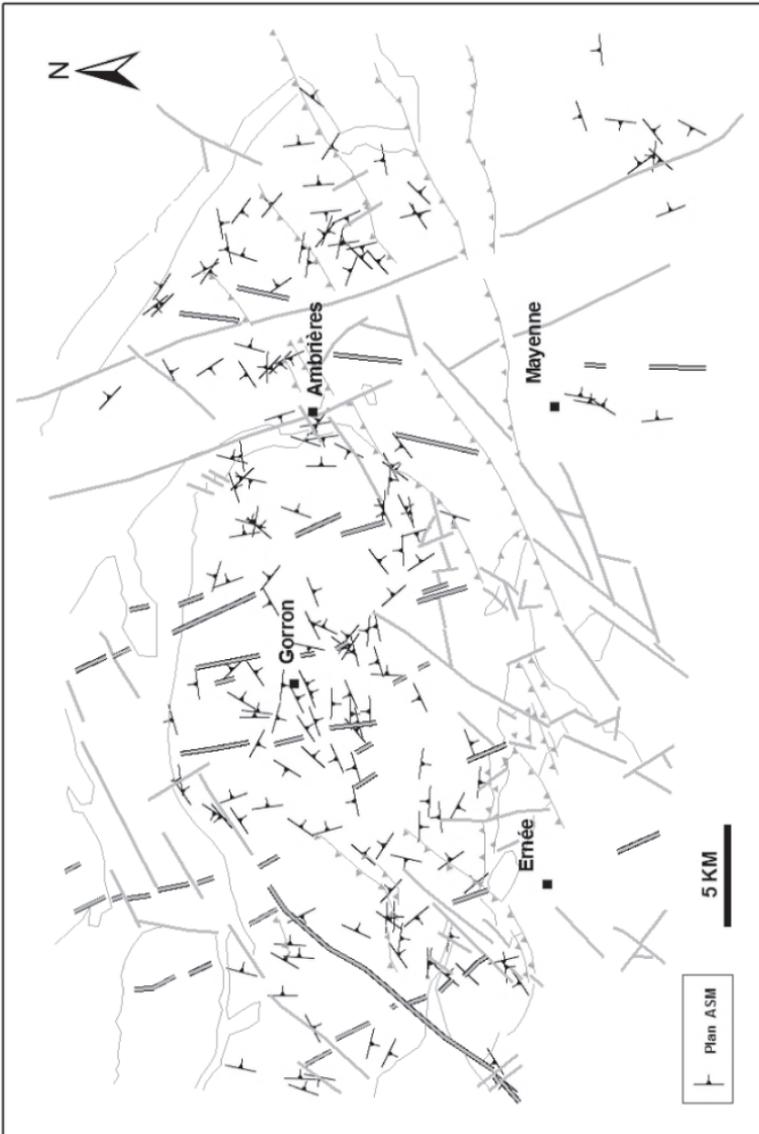


Fig. 7 - Géométrie des plans d'anisotropie de susceptibilité magnétique



Fig 8 - Géométrie des linéations de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

Une autre structure, moins marquée, et de taille plus réduite (6 km en Est-Ouest pour 4 km en Nord-Sud), se situe au Nord-Ouest de Gorron, en majeure partie sur la feuille à 1/50 000 de Landivy. Elle pourrait correspondre à une zone d'alimentation secondaire du massif de Louvigné-Gorron.

Une dernière zone d'alimentation est située dans l'angle nord-ouest de la feuille au Nord de Le Loroux.

À l'Est d'Ambrières-les-Vallées, sur la feuille à 1/50 000 de Mayenne, le massif du Horps ne montre pas d'organisation circulaire caractéristique de zone d'alimentation. Les foliations magnétiques sont orientées principalement en NNW-SSE et ENE-WSW, ce qui correspond respectivement à la géométrie du fossé de Chantrigné et aux directions des failles inverses régionales qui découpent le massif.

Sur la feuille d'Ernée un couloir allant de Gorron, au Nord-Est, à La Pellerine, au Sud-Ouest, est matérialisé par des plans de foliation magnétique subverticaux. Les DFM sont peu pentées et parallèles à la direction des plans. Cette organisation s'interprète comme une structure d'origine tectonique post-magmatique. Elle coïncide avec la structure morphologique en creux, mise en évidence sur le modèle numérique de terrain, et qui contrôle la répartition des faciès granitiques.

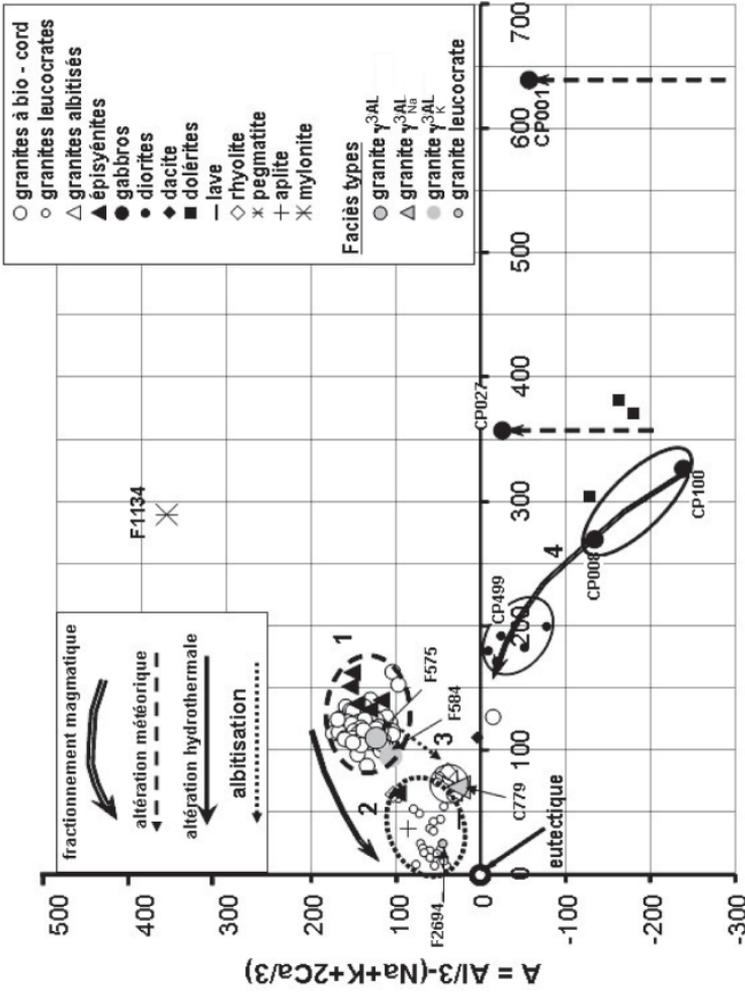
Sur la périphérie du massif de Louvigné-Gorron, en dehors des zones tectonisées, les PFM sont désorganisés par la proximité des parois de l'encaissant.

GÉOCHIMIE

Sur l'ensemble des feuilles à 1/50 000 de Mayenne et d'Ernée, 131 échantillons, représentatifs des différents faciès, répartis sur les massifs plutoniques, ont été prélevés (fig. 9). Les analyses chimiques ont été réalisées au CRPG de Nancy. Les éléments majeurs (10 éléments) ont été dosés par ICP-AES, les traces et les Terres Rares (43 éléments) par ICP-MS. Le contrôle qualité a été effectué avec des géostandards internationaux. Les résultats ont été traités par M. Cuney et J.-M. Stussi en relation avec G. Lerouge et J.-C. Besombes et synthétisés sous forme de diagrammes.

Éléments majeurs

Sur le diagramme chimico-minéralogique A-B (fig. 10) (Debon et Lefort, 1988) qui représente l'évolution de l'indice de peraluminosité (paramètre $A = Al/3 - [Na + K + 2Ca/3]$ en millications) en fonction d'un indice de



B = Fe+Mg+Ti

Fig. 10 - Évolution, en fonction de la différenciation, des associations magmatiques peralumineuse et calcoalkaline dans le diagramme A-B (région de Mayenne - Ermeé) (Debon et Lefort, 1988)

différenciation (paramètre $B = Fe + Mg + Ti$ ou index de coloration) deux associations magmatiques principales peuvent être distinguées.

La première correspond à une association peralumineuse à cordiérite avec trois sous-ensembles :

- des granites fortement peralumineux mésocrates à biotite et cordiérite (1 - fig. 10) représentant la majorité des échantillons (89) qui s'apparentent aux granites de type S de White et Chappel (1977) ;
- des granites leucocrates plus faiblement alumineux (2 - fig. 10) représentés par 18 échantillons ;
- des granites albitisés (3 - fig. 10) avec 7 échantillons.

La seconde association est calcoalcaline (4 - fig. 10). Elle est peu représentée (17 échantillons). Elle est faiblement à moyennement potassique et correspond à une suite de compositions allant des gabbros jusqu'à des diorites. Un échantillon (CP001) se distingue par sa richesse en Mg, Ni et Cr et sa pauvreté en Na et K. Il représente un cumulat à olivine fortement altéré avec une perte au feu de 5,56 % (troctolite).

Certaines roches basiques sont fortement altérées de façon supergène comme par exemple les échantillons CP001 et CP027. Les compositions se trouvent décalées vers le domaine peralumineux.

Les trois échantillons de dolérite, représentatifs des faciès filoniens, ont des compositions proches de celles des basaltes.

Les rhyolites, les pegmatites et les aplites ont des compositions chimiques qui les placent dans le domaine des granites leucocrates.

Sur le **diagramme chimico-minéralogique Q-P** (fig. 11) (Debon et Lefort, 1988) l'ensemble calcoalcalin apparaît moyennement potassique. Les granites peralumineux et les granites leucocrates se regroupent dans le même nuage, ce qui dénote des proportions relatives de quartz, plagioclases et feldspaths potassiques très voisines.

Les faciès albitisés bien regroupés, s'individualisent dans un nuage décalé vers les valeurs négatives de l'indice P, c'est-à-dire vers le pôle albite.

Sur ce diagramme, l'épisyénitisation est mise en évidence pour 6 échantillons. C'est un phénomène tardif affectant les différents faciès granitiques. Trois cas apparaissent, soit l'épisyénitisation se traduit par une simple perte en silice, soit elle s'accompagne d'une forte augmentation de la teneur en Na (F194 et C1000) ou bien encore d'un enrichissement en potassium (F2419).

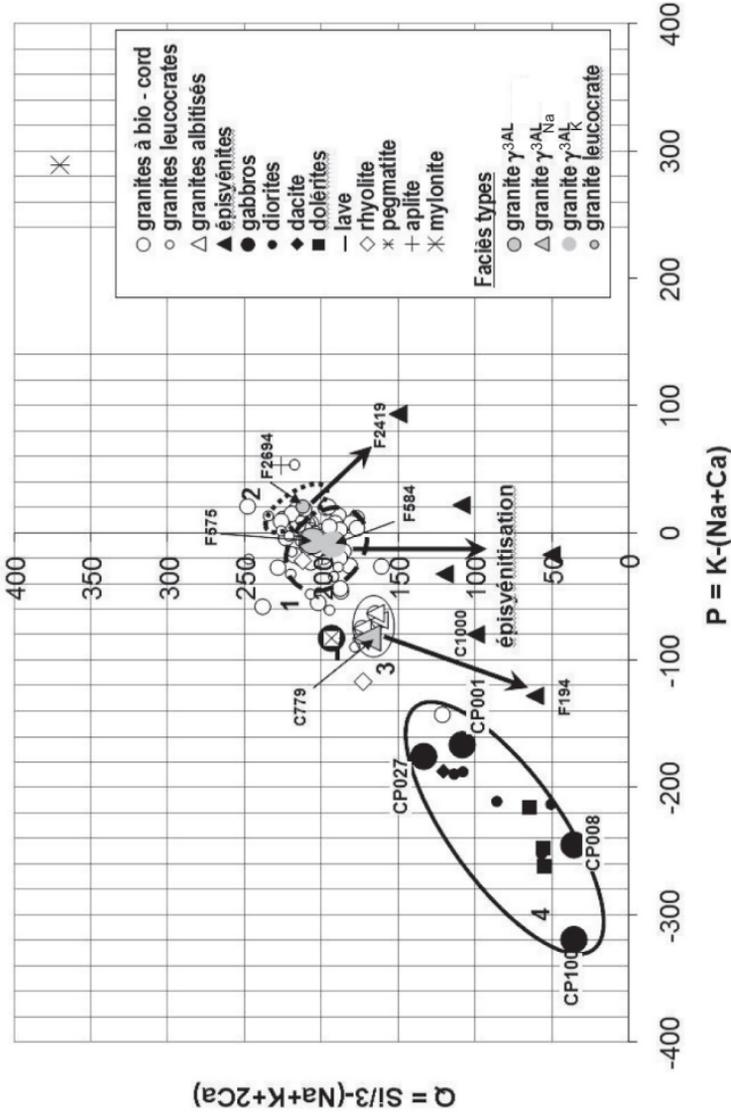


Fig. 11 - Évolution des proportions du quartz et des feldspaths des associations magmatiques dans le diagramme Q-P (région de Mayenne – Ernée) (Les numéros 1 à 4 renvoient au commentaire de la figure 10 ainsi que pour la légende des flèches) (Debon et Lefort, 1988)

Sur le **diagramme Th-B** (fig. 12), dans l'association calco-alkaline, le thorium qui a un comportement incompatible, montre un enrichissement depuis les gabbros jusqu'aux diorites du fait de sa solubilité élevée dans les liquides méta-alumineux de haute température. Les dolérites filoniennes montrent la même tendance.

Pour l'association peralumineuse, le thorium montre une décroissance régulière depuis les granites fortement peralumineux vers les granites albitisés puis les granites leucocrates.

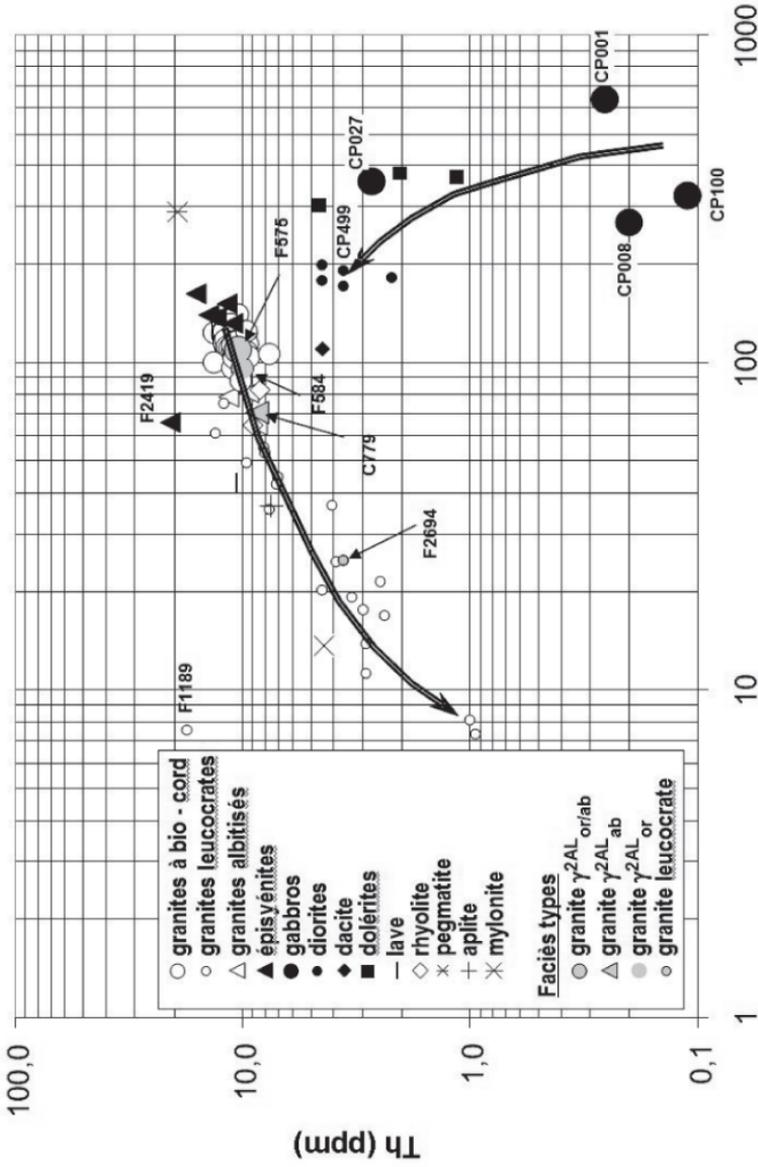
Les épiisyénites sont globalement plus riches que les granites en ferromagnésiens et en thorium du fait de la perte de volume associée à la dissolution du quartz.

Sur le **diagramme Th/U** (fig. 13), l'ensemble calcoalcalin moyennement potassique montre des teneurs en uranium et thorium croissantes depuis les gabbros vers les diorites dans un rapport constant voisin de celui de la moyenne crustale ($Th/U = 3,5$). Les dolérites présentent le même comportement. En revanche, dans l'ensemble peralumineux, les teneurs en Th décroissent depuis les granites fortement peralumineux à biotite et cordiérite jusqu'aux granites leucocrates. Ceci est la conséquence de la saturation des liquides peralumineux de basse température en Th et en Terres Rares légères conduisant à la cristallisation de la monazite. Les teneurs en U varient fortement pour les granites peralumineux du fait de la forte mobilité de l'uranium dans les échantillons soumis à l'altération superficielle dans lesquels l'uranium est facilement soluble. De nombreux échantillons de granites leucocrates présentent des rapports Th/U voisins ou inférieurs à 1, indiquant une forte proportion d'uranium facilement mobilisable par les solutions hydrothermales. Des enrichissements en uranium jusqu'à 19 ppm sont observés dans ces granites. Les épiisyénites ne montrent pas d'enrichissement supplémentaire en uranium.

Les Terres Rares

L'ensemble des granites fortement peralumineux à biotite et cordiérite présentent les mêmes spectres de Terres Rares avec un fractionnement important des Terres Rares légères, très faible des Terres Rares lourdes et une anomalie en europium modérée (fig. 14, hors texte). Ces profils sont semblables au spectre des roches sédimentaires dont ces granites dérivent probablement par fusion partielle de séries paradérivées sous jacentes au Briovérien.

Les granites leucocrates sont globalement plus pauvres en Terres Rares que les granites à biotite et cordiérite (fig. 15, hors texte). Les anomalies en europium sont plus marquées. Ils présentent une grande variation d'abondance des Terres Rares et des fractionnements très variables, reflétant des origines



$$B = Fe + Mg + Ti$$

Fig. 12 - Comportement du thorium dans les associations peralumineuse et calco-alkaline (région de Mayenne – Ernée)
 (les flèches indiquent le sens d'évolution des teneurs en thorium dans les séries magmatiques)

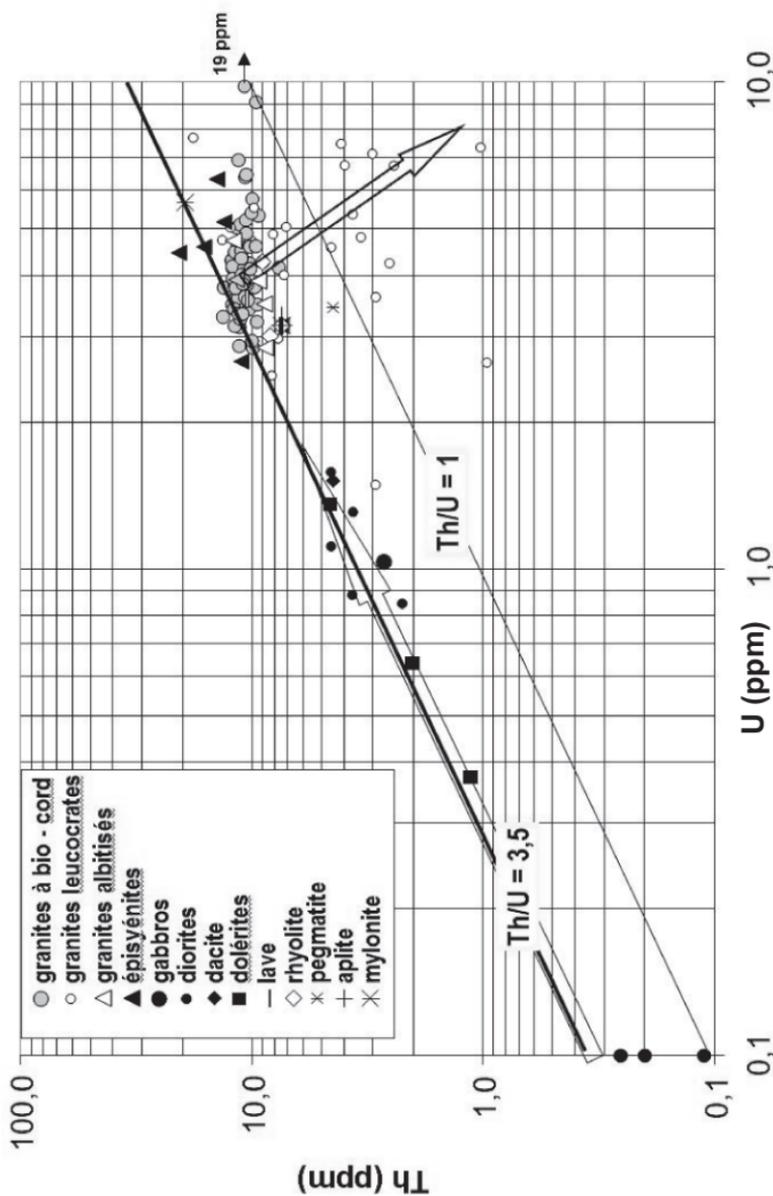


Fig. 13 - Comportement de la série calco-alcaline et de l'association peralumineuse dans le diagramme Th/U (région de Mayenne - Ernée) Courbe épaisse (Th/U = 3,5) = moyenne crustale. Flèches = sens d'évolution du rapport Th/U dans les séries au cours de leur évolution magmatique

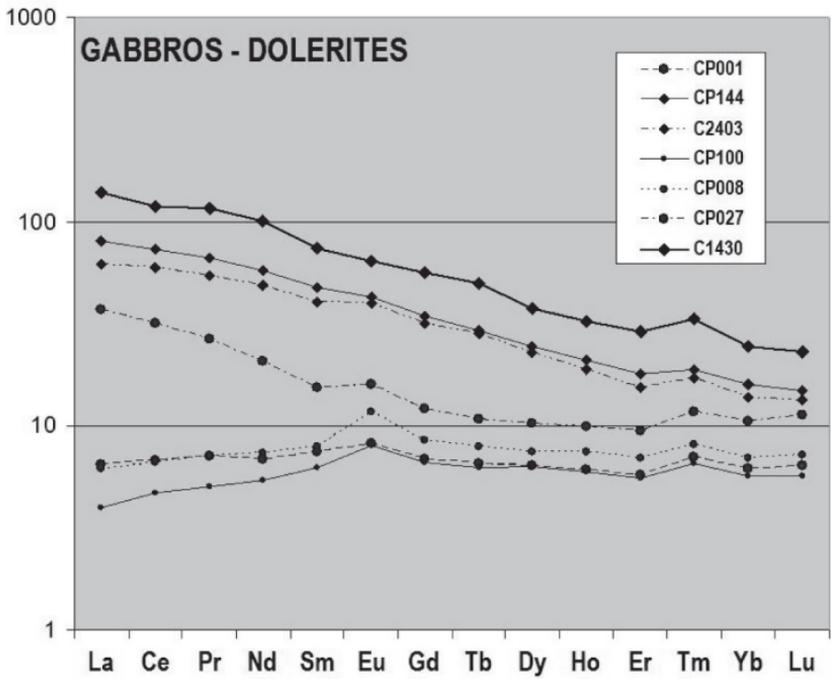


Fig. 16 - Spectres des Terres Rares des gabbros (ronds) et des filons de dolérite (losanges) de la région de Mayenne – Ernée

différentes. Par exemple, l'échantillon F189 représente un granite potassique à tendance alcaline riche en U, Th, Y, HREE.

Trois des gabbros (CP001, CP100, CP008) présentent des spectres de Terres Rares (fig. 16) avec un fractionnement inverse et des anomalies positives en europium montrant une tendance cumulative qui est la mieux exprimée dans la troctolite (échantillon CP001). Ils proviennent de la fusion d'un manteau appauvri.

Les spectres de trois dolérites (CP144, C2403, C1430) présentent des courbes à pente négative correspondant à des fractionnements réguliers et très importants. Elles ne présentent pas d'anomalie en europium. Elles proviennent de la fusion d'un manteau enrichi. Elles ne proviennent pas de la même source que les gabbros. Elles appartiennent probablement à une série tholéiitique continentale.

Concentrations de quelques éléments traces

Les granites leucocrates montrent de plus faibles teneurs en éléments métalliques, (sauf en Sn et Rb) que les granites à biotite et cordiérite (tabl. 3).

	Roches basiques	Granites à BI/CORD	Granites leucocrates
V	100 à 350	100	4 à 5
Ni	≤ 272	10 à 30	0
Cr	≤ 525	50 à 80	0
Co	≤ 76	≤12	≤ 1
Cu	≤ 100	15 à 30	0
Sn	≤ 5	≤ 5	10 à 20
Rb	≤ 60	100 à 150	170 à 220
Sr	200 à 325	90 à 115	≈ 35

Tabl. 3 - Variations des teneurs (en ppm) en certains éléments métalliques dans les principaux faciès magmatiques de la région de Mayenne – Ernée

Le cuivre, le chrome, le nickel et le cobalt y sont en-dessous des limites de détection ou en très faible quantité : par exemple, 1 ppm pour Co dans les granites leucocrates contre 15 à 30 ppm dans les granites à biotite et cordiérite. Le contraste de concentration du vanadium est encore plus important passant de 100 ppm dans les granites contre 4 à 5 ppm dans les granites leucocrates.

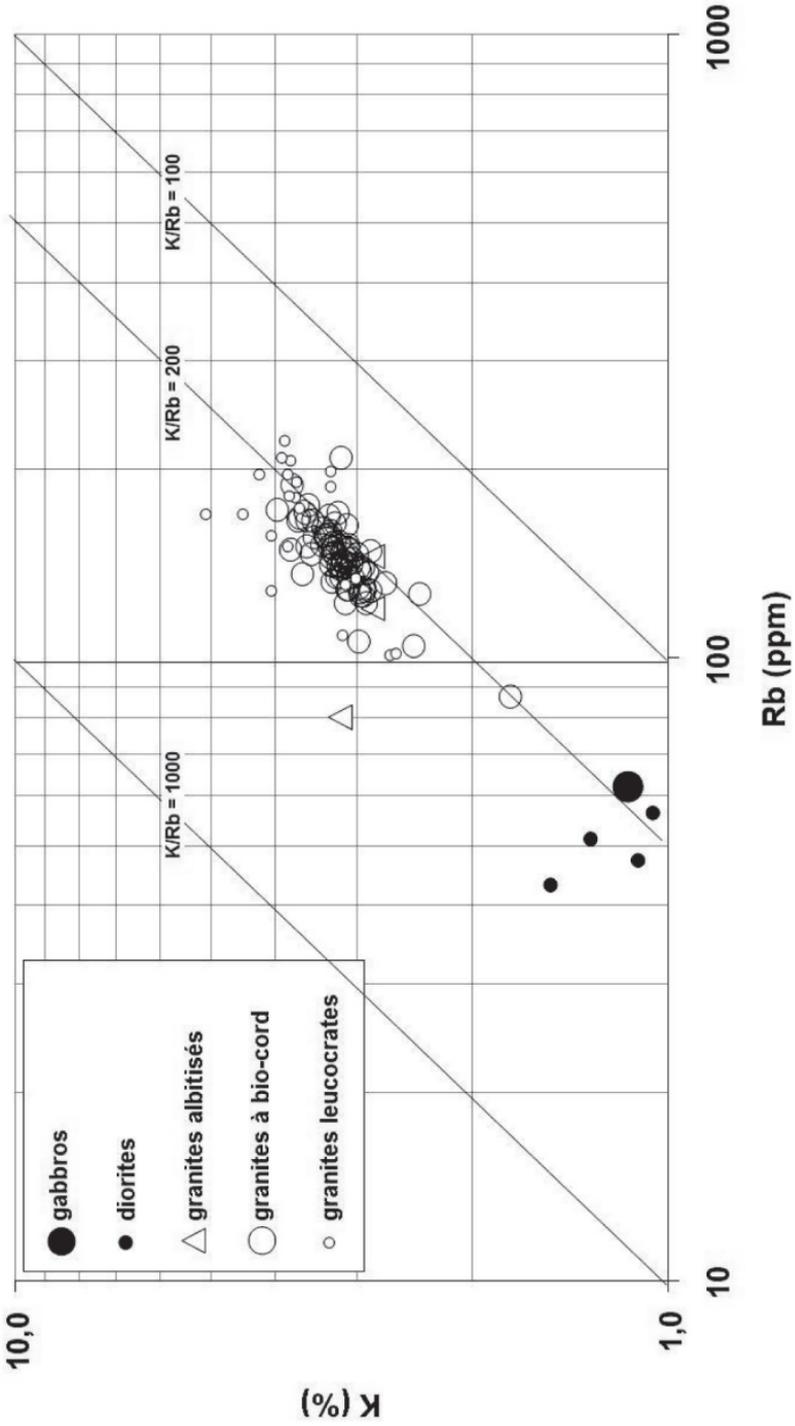


Fig. 17 - Diagramme K-Rb des roches magmatiques de la région de Mayenne – Ernée

Les autres éléments comme l'étain, le rubidium et le strontium, montrent un comportement classique connu dans les séries de différenciation magmatique (fig. 17). Dans la série basique à ultrabasique, la troctolite montre les concentrations les plus fortes pour le chrome (524 ppm), le nickel (272 ppm), le vanadium (350 ppm) et le cobalt (76 ppm). L'étain est pratiquement absent. Le rubidium est à moins de 60 ppm et le strontium est compris entre 200 et 325 ppm.

Interprétation

Les roches ultrabasiques et basiques constituent une série magmatique calcoalcaline avec une évolution par différenciation allant des gabbros jusqu'aux diorites en s'appauvrissant en ferro-magnésiens et en s'enrichissant en éléments incompatibles comme le thorium. La série est moyennement potassique. La troctolite (échantillon CP001), très riche en Mg, Ni et Cr représente un cumulat à olivine. Certains échantillons fortement altérés de manière supergène, qui appartiennent surtout à la série calcoalcaline, présentent des dérives importantes vers des compositions fortement peralumineuses du fait du lessivage des alcalins et du calcium. Le spectre des Terres Rares montre que les gabbros de cette série proviennent de la fusion d'un manteau appauvri. Pour les diorites, les Terres Rares montrent des spectres fractionnés avec une faible anomalie en europium.

Les dolérites filoniennes ont une composition proche des basaltes. Leurs spectres de Terres Rares montrent des fractionnements réguliers et très importants sans anomalie en europium. Elles n'appartiennent pas à la série magmatique calcoalcaline.

En ce qui concerne la série peralumineuse, issue d'une fusion de sédiments, le diagramme A/B montre une discontinuité entre les granites à biotite – cordiérite et les granites leucocrates ou albitisés, puisque leurs nuages respectifs de points représentatifs sont disjoints. Il semble donc qu'il ne s'agisse pas d'une évolution par différenciation magmatique. Les observations de terrain montrent une forte interaction hydrothermale dans les granites leucocrates. Les faciès évolués se situent toujours à proximité ou en relation avec la tectonique d'écaillage d'âge hercynien. Les granites leucocrates ont des compositions qui convergent vers l'eutectique avec une perte possible des ferromagnésiens par lessivage. Ils sont appauvris en Terres Rares. Au cours de cet épisode hydrothermal, un enrichissement local en sodium se produit. Il est responsable d'une albitisation de certains de ces granites montrée par de plus faibles valeurs de P dans le diagramme Q-P.

Les faciès épisyénitisés sont globalement plus riches en ferromagnésiens et en thorium que la moyenne des granites du fait de la perte de volume associée à la dissolution du quartz. Ils ne montrent pas d'enrichissement en

uranium. Sur le diagramme Q-P (fig. 11), les épisyénites dérivent des différents faciès granitiques fortement peralumineux à biotite et cordiérite. Elles subissent soit une simple déquartzification, soit une déquartzification accompagnée d'une albitisation ou d'une feldspathisation potassique.

Ce comportement montre clairement que l'épisyénitisation est le phénomène géochimique le plus récent qui affecte les massifs granitiques de la région de Mayenne et d'Ernée.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les terrains sédimentaires du Néoprotérozoïque supérieur (Briovérien) se localisent essentiellement dans le tiers sud de la feuille sous la forme de siltites et grès-grauwackes plus ou moins métamorphisés et affectés par les granitoïdes cadomiens. La répartition et la structuration des différents faciès lithologiques de cet ensemble sédimentaire sont très difficiles à mettre en évidence en raison, d'une part, de la cornéification des terrains à la périphérie des granitoïdes et, d'autre part, des médiocres conditions d'affleurement dans la zone des « Schistes tachetés ». En effet, si les terrains de cette zone sont moins affectés que les cornéennes par le thermométamorphisme, leur plus faible résistance à l'érosion est à l'origine de leur situation morphologique dans des dépressions (Saint-Pierre-des-Landes, Sud de Montenay, Sud de Châtillon-sur-Colmont, La Chapelle-au-Grain), dans lesquelles les formations superficielles (limons loessiques, alluvions et colluvions) les recouvrent. De plus, l'altération limono-argileuse limite considérablement les zones d'affleurement du socle. Seuls quelques secteurs, dans lesquels des faciès gréseux ou grauwackeux ont été observés, soit à l'affleurement, soit dans des labours, apparaissent sur la carte au sein d'un ensemble à dominante de siltites et d'argilites. L'extension de ces faciès apparaît limitée à quelques zones qu'il est possible d'individualiser grâce à la morphologie. Ces faciès plus grossiers sont en effet plus résistants à l'érosion. Il faut cependant considérer que cette cartographie est davantage une indication de la présence plus fréquente de faciès grauwackeux qu'une délimitation de véritables unités gréseuses ou grauwackeuses.

Le métamorphisme de contact qui a accompagné la mise en place des granitoïdes cadomiens, se marque par deux ceintures aux signatures morphologiques très nettes dans le paysage :

– les cornéennes, plus résistantes à l'érosion que les schistes tachetés constituent des lignes de crêtes remarquables que l'on peut suivre d'autant plus facilement que, près du contact avec les granitoïdes, ces derniers apparaissent très souvent en dépression. La ligne de crête soulignée par les cornéennes constitue

fréquemment une ligne de partage des eaux superficielles ; le meilleur exemple en est la crête en forme d'arc de cercle qui s'étend entre La Pellerine à l'Ouest et Ernée à l'Est ;

– les « schistes tachetés » constituent des zones morphologiquement basses, drainées par un réseau dense et anastomosé de fossés et de ruisseaux. La transition avec les cornéennes se traduit le plus souvent par une nette inflexion de la ligne de pente naturelle. La dépression en forme de cuvette sub-circulaire au Sud de Montenay, entourée par une auréole de cornéennes, en est une très bonne illustration.

Le massif magmatique de Louvigné-Gorron occupe les deux tiers nord de la feuille. Les faciès granitiques dominants mis en évidence ont une répartition hétérogène.

Le granite hyperalumineux sodi-potassique, dans lequel orthose et albite sont présents en quantités équivalentes, est le plus répandu sur l'ensemble du massif.

Le granite hyperalumineux à feldspath sodi-potassique dominant s'observe principalement dans la moitié orientale de la feuille d'Ernée, sous forme de petits massifs disjoints s'alignant suivant une direction moyenne NNW-SSE (axe N160°E de Saint-Denis-de-Gastines). Cet axe se prolonge vers le Sud-Est à l'extrémité orientale du massif de Vautorte et au-delà de la forêt de Mayenne, dans la région de Placé. Dans la partie occidentale du massif de Louvigné-Gorron, ce faciès ne réapparaît que ponctuellement au niveau de Larchamp, avec une tendance porphyroïde, et dans le secteur de La Pellerine.

La transition est-ouest entre les faciès est brutale et coïncide avec la position de grands filons de dolérite qui en limitent l'extension occidentale.

Le granite hyperalumineux sodi-potassique à tendance albitique est dominant dans la partie occidentale du massif de Louvigné-Gorron et plus particulièrement entre Le Loroux et Montaudin. Cartographiquement, ce faciès est disposé en auréole concentrique autour des zones d'alimentation du massif. Au Sud de Saint-Berthevin-la-Tannière, ce faciès est limité par les failles associées aux filons de dolérite d'orientation N160°E. Dans le Sud et l'Est du massif, ce faciès apparaît en lanières parallèles selon une direction ENE-WSW. Ce sont autant de lentilles tectoniques coincées dans les failles inverses associées à la zone de cisaillement nord-armoricaine (CNA).

Le massif de Vautorte, situé immédiatement au Sud du massif de Louvigné-Gorron, est fortement tectonisé. Il est essentiellement constitué par un granite hyperalumineux sodi-potassique à orthose et albite, à grain fin. Le long de la forêt de Mayenne, la partie orientale de ce massif, décalée vers le Nord-Est par une faille senestre NNE-SSW, est constituée de granite hyperalumineux sodi-

potassique à orthose perthitique. Des granites leucocrates à cordiérite et à muscovite apparaissent sur sa bordure nord (au Sud de la RN 12, à un kilomètre à l'Est de Vautorte), sous l'encaissant briovérien chevauchant, lui-même chevauché plus au Nord par le massif de Gorron. D'étroites et fréquentes lentilles tectoniques allongées ENE-WSW dans les failles inverses renferment des lambeaux de ce granite leucocrate et de sédiments briovériens.

Associées aux grandes failles chevauchantes qui affectent l'ensemble de la région, s'observent localement des modifications minéralogiques au sein des granites. Il s'agit par ordre d'importance :

- de l'apparition des faciès leucocrates à cordiérite et à muscovite secondaire (amorces de greisenification) ;
- d'une albitisation caractérisée par l'apparition de cristaux automorphes non altérés. Les granites leucocrates qui en résultent constituent des pointements localisés ou alignés matérialisés dans le paysage par des collines légèrement plus hautes que leur environnement (Nord de Saint-Ellier-du-Maine) ;
- d'épisyénites de très petite taille, montrant le développement de chlorites palmées à la place d'anciens cristaux de quartz lessivés.

Les roches basiques et ultrabasiques constituent, dans l'emprise de la feuille d'Ernée, quatre petits massifs, échelonnés selon une direction ENE-WSW. Le seul massif d'importance est celui d'Ernée. Il a une forme elliptique de grand axe N110°E. Il est situé à l'extrémité occidentale du massif de Vautorte. Il est constitué dans sa partie occidentale de gabbros, norites et dans sa partie orientale par des diorites.

Dans le massif de la Rivaudière, à l'Ouest d'Ernée, apparaissent des gabbros, norites et troctolites.

Dans le massif de la Guiberdière, allongé N-S dans la vallée de la Colmont et dans celui des Mées, plus à l'Est, seules apparaissent des diorites et diorites quartziques.

Les filons de quartz sont présents selon deux orientations principales.

Les filons les plus nombreux sont orientés N30°-N40°E. Le plus important recoupe la partie occidentale de la feuille. Il passe par La Pellerine et Montaudin et se poursuit au Nord de Saint-Berthevin-la-Tanière. D'autres filons de quartz, d'une puissance moindre, lui sont parallèles sur l'ensemble de la feuille. Les principaux sont situés d'une part à l'Ouest, entre Montaudin et Saint-Ellier-du-Maine, et, d'autre part, au Nord d'Ernée et entre Vautorte et la vallée de la Colmont. Ils sont systématiquement associés à des failles de même direction.

Un seul filon de quartz orienté N160°E a été cartographié sur plusieurs kilomètres. Constitué de tronçons décalés, il longe la vallée de l'Ernée. Parallèle aux filons de dolérite, il arme les collines situées à l'Est de Larchamp.

Les filons de dolérite sont très nombreux sur l'ensemble de la feuille d'Ernée. Ils sont orientés N-S dans la partie orientale de la carte et N150°E dans la partie occidentale. Ils correspondent à un épisode extensif permettant l'ouverture de multiples fentes. Leur densité est hétérogène, ils s'organisent en faisceaux parallèles (un faisceau N-S au niveau de Châtillon-sur-Colmont ; deux autres d'orientation N170°E, l'un au niveau de Colombiers-du-Plessis en limite orientale des granites hyperalumineux sodi-potassiques à orthose et albite et l'autre en limite occidentale passant par Saint-Denis-de-Gastines ; un faisceau N160°E au niveau d'Ernée). Le filon le plus continu et le plus puissant est orienté N150°E. Il recoupe les granites entre la RN 12 et Le Loroux. Tous les filons sont irrégulièrement tronçonnés et décalés par les failles N30° à N50°E qui s'ouvrent en éventail d'Ouest en Est. Du fait d'une variation de comportement rhéologique entre les granites et leur encaissant, les filons de dolérite sont plus nombreux dans le massif magmatique que dans les formations sédimentaires où ils disparaissent rapidement.

Les sédiments paléozoïques sont localisés dans la partie est de la zone d'étude et disposés au sein d'une structure synclinale d'orientation moyenne SW-NE, le synclinal paléozoïque de la forêt de Mayenne. Celui-ci se développe dans cette direction sur une quinzaine de kilomètres depuis Saint-Georges-Buttavent (feuille Mayenne) dans sa terminaison nord-est jusqu'au Sud de Chailland (feuille Laval) où il interfère avec le synclinorium de Laval.

CONTEXTE DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Le Néoprotérozoïque supérieur

Les terrains sédimentaires briovériens

Les premières informations connues sur l'histoire géologique de la région sont fournies par les terrains du Briovérien supérieur. À cette époque, soit pour une période se situant entre 585 et 540 Ma, la région étudiée est occupée par un vaste bassin marin, dit « mancellien », limité au Nord, entre Coutances et Saint-Lô, par une importante chaîne montagneuse, la cordillère constantienne (Dissler *et al.*, 1988). Durant cette période, des matériaux argilo-sableux fins à grossiers, résultant du démantèlement de terrains plus anciens, sous les effets de l'altération, vont s'accumuler au niveau de ce bassin, et constituer une épaisse série sédimentaire détritique, représentée à l'heure actuelle par des siltites et des grès. Les sédiments les plus grossiers (sables) vont s'accumuler dans les zones les plus proches de la source d'alimentation, les éléments les plus fins étant transportés plus au large, au fond du bassin (vases et silts). La

rythmicité et l'étendue dans le temps de ces apports détritiques fins et grossiers engendrent d'une façon globale la formation d'alternances de bancs argilo-silteux et grauwackeux de puissance centimétrique à pluridécamétrique. Ces matériaux peuvent être remis en mouvement sous les effets de courants gravitaires turbiditiques (« debris-flow ») et étalés au pied de talus, au niveau de canyons et chenaux sous-marins (Garlan, 1985).

Ces terrains sédimentaires sont affectés entre 560 et 540 Ma par une phase de plissement accompagnée d'un métamorphisme régional, correspondant à la fermeture des bassins et aux jeux ou rejeux de grandes structures cisailantes, sous les effets de la tectonique tardi-cadomienne. Ils sont ensuite recoupés et métamorphisés (métamorphisme de contact) vers 540 Ma par des massifs de granitoïdes du type Vire, anté-cambriens. Cet ensemble sédimentaire et cristallin sera en partie érodé, pénéplanisé, avant le dépôt du Cambrien.

Les granitoïdes cadomiens et les massifs basiques d'Ernée, de la Guibertièrre, la Rivaudièrre et des Mées

Les granitoïdes présents sur la carte d'Ernée se mettent en place dans les formations sédimentaires briovériennes déjà déformées et métamorphisées dans l'anchizone. Ils y développent une auréole de métamorphisme de contact sécante sur l'organisation structurale des formations sédimentaires encaissantes. Ce sont des granites hyperalumineux sodi-potassiques, à biotite et cordiérite. Ils se rapprochent des granites de type S formés en contexte d'hypercollision continentale. Leur composition chimique indique une source crustale. Ils proviendraient de la fusion de séries paradérivées (clastiques) compatibles avec leur composition chimique. La température nécessaire à la fusion doit être élevée (800 °C à 900 °C). Ceci implique la présence d'une source de chaleur importante en base de croûte sans intervention d'un épaissement crustal. La source de chaleur est peut-être liée à des intrusions, dans la base de croûte, de roches basiques issues d'une fusion partielle du manteau. Dans cette hypothèse, grâce à ce transfert de chaleur, la fusion de la croûte devient possible dans les zones situées au-dessus de celles-ci. C'est une anatexie sous faible pression partielle d'H₂O (sans phase vapeur séparée) et en l'absence totale de CO₂, ce qui est confirmé par l'omniprésence de feldspaths perthitiques (granites hypersolvus). Les magmas formés migrent vers la surface tant que leur viscosité le permet sans possibilité de différenciation notable. Les différents faciès pétrographiques observés (basés sur la variation des pourcentages des espèces de feldspaths) ont pour origine de faibles variations des conditions thermiques de cristallisation du magma lors de la mise en place dans l'encaissant sédimentaire briovérien. En effet, il n'y a pas, au cours de cette cristallisation, de variations significatives du chimisme global. Les variations minéralogiques sont donc uniquement le reflet des variations thermodynamiques au moment de la cristallisation.

L'auréole de métamorphisme de contact qui se développe est marquée par l'apparition de plusieurs phases minérales caractéristiques des variations des conditions thermodynamiques dans les formations briovériennes. La biotite est le premier minéral à apparaître à partir de la déstabilisation de la chlorite selon deux réactions : $Fk + Chl = Ms + Bt$ et $Chl = Ms + Bt$. Lorsque la température augmente en se rapprochant du contact avec l'intrusion, les porphyroblastes de cordiérite apparaissent. Ils sont caractéristiques du faciès des « schistes tachetés ». Ce minéral cristallise à partir de la déstabilisation de la chlorite à haute température ($Chl + Ms = Bt + Crd$). Au contact même du granite se trouvent les cornéennes. La succession de ces paragenèses présentes dans l'auréole indique que les magmas granitiques se sont mis en place dans un contexte de basse pression (2,5 kbar) ce qui correspond à une profondeur maximum de 6 km (Ballèvre *et al.*, 2001). La géométrie anguleuse des contacts du granite avec son encaissant observés sur le terrain, caractéristique d'une mise en place en contexte fragile, confirme cette mise en place à très faible profondeur.

Les roches basiques et ultrabasiques apparaissent sécantes sur les formations briovériennes, sur les granites et parfois sur le contact granite-Briovérien (massif d'Oiseau, feuille de Mayenne). Le massif d'Ernée est entièrement intrusif dans le Briovérien au Sud de la limite du massif de Louvigné-Gorron. À la périphérie des massifs apparaissent des faciès de bordure à grain fin. Dans le cas des intrusions basiques et ultrabasiques situées au cœur des granites, la présence de cette bordure figée signifie que l'encaissant granitique était entièrement cristallisé et refroidi, mais encore en profondeur au moment de leur mise en place. Les relations chronologiques entre les granites et ces roches rendent difficiles d'envisager qu'il s'agisse là de la trace du magmatisme basique responsable de l'apport de chaleur à l'origine de la fusion de la croûte qui a donné naissance aux magmas acides.

L'évolution des faciès, les gabbros à l'Ouest, les diorites à l'Est, témoigne d'une variation de la composition des magmas et probablement de la profondeur de mise en place des différents massifs (de plus en plus proche de la surface en allant vers l'Est).

Altérations hydrothermales post-magmatiques

Les trois types d'altération identifiés sont largement répandus sur les massifs granitiques de la région. Ils sont liés à l'activité tectonique carbonifère au cours de laquelle des fluides ont circulé dans les zones fracturées devenues perméables. Suivant les endroits leur extension est plus ou moins importante. Ces altérations sont dues à une élévation locale et modérée de la température et à la circulation de fluides réchauffés par les mouvements tectoniques. Il n'y a pas d'apport important d'éléments chimiques. Les faibles variations de composition chimique des roches sont liées à des enrichissements différentiels par perte de certains éléments.

Les granites leucocrates résultent de la chloritisation des biotites (appauvrissement en fer), de la remobilisation partielle de la silice (cristallisation de quartz secondaire), et de la déstabilisation des cordiérites (formation de muscovites palmées et libération de silice). Ce phénomène correspond à un début de greisenification.

L'albitisation est liée principalement à la déstabilisation des feldspaths perthitiques induisant une recristallisation d'albite pure et automorphe. En parallèle, quelques plagioclases, en libérant leur phase calcique, recristallisent également en albite pure.

L'épisyénitisation est un phénomène beaucoup plus rare dans la région. Elle correspond à une perte de silice par lessivage des quartzs, accompagnée de pseudomorphoses en chlorite. Les granites sodi-potassiques, les faciès albitisés et les granites leucocrates subissent cette épisyénitisation.

Le Paléozoïque

Transgression et dépôt des formations ordoviciennes

Sur le territoire de la carte d'Ernée, en l'absence de terrains d'âge cambrien présents plus à l'Est dans le fossé volcano-tectonique du Maine (Le Gall, 1993), les premiers termes de la succession paléozoïque, discordants sur le socle cadomien, appartiennent à l'Ordovicien inférieur (Arenig). À cette période, l'onde transgressive venant de l'Est, recouvre progressivement le dernier relief hérité de l'histoire cadomienne, la Mancellia, en y déposant les sables de la formation du Grès armoricain. Les caractères sédimentologiques et ichnologiques (faciès à *Cruziana* et *Skolithos*) de ces dépôts suggèrent un milieu littoral peu profond avec de vastes étendues sableuses soumises à l'action des courants, des vagues et des tempêtes (Durand, 1985). La source principale des éléments détritiques, déduite de l'orientation des paléocourants, est à rechercher plus au Sud, probablement au niveau de la plate-forme saharienne (Noblet, 1984). La vitesse de sédimentation est exceptionnellement élevée puisque ces dépôts, épais d'une centaine de mètres, ne renferment qu'une seule biozone de chitinozoaires (Paris, 1981).

Le faciès hétérolitique grés-micacé et pélitique du sommet de la formation du Grès armoricain traduit une accentuation de la transgression ordovicienne qui, repoussant vers l'Ouest la ligne de rivage des terres émergées, atteint son maximum avec le dépôt de la formation des Schistes d'Andouillé (Doré, 1972). La sédimentation de ces vases argileuses noires, contenant de minces niveaux de minerai de fer oolitique, s'effectue du Llanvirn au Llandeilo, dans un environnement de plate-forme interne, à l'abri de l'influence des vagues. Le retour à des conditions plus littorales et exposées à la dynamique tidale

s'enregistre à partir du Caradoc avec le dépôt des sables micacés de la formation de Saint-Germain-sur-Ille. Des intercalations argilo-silteuses sont fréquentes, surtout vers le sommet de la formation, mais aucune trace des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens n'y a été repérée. En revanche, le rôle de cet événement climatique, responsable de variations du niveau marin, est particulièrement sensible dans l'enregistrement sédimentaire de la limite Ordovicien-Silurien en occasionnant de nombreuses lacunes faunistiques (Le Corre *et al.*, 1991).

Sédimentation siluro-dévonienne

La sédimentation silurienne débute par un ensemble gréseux (formation de la Lande-Murée), constitué de sables marins bien classés dont le dépôt témoigne d'un épisode transgressif de nature glacio-eustatique à relier à la fonte de l'inlandsis africain. La richesse en pyrite de ces grès préfigure les conditions anoxiques qui prévalent lors de la sédimentation ampélique qui, même si elle demeure limitée sur le territoire restreint de cette carte, caractérise le domaine armoricain et plus globalement l'ensemble du domaine nord-gondwanien. Cette sédimentation euxinique résulte vraisemblablement d'une stratification persistante des eaux marines qui pourrait s'être mise en place lors de la fonte de l'inlandsis (Paris *et al.*, 1986). Le retour à des milieux plus oxygénés se produit graduellement au cours du Silurien supérieur avec les dépôts argilo-gréseux de la formation du Val qui traduisent une accélération de la subsidence et l'augmentation des apports arénacés (Robardet *et al.*, 1994).

La limite siluro-dévonienne, parfaitement continue à l'échelle du Nord-Est armoricain, voit le remplacement de la sédimentation détritique fine silurienne par une sédimentation arénacée (formation de Gahard) d'âge lochkovien, riche en faune benthique. Si l'histoire sédimentaire paléozoïque du territoire couvert par la carte Ernée se termine avec ces dépôts gréseux, régionalement, dans le bassin de Laval, la succession dévonienne comporte des niveaux plus élevés, dont les calcaires praguïens à lentilles récifales de la formation de Saint-Cénére. Cependant, la succession dévonienne du bassin de Laval ne dépasse pas l'Emsien supérieur, l'absence de Dévonien moyen et supérieur résultant vraisemblablement d'une émergence précoce (Houlgatte *et al.*, 1988), accompagnée d'une érosion vigoureuse à la suite des mouvements épigénétiques rapportés à la phase bretonne de l'histoire varisque (Pelhâte, 1971 ; Paris *et al.*, 1982).

Le Crétacé

La présence désormais attestée (Fauconnier, 2004 ; carte Mayenne, Vernhet *et al.*, 2009) d'un niveau d'argiles grises à fragments de bois fossiles et flore du Cénomaniens démontre que la région a connu des dépôts de cet âge. Il est encore prématuré quant à des certitudes sur leur origine purement

continentale, ou bien incluant la présence d'influences marines. Mais leur présence amènera inéluctablement un renouvellement notable des concepts qui ont été formulés dans les publications sur l'Armorique post-hercynienne depuis plus de 150 ans. Sur la feuille Ernée, ces séquences à sables et galets sont résiduelles, et disparaissent sur une ligne approximativement N-S à l'Est d'Ernée, là où cette ancienne topographie est recoupée par la topographie actuelle.

Ces argiles reposent sur des arènes kaoliniques de granites, épaisses de plusieurs mètres. À ce stade, il reste difficile de dire ce qui est la part d'altérites anciennes anté-cénomaniennes développées avant les dépôts du Crétacé supérieur, d'altérites plus récentes (fin du Crétacé, Paléogène ou plus récent) développées sous couverture résiduelle : les deux phénomènes ont pu se cumuler.

Au-dessus des argiles cénomaniennes, se développe sur au moins 15 m d'épaisseur, des sables et galets organisés en séquences fluviatiles. Ces galets (presque exclusivement du quartz), sont toujours très émoussés : le transport semble avoir été assez important depuis les zones sources pour acquérir un taux d'usure aussi poussé. Ces séquences fluviatiles ne montrent pas de hiatus évident après ces argiles cénomaniennes (cf. coupes visibles dans les sablières en activité), sans que l'on puisse affirmer que ces séquences sont en continuité avec les argiles du Cénomaniens. Enfin, les sables blancs sont des quartzs qui peuvent provenir du Grès armoricain, d'arènes ou d'altérites de sédiments briovériens ou paléozoïques. La teinte blanche qui prouve l'intense lessivage de ces sables peut aussi signaler que ces séquences ont pu être très riches en matière organique lors de leur dépôt.

L'âge « Crétacé supérieur (?) » proposé pour une partie de ces sables et galets reste malgré tout l'hypothèse la plus simple *a priori*.

Cette hypothèse n'est pas contradictoire avec les diagnostics de C. Klein (1973) et J. Vérague (1986) qui soupçonnent alors, avec précautions, une abrasion marine pour les galets de quartz de la partie nord de l'Armorique. Ces dépôts de sables et galets pourraient représenter une partie de la transgression du Crétacé supérieur sur le territoire armoricain. Ils constitueraient un stock de sédiments qui a pu ensuite être aisément remobilisé sous forme d'épandages ou de remplissages de rias lors des incursions marines au Cénozoïque lors des périodes d'émersion, et constituer une grande partie des alluvions des fleuves de ces époques.

Le Cénozoïque

Il reste très difficile de reconstituer les épisodes qui sont survenus dans cette région pendant ces derniers 65 millions d'années.

On sait qu'il existe nombre de petits bassins à remplissage argileux qui ont donné des âges éocènes (Ludien notamment), oligocènes ou pliocènes (Baize, 1999 ; Choux, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Lautridou, 1993, 2002). Dans tous ces cas, les datations proviennent de sédiments fins qui sont associés à des dépôts plus grossiers (sables et galets), et le plus souvent avec une influence marine associée à des microfaunes lagunaires. Ces pièges sont en relation avec des événements tectoniques qui réactivent des failles plus anciennes, souvent orientées NNW-ESE.

Les sédiments clastiques cénozoïques sont constitués par des dépôts continentaux fluviaux azoïques de type sables, graviers et galets avec quelques intercalations argileuses. Ils sont inégalement répartis sur le territoire de la feuille, plus abondants à l'Est qu'à l'Ouest. Ils constituent des placages dans les zones d'interfluvies. Trois ensembles s'individualisent. Un premier dans le secteur de Saint-Denis-de-Gastines s'étend jusqu'au Nord de la feuille. Un second ensemble s'étale entre le ruisseau des Messendières et la Colmont. Enfin, un troisième ensemble occupe les replats situés au Nord de la vallée de la Colmont. Quelques placages de moindres importances sont épars dans l'Ouest de la feuille. Les sédiments reposent sur une surface d'érosion, relique d'une pénéplaine disséquée par les vallées actuelles. Les filons de quartz ou de dolérite y constituent des paléoreliefs. L'altitude de la surface de pénéplanation décroît d'Ouest en Est depuis 240 m jusqu'à 200 m. La répartition géographique des reliques de la surface en fonction de l'altitude montre une relation étroite avec le réseau de fractures ou de filons d'orientation N160°E. Cette disposition est la trace d'une activité néotectonique liée à une distension. La surface s'affaisse par à coup en se rapprochant du fossé de Chantrigné situé sur la feuille de Mayenne (structure en héli-graben). La sédimentation dans le fossé se poursuit pendant l'ouverture et les effondrements.

La dynamique des dépôts semble correspondre à des systèmes de réseaux en tresse, mais les figures sédimentaires trop frustrées ne permettent pas de définir une direction générale d'écoulement. Cependant, avant la formation du fossé de Chantrigné, les reliefs devaient être situés plutôt au Sud ou à l'Ouest et les points bas vers le Nord.

Le stock de sables et galets disponible en surface a servi à réalimenter les alluvions ou dépôts fluvio-marins depuis le Crétacé supérieur.

Enfin, les auteurs précités signalent deux points de façon assez similaire :
– la présence de puissantes altérites de socle dès le début du Tertiaire (surtout des arènes avec kaolin préservées dans le cas des profils les plus complets, dans une moindre mesure argilisation de schistes) ;

– la présence de silicifications attribuées à l'Éocène (mais avec des nuances sur les âges exacts proposés).

Sur le territoire de la carte d'Ernée, des silicifications existent sous forme résiduelle. Il s'agit de fragments de dalles siliceuses associées à ces sables et galets. Par comparaison avec la feuille Mayenne, ces fragments pourraient être les restes des dalles de sommet des sables et galets telles qu'elles existent au Nord-Est de la ville de Mayenne. Par contre, contrairement à la feuille de Mayenne, aucun drykanter n'a été reconnu sur la coupure Ernée. Les traces de cet épisode de climat ont vraisemblablement été érodées sur la présente coupure.

Ces dalles silicifiées peuvent avoir une origine ancienne, liée initialement à des dépôts déjà riches en silice comme des bancs de grès ou de gaize du Crétacé supérieur. Des recristallisations en ambiance continentale sont possibles et pourraient signaler ici l'Éocène et les silcrètes de cette époque, bien connues en Bretagne centrale. De même, les séquences fluviatiles de sables et galets ne sont pas intrinsèquement bien datées. Il est aussi vraisemblable que des dépôts fluviatiles ont existé à différents moments du Tertiaire, dans ces points bas servant naturellement de thalweg aux rivières (oueds vraisemblablement). Comme c'est le même stock de matériaux qui a été repris plusieurs fois, il reste très difficile actuellement de départager des dépôts éventuellement très différents en âge tant que des niveaux repères particuliers ne sont pas identifiés et diagnostiqués.

Enfin, on sait que l'axe Nord-sur-Erdre – Saint-Brieuc (Gros *et al.*, 1984a et b), comme le seuil du Cotentin (Baize, 1999), a été subsident et a recueilli des traces de la « transgression redonienne ». Il est vraisemblable que la faille de Mayenne, bien que marginale à cet axe, ait aussi été affectée de rejeux. Aucune trace de tels épisodes n'a pu être détectée sur la feuille Ernée.

Le Quaternaire

De la fin du Pliocène et au cours du Quaternaire vont se succéder une vingtaine de périodes glaciaires, entrecoupées de périodes tempérées. C'est surtout au cours des alternances gel-dégel des sols que va se façonner en grande partie la morphologie actuelle du paysage. La baisse du niveau des mers et les mouvements de terrain liés à la néotectonique vont induire un creusement des vallées marqué par une succession de terrasses alluviales. Les phénomènes de gélifraction, gélifluxion et cryo-reptation induits par la succession de périodes froides entraînent durant les périodes de climats froids, des fauchages importants des matériaux meubles en surface. Ceux-ci (fragments de roche plus ou moins saine, altérites diverses...) sont déplacés de l'amont des versants vers leur aval fluviatile, lors de dégels de printemps. Ce

phénomène a dû provoquer alors de véritables débâcles dans les rivières de la région. Ces dépôts de versant, caractéristiques de climats périglaciaires, sont de type « heads » et sont souvent riches en cailloux si la source en fournit. En période froide comme sous climat tempéré, l'érosion peut aussi se traduire sous forme de « colluvions » lorsque la matrice fine domine largement dans les dépôts de versant. Il ne subsiste que très peu de traces des stades successifs d'enfoncement des principales vallées au cours du Pléistocène sur le périmètre de la carte. Ceci est en partie dû au fait que le réseau hydrographique qui couvre la feuille correspond à la partie très amont des rivières, avec des écoulements d'ampleur encore très limitée. Les rares alluvions anciennes détectées sont signalées par quelques centimètres d'épaisseur de cailloux émoussés pour les niveaux les plus visibles. En revanche, le dernier stade froid (Fy) est bien visible au fond du remplissage des vallées comme celle de la Mayenne (feuille de Mayenne). Il correspond à des sédiments grossiers (galets et blocs dans une matrice sableuse). Dans les plus petits drains, ces sédiments périglaciaires sont plus souvent marqués par un niveau sableux avec des fragments de roches encore peu émoussés.

Les lœss (silts éoliens) sont contemporains des maxima de froid de ces périodes glaciaires, le plus souvent de la dernière. Ils sont associés aux vents d'Ouest dominants. Sur la feuille Ernée, la source d'alimentation de ces limons est vraisemblablement locale sauf au Nord en bord de coupure, où les lœss présents peuvent traduire les limites d'extension des dépôts éoliens liés au golfe normano-breton (Lautridou, 1985). Des analyses fines de granulométrie et de minéraux lourds permettraient de valider cette hypothèse et de placer précisément une limite entre lœss locaux et lœss normano-bretons.

Enfin, avec l'interglaciaire actuel, l'Holocène, le paysage se stabilise en même temps que la végétation change, évoluant d'une steppe froide à une forêt de feuillus dominante. Les rivières ont un régime de très faible énergie qui ne permet alors que le dépôt de fines particules issues de l'érosion de sols lors des crues : le fond plat et limoneux des vallées (Fz) traduit cette évolution, généralement associé à un petit bourrelet de crue visible lorsque les aménagements anthropiques (halage, terrassements ou labours) ne l'ont pas éliminé. Cependant, ces dépôts quaternaires (alluvions récentes), tapissant une partie du fond des vallées, sont peu étendus. Le lit des ruisseaux et des rivières est constitué le plus souvent par de la roche en place. L'érosion est donc encore très active sur une grande partie du territoire de la feuille d'Ernée. Les profils d'équilibre ne sont pas atteints. Les alluvions disparaissent le long des cours d'eau au passage des faisceaux de failles ou de filons d'orientation NNW-SSE. Ces zones correspondent au haut des blocs tectoniques qui sont soumis à une érosion active (néotectonique). Le couloir NNW-SSE de Saint-Denis-de-Gastines ne montre pratiquement pas d'alluvions.

CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Chronologie relative

Il n'y a pas eu de datation absolue effectuée sur les formations affleurant sur le territoire de la feuille. Les attributions d'âge stratigraphique sont faites en fonction du contexte régional. En revanche, les arguments de chronologie relative sont suffisamment nombreux pour établir la succession des mises en place et des déformations.

L'événement le plus ancien correspond aux dépôts des épaisses séries sédimentaires détritiques d'origine marine, attribuées au Briovérien supérieur. Elles subissent d'intenses plissements et un métamorphisme anchi à épizonal. Les différents granitoïdes issus de la fusion crustale se mettent en place de façon intrusive dans les formations sédimentaires briovériennes à partir de plusieurs zones d'alimentation. Une auréole de métamorphisme de contact se développe dans l'encaissant sédimentaire. Les géométries des surfaces de contact granites-encaissant, lorsqu'elles ne sont pas de nature tectonique, sont anguleuses et très proches de la verticale. Les granites se sont donc mis en place dans un encaissant au comportement rhéologique fragile, c'est-à-dire, à faible profondeur. Les roches basiques recourent l'organisation géométrique des granites et le contact granite-encaissant sédimentaire. Elles sont donc de mise en place postérieure. Le fait que les faciès les plus basiques soient à l'Ouest (massif de la Rivaudière et d'Ernée) permet d'envisager des profondeurs de mise en place de plus en plus faibles vers l'Est. Il n'y a pas d'autres événements pouvant être attribués au Briovérien sur le secteur de la feuille d'Ernée.

La fin des temps précambriens est accompagnée d'une importante période d'érosion aboutissant à une surface de pénéplanation sur laquelle les transgressions du Paléozoïque inférieur vont s'étendre.

Postérieurement, les filons de dolérite orientés NNW-SSE recourent l'ensemble des faciès granitiques et sédimentaires. Régionalement, leur mise en place est attribuée au Dévono-Carbonifère.

Parmi les deux générations de filons de quartz présentes sur le secteur, celle correspondant au filon de la vallée de l'Ernée (N160°E) est la plus ancienne. Ce filon est parallèle aux filons de dolérite et est décalé par les failles N30°-N40°E. Ce filon de quartz présentant les mêmes déformations que les filons de dolérite, il leur est probablement contemporain.

Postérieurement, au cours du Carbonifère (?), les failles inverses, d'orientation N60°E à N70°E, associées à des structures ductiles et cassantes, affectent l'ensemble des sédiments briovériens, les granites, les filons de dolérite, la première génération de filons de quartz, mais aussi les sédiments du

Paléozoïque inférieur de la forêt de Mayenne. Cette phase de déformation est associée au fonctionnement de la zone de cisaillement nord-armoricaine. Les granites subissent des transformations métamorphiques et hydrothermales dans les zones mylonitiques associées à ces failles. Greisenification, albitisation et épidyénitisation sont les phénomènes de néoformations minérales les plus répandus. Les granites chevauchent les sédiments briovériens et l'auréole de métamorphisme disparaît localement. Des écaillages intragranitiques recourent une grande partie du massif de Gorrion jalonnés par de nombreuses lentilles tectoniques de sédiments briovériens et de granites. Ces événements ont dû se produire au cours du Carbonifère, période de fonctionnement des grandes zones de cisaillement dans le Massif armoricain. Cet âge de fonctionnement est confirmé par le chevauchement des granites sur la partie nord du synclinal paléozoïque de la forêt de Mayenne et par le déversement et le chevauchement de la série paléozoïque vers le Sud-Est.

Des failles cassantes de direction N30°E recourent toute la région, y compris les chevauchements N70°E. Des failles de type Riedel leur sont associées et indiquent une composante senestre. La deuxième génération de filons de quartz leur est associée.

Postérieurement, une période d'érosion construit une nouvelle pénéglaïne. Il n'y a aucun témoin d'âge mésozoïque sur le territoire de la feuille d'Ernée. Les dépôts fluviatiles tertiaires (?) se déposent sur une surface d'érosion dérivant de la surface de pénéglaïne post-carbonifère. Ces dépôts correspondent sans doute aux produits d'érosion des reliefs de la région couverte par la feuille d'Ernée.

La surface de pénéglaïne scellée par ces premiers sédiments fluviatiles est basculée vers l'Est par le jeu normal des failles NNW-SSE responsable de la formation du fossé de Chantrigné.

Le creusement des vallées et les quelques alluvions qui les tapissent, constituent le dernier événement important qui façonne le paysage de la région.

Âge de mise en place des filons de dolérite

L'âge de la mise en place des filons de dolérite reste encore un sujet de discussions. Les derniers essais de datation sur zircon tentés dans le cadre du levé de la feuille Landivy (1997) située au Nord, se sont révélés infructueux.

Les filons recourent l'ensemble des terrains du socle protérozoïque, qu'ils soient de nature sédimentaire (Briovérien) ou cristalline (granitoïdes de la Mancellia, gabbro d'Ernée, diorite d'Oisseau). Ils n'ont pas été retrouvés dans les formations sédimentaires paléozoïques de la forêt de Mayenne. Régionalement, les différentes études et observations réalisées jusqu'à présent conduisent à

envisager une mise en place de ces roches basiques durant le Paléozoïque, très probablement à la limite dévono-carbonifère (intrusif dans le Cambrien de Fresnay-sur-Sarthe, Juignet *et al.*, 1984 ; datation des dolérites de la région de Saint-Malo à 330 ± 10 Ma (Perroud *et al.*, 1986) âge sensiblement plus récent que celui initialement proposé (360 ± 10 Ma ; Leutwein *et al.*, 1972)). Sur le territoire de la feuille d'Ernée, les filons sont recoupés par les failles inverses d'orientation N70°E, associées à la zone de cisaillement nord-armoricaine, qui affectent également les sédiments paléozoïques de la forêt de Mayenne.

ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES CADOMIENS

Les terrains briovériens présents sur la feuille Ernée se situent au Nord du segment du CNA (Cisaillement Nord-Armoricain), dans le domaine du Bocage normand. Ces terrains sont affectés par une phase plicative antérieure au dépôt des formations paléozoïques ainsi que l'atteste la discordance stratigraphique de la série paléozoïque sur les terrains protérozoïques (synclinal de la Forêt de Mayenne). Cette déformation plicative peut être considérée comme correspondant à une phase tardive de l'orogénèse cadomienne, précédant la mise en place du batholite mancelien datée à 540 ± 10 Ma. Cette déformation plicative est ici, comme dans toute la région, délicate à définir sur le terrain en raison de la médiocrité et de la pauvreté des affleurements réellement exploitables, de la rareté des charnières de plis et microplis, y compris en carrière, de l'intensité de la cornéification qui oblitère en grande partie les structures dont la schistosité. Les plis sont synschisteux, serrés, d'ordre décimétrique à plurihectométrique, droits à plus ou moins déversés vers le Sud, orientés selon une direction moyenne comprise entre N70° à N80°E, avec un plongement axial majoritairement penté vers l'Est (Chantraine *et al.*, 1982). Leurs flancs sont en général très redressés à subverticaux. Ces plis P1 sont accompagnés d'une schistosité S1 de plan axial, fruste, subparallèle à parallèle au plan de stratification S0 (sauf dans les charnières lorsqu'elles sont visibles). Elle est marquée par un début de recristallisation des minéraux préexistants ou un début de néoformation. Dans les niveaux fins silteux ou argilitiques, l'alignement marqué de phyllites néoformées et de minéraux opaques souligne une schistosité plus marquée, de type schistosité de flux naissante. La schistosité majeure S1 est localement affectée par une schistosité secondaire, de type schistosité de crénulation, visible préférentiellement dans les faciès fins et associée à des microplis centimétriques à décimétriques. À cette phase de plissement cadomienne est associé un métamorphisme régional de faible intensité de type anchizone-épizone, dont les effets ne peuvent être observés que dans les quelques faciès peu ou pas soumis au métamorphisme de contact induit par la mise en place des granitoïdes cadomiens. Cette phase de plissement constitue probablement

un événement précurseur de la montée du stock magmatique granodioritique cadomien, ainsi que le démontrent les différentes études réalisées plus à l'Ouest dans le Bocage normand sur les feuilles Landivy, Fougères et Avranches. La mise en place du batholite mancellien s'accompagne d'une phase de métamorphisme de contact affectant tous les terrains briovériens situés au voisinage immédiat de ces intrusions et marquée par l'individualisation des auréoles métamorphiques des « schistes tachetés » et des « cornéennes ». Ce métamorphisme de contact se marque notamment dans ces auréoles par la cristallisation de blastes de cordiérite se surimposant, dans cette partie du Bocage normand, à la schistosité principale cadomienne (Landivy, Fougères, Saint-Hilaire-du-Harcouet, La Ferté-Macé). Ces cordiérites post-schisteuses peuvent, dans les zones fortement faillées, être déformées par une seconde schistosité de type crénulation.

À l'inverse du Bocage normand, dans les domaines situés au Sud du segment du CNA, les plages de cordiérite induites par le métamorphisme au contact des granitoïdes cadomiens sont décrites comme étant antérieures à la schistosité principale locale (feuille Évron (Mary *et al.*, 1989), feuille Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986), feuille Sillé-le-Guillaume (Le Gall *et al.*, 1998). Cette schistosité, est dans ces régions, considérée comme étant associée non plus à la phase cadomienne mais à un épisode majeur de plissements synschisteux de la phase varisque. Dans ces secteurs, la phase cadomienne se limiterait à une série de plis ou d'ondulations sans schistosité (Doré *et al.*, 1987, Le Gall *et al.*, 1998). Ces observations corroborent les idées déjà émises dans les années 1970 notamment par Le Corre (1977), selon lesquelles l'essentiel de la structuration des terrains briovériens de la Bretagne centrale doit être considérée comme étant d'âge varisque, alors que tout le Briovérien du domaine normand n'est affecté que par une déformation tardive cadomienne, subsynchrone de la mise en place des granitoïdes mancelliens. La différence dans l'évolution structurale de ces deux domaines est probablement étroitement liée à la présence de cet important môle granitique mancellien, ayant non seulement isolé mais également protégé le domaine normand, en conférant à ce domaine une compétence à l'échelle régionale et en jouant en quelque sorte, vis-à-vis des contraintes majeures varisques, le rôle « d'amortisseur » ou de « réflecteur ». Les grands accidents cisailants de la région, certainement très anciens dans l'histoire géologique régionale (Protérozoïque ?), ont également probablement joué un rôle majeur dans l'individualisation de ces domaines métamorphiques et structuraux.

Concernant leurs relations avec le Briovérien, les granitoïdes mancelliens (massif de Fougères-Gorron...) apparaissent, à l'échelle régionale, clairement intrusifs au sein de la série sédimentaire et sécants par rapport aux structures pliques affectant cette série. L'orogénèse cadomienne peut, par conséquent, être décomposée en deux phases : une phase de métamorphisme régional de faible intensité à laquelle est associé une déformation engendrant des plis

synschisteux, puis une phase magmatique correspondant à la mise en place des différents massifs cristallins accompagnée du métamorphisme de contact des terrains encaissants.

Les différentes études pétrographiques (relations blastèse-schistosité) réalisées dans les années 1980-1990 sur les cartes voisines (Fougères, Saint-Hilaire-du-Harcouet, Avranches, Landivy, La Ferté-Macé etc.) s'accordent pour démontrer que ces deux phénomènes sont, au niveau du Bocage normand, sub-contemporains et génétiquement liés.

Fracturation dans les terrains briovériens

Plusieurs familles de failles ont été recensées, soit directement sur le terrain, matérialisées notamment par la présence de filons de quartz, par d'importants décalages latéraux ou verticaux, par des zones de brèches tectoniques, soit indirectement par des linéaments visibles en photographies aériennes.

Les principales directions relevées dans le domaine briovérien sont les suivantes : N30° à N50°E, N60° à N80°E et, dans une moindre mesure, N130° à N160°E, N180° à N190°E et N100° à N130°E.

Le réseau de failles N30° à N50°E est de loin le plus marqué sur le terrain et est principalement représenté par les deux accidents suivants :

- la faille de La Pellerine qui se poursuit, en direction du Nord-Est, en direction de Larchamp. Elle est jalonnée sur une bonne partie de son parcours par des filons de quartz. Elle apparaît particulièrement bien marquée dans le paysage par une ligne de crête au Sud-Ouest de La Pellerine ;
- la faille de Juvigné-Ernée qui, vers le Sud, met directement en contact les schistes tachetés du Briovérien (b2S) avec le granite cadomien du massif de Saint-Hilaire-du-Maine, en oblitérant totalement l'auréole de cornéennes du compartiment ouest. À l'approche d'Ernée, sa direction change et devient subméridienne. Cette faille est soulignée morphologiquement par la différence de résistance à l'érosion entre, d'une part, le granite et les cornéennes et, d'autre part, les schistes tachetés ;
- la faille qui s'étend entre Chailland au Sud (feuille Laval) et Vautorte au Nord, jalonnée par des filons de quartz (notamment à le Breil), ou soulignée par une ligne de crête particulièrement nette.

Deux accidents majeurs appartenant à la famille N60° à N80°E ont également été mis en évidence dans le secteur de Placé :

- au Nord de Placé, le prolongement, vers le Sud-Ouest, de l'accident dénommé « Mayenne-Nord » sur la feuille Mayenne. Il correspond à l'un des segments nord du CNA. Sur cette feuille, il est jalonné sur une bonne partie de son parcours par des mylonites et des filons de quartz. Il correspond à un

décro-chevauchement mettant directement en contact les terrains non métamorphiques du Briovérien avec les granitoïdes cadomiens ;

– au Sud de Placé, un accident mettant en contact les granitoïdes cadomiens (massif d'Alexain – Deux-Évailles) avec les terrains non métamorphiques du Briovérien. Il se prolonge très vraisemblablement sur la feuille Mayenne en direction de Moulay (présence de mylonites, brusque changement de direction du cours de la Mayenne qui prend une direction N80°E à l'aval de Moulay), puis, au-delà, par le tracé de la vallée de l'Aron.

Selon les auteurs de la notice de la feuille de Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009), « ces accidents seraient à rattacher à l'orogénèse varisque, tout du moins en ce qui concerne le jeu actuellement visible. Ils font en effet partie de cette famille d'accidents à caractère régional N60° à N80°E, à jeu majoritairement senestre, observables depuis la Mayenne jusqu'aux régions de Saint-Lô et Caen, parmi lesquels les failles de Granville, de Coutances, de la Drôme, de l'Orne ou de Saint-Martin-des-Besaces. Les différentes études et levés réalisés dans cette partie de la Normandie, notamment au niveau de la structuration des terrains briovériens et des formations paléozoïques du Synclinal bocain, font clairement ressortir pour ces accidents un jeu syn à tardif par rapport à la phase de plissement varisque, mais également l'existence d'un jeu nettement plus ancien, au moins cadomien, ayant conditionné en partie la sédimentation du Briovérien ».

DÉFORMATIONS DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

Le synclinal de la forêt de Mayenne

Le synclinal de la forêt de Mayenne, ou pli de Chailland (Lacaze, 1930), est un élément de l'alignement structural composite (plis, failles) de Vitré à Alençon (carte géologique de la France 1/1 000 000). Il présente une orientation moyenne SW-NE et se développe dans cette direction sur une quinzaine de kilomètres de Saint-Georges-Buttavent (feuille Mayenne) dans sa terminaison nord-est jusqu'au Sud de Chailland (feuille Laval) où il interfère avec le synclinorium de Laval, d'orientation axiale pratiquement perpendiculaire. Si l'ossature de la structure est bien dessinée dans les flancs par la formation du Grès armoricain, les formations ordoviciennes et siluro-dévonienues très altérées qui en occupent le cœur ne permettent malheureusement pas une cartographie aussi précise qu'on le souhaiterait. En effet, le synclinal de la forêt de Mayenne est une structure complexe, probablement liée à la superposition d'une synforme d'orientation NE-SW, qui donne à la structure son orientation moyenne, avec des plis pratiquement E-W plus ou moins bien préservés. Ce dispositif est à l'origine de tronçons de géométries sensiblement différentes, ces tronçons s'articulant de part et d'autre de zones faillées complexes sans logique clairement apparente, liées à des déformations plicatives localisées à axes

pratiquement verticaux. Le tronçon septentrional présente une orientation axiale N70° à N90°E entre une transversale Gué-du-Maine – la Tuilerie – carrière du Defaix et la terminaison orientale dessinée à 1 km à l'Est de la feuille près de Saint-Georges-Buttavent. Le Grès armoricain dessine un synclinal déjeté vers le Nord. Le flanc sud présente des pendages très redressés (cluse de la Chapelle-du-Hec) à renversés (le Rocher-Galesne). Le flanc nord montre des pendages de l'ordre de 20 à 45°. Ce dernier présente une série de petits décrochements conjugués dextres et senestres. Le cœur de la structure est occupé par les siltites de la formation d'Andouillé. Aucun témoin de la formation de Saint-Germain-sur-Ille n'a pu être identifié, contrairement à ce que proposait l'ancienne carte Laval à 1/80 000 (1^{ère} éd., Oehlert *et al.*, 1905 ; 2^e éd., Milon *et al.*, 1960). Un second tronçon s'étend entre la Tuilerie et le Pilet. Déversé vers le Nord-Ouest avec des pendages renversés au flanc sud (70° dans le Grès armoricain de la carrière du Defaix), le synclinal montre une direction axiale N45°E. La structure se dédouble au cœur, laissant apparaître deux bandes d'affleurement respectivement constituées de la formation de Saint-Germain-sur-Ille et de la formation de la Lande-Murée, probablement séparées par des accidents longitudinaux. Un accident longitudinal prend certainement naissance au flanc sud, au contact du Grès armoricain très tectonisé et du granite cadomien, expliquant la présence d'un témoin gréseux isolé dans le prolongement au Sud-Ouest de la barre, à la cote 181 (Sud-Est du Pilet). Cet accident résulte de l'interférence du pli d'axe NE-SW avec les structures E-W du troisième tronçon. Entre la transversale du Pilet et la limite sud de la feuille, le troisième tronçon se traduit par un net élargissement lié à une structure plus complexe qui résulte clairement de l'interférence entre deux déformations plicatives d'axes NE-SW et E-W. Les deux directions s'expriment dans le Grès armoricain. La direction N45°E est globalement celle du flanc nord-ouest dont les barres gréseuses plongeant de 30° (Mont Pinson) se redressent fortement, impliquées dans des replis à axes très inclinés (les Rochers-d'Authion) voire verticaux. Entre Placé et Fontenay, au flanc sud-est, le Grès armoricain se dispose sous forme de petites barres discontinues à allure sigmoïde dissociées du cœur de la structure. Au Nord de Placé, c'est la direction E-W qui s'exprime sur une longueur de 2 km dans la barre de Grès armoricain. Cette dernière est interrompue à ses deux extrémités par des accidents qui évoquent des ruptures aux points d'interférences avec les structures NE-SW. Elle est affectée par un décrochement senestre N170°E porteur de stries sub-horizontales qui suggère l'antériorité de la déformation plicative E-W par rapport à un raccourcissement NW-SE. Le cœur de la structure est occupé par des formations ordoviciennes puis siluro-dévonniennes atteignant la formation de Gahard, formation paléozoïque la plus récente du territoire de cette carte. La formation de la Lande-Murée se marque par deux alignements morphologiques dans les deux directions plicatives précitées. Compte-tenu de la mauvaise qualité des affleurements, la structure paraît plus confuse au niveau des formations du Val et de Gahard qui semblent engagées dans des replis à axes courbes.

Le quatrième tronçon, séparé du troisième au flanc nord-ouest de la structure par l'accident de l'Authion (orienté NW-SE) n'est présent qu'au Sud de la carte (feuille Laval) où il s'exprime par des structures composites en tous points semblables avec celles décrites, notamment des plis à axe très redressé et des éléments de structures d'axe E-W plus ou moins préservés au sein d'une synforme globalement orientée NW-SE.

FAILLES POST-NÉOPROTÉROZOÏQUES

Les failles observées sur le territoire de la feuille correspondent à des déformations :

- soit ductiles-fragiles avec le développement de structures mylonitiques dans les faciès affectés. Elles sont associées à des phénomènes hydrothermaux ;
- soit purement fragiles avec le développement de brèches. Des filons de dolérite ou de quartz leur sont associés.

Les structures tectoniques d'importance, mises en évidence lors des levés, sont toutes postérieures à l'intrusion du massif de Gorron, dernier événement majeur du cycle cadomien. La plus importante structure tectonique, sur le territoire de la feuille d'Ernée, correspond à un ensemble de failles d'orientation N60° à N70°E constituant des relais de la zone de cisaillement nord-armoricain (ZCNA). Elles sont à associer chronologiquement et cinématiquement à la faille de Mayenne-Nord située au Sud-Est sur la feuille de Mayenne.

En fonction des arguments de chronologie relative, les événements tectoniques suivants se succèdent :

Déformation associée à la mise en place des filons de dolérite (phase n)

Au Dévono-Dinantien, se produit la fermeture de l'océan Rhéic (Faure *et al.*, 1997 ; Le Gall, 1999). Les auteurs s'accordent pour y associer un épisode distensif, sensiblement est-ouest, affectant le segment nord-européen de la chaîne varisque. L'important champ filonien doléritique orienté N160°E qui recoupe toute la Mancellia dont la région de Mayenne – Ernée, en serait le témoin. Les dolérites seraient l'expression d'un magmatisme intraplaque mis en place à faible profondeur (< 5 km).

Quelques filons de quartz se mettent également en place lors de cette distension (1^{ère} génération de filon de quartz).

Les failles inverses ductiles-fragiles associées au cisaillement nord-armoricain (CNA) (phase n + 1)

Traversant de part en part le territoire de la feuille d'Ernée, un vaste faisceau de failles d'orientation N60°-N70°E affecte le massif granitique de Louvigné-Gorron, son encaissant briovérien et les formations sédimentaires du Paléozoïque inférieur.

La géométrie cartographique de ces failles est identique à celle des structures ductiles-fragiles de la zone de la faille de Mayenne sur la feuille voisine à l'Est. Les failles inverses se regroupent selon trois couloirs principaux :

- du secteur de Montenay à Châtillon-sur-Colmont en limite sud du massif de Louvigné-Gorron, avec un important décalage senestre au niveau de la faille de Vautorte de direction N30°E. Le long de ce faisceau, le granite chevauche son encaissant sédimentaire briovérien ;
- de l'Ouest d'Ernée jusqu'à Brecé, au sein même du massif. Le granite est chevauchant sur lui-même ;
- de Larchamp à Hercé.

Cartographiquement, ces failles sont mises en évidence d'une part, par le décalage ou l'interruption systématique des filons de dolérite et de la première génération de filons de quartz et, d'autre part, par les lentilles tectoniques de roches sédimentaires briovériennes et de granites qui jalonnent leur tracé. Lorsque ces failles constituent la limite cartographique sud du massif granitique, l'auréole de métamorphisme de contact dans les formations briovériennes disparaît. Le rejet le long de ces structures est donc important, ce qui est confirmé par la localisation des nombreuses lentilles tectoniques de roches sédimentaires briovériennes sans trace de métamorphisme de contact, situées au sein même du massif de Gorron, arrachées à l'encaissant qui surmontait ou bordait l'intrusion. Ces failles montrent cartographiquement un rejet inverse imposant un écaillage des formations vers le Sud-Est. Les nombreux chevauchements et écaillages sont à l'origine de géométries structurales mettant en contact du granite sur du granite, du granite sur des sédiments briovériens ou paléozoïques, des écaillages de Briovérien au sein des granites, des écaillages intra formations sédimentaires briovériennes ou paléozoïques (barres de Grès armoricain de la forêt de Mayenne chevauchantes).

Le sens de déplacement le long des failles indique un épaissement tectonique de la partie sud du massif de Gorron par superposition d'écaillages tectoniques et un décalage géographique de la limite du contact méridional d'origine. Ainsi, le Briovérien situé entre le massif de Gorron et celui de Vautorte, affecté au Nord comme au Sud par des failles inverses montrant des structures ultramytonitiques, correspond très probablement à une écaillage de dimension plurikilométrique chevauchante vers le Sud-Est. Le massif de

Vautorte est très intensément déformé et recoupé par de nombreuses lentilles tectoniques et écailles de puissance plurimétrique. Ce dispositif structural peut expliquer la présence des faciès granitiques particuliers de ce secteur sud.

Les faciès déformés associés à ces failles sont caractéristiques d'un contexte ductile-fragile. Ces failles sont jalonnées de brèches et de cataclasites pouvant parfois atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance. Dans certains niveaux, correspondant à la surface basale des écailles les plus importantes, des structures mylonitiques à ultramylonitiques se développent. Une schistosité mylonitique apparaît (plan S) accompagnée de plans de cisaillement (plan C). Les géométries associées sont compatibles avec un jeu inverse vers le Sud-Sud-Est.

Les écaillages et les chevauchements constituent des réseaux denses dans lesquels les fractures se relaient en délimitant des lentilles tectoniques à toutes échelles (orientation moyenne de N60° à N80°E). Des fractures conjuguées de Riedel se développent. Elles sont souvent sigmoïdes. À l'échelle de l'affleurement, ces fractures découpent la zone faillée en blocs dont les angles sont émoussés par les frictions liées aux déplacements : lentilles tectoniques. Leur géométrie est toujours compatible avec un jeu inverse dirigé vers le Sud-Sud-Est (stries mécaniques orientées au N330°-N340°E). Les failles d'orientation E-W qui relaient les écaillages, montrent des jeux dextres. Le raccourcissement régional est orienté NNW-SSE. Ces accidents tectoniques contrôlent la géométrie des contacts et la répartition des faciès granitiques dans toute la partie sud du massif de Gorrion. L'influence géomorphologique de ces failles est importante. Elles imposent au réseau hydrographique un tracé rectiligne avec des raccords anguleux (tracé en baïonnette). Les versants des vallées montrent alors des pentes dissymétriques (versant nord-ouest raide, versant sud-est plus doux).

La déformation le long des failles inverses est caractéristique de conditions de très basse température car la cataclase est dominante (inférieure à 300 °C). Le long de la faille de Mayenne, les paragenèses minérales associées à la déformation indiquent des conditions plus profondes que celles qui règnent dans le massif de Gorrion. Les failles inverses qui recoupent la région d'Ernée doivent donc être situées structurellement plus proches de la surface que celles situées dans la région de Mayenne. De plus, les lentilles de roches briovériennes situées au cœur du massif de Gorrion signalent que la surface d'érosion actuelle se trouve proche de l'apex de l'intrusion granitique.

Dans le massif granitique, les zones déformées par les failles inverses montrent des recristallisations liées à des phénomènes hydrothermaux. Elles ont joué le rôle de drain pour la circulation de fluides mobilisés et réchauffés lors du jeu inverse de ces failles. Ce sont des néocristallisations d'albite (albitisation), de chlorite et de muscovite.

Les cristaux d'albite apparaissent en cristaux subautomorphes. Ils ne sont pas altérés. La chlorite est principalement issue de la déstabilisation presque complète de la biotite. Elle est alors accompagnée d'opakes. D'autres chlorites cristallisent en gerbe, en pseudomorphose de cristaux de quartz lessivés. Elles témoignent d'un début d'épisyénitisation. La muscovite a un habitus palmé. Elle est issue de la déstabilisation de la cordiérite sur laquelle elle prend appui. Lorsque ces néocristallisations sont présentes, le feldspath Na-K et le plagioclase sont fortement altérés du centre du cristal vers sa périphérie.

L'ensemble de ces réactions est à excès de silice qui a pu migrer et recristalliser sous forme d'exsudats quartzeux.

Les roches leucocrates issues de ces transformations peuvent être interprétées comme la marque d'un début très discret de greisenification. Les faciès pétrographiques qui en sont issus correspondent aux granites leucocrates.

Les décrochements senestres de direction N30°E (phase n + 2)

Le massif de Louvigné – Gorron et les écaillages sont recoupés par des failles orientées N30°E. Sur la feuille d'Ernée, plusieurs de ces structures passent entre Saint-Denis-de-Gastines et Vautorte. Les limites granites – encaissant, l'auréole de métamorphisme ainsi que les écaillages montrent des décalages senestres apparents d'échelle kilométrique. Des décrochements dextres associés, orientés N45°E, correspondant à des Riedels de type P, confirment le jeu senestre des décrochements majeurs. L'ampleur des rejets augmente en se décalant vers l'Est. Ces failles peuvent être liées à un raccourcissement N-S. Elles sont soulignées par des cataclasites.

Une deuxième génération de quartz filonien se met en place le long de ces structures N30° à N45°E. Ces filons, de puissance plurimétrique, ont été suivis sur plusieurs kilomètres de long. Le plus important recoupe toute la partie occidentale de la feuille, depuis La Pellerine au Sud-Ouest jusqu'au Nord de Saint-Berthevin-la-Tannière, en passant par Montaudin au Nord-Est.

Les failles normales N-S liées à la distension cénozoïque (phase n + 3)

Dernier événement tectonique d'importance dans la région, les failles d'orientation nord-sud recoupent la pénéplaine sur laquelle se sont déposés les sédiments continentaux cénozoïques. Les placages sédimentaires sont décalés topographiquement. Les surfaces des blocs individualisés sont inclinées vers

l'Est. L'ensemble montre un affaissement progressif vers l'Est en direction du bassin de Chantrigné (feuille de Mayenne). Ce dispositif correspond à un ensemble de blocs basculés au cours d'une distension orientée est-ouest. Ce fossé continue de se remplir au fur et à mesure de son approfondissement. Les jeux en failles normales correspondent à une tectonique postérieure à l'érosion de la surface d'aplanissement et aux premiers dépôts mais synchrone du remplissage du fossé.

Les « bassins » d'âge éocène-oligocène de Chantrigné, Aron, Marcillé-la-Ville font partie d'une succession de petits bassins « d'effondrement », induits au cours de l'Éocène supérieur (Vignerresse 1986 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1988) par ces failles de direction N150° à N160°E. Ces bassins sont en relation directe avec les failles de la Mayenne (ou du Cotentin) et de la Varenne, alignées sur plus de 70 km depuis Céaucé au Nord (feuille Domfront) jusqu'à la forêt de la Charnie au Sud (Sud d'Évron). Les gisements tertiaires connus dans la région tels que celui de Landéan au Nord de Fougères, celui de Saint-Germain-de-Tallevende au Sud de Vire, ou celui de Thévalles au Sud-Est de Laval, se situent dans des contextes de sédimentation identiques, étroitement liés à des petits fossés tectoniques, dont la mise en place a directement été induite par le fonctionnement d'accidents N130° à N160°E. Sur Mayenne, la topographie et l'organisation des sables à galets montre qu'un axe de flexure ou de fracture importante existe, à proximité d'une ligne Chantrigné – Marcillé-la-Ville. Cet axe serait une fracture importante ayant fonctionné en cisaillement (décalage important des synclinaux paléozoïques entre l'Est et l'Ouest de la coupure) à une époque ancienne (une des phases hercyniennes ?). Son rejeu au cours du Tertiaire aurait permis la préservation de sédiments crétacés et éventuellement plus récents, les cuvettes générées fournissant la possibilité de petits bassins lacustres intra-continentaux en « chapelets ». C'est aussi ce rejeu qui peut avoir permis de mieux préserver des profils d'altération dans les parties de terrains abaissées ou effondrées.

Ernée se situe en bordure occidentale de cet ensemble en héli-graben à remplissage de sables et galets. La feuille Ernée présente ainsi sur sa partie ouest un ensemble d'altérites « scalpées », en relation avec une topographie acquise au cours du Tertiaire, et érodées par les rivières au Quaternaire. Tandis que la partie est, elle aussi entaillée par les mêmes rivières depuis le début des froids quaternaires (vers 2,6 Ma) signale une paléo-surface du (?) Crétacé inférieur, fossilisée par ces sables et galets du (?) Crétacé supérieur.

Les rivières de la carte d'Ernée, en situation très amont et très immatures, signalent toutes ces directions structurales sans imprimer d'axe majeur. Ces axes transparaissent beaucoup plus dès que le manteau d'altérites est érodé et que ces drains circulent dans la roche saine comme le font l'Ernée dans son cours aval ou la Mayenne.

Ces accidents qui affectent aussi bien les formations protérozoïques que paléozoïques, recourent également ponctuellement les dykes doléritiques. Ces relations de chronologie relative permettent d'envisager pour ces fractures au moins un jeu d'âge varisque.

Les accidents N100° à N130°E sont peu représentés, tout du moins bien moins marqués que les précédents sur le terrain et sont à rattacher aux grandes failles inverses régionales d'âge varisque.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Les synthèses géodynamiques proposées par les auteurs depuis la fin des années 1980 convergent vers l'évolution suivante.

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : BASSIN BRIOVÉRIEN ET OROGENÈSE CADOMIENNE (MAGMATISME CADOMIEN)

Les premiers éléments concernant l'histoire géologique de la région sont fournis par les dépôts sédimentaires du Protérozoïque supérieur (Briovérien). À cette époque, l'ensemble de la région constitue un bassin marin relativement profond. Il est localisé en bordure d'une masse continentale constituée par les terrains les plus anciens d'Armorique méridionale et d'Espagne, qui étaient probablement reliés (?) au vaste ensemble proto-gondwanien. Le bassin marin mancennien était limité au Nord par un arc orogénique (Dissler *et al.*, 1988 ; Chantraine *et al.*, 1986). Par la suite, le démantèlement des reliefs des domaines émergés fournit des matériaux détritiques de nature et de granulométrie diverses (argiles, sables...) alimentant le bassin marin. En fonction de la granulométrie des matériaux mais également de la dynamique des milieux de dépôts, les éléments les plus grossiers se sont principalement accumulés en bordure immédiate du bassin (sables) au niveau de talus entaillés de canyons sous-marins. Ils sont à l'origine des importants niveaux de grès de la série sédimentaire. En revanche, les particules les plus fines (silts) ont été transportées au large, dans un milieu marin plus profond. Après compaction, elles se sont transformées en siltites et argilites.

À la faveur de variations climatiques ou de phases orogéniques, les matériaux grossiers accumulés en limite de bassin sont susceptibles d'être remobilisés et évacués pour s'accumuler notamment au pied des talus, à la sortie des canyons sous-marins. Ce sont les conglomérats et schistes à galets. En dehors de ces périodes de reprise d'érosion, les variations régulières dans le régime des apports conduisent à la mise en place de séquences très rythmées de type flyschöide. Elles sont caractérisées par des alternances de siltites, argilites et grauwackes. Les dominantes argilo-silteuses ou grauwackeuses

témoignent d'une certaine stabilité dans le temps du régime de sédimentation dans le bassin.

Cette dynamique sédimentaire est générale sur l'ensemble de la partie septentrionale du bassin mancennien située en bordure d'un continent.

L'alimentation du bassin mancennien méridional présente les mêmes caractéristiques avec la présence de talus et de chenaux sous-marins. Cependant, les sédiments ont pour origine, le démantèlement d'un continent émergé situé au Sud-Est du bassin par rapport à sa position actuelle, et non pas au Nord comme pour le reste de la Mancennia (Garlan, 1985 ; Doré *et al.*, 1986 et 1987 ; Le Gall *et al.*, 1998). La présence de formations sédimentaires plus récentes et les décalages liés à la tectonique varisque ne permettent pas d'identifier avec certitude ce continent.

Les variations climatiques au cours du Briovérien ne sont pas caractérisées du fait de l'absence de critères paléontologiques significatifs (organismes très primitifs, rarement fossilisés). Plusieurs épisodes volcaniques où hydrothermaux s'intercalent dans la sédimentation du bassin au cours du Briovérien (spilites de Vassy dans le Calvados ; volcanisme tholéitique sous-marin, gisement sulfuré de Rouez) (Dupret *et al.*, 1984 ; Safa, 1980). Leur présence atteste de mouvements d'extension plus ou moins intenses ayant conduit à l'élargissement de ce bassin (Le Gall *et al.*, 1998).

La fermeture du bassin mancennien s'amorce avec le plissement et le métamorphisme régional de l'importante série sédimentaire briovérienne et l'intrusion vers 540 Ma, des granites hyperalumineux sodi-potassiques cadomiens appelés granodiorites par les auteurs précédents. La mise en place de ces magmas d'origine crustale s'accompagne d'un métamorphisme de contact affectant les formations briovériennes encaissantes (« Schistes tachetés » et cornéennes). Cette activité magmatique fini-cadomienne se marque également au niveau de cette région par la mise en place tardive des plutons gabbro-dioritiques d'affinité calco-alkaline de Ernée, Oiseau et de Brée (Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall et Mary, 1982, 1983), ainsi que de ceux mis en évidence par nos levés sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée (Moulin-du-Feu, les Mées, la Guibertière). Ce magmatisme est issu de la fusion partielle du manteau.

L'orogénèse cadomienne est généralement interprétée comme résultant d'une collision arc/continent (Le Corre *et al.*, 1991, Chantraine *et al.*, 2001).

L'origine du magma mancennien demeure cependant hypothétique dans la mesure où ces granites hyperalumineux intrusifs dans le domaine cadomien externe ont des caractères similaires à ceux de granites de collision de domaines orogéniques internes. La fusion de la croûte pourrait trouver son

explication dans le rôle joué par de grands écaillages crustaux à vergence nord fonctionnant lors de la fermeture du bassin mancennien (Le Gall, 1993). La disposition structurale engendrerait un mécanisme de fusion partielle du manteau à l'aplomb d'une de ces écaillages crustales plongeantes. La concentration de ce magma mantellique entraînerait la fusion de la croûte.

La fin du cycle cadomien est marquée par une importante pénéplation. Sur cette surface vont progresser les transgressions marines du Paléozoïque.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE VARISQUE

La chaîne varisque d'Europe moyenne résulte de la collision, au Dévono-Carbonifère, de deux super-continentes, Laurasia au Nord et Gondwana au Sud, séparés au Paléozoïque inférieur par l'océan Rhéic. Amorcée à la fin du Cambrien, cette séparation sera suffisamment large dès l'Ordovicien moyen puis surtout au Silurien pour jouer un rôle de barrière efficace pour les faunes benthiques et le paléoplancton (Paris, 1993 ; Robardet *et al.*, 1994). Sur la marge nord-gondwanienne étaient rassemblées plusieurs petites plaques telles que *Armorica* constituée du socle armoricain normano-breton. Le domaine méridional de ce micro-continent va enregistrer, dès la fin du Silurien, les premiers événements tectono-métamorphiques de la collision continentale en liaison avec la fermeture d'une aire océanique étroite, l'Océan sud-armoricain, dont l'existence en tant que structure indépendante de l'océan Rhéic est aujourd'hui discutée (Robardet *et al.*, 1994 ; Robardet, 2003). Dans la partie externe de la chaîne où s'inscrit le Domaine nord-est armoricain, les prémices de cette collision ne seront sensibles qu'à partir du Dévonien moyen, mais l'essentiel de la structuration varisque se déroulera au cours du Carbonifère supérieur, période d'achèvement de la collision continentale.

Dans le Domaine nord-est armoricain, les séries paléozoïques se sont déposées dans des aires de sédimentation intra-contininentales appartenant au domaine de plate-forme marine externe péri-gondwanienne situé à l'écart de la marge active sud-armoricaine. L'âge des premiers dépôts de la couverture paléozoïque, discordante sur le socle cadomien (terrains briovériens et granitoïdes mancenniens), est ici ordovicien inférieur (Arenig), caractérisant la province paléogéographique de la Mancennia (Pruvost, 1941). Les séries cambriennes de la Normannia méridionale n'existent que plus à l'Est, piégées dans de petits bassins fortement subsidents, de type héli-graben, eux-mêmes installés à l'intérieur d'un rift intra-continental majeur : le graben du Maine (Le Gall, 1993, Le Gall et Maurizot, 1998). C'est en bordure nord-ouest de cette structure que se déposeront les formations cambriennes de la région de Mayenne.

À la période de comblement cambrien, contrôlé étroitement par l'architecture cadomienne, succède une phase de transgression marine généralisée au cours de laquelle les sables de la formation du Grès armoricain viennent recouvrir en discordance cartographique les dépôts cambriens (cartes Mayenne et Évron) et noyer progressivement les derniers reliefs cadomiens émergés du domaine mancennien. De l'Ordovicien inférieur jusqu'au Dévonien inférieur, la sédimentation paléozoïque s'effectue sur une vaste plate-forme marine bordant l'océan Rhéic, ceci durant une période de calme tectonique et magmatique, seulement troublée par les effets de la glaciation fini-ordovicienne.

Sur le territoire de la carte Ernée, faute d'enregistrement sédimentaire post-Dévonien inférieur, les événements tectono-métamorphiques du domaine externe de la chaîne varisque ne peuvent être analysés que dans les séries dévono-carbonifères du bassin de Laval. Les premières marques d'une instabilité s'y enregistrent par la lacune du Dévonien moyen à supérieur. Ces mouvements, rapportés à la phase bretonne, s'accompagnent d'une activité magmatique représentée non seulement par le volcanisme acide et basique localisé à la base du Carbonifère inférieur (Le Hérisse et Plaine, 1982 ; Mary et Le Gall, 1985) mais également par l'injection de l'important champ filonien doléritique de la Mancennia (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall, 1999) et dont plusieurs filons ont été repérés sur cette carte. Le stade de structuration majeure du bassin de Laval n'intervient qu'au Westphalien lors de l'affrontement du bloc de Rennes situé au Sud contre celui de la Mancennia au Nord (Houllgate *et al.*, 1988 ; Trautmann *et al.*, 2002). À cette compression sub-méridienne est associée une extension horizontale E-W qui va perdurer jusqu'au Stéphanien avec l'installation de bassins houillers post-varisques tels que celui de Saint-Pierre-la-Cour (carte Laval à 1/50 000 ; en cours). L'ensemble de la région couverte par les feuilles de Mayenne et d'Ernée est découpé par de très nombreuses failles inverses qui imposent des chevauchements et écaillages des différentes formations vers le Sud-Est. Les filons de dolérite sont recoupés par ces accidents. Associés à cette tectonique, des phénomènes hydrothermaux affectent les granites. Des décrochements senestres tardifs, orientés N30°E, permettent les réajustements des blocs dans un raccourcissement N-S. Cet événement tectonique est connu sur l'ensemble de la chaîne hercynienne en France et date de la fin du Carbonifère (Stéphanien) (Lerouge, 1988).

Ces failles jouent un rôle majeur dans l'histoire post-varisque de la région dans la mesure où leurs jeux au cours du Tertiaire vont conditionner la mise en place et la géométrie des différents petits fossés d'effondrement présents dans la région.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

Depuis son émergence au Dévonien moyen, la région est soumise aux agents de l'érosion et de l'altération, dont les effets ont varié en fonction des climats. De type équatorial au Carbonifère, le climat était chaud au cours des ères secondaire et tertiaire, avec des périodes extrêmement sèches notamment au Trias et à l'Éocène supérieur. Jusqu'à l'Éocène, aucun dépôt issu de l'érosion des chaînes cadomienne et varisque n'a été préservé ou tout du moins reconnu dans la région. Tous ces produits d'érosion ont été probablement en grande partie lessivés et entraînés au loin vers l'Est dans le Bassin parisien, vers la Thétycs et ses plates-formes ou bassins marginaux ?

Après le Dévonien, les premiers dépôts observés dans cette partie de la Mancellia sont attribués au Crétacé supérieur. La grande transgression jurassique en provenance du bassin de Paris n'est identifiée qu'à l'Est de Villaines-la-Juhel (la Ferrière-Bochard) avec des dépôts initiaux aaléniens, et au Sud-Est de Sillé-le-Guillaume avec des dépôts initiaux plus anciens d'âge toarcien (calcaire de la champagne de Conlie). La grande transgression cénomaniennne se propageant vers l'Ouest sur les terrains jurassiques semblerait avoir largement débordé les zones précitées pour le Jurassique, pour atteindre la zone de Mayenne voire d'Ernée (Vernhet *et al.*, 2009).

Après la régression du Crétacé, la région va de nouveau connaître au cours du Tertiaire une importante période continentale.

Au cours de l'Éocène supérieur, le rejeu des grands accidents N150° à N160°E, en liaison avec une tectonique distensive, entraîne dans cette région de Mayenne-Domfront-Évron, la formation de petits fossés tectoniques alignés sur plus de 60 km (bassins de Céaucé, Chantrigné, Marcillé, Aron, Évron ; Vignerresse 1986, Ollivier-Pierre *et al.*, 1988) et dans lesquels se mettent en place et sont piégés des sédiments laguno-lacustres à fluviaux d'âge éocène, oligocène ou pliocène. Ces formations tertiaires, essentiellement représentées par des niveaux de sables et de cailloutis, se singularisent par la présence de deux formations caractéristiques, ayant permis de leur attribuer un âge éocène supérieur à oligocène :

- à la base lorsqu'elles sont visibles (Fosses-de-Boire près de Céaucé, feuille de Domfront) des argiles et calcaires à bithynies datés de part leur faune et flore du Ludien supérieur ;
- des sables et cailloutis, d'épaisseur variable, pouvant être directement sédimentés sur le socle.

Une dalle gréseuse silicifiée apparaît localement à n'importe quel niveau de ces sables et cailloutis. Elle correspond à un niveau de battement de la

nappe lié à un épisode climatique postérieur au dépôt de ces formations et ne peut être prise comme un niveau stratigraphique repère.

Les problèmes de chronologie entre cette phase de distension à l'origine de la formation de ces fossés tectoniques et la sédimentation restent toutefois encore non élucidés. La fracturation peut aussi bien être contemporaine de la sédimentation, ce qui dans ce cas ferait coïncider ce phénomène de distension avec l'ouverture de la deuxième branche de l'Atlantique Nord et la création des grands grabens de type fossé rhénan (Ollivier-Pierre *et al.*, 1988), mais elle peut également très bien être postérieure aux dépôts initiés au cours du Ludien dans « des zones basses ». Le rejeu des fractures N150°E aurait alors piégé et protégé en partie les dépôts sans omettre la présence attestée de sédiments crétacés qui élargit désormais la plage de temps au cours de laquelle ont eu lieu les mouvements et rejeux de ces failles du bâti armoricain et qui sont attestés jusqu'au Plio-Pléistocène. Au cours du Pliocène, on assiste à une nouvelle transgression marine, se marquant au niveau régional par la mise en place d'importants dépôts de sables et de galets à signature marine, localisés en majorité à l'aplomb des formations éocènes. Cette distribution préférentielle des terrains pliocènes au-dessus ou dans le voisinage immédiat des formations éocènes permet d'envisager un contrôle structural similaire à celui ayant piégé les dépôts éocènes-oligocènes, et probablement lié à un rejeu des accidents N150° à N160°E au cours du Pliocène voire du Pleistocène. Les études réalisées en 2002 par J.P. Lautridou sur les argiles fini-tertiaires (datées du Reuverien ; 2,5 à 3,5 Ma) de Saint-Gilles-des-Marais (feuille Domfront) attestent en particulier d'un rejeu de la faille de Mayenne postérieur à la crise tectonique de la fin de l'Éocène et d'une activité tectonique importante à la fin du Tertiaire. Cependant, la prudence est de mise pour l'âge des sables et galets traditionnellement attribués au Pliocène lorsqu'aucun élément de datation n'est disponible sur les sites considérés. S'il en existe d'indiscutablement marins de cet âge, la présence désormais attestée de Cénomaniens incite à penser que l'on peut aussi être confronté, sur d'autres sites, à des matériaux résiduels de dépôts du Crétacé supérieur. De même, certains sables rouges signalés en Armorique pourraient ainsi être des glauconies de base du Crétacé supérieur transgressif. Comme c'est le même stock de quartz issu des profils d'altération du substrat armoricain qui est repris, l'ubiquité de faciès si appauvris (sable et galets de quartz) ne peut faire l'objet de corrélations simples sans prendre de grandes précautions.

La feuille Ernée se situe en bordure occidentale de cet ensemble en hémigraben à remplissage à sables et galets. Cette région présente sur sa partie ouest un ensemble d'altérites « scalpées », en relation avec une topographie acquise au cours du Tertiaire, et érodées par les rivières au Quaternaire. Tandis que la partie est, elle aussi entaillée par les mêmes rivières depuis le début des froids quaternaires (vers 2,6 Ma) signale une paléo-surface du (?) Crétacé inférieur, fossilisée par ces sables et galets du (?) Crétacé supérieur.

C'est à partir du Pliocène que s'amorce un refroidissement de grande ampleur aboutissant aux grandes glaciations plio-quadernaires, il y a environ 2,6 millions d'années (premières traces d'icebergs en mer du Nord). L'alternance de périodes froides et interglaciaires à climat tempéré entraîne un important remodelage du paysage, pour obtenir peu à peu la configuration visible actuellement. La baisse du niveau des mers entraîne notamment un approfondissement des vallées souligné par une succession de terrasses alluviales à des altitudes de plus en plus basses.

C'est également au cours de cette période que vont se mettre en place les différentes formations de versants de type "head", engendrées par la succession des phénomènes de gel et de dégel sur les différents substrats, ainsi que les formations éoliennes loessiques apportées par les vents d'Ouest dominants.

Toutefois, si les rivières de la carte d'Ernée, en situation très amont et très immatures, signalent des directions structurales régionales acquises au Paléozoïque ou avant, aucun de ces drains ne signale d'axe majeur. Ces axes disparaissent beaucoup plus dès que le manteau d'altérites est érodé et que ces drains circulent dans la roche saine comme le font l'Ernée dans son cours aval ou la Mayenne et bon nombre de leurs affluents.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES

Pédogenèse

Les processus de brunification (altération sous climat tempéré avec un milieu biologiquement actif, une bonne aération et une richesse chimique suffisante en fer et en argile pour permettre une structure fragmentaire) et de lessivage des argiles (entraînement par l'eau des particules argileuses vers les horizons profonds) se sont installés grâce au contexte climatique tempéré. Outre ces deux phénomènes à l'origine de la quasi-totalité des sols, la dégradation et la podzolisation se sont installées localement. La dégradation des argiles par hydrolyse se produit dans les sols hydromorphes de plateau ou de bas fonds, là où le lessivage a permis le développement d'horizons d'accumulation importants, peu perméables notamment dans des zones à relief très peu marqué. Ce phénomène est plus important sur les substrats dont l'altération fournit des matériaux limono-argileux (schistes) que sur ceux dont l'altération est plus sableuse (granite et grès). Ces sols sont assez développés aux confins de Juvigné et Saint-Pierre-des-Landes. Enfin, en forêt de Mayenne, sur les grès, en situation de butte ou aux ruptures de pente, les sols, du fait de leur composition, de leur pauvreté en minéraux altérables et de la perméabilité des horizons, sont soumis au phénomène de podzolisation, qui donne

des sols très acides avec un horizon cendreux reposant sur des horizons enrichis en matière organique puis en fer et en argile. L'hydromorphie se manifeste par des zones décolorées et des taches de couleur rouille ou noire liées à la solubilisation partielle et aux formes du fer et du manganèse sous l'influence des phénomènes d'oxydo-réduction. Cette situation, due à un excès d'eau plus ou moins prolongé, est fonction de la nature de la roche-mère et de son altération, de la situation topographique et de l'importance du processus de lessivage. L'engorgement en eau se manifeste dans les sols où il y a un horizon peu perméable qui bloque la circulation verticale. Dans les zones basses (talwegs et abords) et dans les zones à relief peu marqué, ce phénomène s'accroît. Sur les schistes, ce phénomène est souvent important car les horizons d'altération, souvent peu perméables contrairement aux arènes de granite, ont entraîné la constitution d'un horizon d'accumulation d'argile au-dessus. On se retrouve donc avec deux horizons à perméabilité réduite superposés qui favorisent la constitution de nappes perchées temporaires. À la faveur de sources ou de confluences importantes, l'engorgement quasi permanent peut conduire à la formation de zones tourbeuses, voire de tourbe : ceci est particulièrement fréquent dans le contexte granitique.

Granulométrie

Les horizons de surface

Les sols sont dominés par les fractions limoneuses (particules comprises entre 2 et 50 μm) où, à l'exception des sols peu épais sur granite et de quelques sols sur grès (notamment des podzols), elles représentent plus de 50 % de la terre fine, atteignant fréquemment 60 % voire 70 %. Suivant l'origine de ces limons, altération ou dépôts léssiques, il y a une différence significative dans la répartition entre les limons fins (2 à 20 μm) et les limons grossiers (20 à 50 μm). Dans les sols issus de l'altération des roches-mères sous-jacentes, les limons fins représentent 35 à 40 %, alors que dans ceux qui se développent dans les dépôts léssiques, ce sont les limons grossiers qui représentent 40 % et plus.

Sur granite, dans les sols profonds, l'influence de ces derniers est particulièrement importante : d'une part, les limons grossiers dominent, d'autre part, la teneur globale en limon diminue en profondeur au profit des sables issus de l'arène. En revanche, dans les sols peu profonds, ce sont les sables qui dominent, de même que sur les grès. Les teneurs en argile sont faibles : de 12 à 15 % sur les limons, les grès et les granites et de 16 à 18 % sur les schistes métamorphisés ou non, voire un peu plus de 20 % dans certains sols développés sur les schistes du Primaire en forêt de Mayenne. Certaines formations (dolérites, gabbros) donnent toutefois des sols un peu plus argileux (20 %) et plus sableux (30 %).

Les horizons d'altération

La relative homogénéité de la granulométrie en surface disparaît dans les horizons d'altération avec, sur granite et sur grès, des pôles sableux (jusqu'à 80 %), et sur schiste, des pôles limoneux ou argileux (30 à 40 %). Outre la nature de la roche-mère, la situation topographique a une influence : dans les zones de bas-fonds ou dans les sols hydromorphes, les minéraux sont plus altérés et donnent fréquemment des matériaux plus argileux (altérites) quel que soit le substrat (schistes, granite, grès...). Certains substrats comme les dolérites et les gabbros présentent très fréquemment une altération argilo-sableuse ou sablo-argileuse (de 25 à 35 % d'argile, de 25 à 50 % de sable).

Charge en éléments grossiers

En dehors des sols sur limon lœssique, il y a des éléments grossiers dans tous les sols en quantités plus ou moins fortes suivant leur profondeur, quelle que soit la roche-mère. Leur importance, tant en nombre qu'en taille, est fonction du substrat. De petite taille sur les schistes, les éléments sont plus gros sur grès, granite et dolérite. Sur cette dernière formation, ils sont parfois très volumineux (plusieurs dizaines de centimètres de diamètre) en boule et localement très nombreux, empêchant toute valorisation agricole (les secteurs les moins profonds sont très souvent boisés).

Sur schiste et sur granite, il y a assez fréquemment des quartz anguleux de petite taille (moins de 10 cm de diamètre) avec une densité variable, fonction de l'épaisseur et du nombre de bancs dans ces formations. Dans quelques situations, leur importance est beaucoup plus forte, joue un rôle majeur sur les sols et modifie les caractéristiques analytiques et les propriétés agronomiques.

Sur les schistes ayant subi le métamorphisme de contact, la densité d'éléments grossiers est souvent plus grande et affecte même les sols profonds ; sur cette formation, il n'y a pas de lien entre la profondeur et la charge en éléments grossiers. Sur les schistes précambriens, il est fréquent d'avoir un lit de graviers de quartz juste au-dessus de l'horizon d'altération. Les formations qui arment le paysage (grès, filons divers) contaminent les sols avoisinants situés en aval en éléments grossiers de toute taille mais généralement sans influence sur les caractéristiques des sols. Cette situation est particulièrement marquée sur le versant ouest de la forêt de Mayenne et sur les zones où les pentes fortes sont assez longues. Dans les formations tertiaires, la charge en petits galets de quartz peut être importante et, comme elles sont généralement situées en position haute au Nord-Ouest de la carte, on en trouve sur les pentes sans qu'ils contribuent à modifier la nature des sols. Dans certains secteurs, au relief peu marqué et en position de talweg, on trouve aussi des galets ou de gros cailloux très émoussés mais moins nombreux (Est de Saint-Pierre-des-Landes).

Caractéristiques physico-chimiques et chimiques

Les teneurs en matière organique sont assez élevées (de 2,5 à 4 %). Les valeurs les moins élevées se rencontrent sur les sols mis en culture depuis de nombreuses années. De plus, sur les 2/3 nord de la carte, cette teneur est fréquemment de 1 à 1,5 % entre la base des labours et 50 cm de profondeur : les sols sont donc particulièrement bien pourvus, ce qui permet de compenser les teneurs plutôt faibles en argile. Dans les sols très superficiels, très acides ou très hydromorphes, l'accumulation peut atteindre 10 % voire 20 % et peut même dépasser 40 % dans les sols tourbeux. Hormis ces situations très particulières, le rapport C/N est inférieur à 10 ce qui témoigne d'une bonne minéralisation de la matière organique. Les pH eau sont plutôt acides (de 5,5 à 6,5) avec quelques exceptions telles que les podzols qui ont des pH inférieurs et certaines formations magmatiques (gabbros, dolérites) qui ont, au moins en profondeur, des pH proches de la neutralité voire légèrement basiques. La capacité d'échange cationique (CEC) est moyenne à faible en surface (de 8 à 12 meq/100 gTS) en fonction des teneurs en matière organique et en argile ainsi que de leur nature. Dans les horizons sous-jacents, les valeurs sont plus faibles, en raison de la disparition de la matière organique mais en relation avec les teneurs en argile. Dans les horizons d'altération, la valeur moyenne est identique à celle des horizons sus-jacents (de 6 à 10 meq/100 gTS) pour des teneurs en argile très variables (de 10 à 30 %) ce qui témoigne d'une grande diversité de leur nature mais il ne se dégage pas de tendance en fonction des matériaux. La somme des bases échangeables (Ca, Mg, K, Na), variable en surface, est fonction des pratiques agricoles. En profondeur, à l'exception des sols sur dolérite et gabbro, celle-ci a tendance à diminuer dans les sols sains en raison des phénomènes de lixiviation et a des teneurs naturellement faibles en calcium dans les roches-mères. En revanche, dans les sols hydromorphes, les valeurs sont souvent plus élevées et il y a fréquemment saturation des horizons d'altération par le magnésium qui augmente fortement jusqu'à des valeurs supérieures à celles du calcium pour représenter plus de 30 % de la capacité d'échange. Sur dolérite et gabbro, les teneurs en calcium sont assez élevées (plus de 70 %) ainsi que celles en magnésium (plus de 10 %), ce qui explique que les sols développés à partir de ces substrats ont un pH proche de la neutralité.

Propriétés agronomiques

Le travail du sol

Dans les sols les plus limoneux (limons, schistes), le travail du sol nécessite des interventions dans des conditions bien ressuyées pour limiter au maximum les tassements et les semelles liés aux outils qui réduisent fortement les capacités d'infiltration et d'enracinement. Le maintien d'une bonne structure est fondamental dans ces sols qui sont très sensibles à l'érosion. Ce caractère

est accentué dans les sols lessivés, qui sont souvent hydromorphes, du fait de leur faible stabilité structurale et de leur ressuyage plus lent. Dans les sols plus sableux sur granite ou riches en petits éléments grossiers (schistes tachetés et cornéifiés, schistes peu profonds) le travail est beaucoup plus faible car le ressuyage est rapide : la constitution de zones tassées est plus difficile. Ces sols sont usants pour les pièces aratoires.

Les sols sur grès et sur dolérite sont « cassants » du fait de la présence de blocs : ils sont, de ce fait, souvent en prairie ou boisés.

La réserve en eau

Elle est fonction de la profondeur des sols et de leur granulométrie. Les fortes teneurs en limon permettent d'avoir une réserve en eau importante et de subvenir aux besoins des cultures dès que la profondeur prospectée par les racines atteint 80 cm ou 1 m. Les sols lessivés, avec un horizon d'accumulation marquée, ont, malgré leur profondeur souvent supérieure à 80 cm/1m, une réserve en eau qui peut être limitée par une prospection racinaire réduite de cet horizon. Il en est de même dans les sols hydromorphes lorsqu'ils n'ont pas été drainés. Toutefois, ces sols étant généralement situés en zone basse, ils bénéficient d'une réalimentation par le ruissellement et les écoulements latéraux qui peuvent se produire au moment des épisodes pluvieux de printemps ou estivaux. La charge en éléments grossiers, notamment sur les schistes tachetés et cornéifiés et sur les formations tertiaires limite cette capacité de rétention de l'eau et les sols développés sur ces matériaux sont ceux qui présentent les réserves en eau les plus faibles avec les sols de profondeur inférieure à 60 cm sur granite qui sont très sableux. Dans tous ces sols, malgré la pluviométrie estivale, l'eau est un facteur limitant pour la production des cultures estivales (maïs, prairies).

Les amendements et la fertilisation

Compte-tenu de la fragilité de la structure des sols et des faibles teneurs en argile, à l'exception des sols sur dolérite, gabbro et partiellement sur schistes primaires, le maintien d'une forte teneur en matière organique (> 3 %) est souhaitable. Ces teneurs permettront en effet de maintenir une capacité d'échange cationique satisfaisante, donc une bonne capacité de stockage des éléments fertilisants. La dégradation des matières organiques est assez rapide dans la plupart des sols grâce à leur porosité et à leur bonne oxygénation. En revanche, les sols hydromorphes ont des capacités de dégradation moindres, notamment dans le cadre d'apports d'automne ou d'hiver. Les pH faibles dans la quasi-totalité des sols nécessitent des chaulages réguliers et importants, notamment sur grès, granite et les formations tertiaires. Ces apports doivent permettre de maintenir un pH supérieur à 6 dans tous les sols. L'augmentation des teneurs en magnésium en profondeur dans les sols hydromorphes fait que les apports de cet élément n'y sont pas indispensables pourvu que l'enracinement soit satisfaisant.

Aspects environnementaux

Le lessivage et l'érosion sont les deux problèmes environnementaux majeurs qui se posent sur les secteurs. Le lessivage d'éléments contaminants comme les nitrates est lié à la perméabilité des sols et à leur profondeur. Ce problème est particulièrement important sur les formations tertiaires et sur granite avec des zones de circulation préférentielle marquées par la présence de sables grossiers ou de petits graviers partiellement lavés. L'érosion est possible sur la totalité des sols non couverts, mais elle est d'autant plus marquée que leur texture est limoneuse. Les sols lessivés et hydromorphes y sont particulièrement sensibles. En effet, le départ d'argile des horizons de surface fragilise un peu plus la structure, ce qui a pour conséquence une plus forte sensibilité aux tassements et à l'érosion. Il n'est pas rare de voir, même en pente faible, des rigoles et des zones de dépôts dans le bas des parcelles, notamment dans les endroits les plus compacts.

GÉOGRAPHIE HUMAINE

La zone cartographiée présentait autrefois, comme dans le Bocage normand, un paysage caractérisé par une multitude de petites parcelles bordées de haies de chênes, de hêtres, de châtaigniers, de noisetiers, mises en place par l'homme à partir du Moyen-Âge. Depuis les années 1950, le remembrement a profondément modifié ce paysage avec la suppression d'un grand nombre de haies pour laisser la place à des surfaces cultivables de plus en plus importantes, notamment au niveau céréalière. Cette politique a eu malheureusement pour effet d'affecter en partie les écosystèmes, d'amplifier les processus d'érosion des sols, d'entraîner par des drainages intensifs l'appauvrissement des nappes d'eau superficielles, mais également de modifier le régime et les effets des vents d'Ouest. Conscients de ces problèmes, des programmes importants d'assainissement et de protection de l'environnement ont été mis en place par les différents organismes concernés (chambres d'agriculture, DDA, DDE), dans le cadre de la réglementation européenne, avec notamment, au niveau de la protection des nappes, la mise aux normes des installations agricoles (fosses à lizier, plan d'épandage réglementé, etc.). Les massifs forestiers de cette région ont été fortement exploités au siècle dernier lors du développement de l'industrialisation et se limitent actuellement, en dehors de la forêt de Mayenne, à quelques petits massifs forestiers et bosquets, gérés et protégés par des particuliers ou par l'ONF. L'habitat régional est étroitement conditionné par la nature du substrat, avec des constructions en granite (« pierre de grain ») sur le socle cristallin, en siltites-grauwackes (« tufs, argelettes ») sur les formations briovériennes, en grès-quartzite sur les terrains paléozoïques. Le département de la Mayenne est l'une des grandes régions agricoles françaises, avec une forte production en viande bovine, porc, volaille, et lait. L'importance de cette agriculture entraîne le développement de toute la chaîne industrielle agro-

alimentaire, mais également de secteurs de l'industrie plus ou moins directement concernés (mécanique, électronique, chimie, etc.). Sur le plan touristique, le tourisme « vert » est en constant développement avec ses chemins de randonnées, piétonniers et attire, par l'intermédiaire de son passé archéologique (notamment les ruines de Jublains sur Mayenne), un grand nombre de visiteurs.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Les données présentées ci-dessous sont données à *titre indicatif* dans la mesure où elles ne reposent sur aucune étude spécialisée.

Pour les terrains briovériens, les terrassements effectués dans ces terrains pourront, lorsqu'ils sont peu profonds, être normalement réalisés avec des pelles mécaniques de puissance moyenne. Les roches sont en effet en général en grande partie désagrégées en surface, plus ou moins fragmentées, n'offrant par conséquent qu'une résistance minimale aux engins. Une estimation préalable de l'épaisseur de la zone d'altération permettra d'adapter le matériel à la situation. Dans le cas de terrassements plus profonds, ou de formations affleurantes massives non altérées, l'utilisation de puissants engins de déroctage voire d'explosifs pourra s'avérer nécessaire. Les formations silteuses présentent l'avantage de se déliter en grandes plaques, alors que les formations gréseuses et surtout cornéifiées seront nettement plus difficiles à travailler de part leur caractère compact et leur degré de recristallisation. Les caractéristiques de tenue et de portance de ces terrains sont mauvaises en ce qui concerne les faciès silto-argilitiques, notamment en conditions hydromorphes où ils se désagrègent très rapidement pour former une véritable boue, très moyennes pour les grès-grauwackes, et moyennes pour les cornéennes. Les cornéennes briovériennes font partie, avec les grès paléozoïques et les granitoïdes, des roches les plus utilisées dans la région pour le chargement des routes et cours de fermes. Les altérites du Briovérien sont généralement à forte tendance argileuse et ne peuvent avoir que de très mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. Il sera fortement recommandé avant toute construction de reconnaître l'épaisseur de la zone d'altération afin de pouvoir assurer la stabilité des fondations, notamment en raison des phénomènes de gonflement et retrait des argiles. Sur les zones pentées, la reconnaissance de ces altérites sera impérative afin d'éviter tout problème lié au fluage de ces argiles et aux glissements de terrain. Au niveau des massifs magmatiques (granitoïdes, etc.), la roche à l'état arénisé ne présente que peu de résistance aux engins de terrassements et les travaux pourront être réalisés à l'aide de pelles mécaniques. Le principal problème posé par ces arènes concernera leur hétérogénéité et notamment la présence ou non de blocs de granite, pouvant constituer un gros handicap. Concernant les terrassements profonds ou en zone granitique saine, des engins puissants de déroctage, voire de la dynamite

devront être prévus, ceci malgré le caractère en général fortement fracturé de ces roches. Ces roches à l'état déstabilisé peuvent fluer sur les versants en cas de saturation en eau, surtout après modification de leur état d'équilibre suite à des travaux (talus à trop forte pente par exemple). La tendance au fluage sur pente sera plus forte si le sommet des altérites est très enrichi en argile. Les zones à arènes sableuses peuvent être sujettes à des phénomènes de tassement différentiel ou à des fluages. Il est fortement recommandé, avant d'asseoir une construction, de sonder l'arène afin de s'assurer de son homogénéité et de reconnaître les zones à boules granitiques. Étant donnée la porosité de ces arènes, une reconnaissance de l'interface arène-roche saine devra également être effectuée afin de localiser un éventuel niveau aquifère susceptible de dégrader les qualités mécaniques des fondations d'ouvrages.

Les terrains paléozoïques présentent, selon leur nature, des caractéristiques géotechniques très différentes. Concernant les formations silteuses et ampélitiques, les terrassements à faible profondeur pourront être réalisés par des engins de puissance moyenne, ces terrains étant en général altérés et très fragmentés en surface. Pour des terrassements plus profonds ou des zones affleurantes plus saines, des engins plus puissants devront être utilisés. Les travaux seront en partie facilités par le débit en plaques de ces roches. À l'altération, ces formations silteuses donnent des sols argilo-silteux de portance très médiocre. Ces sols sont également susceptibles de solifluer dans les secteurs fortement pentés et sujets aux phénomènes de gonflement et retrait, consécutifs à une alternance de périodes sèches et de périodes humides. Une reconnaissance préalable de ces terrains devra également être réalisée, tant pour le bâtiment que pour les travaux d'infrastructures routières en raison de leur tenue souvent très instable signalée par de fréquentes loupes de glissement de terrain. Les secteurs ampélitiques devront également être clairement identifiés en raison de leur nature plastique leur conférant un caractère fluant assez marqué. Les grès paléozoïques (Grès armoricain, Grès culminant) sont soit sains à l'affleurement sous la forme de puissantes barres très massives et très résistantes, soit altérés sur plusieurs mètres, à l'état désagrégé, sablo-argileux, à blocs disséminés. Dans les zones altérées, les travaux pourront être réalisés avec des pelles mécaniques de puissance moyenne, la principale difficulté des travaux réalisés dans ces terrains étant liée à la présence de blocs non désagrégés. La portance de ces terrains sera très variable, en fonction de leur homogénéité. Les terrassements profonds ou en zones non altérées, pourront nécessiter l'utilisation de puissants engins de déroctage et l'emploi d'explosifs. Étant données la nature siliceuse, la granulométrie et la dureté de ces roches, les outils subiront une usure relativement importante et rapide. Le Grès armoricain présente dans son ensemble des caractéristiques géotechniques bonnes à très bonnes et constitue un excellent matériau pour charger les routes. En dehors des zones altérées sablo-argileuses et plus ou moins instables, mais également des zones faillées, ces terrains gréseux ont une portance bonne et stable. Les limons constituent

Date	Localisation	Observations
895	Ouest de la France	Forte activité sismique
1427	Bretagne	Une partie de Nantes détruite
25 mars 1588	Saintes, Nantes, Saumur	Secousses ressenties surtout à Saintes et Nantes
6 octobre 1711	Alençon	Puissantes secousses
31 décembre 1778	Passais la Conception	Pas de précision
25 janvier 1799	Oléron ,Laval, Bordeaux, Nantes, Caen	Séisme général dans l'Ouest de la France affectant Laval, Nantes etc...
28 décembre 1803	Rouen, Angers, Nantes	Quelques secousses
21 janvier 1814	Alençon, Le Mans	Forte secousse à Alençon, 2 secousses au Mans
02 janvier 1827	Mortagne au Perche, Alençon	Secousses violente. Cheminées renversées, vitres brisées
13 novembre 1848	Oisseau, Céaucé	Vers 17h à Oisseau (Mayenne), secousse de 8 à 10 secondes ressentie à Céaucé
6 janvier 1853	Vire, Laval	Violentes secousses à Vire, ressenties jusqu'à Laval
14 septembre 1866	Brenne	Forte secousse
13 octobre 1867	Passais La Conception (Orne)	Violente secousse
15 février 1887	Ernée, Saint-Denis-de-Gastines	Secousses entre 4h20 et 5h, ressenties à Ernée
30mai 1889	Jersey, Orne, Calvados, Mayenne, Eure	Un des plus forts séisme du siècle en Normandie. Maisons lézardées, vitres brisées
Juin 1914	Ressenti en Mayenne	Epicentre sur Pré-en-Pail.
10 janvier 1921	Ambrières	Epicentre sur Ambrières-les-vallées. Intensité de 3
10 janvier 1921	Saint-Jean-sur-Mayenne	Epicentre dans le Bassin de Laval. Intensité de 5
30 juillet 1926	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans les îles anglo-normandes (Jersey). Intensité de 6.5
17 février 1927	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans les îles anglo-normandes (Jersey). Intensité de 5
1 ^{er} octobre 1927	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Pays de Retz. Intensité de 5.5
19 novembre 1927	Flers-de-l'Orne	Epicentre près de Briouze. Intensité 6 MSK
17 novembre 1950	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Pays Dinantais. Intensité de 5
18 juillet 1954	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Pays de Chateaubriant. Intensité de 4
2 janvier 1959	Ressenti en Mayenne	Epicentre en Cornouille. Intensité de 7
18 février 1962	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Bocage normand (Landisacq). Intensité de 5
14 mars 1962	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Pays de Redon. Intensité de 5
4 mars 1965	Ressenti en Mayenne	Epicentre sur Le-Lion-d'Angers. Intensité de 5.5
18 janvier 1966	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Craonnais et le Segréen (Ballots)
19 janvier 1966	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Craonnais et le Segréen (Ballots)
7 juin 1970	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Pays de Fougères. Intensité de 4
7 septembre 1972	Ressenti en Mayenne	Epicentre au niveau de l'île d'Oléron. Intensité de 7
7 juillet 1983	Landivy	Epicentre dans le Pays de Gorrion. Intensité de 4.5
11 mai 1988	La Chapelle-Anthénaise	Epicentre dans le bassin de Laval. Intensité de 4
6 décembre 1991	Ressenti en Mayenne	Epicentre en Anjou. Intensité de 4
8 juin 2001	Ressenti en Mayenne	Epicentre dans le Bocage vendéen. Intensité de 5

Tabl. 4 - Quelques séismes ressentis dans la région

des matériaux de faible résistance, faciles à décaper mais sujets à des tassements importants, au fluage, et sans aucune tenue à l'état hydromorphe.

Les alluvions anciennes ou récentes sont également faciles à décaper mais présentent de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en raison de leur hétérogénéité et de leur nature sablo-argileuse. La présence de tourbes (ou de sédiments tourbeux) génère des terrains compressibles peu adaptés à supporter des constructions et ouvrages sans étude préalable. En revanche, les alluvions grossières constituent généralement des terrains de bonne qualité portante.

RISQUES NATURELS

La région est, par rapport à d'autres régions, relativement stable sur le plan sismique malgré que quelques épïcêtres aient pu y être relevés au cours des temps. Quelques séismes affectant les régions voisines ont, d'après la littérature ancienne, été ressentis sur cette zone, notamment ceux du 6 octobre 1711, d'intensité MSK estimée entre V et VI à Alençon, du 2 janvier 1827 d'intensité MSK de VI à Alençon, du 14 septembre 1866, d'intensité MSK de V, dont l'épïcêtre était situé à Brenne et du 19 novembre 1927 dont l'épïcêtre fut localisé à environ 7 km au Sud-Est de Flers avec une intensité MSK de VI (Vogt *et al.*, 1979) (tabl. 4 et 5).

RESSOURCES EN EAU

Précipitations efficaces et ressources en eau

D'une manière générale, le renouvellement des ressources en eau s'effectue lors de chaque cycle hydrologique, entre l'automne et le printemps, période pendant laquelle les précipitations peuvent être « efficaces ». Les précipitations efficaces correspondent à la quantité d'eau précipitée et non reprise par évapotranspiration. Une partie de ces précipitations permet de reconstituer le stock d'eau du sol (réserve utile) et l'autre partie, soit ruisselle à la surface du sol, soit s'infiltre et contribue à la recharge des nappes.

À Ernée¹, les précipitations (P) annuelles moyennes sont de 899 mm et l'évapotranspiration potentielle (ETP) annuelle moyenne est de 673 mm. Le bilan hydrique, établi au pas de temps mensuel à partir des données de la station d'Ernée (1970-2005), conduit à une estimation de la valeur moyenne des précipitations efficaces annuelles à 468 mm. Pour une réserve utile moyenne² de

1 Station automatique de Météo-France, située près du lieu-dit les Villiers-du-Milieu (X : 2 371 400 m ; Y : 355 200 m ; Z : 168 m NGF).

2 Cette valeur dépend étroitement des caractéristiques des sols (texture, épaisseur) et est donnée ici à titre indicatif.

Date	Heure	Localisation épicentrale	Département	Intensité épicentrale
22 juillet 1606	20 h-21 h	Couterne	Orne	
1 ^{er} mai 1664	6 h	Argentan	Orne	
31 mars 1804	17 h	Laval	Mayenne	
11 février 1805	10 h30	Nord d'Argentré-du-Plessis	Mayenne	
3 juin 1813	11 h 15	Fontaine-Daniel	Mayenne	5,5
2 janvier 1827	Entre 18 et 21 h	Le Mêle-sur-Sarthe	Orne	6
13 novembre 1848	17 h 30	Gesnes	Mayenne	5
13 novembre 1848	20 h 30	Gesnes	Mayenne	
14 décembre 1852	7 h	Laval	Mayenne	
13 octobre 1867	19 h 15	Passais-La-Conception	Orne	
6 décembre 1867	1 h 30	Domfront	Orne	
8 mars 1883	15 h	Saint-Denis-de-Gastines	Mayenne	
14 février 1887	-	Ernée	Mayenne	
15 février 1887	4 h 20	Ernée	Mayenne	
15 février 1887	9 h 05	Ernée	Mayenne	5,5
11 mai 1893	Vers 23 h	Montaudin (?)	Mayenne	
30 juin 1896	14 h	SW de Vimoutiers	Orne	6
23 mars 1913	3 h 10	Pré-en-Pail	Mayenne	5
juin 1914	-	Pré-en-Pail	Mayenne	
octobre 1920	-	Ambrières-les-Vallées	Mayenne	
10 janvier 1921	0 h 20	Saint-Jean-sur-Mayenne	Mayenne	5
10 janvier 1921	2 h	Ambrières-les-Vallées	Mayenne	
19 novembre 1927	23 h	Flers	Orne	6
19 novembre 1927	23 h 20	Flers	Orne	
20 novembre 1927	3 h 30	Flers		
26 août 1930	4 h 10	La Ferrière-aux-Étangs	Orne	5
18 février 1962	5 h 43	Landisacq	Orne	5
18 janvier 1966	19 h 43	Ballots	Mayenne	
19 janvier 1966	7 h 40	Ballots	Mayenne	
7 juillet 1983	3 h 52	Landivy	Mayenne	4,5
11 mai 1988	0 h 08	La Chapelle-Anthenaise	Mayenne	4

Tabl. 5 - Séismes dont les épicentres figurent dans le département de l'Orne (61) ou de la Mayenne (53) (d'après le site internet www.sisfrance.net)

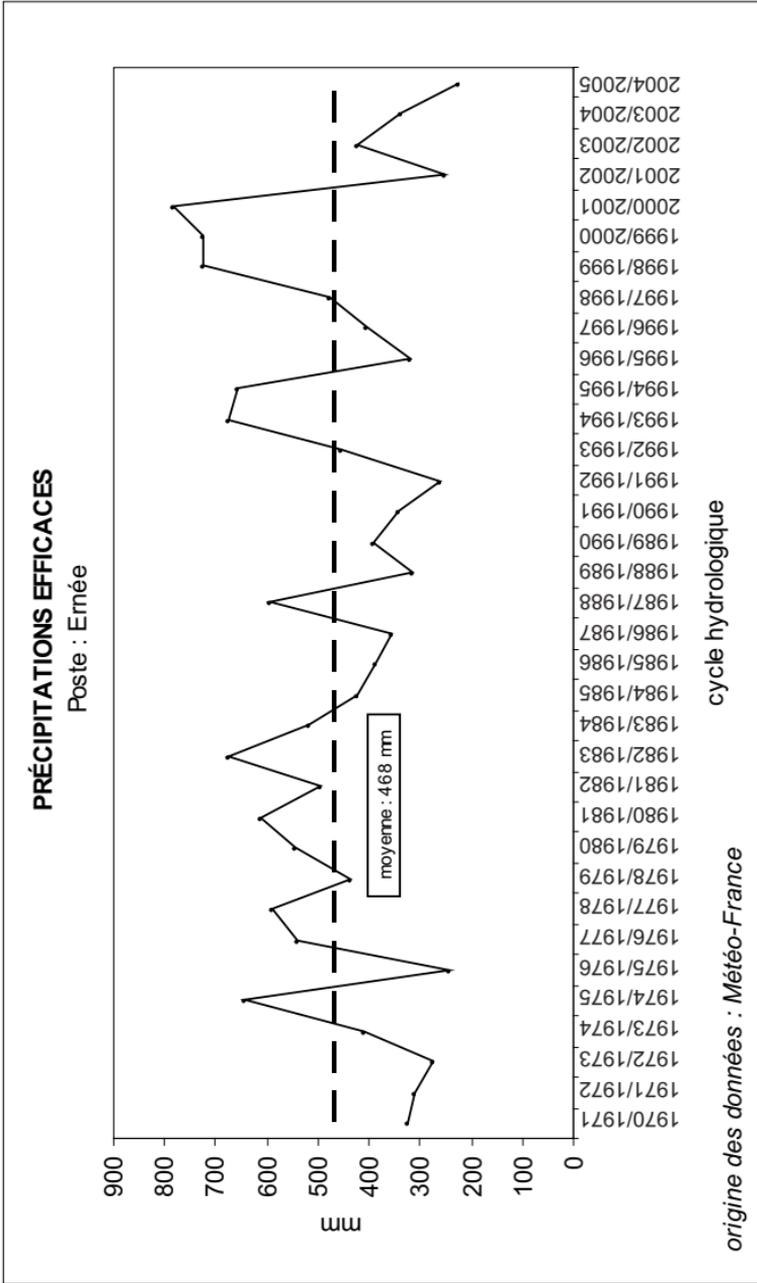


Fig. 18 - Précipitations efficaces à la station d'Ernée (d'après Météo-France)

752 mm, la part des précipitations totales, susceptible de donner lieu à un écoulement (souterrain et superficiel), correspond à environ 390 mm soit, en débit moyen régularisé, environ 12 l/s/km². Il s'agit d'une valeur moyenne, les conditions climatiques, parfois très contrastées, pouvant se traduire par des variations importantes de la valeur des précipitations efficaces : 783 mm au cours du cycle 2000-2001, très excédentaire, et 225 mm au cours du cycle 2004-2005, très déficitaire (fig. 18). Les valeurs correspondant à ces deux cycles constituent les extrêmes calculées pour la période 1970-2005.

Eaux superficielles

La feuille Ernée est située, pour sa plus grande partie, dans le bassin versant de l'Ernée, affluent de la Mayenne dans laquelle elle se jette à la hauteur de Saint-Jean-sur-Mayenne, au Nord de Laval. L'angle nord-est de la feuille appartient au bassin versant de la Colmont, également affluent de la Mayenne, qu'elle rejoint au Sud d'Ambrières-les-Vallées. En limite nord-ouest de la feuille, les eaux superficielles sont drainées par des cours d'eau secondaires appartenant au bassin versant de la Vilaine. Ce fleuve prend sa source à Juvigné, en Mayenne, et son cours est visible, sur quelques centaines de mètres, sur la bordure sud de la feuille Ernée.

L'Ernée, dont la source est située près de Lévaré, en limite nord de la feuille, traverse du Nord au Sud le territoire cartographié. Ce cours d'eau et ses affluents sont alimentés par le ruissellement lors des périodes pluvieuses ainsi que par l'apport des eaux souterraines qui constituent, en période d'étiage, l'essentiel du débit des cours d'eau (débit de base). Il existe une station hydrométrique, gérée par la DIREN des Pays de la Loire, à Ernée (station M3313010), à l'aval d'un bassin versant d'une superficie de 115 km². Pour la période 1970-2006, le débit moyen de ce cours d'eau était de 1,36 m³/s soit, pour un bassin versant de 115 km², un débit spécifique moyen de 11,8 l/s/km², valeur analogue à celle calculée sur la base des données de P et ETP du poste Météo-France d'Ernée pour la période 1974-2005.

Les débits d'étiage de ces cours d'eau sont généralement faibles, compte tenu de la nature des terrains qui constituent les bassins versants. Ainsi, le QMNA (débit mensuel minimal) de l'Ernée, de fréquence quinquennale sèche, n'est que de 0,33 m³/s soit 2,8 l/s/km² (environ 25 % du débit spécifique moyen).

Les eaux superficielles sont exploitées pour la production d'eau potable à Ernée (prise au fil de l'eau sur l'Ernée et station de traitement d'une capacité nominale de 200 m³/h) ainsi qu'à Gorron (prise au fil de l'eau sur la Colmont et station de traitement d'une capacité nominale de 150 m³/h). La quasi-totalité des collectivités situées sur le territoire de la feuille Ernée sont

membres du Syndicat Mixte de Renforcement en Eau Potable du Nord-Mayenne. Elles sont alimentées, en complément des ressources locales ou en sécurisation, à partir de la station de production de Saint-Fraimbault-de-Prières, réalisée à l'aval d'un barrage-réservoir construit sur la Mayenne en 1977, à l'aval de la confluence de la Colmont et de la Varenne avec la Mayenne (feuille Mayenne à l'Est, à une dizaine de kilomètre à l'Est-Nord-Est de Châtillon-sur-Colmont). D'une capacité, à l'origine, de 4,3 millions de m³, cet ouvrage permet de respecter, pour la Mayenne, un débit objectif de 2 m³/s. La station de traitement permet d'assurer, en pointe, une production journalière de 12 000 m³ d'eau potable.

Eaux souterraines

Les formations géologiques présentes sur le territoire de la feuille Ernée appartiennent aux différentes entités suivantes :

- les granitoïdes, qui occupent un peu plus de la moitié de la superficie de la feuille et qui appartiennent, pour l'essentiel, au massif de Gorrion (batholite mancellien) ;
- les terrains sédimentaires néoprotérozoïques, représentés essentiellement par des siltites, des argilites et des grès-grauwackes, affectés par un métamorphisme régional de faible intensité et par un métamorphisme de contact dans les zones proches des granitoïdes du batholite mancellien. Ces terrains occupent environ 1/3 de la superficie de la feuille, au Sud du massif de Gorrion ;
- les formations paléozoïques, présentes uniquement dans le synclinal de la forêt de Mayenne, au Sud-Est de la feuille. Ces formations sont constituées de siltites, de grès arkosiques, de grès quartzitiques et d'argilites ;
- les dépôts cénomano-tertiaires, présents sous forme de placages résiduels, essentiellement sur le massif granitique de Gorrion. Ces terrains, de puissance très variable mais qui ne semble pas excéder 5 à 6 m, sont constitués de sables, de graviers, de galets et d'argiles.

Du point de vue hydrogéologique, il convient de distinguer :

- les dépôts cénomano-tertiaires, à dominante détritique grossière (sables, graviers, galets) et caractérisés par une porosité d'interstices susceptible de leur conférer des propriétés aquifères intéressantes ;
- les formations de socle, plus ou moins altérées, dans lesquelles la perméabilité est généralement de type secondaire (perméabilité de fracture), acquise notamment au cours des phases successives de déformation. L'altération, qui affecte ces terrains parfois sur plusieurs dizaines de mètres, à la faveur du réseau de fissures, conduit à la formation d'un matériau relativement meuble, sableux ou sablo-argileux. Ce type d'altérite, dont le meilleur exemple et le plus

fréquemment rencontré sur le territoire de la feuille Ernée est l'arène granitique, possède une porosité d'interstices, faible il est vrai, mais qui donne à cette formation une capacité de stockage non négligeable.

Les ressources en eau souterraine des formations cénomano-tertiaires sont mal connues mais sont, selon toute vraisemblance, peu importantes en raison, d'une part, de l'épaisseur généralement faible des dépôts et, d'autre part, de leur extension limitée. Ces formations constituent le plus souvent des placages résiduels dans lesquels l'épaisseur mouillée est insuffisante pour envisager une exploitation de la ressource autre que celle susceptible de satisfaire des besoins domestiques locaux.

Pour ce qui concerne les formations de socle, notamment les granoïdes qui constituent la plus grande partie des terrains représentés sur la carte, les ressources en eau de la partie superficielle et altérée des terrains ont longtemps été suffisantes pour assurer la satisfaction des besoins domestiques grâce à des puits généralement peu profonds (quelques mètres). Au début des années cinquante, la généralisation de l'adduction d'eau potable publique a conduit les collectivités à la création de captages, le plus souvent à l'emplacement de sources. Les ouvrages réalisés (puits avec ou sans drains) ne dépassent pas une dizaine de mètres de profondeur. Leur capacité de production n'excède pas, dans le meilleur des cas, 200 à 250 m³/j et s'est souvent avérée insuffisante, notamment avec l'accroissement des besoins. De plus, depuis le début des années soixante-dix, la qualité de l'eau s'est lentement dégradée en raison de l'intensification de l'agriculture et certains captages ont dû être abandonnés. La création du Syndicat Mixte de Renforcement en Eau Potable du Nord-Mayenne a permis, entre autres, d'assurer, à partir de la station de production de Saint-Fraimbault-de-Prières, la fourniture d'eau à certaines collectivités concernées par ces difficultés quantitatives ou qualitatives.

Le tableau 6 présente les captages actuellement exploités pour l'AEP des collectivités dans les limites du territoire de la feuille Ernée. Les plus anciens (puits) captent l'eau circulant dans la partie superficielle, altérée et fissurée, des terrains (granoïdes, cornéennes). Les plus récents (forages) exploitent la partie plus profonde de l'aquifère (terrains sains et fissurés).

Dans ce type d'aquifère de socle on peut, d'une manière très générale, proposer le schéma suivant :

– en haut, la partie altérée et diaclasée des terrains constitue le « réservoir ». La nappe y est libre, directement alimentée par les précipitations efficaces, et vulnérable aux pollutions notamment diffuses (nitrates, pesticides). La transmissivité, déduite de résultats de pompages d'essai, est le plus souvent comprise entre 10⁻² et 10⁻⁴ m²/s et le coefficient d'emmagasinement est généralement de l'ordre de 1 à quelques % ;

Code BSS	X	Y	Commune	Lieu-dit	Maître d'Ouvrage	Année	Formation	Ouvrages	Profondeur (m)	Capacité en m ³ /j (m ³ /h)
02842X 0017	354447	2380332	Montaudin	le Gasse	SIAEP Montaudin-Larchamp	1958	Granite altéré	1 puits	13	230 (25)
02842X 0019	354999	2379163	Montaudin	Pouillé	SIAEP Montaudin-Larchamp	1982	Granite altéré	1 forage	40	290 (22)
02842X 0029	355020	2379130	Montaudin	Pouillé	SIAEP Montaudin-Larchamp	2004	Granite sain	1 forage	125	Non exploité
02843X 0006	360714	2382834	Careilles	les Raveaux	SIAEP Careilles-Lévaré	1968	Granite altéré	1 puits	9,5	160
02843X 0009	362594	2377136	Saint-Denis-de-Gastines	la Chênevotterie	Commune	1969	Granite altéré	1 puits	6,5	200
02843X 6010	362450	2378290	Saint-Denis-de-Gastines	la Louverte	Commune	1975	Granite altéré	2 puits	9,0 et 9,8	190
02844X 0007	369907	2376029	Chailion-sur-Colmont	la Bélouse	Commune	1947	Granite altéré	1 puits	11	180
02845X 6023	347190	2367370	Juvigné	l'Épine	SIAEP Juvigné	2003	Cornéennes	1 forage	109	300 (15)
02846X 6011	357970	2373420	Ernée	la Riautière	SIAEP Région d'Ernée	2001	Diorite saine	1 forage	85	200 (20)
02847X 0017	362673	2366305	Chailland	le Breil	SIAEP Région de Chailland	1979	Cornéennes - Quartz	1 forage	44	400 (30)
02847X 0031	361630	2372960	Montenay	le Bas - Jarzé	SIAEP Région d'Ernée	2006	Granite sain	1 forage	121	150 (15)

Tabl. 6 - Ouvrages AEP exploités sur la feuille Ernée

– en bas, le socle sain est plus ou moins fissuré et fracturé selon le contexte structural local. La nappe y est généralement semi-captive et alimentée par drainance à partir du « réservoir » sus-jacent. L'eau est exempte de nitrates en profondeur mais le fer et le manganèse sont toujours présents à l'état dissous (de 0,5 à plusieurs mg/l pour le fer), ce qui traduit l'existence de conditions de milieu réductrices, favorables au développement de phénomènes de dénitrification naturelle. La transmissivité, déduite de résultats de pompages d'essai, est généralement comprise entre 10^{-2} m²/s (cas très exceptionnels de zones intensément fracturées) et 10^{-4} m²/s. Le coefficient d'emmagasinement, très faible, est le plus souvent compris entre 10^{-3} et 10^{-4} , voire moins.

L'eau souterraine est très douce à douce (dureté totale comprise entre 5 et 10°F), de minéralisation très faible à peu accentuée (conductivité comprise entre 100 et 300 µS.cm⁻¹), de pH acide (5,5 à 6,5) et agressive (neutralisation nécessaire).

Depuis la fin des années 90, plusieurs opérations ont été engagées afin de rechercher une amélioration de la qualité de l'eau distribuée, notamment du point de vue de la teneur en nitrates, en exploitant la ressource, généralement exempte de nitrates, contenue dans les terrains fissurés profonds.

Parmi les résultats obtenus, on peut citer :

– la réalisation des forages de la Riautière (2004) et de Bas-Jarzé (2006) à la suite des recherches engagées dès 1997 par la commune de Montenay puis, en 1998, par le SIAEP de la région d'Ernée. Ils sont exploités pour assurer un complément, sans nitrates, des eaux produites par la station d'Ernée à partir de l'eau de rivière (SIAEP de la région d'Ernée). Ainsi, sur les 200 m³/h produits à Ernée, 35 m³/h proviennent de la ressource souterraine sans nitrates ;

– le forage, non encore exploité, réalisé à Montaudin, au captage de Pouillé (SIAEP de Montaudin – Larchamp). Il fait suite aux recherches entreprises, entre 2002 et 2005, à l'initiative du Conseil général de la Mayenne, dans le cadre d'un programme d'optimisation de l'exploitation de captages existants dans lesquels la teneur en nitrates de l'eau est excessive sur le territoire de la feuille Ernée. Il pourrait fournir un débit d'une dizaine de m³/h d'eau sans nitrates permettant d'obtenir, avec l'eau du captage actuel, un mélange respectant la limite de qualité relative aux nitrates (50 mg/l).

Parmi les autres captages exploités, on peut également citer :

– le forage de l'Épine à Juvigné (SIAEP de Juvigné – La Croixille – Bourgon), réalisé en 1991 dans des cornéennes. En 2003, il a été remplacé par un nouvel ouvrage dont la capacité de production est d'une quinzaine de m³/h d'eau sans nitrates. Avec le captage des Buttes (Juvigné), la capacité totale de production est de 40 à 50 m³/h d'eau de bonne qualité ;

– le forage du Breil réalisé en 1979 dans un complexe filonien quartzeux au sein de cornéennes briovériennes. Cet ouvrage exploité a un débit de l'ordre de 30 m³/h et fournit une eau de bonne qualité (teneur en nitrates comprise entre 7 et 19 mg/l).

Dans ce type de contexte hydrogéologique, les ressources souterraines sont étroitement dépendantes des conditions annuelles de la recharge naturelle. La réserve étant beaucoup moins importante que dans les grands aquifères de type sédimentaire, une succession de cycles hydrologiques déficitaires peut conduire à une réduction importante de la capacité de production des captages, notamment en période de basses eaux.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Matériaux

La zone d'étude n'a été autrefois que très peu exploitée, sur le plan artisanal, les quelques excavations encore visibles servant essentiellement à l'extraction de roches, de sables ou de graviers pour la construction locale et l'aménagement des routes et chemins de l'époque.

De nos jours, une seule grande carrière industrielle est en activité sur ce secteur, axée sur la production de granulats (quartzite concassé) pour l'aménagement des routes, des chemins et des cours de fermes. Elle est située le long de la RD 538, à proximité de la RN 12, près du bord est de la carte (Lambert I : X = 371,450 ; Y = 1 072,275 ; Z = + 215 m IGN 1969).

Les principales roches exploitées anciennement correspondent aux cornéennes briovériennes, aux granitoïdes, aux grès paléozoïques et aux sables et galets du Cénomaniens-Cénozoïque. Quelques carrières artisanales furent également ouvertes autrefois dans les zones granitiques arénisées pour l'extraction de sable (bâtiment et charge). Aucune exploitation notoire n'a été observée au niveau des dolérites, probablement en raison de la dureté de ces roches.

Parmi les grandes carrières abandonnées ou en exploitation, on retiendra :

– la carrière ouverte dans le Grès armoricain, près de la Gognardière, le long de la RD 538 (près de la RN 12 en limite orientale de la feuille). Elle était la seule carrière industrielle en activité en 2005 (X = 371,450 ; Y = 1 072,275 Lambert I ; Z = + 215 m, IGN, 1969). Elle permettait alors un très bon accès à la lithologie et à l'organisation de la formation ;

– l'ancienne « carrière Defaix » (propriété privée) se situe au Nord-Nord-Ouest de « La Chapelle-au-Grain », en limite sud de la forêt de Mayenne.

Elle montre aussi quelques fronts de taille intéressants dans le Grès armoricain. Ces fronts de taille étaient réutilisés en terrain d'escalade lors de la visite du site en 2005 (X = 369,750 ; Y = 1 070,250, Lambert I ; Z = + 195 m, IGN, 1969).

Concernant les sables, graviers et galets, il n'existe pas de carrière en activité dans ces dépôts sur la feuille d'Ernée. Les exploitations actives en 2005 se situaient sur la carte Mayenne immédiatement à l'Est de la feuille d'Ernée. Dans ces carrières, les sables et galets sont beaucoup plus épais et permettent une extraction plus industrielle. De nombreuses traces d'anciennes sablières ont été repérées lors des levés de la feuille d'Ernée. La végétation qui les envahit aujourd'hui, témoigne d'un arrêt des activités depuis plusieurs décennies. Ces anciennes exploitations sont situées sur les restes de la surface de pénéplation. Elles étaient ouvertes dans des dépôts de faible puissance (de 1 à 3 m au maximum). Généralement les restes des fronts de taille ne montrent pas de coupes complètes de cette formation sédimentaire.

Pour les roches filoniennes

Les filons de quartz : le filon de quartz de la forêt de Salair (en limite est de la carte et s'étendant sur la feuille Mayenne) a fait l'objet anciennement de nombreuses excavations. Celles-ci s'alignent sur une structure quartzreuse pouvant atteindre jusqu'à 15 m de puissance pour plus de 4 km de long. Ce filon se poursuit à l'Ouest sur la feuille Ernée, armant une ligne de crête comme en témoignent les nombreux blocs de quartz visibles en volantes. Le filon se termine aux Viardières-des-Landes (Sud-Est de La Chapelle-au-Grain), où il a été exploité en carrière.

Les filons doléritiques : ces roches ont été exploitées localement, de façon artisanale et utilisées pour l'empierrement des chemins et des routes.

Gisements minéraux

Gisements minéraux

Le territoire de la feuille d'Ernée n'ayant pas été pris en compte dans le cadre de l'inventaire minier national réalisé par le BRGM, aucune prospection géochimique n'y a été effectuée. Les quelques informations dont on dispose au niveau des éventuelles minéralisations restent très limitées avec seulement deux indices miniers répertoriés dans la BSS (Banque de Données du Sous-sol national, BRGM) :

– l'indice 02847X4001 (X = 362, 474 ; Y = 2 366,005 ; Z = 110) est situé sur la commune de Chailland, au Nord de cette dernière, au lieu-dit la Riottais. Il correspond à des traces d'antimoine et de pyrite dans un contexte filonien quartzeux (stockwerk) recoupant le Briovérien ;

– l'indice 02848x4001 (X = 367, 776 ; Y = 2 365,114 ; Z = 170) est situé sur la commune de la Bigottière, au niveau du lieu-dit la Cueillerie. Il correspond à d'anciennes exploitations de minerai de fer stratiforme (?) (Paléozoïque ?).

L'or alluvionnaire (Au)

Le sous-sol de la Mayenne est reconnu pour renfermer de l'or. Les études archéologiques réalisées dans cette région font état de quelques exploitations anciennes, rapportées au début de l'époque de La Tène (450 à 50 avant J.-C.) près de Saint-Denis-de-Gastines.

Bien qu'aucune indication ne soit enregistrée pour ce métal dans la BSS, il est fort probable que la feuille d'Ernée renferme, comme la carte voisine de Mayenne, des petits indices d'or alluvionnaire notamment à proximité des zones où l'or contenu préférentiellement dans le Briovérien a pu être concentré sous les effets de la fracturation, des conditions thermiques induites par la montée des magmas, de la circulation de fluides et gaz hydrothermaux.

Rappelons que sur la carte Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009), les points aurifères alluvionnaires s'alignent selon une direction N70°E, correspondant à celle de grands accidents cadomiens réactivés tardivement au cours du Paléozoïque supérieur (faille de Mayenne-Nord).

L'étain (Sn ; cassitérite) et le tungstène (W ; scheelite)

Bien qu'aucun indice ne soit signalé pour ces métaux, on peut s'attendre, par analogie avec la feuille Mayenne, à ce qu'il y ait également des traces en Sn et W sur la coupure d'Ernée qui présente un contexte géologique similaire, notamment dans les zones granitiques greisenifiées et à forte proportion de filonnets de quartz.

AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

Sur cette feuille, quelques affleurements permettant d'observer les roches dans des conditions satisfaisantes ont été retenus et sont présentés ci-dessous.

Pour le Briovérien, les carrières et affleurements sont majoritairement localisés dans les faciès cornéifiés notamment :

– à environ 750 m au Sud-Sud-Ouest de La Chapelle-au-Grain où deux carrières sont signalées par B. Pivette sur la butte de la ferme de la Douetté ;

– à Ernée, le long de la rivière l'Ernée, de part et d'autre de celle-ci entre le pont de la N 12 au Sud et le Pont-de-Careilles au Nord ;

– dans les talus de la N 12 au Nord de Vautorte, entre la Butte et la Coutancière ;

– à l'Ouest de la carte sur la D 251 au Nord de Saint-Pierre-des-Landes. Des affleurements sont visibles dans les talus de la route ainsi qu'en carrière à 500 m au Sud-Est de la ferme du Tertre.

Pour les granitoïdes et les roches basiques :

– les affleurements en talus de route visibles à l'Ouest de la carte au niveau de la Templierie et au Sud au niveau du Bois-Joli dans le granite γ^{AL} . Des anciennes carrières sont également signalées près de la ferme de la Crevure. Ce faciès est également visible au Nord de Gorrion, en limite nord de la carte le long de la D 118 ;

– des affleurements de $\gamma_{\text{NA}}^{\text{AL}}$ sont visibles à l'Ouest de Larchamp, en bordure de la carte entre le Mesnil-Fisseau et le Petit-Plantis sur la D 17 ;

– pour le $\gamma_{\text{K}}^{\text{AL}}$, immédiatement au Sud de Gorrion, dans les talus de la route bordant la rivière Colmont, entre la Grange et la zone industrielle de Gorrion. Des affleurements sont également visibles à 500 m au Sud de Brecé en bordure de la Colmont entre le Haut-Pin et le Bas-Pin ;

– le gabbro d'Ernée est visible à l'état altéré au Nord d'Ernée, le long de la D 220, entre la Lande-Vahais et la Boissière.

Ces différentes roches peuvent également être observées en de nombreux autres points sur la carte (cf. faciès peu ou pas altérés figurés sur la carte et texte des auteurs).

Pour le Paléozoïque, les carrières, précédemment citées dans la rubrique « matériaux », permettent d'observer le Grès armoricain.

Pour les formations à sables, graviers et galets

– une coupe est visible sur un talus le long de la D 5, à 5,5 km environ au Nord-Ouest de Châtillon-sur-Colmont, au niveau du point coté 204 m, à 500 m au Nord-Ouest du lieu-dit « les Mares ». En 2005, la base des sables à galets de quartz était visible, plate, rectiligne, reposant sur les altérites des roches sous-jacentes ;

– plusieurs anciennes carrières étaient visibles, en 2005, à 4 km au Nord-Ouest de Colombiers-du-Plessis, sur une route communale qui rejoint la RD 33 en limite nord de la carte. Leurs fronts de taille trop anciens ne sont pas ou difficilement accessibles. En revanche, les champs labourés à proximité permettent d'observer la nature des galets que renferment ces dépôts.

Pour les alluvions anciennes

– dans le talus de la D 29, à 5 km environ au Sud-Ouest d'Ernée, près de la ferme la Percherie, sous environ 1 m de lesses weichsélien vraisemblable

(toucher soyeux, peu argileux, sans cailloux ou autres fragments), on pouvait distinguer, en 2005, un petit cailloutis de quartz aux arêtes émoussées de 1 à 2 cm de longueur. Ces dépôts correspondent à une relique d'alluvions anciennes du ruisseau du Touchet, affluent de l'Ernée.

PRÉHISTOIRE, PROTOHISTOIRE ET ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE

PRÉHISTOIRE

Si la présence de l'homme en Mayenne est attestée dès le Paléolithique inférieur (bifaces acheuléens trouvés dans la région d'Évron, vieux de 300 000 ans), les premières traces identifiées dans la région d'Ernée remontent seulement au Néolithique (4500 à 2000 avant J.-C.). Cette période, dénommée autrefois « âge de la pierre polie » et au cours de laquelle l'homme devient sédentaire et agriculteur, est notamment caractérisée dans le territoire de la feuille Ernée, par des découvertes relativement nombreuses de haches polies en silex et en dolérite. Nettement plus rares sont les haches-marteaux, dont quelques exemplaires ont été trouvés dans la région d'Ernée, et qui sont caractéristiques de la fin du Néolithique. Aucun vestige d'habitat n'a été identifié, si ce n'est - mais en limite ouest de la feuille Mayenne voisine - le seul habitat néolithique fouillé en Mayenne, situé à Oisseau et daté de la fin de cette période (vers 2900-2400 avant J.-C.).

Le polissoir de la Berthelière (Montenay) est un témoignage intéressant, car relativement rare, de l'activité de fabrication de haches polies. Il est constitué d'un bloc de grès (vraisemblablement Grès armoricain) de 2 m de longueur, à la surface duquel on peut voir trois plages en forme de cuvette dues au polissage du corps des haches et sept rainures résultant du façonnage des tranchants.

À cette période appartiennent également les nombreux monuments mégalithiques parmi lesquels les sépultures suivantes sont facilement accessibles pour une visite³ :

– la sépulture mégalithique du Petit-Vieux-Sou à Brecé (vers 2800 à 2300 avant J.-C.), fouillée par R. Bouillon (1978-1982), correspond à une sépulture à entrée latérale. L'accès à la chambre funéraire, longue de 11 m, s'effectue par un couloir qui lui est perpendiculaire en son milieu. Le matériau utilisé est le granite local. Les fouilles ont livré 5 haches polies, 3 pointes de flèches et des fragments de 18 vases ;

³ Parmi la trentaine de sépultures mégalithiques conservées en Mayenne, la plupart sont situées dans le Nord-Ouest du département, dans les vallées de l'Ernée et de la Colmont, ainsi qu'en forêt de Mayenne.

– l’allée couverte de la Contrie-du-Rocher, à Ernée (vers 2000 avant J.-C.). Elle a été classée monument historique (MH) en 1887 et restaurée en 1889. Il s’agit d’une allée couverte de type armoricain classique, longue de 7,3 m, à entrée axiale et à cellule terminale prolongeant la chambre funéraire. Le matériau utilisé est la dolérite (filon à proximité immédiate du site) ;

– l’allée couverte de la cote 197 à Vautorte (vers 2000 avant J.-C.) a été fouillée par R. Bouillon (1984-1986). Cette allée couverte typique est située au cœur de la forêt de Mayenne. De type armoricain, comme l’allée couverte de la Contrie dont elle est contemporaine, elle est longue de 9,6 m mais seulement de 5,5 m à l’intérieur. Le matériau utilisé est le Grès armoricain constituant la crête sur laquelle est établie la sépulture. Les fouilles ont livré trois perles, six pendeloques aménagées dans des galets de quartz, des pointes de flèches, des poignards en silex du Grand-Pressigny et des céramiques appartenant à 16 vases.

Parmi la vingtaine de monuments mégalithiques inventoriés sur le territoire de la feuille Ernée⁴, on peut également citer les suivants, d’accès facile pour une visite :

– allées couvertes et dolmen : la Tardivière à Ernée (MH), la Pierre à Hercé, la Perche à Montenay... ;

– menhirs : la Boussardière à Montaudin (MH), la Roche à Gorrion (MH)...

PROTOHISTOIRE

Âge du Bronze (vers 2000 à 750 avant J.-C.)

Les témoignages du début de l’Âge du Bronze sont très rares. Le matériel découvert devient plus abondant à la fin du Bronze moyen (vers 1200 avant J.-C.). La Mayenne appartient alors à l’aire de diffusion des centres de production armoricains et normands et l’on y retrouve des haches à talon et des bracelets. Cependant la région, densément boisée, doit être faiblement peuplée. C’est au Bronze final (de - 1100 à - 750) que se multiplient les implantations humaines et la diffusion artisanale. En témoignent les « dépôts de fondeurs », c’est-à-dire les enfouissements de lots neufs ou dépareillés, constitués et transportés par des marchands ambulants en relation avec les ateliers de production. Parmi les objets recueillis sur le territoire de la feuille Ernée ou dans les environs proches, on peut citer :

– datant du Bronze moyen, le dépôt trouvé sous une pierre à Saint-Pierre-des-Landes, d’une vingtaine de haches, dont des haches à talon ;

– datant du Bronze final, le moule de hache à douille trouvé en 1967 à Lesbois, près de Gorrion, accompagné de deux haches à douilles ; le dépôt de Bromer à

⁴ Parmi les 66 recensés dans tout le département.

Saint-Mars-sur-la-Futaie, découvert en 1908, constitué de 246 petites haches dont le poids moyen n'est que d'une centaine de grammes et dont la fonction était probablement symbolique (haches de type Couville, dans lesquelles l'étain est en partie remplacé par du plomb) ; lingot de bronze (185 x 60 mm), trouvé près de Montflaux à Saint-Denis-de-Gastines.

Âge du Fer (vers 750 à 52 avant J.-C.)

Le premier Âge du Fer (de 750 à 450 avant J.-C.) et les débuts de La Tène (jusque vers 150) sont des périodes mal connues dans le département de la Mayenne et en particulier dans la région d'Ernée. Cependant, des relations anciennes avec le monde méditerranéen sont attestées, ailleurs dans le département, par la découverte d'un vase et de figurines de bronze de facture gréco-italique à Thorigné-en-Charnie et, dès le IV^e siècle avant J.-C. au moins, le site de Jublains est habité (feuille Mayenne).

C'est au III^e siècle que des populations celtiques, venues de l'Est, s'installent dans la région. Le territoire de la Mayenne est partagé, sans doute dès cette époque, entre les Diablintes au Nord et au Centre, les Andécaves au Sud et les Namnètes dans le Craonnais. À La Tène finale (I^{er} siècle avant J.-C.), on voit se développer à proximité des gués des camps fortifiés ou oppida, destinés à contrôler les échanges. C'est notamment le cas de l'oppidum de Moulay (feuille Mayenne).

Du second Âge du Fer, ou époque de La Tène (de 450 à 50 avant J.-C.), seule la période finale a livré des traces assez nombreuses dans nos régions. Les séquences antérieures ne sont représentées que par un très petit nombre de sites ou par des découvertes isolées. Il en est ainsi d'une fibule à ressort trouvée dans un sanctuaire au Nord de Juvigné (Sud d'Ernée). Cet objet de bronze, orné d'une tête d'oiseau, s'apparente à des productions de la Bohême et est daté de La Tène ancienne (de 450 à 250 avant J.-C.). Elle était mêlée à des objets d'offrande plus récents, de la fin de l'époque gauloise et de l'époque gallo-romaine.

La Mayenne est riche en or (région des Miaules), employé notamment pour la fabrication des monnaies indigènes. Si les sables aurifères ont été exploités depuis l'âge du bronze, l'extraction de l'or filonien n'a véritablement débuté que durant le second âge du fer, au IV^e siècle avant J.C. Il existe des indices de l'extraction et du travail de l'or dans la région d'Ernée où des toponymes dérivés d'Aurière sont connus (2 toponymes « Lorière » au Sud-Ouest de l'agglomération de Colombiers-du-Plessis et 3 toponymes « l'Orière », l'un au Nord d'Ernée, un autre au Nord-Ouest de Saint-Denis-de-Gastines et le dernier en limite de la forêt de Mayenne, à l'Est de Vautorte). Au Sud du département, il est avéré que ce toponyme peut s'appliquer à d'anciennes exploitations d'or (zone aurifère des Miaules, nom probablement dérivé du

latin « metalla »). À Saint-Denis-de-Gastines, à environ 1 km au Nord de l'agglomération et non loin du lieu-dit l'Orière, est signalée une ancienne exploitation minière dite des « Miaules ». Au XIX^e siècle, on pouvait encore y voir une vingtaine d'excavations en forme d'entonnoir dont la plus grande mesurait 20 m de longueur, 8 m de largeur et 10 m de profondeur.

Enfin, il faut signaler la présence, à Brecé, de trois stèles parmi la vingtaine dénombrées dans le Nord du département de la Mayenne, non connues dans les départements voisins. Ces stèles se distinguent des menhirs de la Préhistoire par leur forme plus élaborée, avec un sommet « en ogive ». Les seuls points de comparaison se situent dans l'Ouest de la Bretagne où des stèles ont été identifiées à proximité immédiate de cimetières de La Tène ancienne (V^e à III^e siècle avant J.-C.).

ANTIQUITÉ GALLO-ROMAINE

Après la conquête de la Gaule par César, Jublains devient la capitale de la cité des Diablintes, à laquelle appartient la plus grande partie du territoire de la feuille Ernée. Près d'Ernée, les découvertes de sites gallo-romains se sont multipliées à partir du XIX^e siècle : neuf sites gallo-romains ont été répertoriés dans un rayon de 800 m et l'hypothèse de l'existence d'une agglomération secondaire ne peut être exclue. Le site le plus connu est celui des Boissières au Nord de la ville, correspondant vraisemblablement à une villa et où un important trésor monétaire fut découvert en 1932 (1 200 monnaies).

Au Sud d'Ernée, le sanctuaire de Juvigné, dont l'origine remonte à La Tène finale mais qui a ensuite été modifié à l'époque gallo-romaine, a livré un abondant matériel comprenant des statuettes en bronze, des fibules, des épées en fer ainsi que de très nombreuses monnaies gauloises et romaines, l'essentiel de ces dernières étant datées du I^{er} siècle.

De nombreux autres sites gallo-romains, plus ou moins importants, sont répertoriés dans plusieurs communes situées sur le territoire de la feuille Ernée (Brecé, Châtillon-sur-Colmont, Hercé, Vautorte...). Ils sont, la plupart du temps, signalés par la présence de briques et de tuiles à rebords caractéristiques ou de céramique gallo-romaine de type sigillée. L'un d'entre eux, fouillé à Brecé en 1977, correspondait très vraisemblablement à un établissement agricole (ferme ou villa).

Le territoire de la feuille Ernée est traversé par deux importantes voies de communication gallo-romaines :

- la voie Jublains-Avranches ;
- la voie Jublains-Corseul.

Entre Jublains et Parigné-sur-Braye à l'Ouest de Mayenne, ces deux voies ne constituent qu'une section unique qui traverse la Mayenne au gué de Saint-Léonard. Au Nord de Parigné, cette voie se subdivise en deux : la branche nord poursuit en direction du Nord-Ouest, vers Châtillon-sur-Colmont, Brecé, Gorrion, puis Vieuvy, en direction d'Avanches. La seconde adopte une direction sud-ouest vers Montenay, puis une direction ouest et passe légèrement au Sud de l'agglomération actuelle d'Ernée avant de poursuivre vers Fougères. Une borne miliaire, visible actuellement dans l'église de Châtillon-sur-Colmont, a été découverte près du lieu-dit l'Aunay, à Châtillon-sur-Colmont, sur la route de Brecé.

Il est conseillé de voir également les collections du musée de la ville d'Ernée et celles du musée archéologique départemental de Jublains qui présentent la plupart des objets découverts dans la région et apportent de nombreuses informations complémentaires sur les sites archéologiques évoqués dans le texte.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE

Cartes IGN :

- coupure IGN 1/50 000, série orange : Ernée n°1417 ;
- coupures IGN 1/25 000, série bleue : Ernée n°1417O et Gorrion n° 1417E.

Cartes géologiques :

Carte géologique du département de la Mayenne par E. Blavier (1837)

Carte géologique d'Avanches n° 61 à 1/80 000

1^{re} édition (1882) par A. Pottier, A. de Lapparent.

2^e édition (1942) par H. Matte.

3^e édition (1970) par M.-J. Graindor, M.-M. Roblot.

Carte géologique de Laval n° 76 à 1/80 000

1^{re} édition (1905) par D.-P. Oehlert, A. Bigot, H. Matte

2^e édition (1960) par L. Bertois, G. Lucas, A. Renaud, Y. Million, A. Philippot.

Carte géologique de Mayenne n° 77 à 1/80 000

1^{re} édition (1899) par A. Bigot et D.-P. Oehlert.

2^e édition (1965) par Y. Milon, L. Berthois, L. Giret.

Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 (1980) par J. Vogt, C. Weber

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux transmis. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional Pays de Loire, 1 rue des Saumonières, B.P. 92342, 44323 Nantes Cédex 3, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGOT A. (1903-1910) - Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne, 4 vol., Laval, Goupil.
- ARBONNIER G. (2001) - Cartographie et analyse des formations tertiaires dans le massif granitique de Gorrion (Mayenne, France). Mém. d'aptitude à la Géologie n° 238, cycle général, IGAL. 74 p.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.-J., DEUNFF J., HENRY J.-L., LARDEUX H., MÉLOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUÉTÉ Y., ROBARDET M. (1976) - The Ordovician of the Armorican Massif (France). In: Bassett M.G. ed., The Ordovician System. University Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff, p. 359-385.
- BAIZE S. (1999) - Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). Documents du BRGM, 289, 366 p.
- BALLÈVRE M., LE GOFF E., HEBERT R. (2001) - The tectonothermal evolution of Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. Tectonophysics, Elsevier ed., 331, p. 19-43.
- BERTHOIS L., LUCAS G., RENAUD A., MILON Y., PHILIPPOT A. (1960) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 1/80 000 (2^e édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BEURRIER M., VILLEY M., ENOUF C., DORÉ F., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Flers-de-l'Orne (211). BRGM. éd., Orléans. Notice explicative par Bambier A., Beurrier M., Doré F., Enouf C., Kuntz G., Langevin C., Lautridou J.P., Rioult M., Verron G., Villey M. (1983), BRGM. éd., Orléans 44 p.
- BIGOT A. (1891) - Esquisse géologique de la Basse-Normandie. *Bull. Lab. Géol. Fac. Sci. Caen*, 1^{re} année, p. 103-105.

- BIGOT A. (1897-1898) - Comptes rendus des collaborateurs (feuille de Mayenne ; campagne de 1896). *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*, n° 59, IX, p. 45-47.
- BLAVIER É. (1837) - Carte géologique du département de la Mayenne.
- BLAVIER É. (1840) - Carte géologique du département de l'Orne.
- BOUCHEZ J.-L. (2000) - Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *C.R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planètes*, Elsevier éd., Paris, 330, p. 1-14.
- BOUILLON R. *et al.* (1984) - La Mayenne des origines à nos jours, Éd. Bordessoules, 430 p.
- BRABANT P. (1965) - Contribution à l'étude sédimentologique des formations sableuses aux environs de Ballots et de La Guerche. Dipl. Ét. Sup., Rennes, 40 p. (inédit).
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM, Géologie de la France I*, n° 2-3, p. 3-17, 6 pl. h.t.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. *In Géodynamique du Massif armoricain. Réunion R.C.P. 705*, Paris, 13 oct. 1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, 1988, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLÈVRE M., GUENOC P. (2001) - The Cadomian activity margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, Elsevier éd., 331, p. 1-18.
- CHAURIS L. (1959) - Remarques sur l'âge du granite d'Alexain (Mayenne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 113-114.
- CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J., LAPPARENT A. DE (1956) - Les principaux batholites granitiques du bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 243, p. 77-79.
- CHAUVEL J.-J., DEUNFF J., LE CORRE C. (1970) - Découverte d'une association minerais de fer, microplancton dans l'Ordovicien du flanc nord du bassin de Laval (Mayenne) : étude pétrographique et micropaléontologique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 270, p. 1219-1222.
- CHOUX J. (1960) - La cuvette de Landéan (Ille-et-Vilaine). Étude des sédiments et des formations résiduelles. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes (1959 n.s.), 2 p. 1-34.
- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-cambriens (Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970). *Coll. Internat. CNRS*, n° 192.

- DADET P., ESTÉOULE-CHOUX J., PARIS F., GUIGUES J., BEURRIER M. (1981) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Fougères (283). Orléans : BRGM. 38 p. Carte géologique par Dadet P., Bellion G., Estéoule-Choux J., Le Hérissé A., Paris F., Marot A. (1981).
- DADET P., LAUTRIDOU J.P., BEURRIER M., LE MÉTOUR J. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dadet P., Beurrier M., Lautridou J.P. (1984), 26 p.
- DANGEARD L., DORÉ F. (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *In* : Coll. Ordovicien-Silurien, Brest. *Mém. BRGM*, n° 73, p. 119-125.
- DEBON F., LEFORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: Principles, method, applications: Bulletin de Minéralogie, v. 111, p. 493-510.
- DELAUNAY R. (1924) - Histoire de la Ville et du Pays d'Ernée (Mayenne), Poitiers, Imprimerie moderne, Nicolas, Renault et Cie - ouvrage réédité en 2001 par les Éditions Régionales de l'Ouest.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 5, p. 801-814.
- DORÉ F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, Caen, 790 p.
- DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 14, p. 79-93.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) - Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, t. 14, p. 199-211.
- DORÉ F., LE GALL J. (1973) - Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine (Est du Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. France*, vol. 1, p. 32-33.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., CHALOT-PRAT F. (1977a) - Carte géol. France (1/50 000). Feuille La Ferté-Macé (250) ; Orléans : BRGM.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., CHALOT-PRAT F. (1977b) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille La Ferté-Macé (250). Orléans : BRGM, 31 p.
- DORÉ F., LE GALL J., KUNTZ G., RIOULT M., VERAGUE J. (1981) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Alençon (251). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dassibat C., Doré F., Kuntz G., Le Gall J., Rioult M., Verron G., Bambier A., Verague J. (1982), 70 p.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaines-la-Juhel (286). Orléans : BRGM. Notice explicative par Doré F., Dupret L., Le Gall J., Lebert A., Lutzler J.M. (1987), 54 p.

- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., LEBERT A. (1987) - Notice explicative de la feuille Villaines-la-Juhel. Ed. BRGM, 54 p.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Guide géologique régional « Normandie-Maine ». Masson éd., Paris, 207 p.
- DORÉ F. (1994) - Cambrian of the Armorican Massif. *In*: Keppie J.D. (Ed.) Pré-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer, Berlin, p. 136-141.
- DUPRET L. (1983) - Le Protérozoïque du Nord-Est du Massif armoricain. *In* Zoubeck V. éd., Precambrian in Younger fold belts.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogénèses cadomiennes et varisques dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 200 p.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the north-eastern Armorican Massif (Normandy and Maine). From D'Lemos R.S., Strachan R.A. and Topley C.G (eds), 1990, The Cadomian Orogeny Geological Society Special Publication n° 51, p. 115-131.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. Doc. Centre armor. étud. struct. socles, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique et tectonique (thèse Rennes). *Mem. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 12, 389 p.
- DUVAL M. (2000) - Le bassin de Chantrigné. Étude sédimentologique et description (Mayenne-France). Mém. d'aptitude à la géologie n° 226, IGAL, 84 p.
- ÉGAL E., LE GOFF É. (1994) - Structuration du domaine cadomien de Bretagne (France). *In* « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». *Séance spéc. Soc. Géol. Fr.*, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., LOUAIL J. (1968) - La sédimentation cénomaniennne et le contact Cénomanienn-Jurassique dans la coupe de Plantagenet (Maine-et-Loire). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, Paris, 1968-fasc. 2, p. 40.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. Géol. et Minéral. Bretagne*, 14, Rennes.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.F. (1986) - Excursions en Bretagne. *In* « Colloque tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain » (Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986), fasc. 2, p. 33-50.

- ESTÉOULE-CHOUX J., BOS P., BLANCHET C. (1988) - Le bassin tertiaire de Pipriac (Ile-et-Vilaine) : structure, mise en évidence de dépôts oligocènes. *Géologie de la France*, 1-1988, p. 47-50, 3 fig.
- FAUCONNIER D. (2004) - Étude palynologique de huit échantillons en provenance de la feuille à 1/50 000 de Mayenne. Rapp. interne BRGM EPI/ENV/2004 n° 535.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, p. 695-705.
- FOUILLAC A.M., COCHERIE A., ROSSI PH., CALVEZ J.Y., AUTRAN A. (1986) - Étude géochimique du batholite mancellien. Rapport BRGM 86DT037MGA.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Univ. Caen, 166 p.
- GIORDANO R. (1974) - Les Alpes Mancelles (Est du Massif armoricain) : Stratigraphie et structure. Thèse 3^e cycle, Caen, 94 p.
- GIRET R. (1944) - Contribution à l'étude pétrographique et tectonique de la bordure nord du massif de Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 5, t. 14, p. 45-64.
- GRAINDOR M.J. (1973) - Chronique de la sismicité de la Normandie. Études des socles européens. *Laboratoire de Géologie du Collège de France*.
- GRAINDOR M.J., ROBLLOT M.-M. (1969) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Avranches (76), 3^e édition, Orléans, *Serv. Carte. Géol. France*, BRGM.
- GROS Y., LIMASSET O., BLÈS J.-L., FOURNIGUET J., GODEFROY P. (1984a) - Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. Documents du BRGM, n° 84, p. 51-65.
- GROS Y., LIMASSET O., BOURGEUIL B. (1984b) - La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapport BRGM SGR/PAL 84-27, 80 p.
- HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Doc. BRGM, 228, 356 p.
- HENRY (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. Géol. et Minéral. Bretagne*, 22, Rennes.
- HOULGATTE E., LE HÉRISSÉ A., PELHÂTE A., ROLET J. (1988) - Évolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 27-46.
- JONIN M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc., Paris*, 277, p. 281-284.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-cambrien, le batholite mancellien (Massif armoricain, France) ; étude pétrographique et géochimique. Thèse Sciences, Univ. Bretagne occ. (Brest), 319 p.

- JONIN M., VIDAL P. (1975) - Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Can. J., Earth. Sci.*, 12, p. 920-927.
- JUIGNET P. (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien Cénomancien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomancien. Thèse d'État, Caen, 2 vol., 806 p., 174 fig., 28 pl.
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM, 56 p.
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Publ. Univ. Strasbourg. Fond. Baulig, 12, 882 p.
- KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., CALLIER L., PELLERIN J., DE LA QUERRIÈRE P., VAUTRELLE C., VERRON G. (1989) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM, 99 p. carte géologique par Ménillet F., Gérard J., Le Gall J., Doré F., Callier L., Kuntz G., Rioult M., Pellerin J. (1989).
- LACAZE M. (1930) - Étude du synclinal de la forêt de Mayenne ou pli de Chailland (Mayenne). *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, t. I, p. 17-55.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, Géol. Min. 29, Fasc. 12.
- LANGÉVIN C., MINOUX L., BEURRIER M., VILLEY M., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P. (1984) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Avranches (209). Orléans : BRGM. Notice explicative par Langevin C., Minoux L., L'hommer A., Lautridou J.P., Dassibat C., Verron G. (1984), 54 p.
- LA ROCHE H. DE, STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrographiques et métallogéniques. Sciences de la Terre, Nancy, XXIV, 1, p. 5-121, 3 fig., 12 tabl.
- LARUE J.P., GRENECHE J.M. (1994) - Les dépôts détritiques pliocènes du contact Massif armoricain-Bassin parisien entre Angers et Laval (France). *Geodynamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 158-168.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Éd. Centr. Géomorph. CNRS Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1991) - Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, suppl. Bd. 90, p. 123-130.
- LAUTRIDOU J.P. (1993) - La grande crise déritique fini-éocène dans le Bocage normand. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 116, p. 41-44.

- LAUTRIDOU J.P. (2002) - Les argiles fini-tertiaires de Saint-Gilles-des-Marais (Domfrontais, Orne). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 118, p. 39-41
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect.1, p. 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. In Les massifs anciens de France. Pique A. coord., *Sci. Géol., Bull.*, 44, 1-2, Strasbourg, p. 31-104.
- LE GALL J. (1971) - Le Paléozoïque inférieur des Coëvrons orientaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 273, p. 1563-1566.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne (thèse État, Caen). *Mém. Géosciences Rennes*, n° 52, 370 p.
- LE GALL J. (1999) - Les dolérites et basaltes tholéïtiques du domaine nord-est armoricain. *Géol. France*, n° 4, p. 3-26, 15 fig., 5 tabl.
- LE GALL J., BARRAT J.A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardicadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géol. de la France*, n° 1, 1987, p. 3-22, 15 fig., 6 tabl.
- LE GALL J., MARY G. (1982) - Mise en place tardi-cadomienne du complexe basique de Brée (Mayenne). *Bull. BRGM*, (2), n° 1-2, 1982, p. 19-23, 2 fig.
- LE GALL J., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 15, 2, p. 169-180.
- LE GALL J., MAURIZOT P. (1998) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Sillé-le-Guillaume (321). BRGM. éd., Orléans. Notice explicative par Le Gall J., Maurizot P., Lautridou J.P., Giordano R., Gaillard C. (1998), BRGM. éd., Orléans.
- LE HÉRISSE A., PLAINE J. (1982) - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 294, p. 1199-1202.
- LE ROUGE G. (1988) - Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français et le Sud du Massif armoricain. *Mém. Géodiffusion*, 2, 363 p., 130 fig., Paris.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. *C.R. Acad. Sci., Paris*, série D, t. 275, p. 1327-1330.

- MARY G., GIORDANO R. (1988) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Évron (320). BRGM. éd., Orléans. Notice explicative par Mary G., Giordano R. (1989) BRGM. éd., Orléans.
- MARY G., LE GALL J. (1985) - Le Dinantien basal du flanc nord du Bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, vol. 1, n° 2, p. 155-163.
- MÉNILLET F., VILLEY M., TRAUTMANN F., FOURNIGUET J., LANGEVIN C., LAOUEANAN J.P., LAUTRIDOU J.P., WALKER P. (1987) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Mortain (210). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ménillet F., Trautmann F., Fourniguet J., Janjou D., Langevin C., Lautridou J.P., de la Quérière P., Vautrelle C., Verron G. (1987), 70 p.
- MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J., (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par Kuntz G., Ménillet F., Le Gall J., Rioult M., Callier L., Pellerin J., de la Quérière P., Vautrelle C., Verron G. (1989), 99 p.
- MILON Y., BERTHOIS L., LUCAS G., RENAUD A. (1960) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Laval (76), Paris, *Serv. Carte. Géol. France*.
- NAVEAU J. (1992) - La Mayenne, Carte archéologique de la Gaule, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres et Ministère de l'Éducation et de la Culture (coll. Carte archéologique de la Gaule).
- NAVEAU J. (1998) - Le chasseur, l'agriculteur et l'artisan, Guide du musée archéologique départemental de Jublains, Conseil général de la Mayenne.
- NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3^e cycle, Rennes, 136 p.
- OEHLERT D. (1882) - Sur le Silurien du Nord-Est du département de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 10, p. 349-352.
- OEHLERT D.-P. (1903) - Géologie de la Mayenne. In Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne, par M. l'abbé Angot. p. 1-24.
- OEHLERT D., BIGOT A., MATTE H. (1905) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.P., CAVELLIER C. (1988) - Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie ; intérêts stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, 1, p. 51-60.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., MAUPIN C., ESTÉOULE-CHOUX J., SITTLER C. (1993) - Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie et palynofaciès du Rupélien du Bassin de Rennes. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol.*, 103, p. 223-250.

- PARIS F. (1977) - Les formations siluriennes du synclinorium du Ménez-Bélaïr ; Comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, I, n° 2, p. 75-87.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. (cadre géologique - étude systématique - biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 26, 412 p.
- PARIS F. (1993) - Évolution paléogéographique de l'Europe au Paléozoïque inférieur : le test des Chitinozoaires. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 316, p. 273-280.
- PARIS F., LE HÉRISSÉ A., PELHÂTE A., WEYANT M. (1982) - Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr : essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 2, p. 19-33.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.-P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. Documents BRGM, n° 110, p. 259-275.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Ages of the Vire-Carolles granits. In Odin (1982). Numerical dating in stratigraphy, II, 212, p. 784-790.
- PELHÂTE A. (1971) - Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval. Massif armoricain. Thèse d'État, Rennes, 1967. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 315 p.
- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMMET N., MACE J., VAN DER VOO R. (1986) - Paleomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerite dykes from northern Brittany. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 87, p. 143-154.
- PRUVOST P. (1941) - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, 7, p. 345-361.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROBARDET M. (2003) - An alternative approach to the Variscan Belt in SW Europe: the pre-orogenic paleobiogeographical constraints. In "Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic Basement" J.R. Martinez Catalan, R.D. Hatcher, R. Arenas, F. Dias Garcia Eds. *Geol. Soc. America*, Special Paper.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géol. France*, n° 3, p. 3-31.
- SAFA P. (1980) - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse 3^e cycle, université Pierre et Marie Curie-Paris VI, 246 p.
- SKEVINGTON D., PARIS F. (1975) - Les graptolites de la formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, p. 260-266.

- THIÉBLEMONT D. (1997) - Caractérisation géochimique de trois dolérites de la feuille Landivy. Signification géodynamique. Note interne BRGM-SGN/I2G/GEO, 29/07/1997, 7 p., 4 tabl., 5 fig.
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CHÈVREMONT P., GUERROT C., THIÉBLEMONT D. (2002) - Datation à 378 Ma du massif du Pertre (Ille-et-Vilaine, Mayenne) : un leucogranite peralumineux d'âge Dévonien moyen à supérieur en Bretagne centrale. *Géologie de la France*, n° 1, p. 65-80.
- VANDERNOTE L. (1913) - Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure SE du massif armoricain. Thèse Paris, 188 p.
- VÉRAGUE J. (1986) - Formations mésozoïques et cénozoïques du Bas-Maine. CEHP Cherbourg, *Littus*, 34-35, p. 62-87.
- VERNHET Y., DHELLEMMES R., DORÉ F., ENOUF C., LAUTRIDOU J.P., VERRON G. (1996) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Domfront (249). BRGM. éd., Orléans. Notice explicative par Vernhet Y., Doré F., Lautridou J.P., Talbot E., Verron G., Dhellemmes R., Enouf C. (1995), BRGM. éd., Orléans.
- VERNHET Y., CHÈVREMONT P. (1997) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Landivy (248), BRGM. éd., Orléans. Notice explicative par Vernhet Y., Chèvremont P., Langevin C. (1997) BRGM. éd., Orléans.
- VERNHET Y., MAURIZOT P., LE GALL J., GIGOT P., DUPRET L., BARBIER G., LEROUGE G., BESOMBES J.C., PELLERIN J.(2002) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Villers-Bocage (145). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Maurizot P., Le Gall J., Gigot P., Dupret L., Lerouge G., Besombes J.C., Barbier G., Pay T. (2002). 229 p.
- VERNHET Y., LEROUGE G., BESOMBES J.C., LE GALL J., GIGOT P., LEBRET P., COUSIN D., COUTIN C., PERROCHAIN C., PIRUS S., ROUILLON C., SEJALON D., SOUCHAL C. (2009) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Mayenne (285). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Lerouge G., Besombes J.C., Le Gall J., Gigot P., Cuney M., Pivette B., Lebret P., Thiéblemont D. (2009) BRGM éd., Orléans.
- VERNHET Y., PLAINE J., TRAUTMANN F., CLÉMENT J.J. (2009) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Cossé-le-Vivien (355). Orléans, BRGM.
- VIGNERESSE J.L (1986) - La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. Colloque « Tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain ». Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WÉBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM*, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.
- WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) - Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Acad. Sci., Paris*, vol. 284, p. 1147-1149.

WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granite genesis: *Tectonophysics*, v. 43, p. 7-22.

WYNS R. (2003) - Fissuration profonde induite par l'altération : processus d'acquisition et répartition 3D des propriétés physiques des profils d'altération, in Assoc. Sédim. Français 2003 - 9^e Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, France, 14-16/10/2003.

AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE

La notice

La coordination de cette notice a été assurée par Y. VERNHET, ingénieur au BRGM, G. LEROUGE, consultant Géo212, ancien professeur à l'Institut géologique Albert de Lapparent (IGAL) et J.-C. BESOMBES, ingénieur ENSG, ancien professeur à l'Institut géologique Albert de Lapparent.

Le chapitre « Introduction » a été rédigé par G. LEROUGE J.-C. BESOMBES, et P. LEBRET, ingénieur au BRGM.

La description des terrains a été réalisée par G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES, pour le magmatisme et la tectonique ; par M. CUNEY, Directeur de Recherche au CNRS, CREGU & UMR G2R 7566, Université Henri Poincaré - NANCY I, pour la géochimie des roches magmatiques ; par J. LE GALL et P. GIGOT, Maîtres de conférence à l'Université de Caen, pour le Paléozoïque ; et par B. PIVETTE, ingénieur-hydrogéologue basé à Brecé pour le Briovérien, avec la collaboration de P. CHÈVREMONT, ingénieur au BRGM pour les études pétrographiques. La partie concernant les formations d'altération et les formations quaternaires et superficielles a été rédigée par P. LEBRET, B. PIVETTE et Y. VERNHET

Le chapitre géophysique a été rédigé par G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES.

Les chapitres « Conditions de formation des entités géologiques » et « Synthèse géodynamique régionale » ont été écrits par G. LEROUGE, J.-C. BESOMBES pour la partie cristalline, J. LE GALL et P. GIGOT pour le Paléozoïque et P. LEBRET, B. PIVETTE et Y. VERNHET pour les formations cénozoïques.

La partie structurale a été rédigée par B. PIVETTE pour le Briovérien, G. LEROUGE et J.C. BESOMBES pour le domaine cristallin, J. LE GALL et P. GIGOT pour le Paléozoïque, P. LEBRET et Y. VERNHET pour le Cénozoïque.

Les chapitres « Ressources en eau » et « Préhistoire, Protohistoire et Antiquité gallo-romaine » ont été écrits par B. PIVETTE.

La partie « Sols, végétation et culture » a été rédigée par J.-L. GAUQUELIN, ingénieur au Conseil général de la Mayenne.

Les rubriques « Géographie humaine, Éléments de géotechnique, Risques naturels, Substances utiles et carrières » ont été écrites par P. LEBRET et Y. VERNHET.

L'étude pétrographique des lames minces des terrains briovériens a été réalisée par P. CHEVREMONT, ingénieur au BRGM.

La carte

La coordination des tracés a été réalisée par Y. VERNHET, G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES.

Les explorations et les tracés ont été effectués :

- pour les formations du Briovérien supérieur et formations associées géographiquement (filons, formations superficielles, etc..) par B. PIVETTE ;
- pour les terrains cristallins cadomiens et formations géographiquement associées (filons, formations cénomano-tertiaires et superficielles) par G. LEROUGE, J.-C. BESOMBES, avec la collaboration de F. CARTIER, F. DEMELEMESTRE, C. PERROCHAIN, B. POIRRIER et C. ROUILLON, élèves ingénieurs IGAL de 1999 à 2003 ;
- pour les terrains du Paléozoïque et formations associées, par J. LE GALL et P. GIGOT, Maître de conférences à l'Université de Caen ;
- pour les formations superficielles par P. LEBRET, ingénieur au BRGM.

Les acquisitions des données géophysiques ont été faites pour l'ASM par B. ROQUEL, ingénieur ENSG avec la collaboration de C. AUBOURG, Maître de conférences à l'université de Cergy-Pontoise, de 2002 à 2004, et pour la gravimétrie, par B. DE LA TULLAYE, de 2002 à 2003, élève ingénieur IGAL.

ANNEXES

ANNEXE I
DESCRIPTION DE PLAQUES MINCES DU BRIOVÉRIEN
PAR P. CHÈVREMONT, BRGM
(tableau I, hors texte)

ANNEXE II
ANALYSE DES ARGILES D'ALTÉRATION (DONNÉES ANALYTIQUES)

Numéros d'affleurement	Nature	Proportions en kaolinite (%)	Proportions en illite (%)	Proportions en smectite (%)	Proportions en chlorite (%)	Classification
C906	arène de Briovérien (zone de chevauchement)	28,6	51	20,4	0	I = 30-40, k < 30 %, Sm > 40 %
C1065	arène de Briovérien	20,9	25,6	53,5	0	
C727	argiles bleutées	17,9	28,2	53,9	0	Zone de contact Tertiaire et argile bleutée
F2588	argiles bleutées	16	44	40	0	
C110	argiles bleutées et contact avec le Tertiaire proche	50	45	5	0	I = 20 k = 70 Sm < 10
C1250	sable argileux jaune et beige	70	19	8	3	
F191	galets et sable jaune argileux	73,2	23,2	3,6	0	mélange Tertiaire et granitoïde
C105	arène granitique rouge proche Tertiaire	70,8	18,1	5,9	5,2	
C106	galets, sable et arène granitique	65,1	17,45	17,45	0	K = 45 %, i = 20-40 %, Sm = 10-30 %
C2045	arène granitique	44,3	24,6	24,8	6,3	
F2594	mylonite de granitoïde	40,6	19,6	39,8	0	K = 45 %, i = 20-40 %, Sm = 10-30 %
C2404	leucogranite	53	40,9	6,1	0	
F2096	mylonite de granitoïde	40	27	9	24	

Tabl. 1 - Analyse des argiles d'altération (données analytiques)

ANNEXE III
ANALYSES GÉOCHIMIQUES (DONNÉES ANALYTIQUES)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF%	Total%
BS 032	393,4	2365,7	N°201270	74,96	13,67	1,25	0,00	0,15	0,35	3,11	5,08	0,08	0,11	0,98	99,74
BS 097	389,085	2365,265	N°201273	78,34	12,05	0,90	0,00	0,00	0,27	3,11	3,96	0,00	0,18	0,87	99,68
BS 057	397,3	2363,6	N°201271	76,06	13,51	0,85	0,00	0,10	0,20	3,07	4,70	0,06	0,14	1,06	99,75
BS 062	397	2363	N°201272	75,70	13,61	1,15	0,00	0,11	0,28	2,86	4,64	0,05	0,15	1,19	99,74
C 1000	373,561	2385,375	N°201283	58,92	19,96	6,59	0,05	2,32	0,43	4,57	3,53	0,85	0,22	2,98	100,42
C 1040	376,45	2387,765	N°201284	65,60	16,39	5,63	0,03	1,71	0,41	2,14	3,93	0,80	0,17	3,08	99,89
C 1071	378,875	2384,925	N°201285	65,73	16,29	5,62	0,04	1,83	0,73	2,27	3,71	0,80	0,18	2,69	99,89
C 1086	376,465	2386,025	N°201286	66,35	16,08	5,46	0,04	1,72	0,68	2,14	3,71	0,74	0,19	2,75	99,86
C 1212	382,975	2383,875	N°201287	66,59	15,72	5,67	0,04	1,81	0,92	2,46	3,47	0,75	0,18	2,24	99,85
C 1252	384,1	2382,75	N°201288	69,26	15,33	4,67	0,00	1,63	0,15	3,10	2,10	0,60	0,11	2,83	99,78
C 1258	382,775	2382,25	N°201289	68,76	15,15	4,76	0,03	1,20	0,58	2,58	3,95	0,55	0,20	2,09	99,85
C 0127	371,725	2378,425	N°12542	66,00	16,93	5,14	0,03	1,64	0,27	2,14	3,74	0,66	0,12	3,17	99,84
C 1345	383,9	2376,025	N°201290	66,23	15,90	6,04	0,03	1,86	0,44	2,21	3,52	0,79	0,18	2,65	99,85
C 0143	378,55	2379,75	N°12538	67,38	15,52	5,29	0,03	1,68	0,75	2,49	3,49	0,74	0,20	2,28	99,85
C 1430	381	2379,3	N°201291	51,28	13,62	13,17	0,17	3,91	7,42	3,33	1,15	3,37	0,53	1,93	99,88
C 1441	379,95	2379,2	N°201292	72,39	14,30	2,30	0,00	0,53	0,87	3,32	4,49	0,23	0,16	1,20	99,79
C 1507	379,8	2383,525	N°201293	74,56	14,51	0,59	0,00	0,00	0,36	3,81	4,46	0,00	0,25	1,10	99,64
C 1538	380,525	2382,1	N°201294	64,89	16,25	6,39	0,04	2,03	1,00	2,27	3,76	0,82	0,20	2,22	99,87
C 1547	380,05	2383,475	N°201295	75,58	14,32	0,65	0,00	0,00	0,20	3,51	3,96	0,00	0,21	1,23	99,66
C 1552	374,4	2377,685	N°201296	66,51	15,69	5,59	0,04	1,83	0,92	2,42	3,86	0,77	0,20	2,05	99,88
C 1553	374,425	2377,625	N°201297	70,64	14,98	3,11	0,00	0,52	1,56	3,99	3,14	0,27	0,13	1,48	99,82
C 1554	376,375	2377,325	N°201298	73,72	14,07	2,43	0,00	0,21	0,31	1,88	5,59	0,08	0,07	1,49	99,85
C 1556	376,525	2377,325	N°201299	67,19	15,94	5,12	0,03	1,63	0,52	2,36	3,50	0,74	0,16	2,68	99,87
C 1558	373,25	2378,275	N°201300	74,46	13,72	1,99	0,00	0,36	0,30	3,81	3,76	0,15	0,10	1,15	99,80
C 0016	369,85	2381,625	N°12536	64,59	17,12	5,67	0,04	1,81	0,36	2,04	4,31	0,79	0,14	2,99	99,86
C 0172	367,05	2377,325	N°12561	67,79	15,31	4,98	0,03	1,44	0,36	2,24	3,98	0,66	0,16	2,91	99,86
C 0174	367,12	2377,9	N°12530	66,30	16,27	5,54	0,03	1,79	0,41	2,27	3,56	0,77	0,10	2,81	99,85
C 0207	375,525	2379,075	N°12551	67,51	15,60	5,03	0,03	1,63	0,56	2,30	3,56	0,72	0,17	2,76	99,87
C 0220	373,225	2377,1	N°12544	67,16	15,93	5,01	0,03	1,59	0,66	2,47	3,66	0,71	0,17	2,47	99,86
C 2349	372,15	2365,9	N°201301	74,00	14,28	1,50	0,00	0,20	0,37	3,10	4,55	0,08	0,18	1,48	99,74
C 2403	385,5	2384,075	N°201302	47,57	14,25	13,35	0,17	6,71	10,55	2,43	0,24	2,98	0,33	1,29	99,87
C 2404	372,415	2366,375	N°201303	75,46	13,68	1,24	0,00	0,15	0,37	3,16	4,40	0,00	0,23	1,03	99,72

Tabl. 1A - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO2 %	Al2O3%	Fe2O3%	MnO%	MgO%	CaO%	Na2O%	K2O%	TiO2%	P2O5%	PF%	Total%
C270	373,25	2378,175	N°12537	67,17	16,01	4,92	0,03	1,54	1,18	2,96	2,89	0,67	0,17	2,30	99,84
C274	372,875	2378,91	N°12548	67,97	16,05	4,64	0,00	1,52	0,60	2,48	3,43	0,65	0,16	2,33	99,83
C275	369,4	2380,825	N°12543	68,35	15,05	5,09	0,03	1,79	0,26	2,65	2,95	0,70	0,15	2,82	99,84
C295	367,675	2378,56	N°12540	66,36	15,88	5,79	0,03	1,65	0,52	2,49	3,26	0,75	0,18	2,94	99,85
C303	374	2378,35	N°12546	65,44	16,53	5,59	0,04	1,85	0,89	2,57	3,96	0,72	0,17	2,11	99,87
C338	374,5	2381,574	N°12533	66,60	15,78	5,36	0,03	1,67	0,38	2,09	4,02	0,72	0,18	3,02	99,88
C334	368,85	2381,425	N°12535	66,29	16,95	3,77	0,05	1,93	1,05	2,81	3,92	0,70	0,20	2,45	100,15
C341	376,675	2383,35	N°12541	66,47	16,34	5,18	0,03	1,63	0,21	2,01	3,80	0,72	0,10	3,37	99,86
C358	376,575	2378,21	N°12550	66,06	16,42	5,27	0,03	1,75	0,75	2,43	3,57	0,79	0,20	2,61	99,88
C407	373,875	2377,5	N°12531	68,37	15,25	5,29	0,03	2,03	0,00	1,72	3,58	0,64	0,14	2,69	99,74
C418	380,425	2382,225	N°201278	65,90	16,11	5,61	0,04	1,88	0,87	2,56	3,56	0,74	0,18	2,41	99,86
C43	368,725	2383,11	N°12534	66,66	15,90	4,88	0,04	1,50	0,71	2,46	4,43	0,64	0,19	2,50	99,91
C511	378,25	2378	N°12553	68,15	15,52	4,78	0,03	1,52	0,74	2,68	3,59	0,59	0,14	2,09	99,83
C59	381,25	2379,05	N°12554	74,16	13,75	1,86	0,00	0,45	0,49	2,95	4,57	0,19	0,15	1,21	99,78
C749	377,375	2377,25	N°12549	67,61	16,12	5,00	0,00	1,51	0,18	2,35	3,51	0,69	0,11	2,76	99,84
C757	377,15	2377,975	N°12552	66,31	16,28	5,46	0,04	1,73	0,71	2,38	3,68	0,76	0,19	2,33	99,87
C779	373,8	2378	N°12547	69,51	14,86	3,41	0,00	0,91	2,06	3,68	3,42	0,39	0,11	1,44	99,79
C791	373,125	2378,35	N°201279	72,92	14,33	2,44	0,00	0,42	0,68	3,89	3,61	0,13	0,12	1,26	99,80
C798	370,5	2380,475	N°12539	66,15	16,07	5,56	0,03	1,73	0,76	2,43	3,79	0,75	0,17	2,40	99,84
C 0009	367,825	2382,315	N°12532	64,25	17,33	5,40	0,03	1,76	0,57	2,35	4,40	0,76	0,14	2,90	99,89
C945	372,45	2386,2	N°201280	66,60	16,04	5,07	0,03	1,52	0,47	2,23	3,75	0,72	0,16	3,25	99,84
C951	372,91	2387,9	N°201281	66,55	16,04	5,33	0,03	1,64	0,65	2,24	3,72	0,74	0,17	2,75	99,86
C992	375,1	2385,2	N°201282	67,30	16,05	4,78	0,00	1,43	0,26	2,11	4,29	0,66	0,17	2,78	99,83
CD163	388,37	2381	N°201247	69,59	15,33	4,05	0,00	1,24	0,29	2,21	4,02	0,52	0,19	2,52	99,96
CD172	387,5	2379,87	N°201248	66,33	16,34	5,34	0,03	1,65	0,52	2,24	3,81	0,74	0,17	2,69	99,86
CD299	388,6	2381,9	N°201249	71,40	12,79	5,68	0,03	1,73	0,26	2,54	2,56	0,73	0,18	1,95	99,85
CF	367,45	2383,1	N°12545	67,81	15,70	4,66	0,03	1,22	0,24	2,10	4,08	0,64	0,11	3,25	99,84
CP001	354,86	2372,86	N°201254	42,07	13,00	8,58	0,12	21,08	7,86	0,90	0,13	0,43	0,11	5,56	99,84
CP008	357,46	2372,64	N°201255	49,30	18,83	6,18	0,09	7,47	11,19	2,33	1,40	0,49	0,08	2,50	99,86
CP027	358,03	2372,89	N°201256	52,53	15,59	10,58	0,14	8,68	7,26	1,83	0,61	0,69	0,13	1,81	99,85
CP075	358,1	2372,75	N°201257	75,75	14,17	1,09	0,03	0,00	0,15	4,74	3,41	0,00	0,08	0,30	99,72
CP100	356,51	2373,16	N°201258	48,11	18,10	5,18	0,08	10,26	15,22	1,52	0,06	0,40	0,09	0,92	99,94

Tabl. 1B - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO2 %	Al2O3%	Fe2O3%	MnO%	MgO%	CaO%	Na2O%	K2O%	TiO2%	P2O5%	PF%	Total%
CP123	357,34	2372,53	N°201259	67,51	14,89	3,90	0,04	1,16	2,18	3,94	2,30	0,41	0,12	3,34	99,79
CP144	354	2372,46	N°201260	46,84	14,03	15,09	0,20	5,85	9,84	2,48	0,37	3,74	0,35	1,41	100,20
CP219	375,14	2376,02	N°201261	59,60	16,60	6,87	0,10	3,30	4,94	4,03	1,34	0,92	0,17	1,97	99,84
CP226	374,96	2375,81	N°201262	59,94	16,61	6,48	0,08	3,20	5,07	4,06	1,58	0,83	0,18	1,82	99,85
CP268	375,14	2376,66	N°201263	54,71	19,32	7,80	0,10	2,67	7,72	4,18	0,96	1,48	0,22	0,69	99,85
CP376	387,83	2382	N°201264	62,92	17,34	7,94	0,04	1,62	4,47	4,39	1,60	0,65	0,18	1,69	99,84
CP499	373,17	2378,49	N°201265	56,57	17,88	7,64	0,12	3,27	6,18	3,96	1,27	1,17	0,22	1,54	99,82
CP512	374,53	2376,94	N°201266	73,10	14,12	2,51	0,03	0,36	1,52	4,09	3,11	0,18	0,09	0,72	99,83
CP547	370,95	2378,77	N°201267	54,78	16,50	9,38	0,12	2,37	6,24	4,36	1,82	1,86	0,42	2,03	99,88
CP560	371	2378,77	N°201268	64,05	15,08	7,16	0,03	1,09	3,19	4,38	2,60	0,81	0,24	1,71	100,43
CS145	376,55	2368,95	N°201277	68,68	15,35	4,03	0,03	0,97	2,03	3,45	3,41	0,53	0,23	1,14	99,85
CS22	379,4	2368	N°201275	71,64	14,66	3,11	0,00	0,71	0,29	2,58	4,60	0,38	0,14	1,75	99,86
CS608	372,38	2366,44	N°201274	70,31	14,68	3,53	0,03	1,02	0,95	4,18	3,21	0,44	0,18	1,32	99,85
CS87	379,6	2368,9	N°201276	71,64	14,75	2,48	0,00	0,58	0,38	3,12	4,86	0,33	0,13	1,55	99,82
DS311	403,4	2362,6	N°201251	77,09	12,69	1,04	0,00	0,16	0,17	2,72	4,88	0,00	0,12	0,90	99,77
DS42	394,4	2367,6	N°201250	69,14	15,49	3,14	0,03	0,82	2,16	3,50	3,89	0,37	0,18	1,12	99,84
DS487	392,7	2370,2	N°201252	71,78	14,79	2,75	0,00	0,60	0,61	3,00	4,34	0,30	0,19	1,45	99,81
DS593	397,4	2369	N°201253	69,19	14,52	4,88	0,07	0,48	1,22	3,82	3,83	0,46	0,19	1,21	99,87
FI10	363,49	2381,75	N°12557	60,42	18,80	5,91	0,03	2,05	0,20	3,71	4,35	0,95	0,21	3,16	99,89
FI134	363,8	2371,55	N°201305	40,27	27,35	12,55	0,07	4,52	0,39	0,12	7,15	1,52	0,28	5,82	99,94
FI160	362,4	2371,85	N°12576	64,29	15,77	6,88	0,06	2,20	1,85	2,45	3,21	0,97	0,21	1,98	99,87
FI189	362,35	2372,85	N°12577	76,54	12,74	0,61	0,00	0,00	0,11	2,34	6,15	0,00	0,06	1,10	99,65
FI203	361,55	2374,125	N°12578	65,27	16,36	5,73	0,04	1,78	0,63	2,25	4,29	0,74	0,18	2,62	99,89
FI221	367,25	2375,775	N°12579	66,86	15,98	5,12	0,00	1,64	0,40	2,40	3,95	0,68	0,16	2,66	99,85
FI49	355,425	2373,475	N°201304	65,96	16,07	6,08	0,03	2,00	0,74	2,29	3,68	0,76	0,19	2,07	99,87
FI58	363,75	2374,475	N°12558	64,95	16,05	5,63	0,04	1,69	1,05	2,31	4,55	0,74	0,20	2,67	99,88
FI70	358,9	2376,39	N°12559	67,58	15,56	4,77	0,00	1,67	0,19	2,08	3,81	0,68	0,14	3,35	99,83
FI71	359,6	2377,075	N°12560	63,93	17,08	5,97	0,04	2,05	0,44	2,17	4,28	0,78	0,19	2,95	99,88
FI72	360,5	2375,48	N°12529	65,53	16,28	5,79	0,04	1,86	0,60	2,29	3,72	0,79	0,18	2,79	99,87
FI94	359,875	2382,7	N°12562	58,39	19,64	6,33	0,04	2,02	0,21	5,97	3,20	0,85	0,16	3,09	99,90
F2037	359,299	2387,6	N°201306	74,60	14,15	1,03	0,00	0,29	0,26	3,18	4,60	0,11	0,21	1,33	99,76
F2053	365,5	2389,725	N°201307	67,48	15,75	4,75	0,03	1,40	0,80	2,57	4,03	0,67	0,20	2,18	99,86

Tabl. 1C - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF %	Total %
F2132	360,075	2385,775	N°201308	66,62	15,68	5,38	0,04	1,56	0,92	2,70	3,94	0,73	0,20	2,10	99,87
F2170	362,525	2389,3	N°201309	66,57	15,96	5,47	0,03	1,77	0,33	2,23	3,98	0,79	0,18	2,56	99,87
F2259	358,55	2385,975	N°201310	67,13	15,85	5,06	0,03	1,61	0,51	2,41	3,90	0,71	0,15	2,50	99,86
F2287	347,775	2373,925	N°201311	66,89	15,80	5,38	0,00	1,77	0,25	2,06	3,93	0,78	0,18	2,83	99,87
F2303	351,65	2375,35	N°201312	66,51	15,84	5,67	0,03	1,66	0,58	2,20	3,73	0,78	0,18	2,68	99,86
F2419	349,025	2384,2	N°201313	67,50	16,45	2,91	0,03	0,99	0,00	2,04	7,47	0,37	0,20	1,88	99,81
F2445	347,8	2385,975	N°201314	65,24	16,22	5,64	0,04	1,80	0,78	2,52	3,82	0,82	0,20	2,80	99,88
F2552	360,447	2388,85	N°201315	66,53	16,33	5,05	0,03	1,53	0,31	2,23	3,81	0,71	0,19	2,94	99,86
F2563	366,25	2385,5	N°201316	66,43	16,01	5,42	0,03	1,66	0,71	2,60	3,71	0,70	0,17	2,42	99,86
F2692	348,25	2385,325	N°201317	54,95	21,08	7,37	0,03	2,28	0,28	4,09	5,62	1,06	0,27	2,91	99,94
F2693	348,425	2385,39	N°201318	66,67	15,57	5,60	0,03	1,85	0,23	2,39	3,91	0,74	0,19	2,69	99,87
F2694	347,51	2382,6	N°201319	75,53	13,09	1,32	0,00	0,28	0,19	2,81	5,38	0,12	0,16	0,89	99,77
F2695	346,65	2382,4	N°201320	67,51	15,69	4,58	0,00	1,41	0,49	2,24	4,76	0,62	0,16	2,39	99,85
F2696	349,3	2378,8	N°201321	66,95	15,80	5,29	0,03	1,71	0,48	2,26	3,74	0,75	0,14	2,72	99,87
F2730	354,95	2379,79	N°201322	67,71	15,48	5,18	0,03	1,57	0,22	2,09	4,23	0,71	0,19	2,75	100,16
F2731	348,775	2382,475	N°201323	65,61	16,09	5,71	0,04	1,83	0,80	2,38	4,02	0,78	0,19	2,44	99,89
F2733	359,3	2387,6	N°201324	67,18	15,76	5,21	0,00	1,67	0,29	2,22	3,71	0,73	0,17	2,91	99,85
F2734	355,65	2376,925	N°201325	66,74	15,63	5,33	0,03	1,59	0,73	2,51	3,87	0,74	0,18	2,52	99,87
F2735	351,375	2383,722	N°201326	66,20	15,61	5,56	0,04	1,83	0,68	2,56	3,84	0,76	0,20	2,60	99,88
F311	358,15	2383,425	N°12563	66,27	16,05	5,25	0,03	1,73	0,39	2,73	3,97	0,74	0,16	2,54	99,86
F324	358,45	2382,475	N°12564	60,54	18,29	5,82	0,03	1,99	0,00	3,19	5,85	0,77	0,16	3,14	99,78
F327	358,3	2382,6	N°12565	63,84	17,20	5,43	0,03	1,90	0,60	2,30	4,52	0,74	0,21	3,11	99,88
F36	363,6	2385,25	N°12555	66,67	15,39	4,97	0,03	1,68	0,97	2,20	4,37	0,68	0,18	2,71	99,85
F369	358,5	2380,2	N°12566	65,80	16,28	5,40	0,00	1,88	0,25	2,11	3,58	0,74	0,19	3,62	99,85
F373	358,45	2379,525	N°12567	66,56	15,60	5,63	0,04	1,85	1,01	2,48	3,72	0,81	0,21	2,43	100,34
F450	361,675	2377,3	N°12568	66,96	15,79	5,25	0,03	1,61	0,64	2,47	3,78	0,68	0,17	2,48	99,86
F547	363,15	2380,78	N°12569	67,03	15,92	5,06	0,03	1,63	0,46	2,27	3,91	0,72	0,15	2,70	99,88
F575	362,15	2374,625	N°12570	67,34	15,63	5,03	0,03	1,54	0,64	2,41	3,89	0,68	0,19	2,49	99,87
F584	365,725	2384,89	N°12571	67,83	15,61	4,41	0,00	1,34	0,67	2,69	4,20	0,55	0,16	2,37	99,83
F0721	363,725	2375,6	N°12572	66,08	15,83	5,61	0,03	1,82	0,61	2,40	3,44	0,79	0,21	3,03	99,85
F0756	356,875	2373,95	N°12573	65,00	16,50	5,85	0,03	1,96	0,45	2,26	3,84	0,80	0,18	3,00	99,87
F0784	361,575	2372,35	N°12574	63,54	15,92	7,29	0,06	2,36	1,80	2,45	3,06	1,03	0,17	2,17	99,85

Tabl. 1D - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF%	Total%
F0903	366,525	2383,82	N°12575	64,79	16,92	4,90	0,04	1,61	0,96	3,05	4,19	0,63	0,18	2,59	99,86
F0096	365,4	2380,625	N°12556	66,90	15,62	5,19	0,03	1,81	0,81	2,55	3,53	0,71	0,20	2,51	99,86
TD096	394,8625	2380,05	N°201269	71,03	14,77	3,35	0,00	0,74	0,15	3,10	3,79	0,34	0,12	2,45	99,84

Tabl. 1E - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Se 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
BS 032	393.4	2385.7	N°201270	1.55	262.04	2.95	0.10	0	0.81	0.00	6.20	0.00	15.98	1.67	2.15	0.00	0.00	4.26	0.00
BS 397	389.085	2365.266	N°201273	1.49	174.34	0.00	0.20	0	0.65	0.00	6.99	0.00	16.39	1.79	1.81	0.11	0.00	4.12	0.00
BS 057	397.3	2363.6	N°201271	8.28	91.31	1.70	1.72	0	0.32	0.00	5.89	6.71	18.03	1.73	2.04	0.15	0.00	4.70	0.00
BS 062	397	2363	N°201272	26.32	82.15	2.26	0.48	0	0.67	0.00	12.32	0.00	17.95	1.98	2.03	0.13	0.00	4.41	0.00
C-1000	373.561	2385.375	N°201283	9.10	695.36	1.93	0.18	0	7.18	77.33	2.34	14.21	26.27	1.19	6.97	0.00	0.66	13.10	25.58
C-1040	376.45	2387.765	N°201284	9.66	779.53	2.09	0.19	0	8.11	77.93	7.20	28.38	22.48	1.50	5.84	0.11	0.00	12.13	15.97
C-1071	378.875	2384.925	N°201285	8.59	750.17	0.00	0.25	0	8.16	78.18	7.95	31.52	21.96	1.51	6.30	0.11	0.00	11.58	20.01
C-1086	376.465	2386.025	N°201286	6.57	635.19	2.66	0.26	0	6.33	70.21	5.77	22.47	21.11	1.49	5.52	0.10	0.00	11.37	25.40
C-1212	382.975	2383.875	N°201287	8.33	611.77	2.17	0.30	0	7.20	71.23	7.02	28.71	21.64	1.79	5.88	0.12	0.68	11.17	16.10
C-1252	384.1	2382.75	N°201288	8.67	196.54	1.98	0.21	0	5.03	55.70	3.84	19.29	20.28	1.80	4.94	0.00	0.00	8.93	22.92
C-1258	382.775	2382.25	N°201289	27.00	529.60	1.56	0.40	0	4.32	46.93	5.22	28.53	21.07	1.97	5.58	0.12	0.56	9.11	15.54
C-0127	371.725	2378.425	N°12542	3.23	563.82	1.87	0.10	0.00	5.82	57.18	5.21	23.13	23.10	1.06	6.23	0.00	0.00	9.89	12.15
C-1345	383.9	2376.025	N°201290	8.31	604.97	2.17	0.22	0	7.74	74.41	3.56	24.12	22.85	1.52	5.91	0.10	0.82	11.13	22.99
C-0143	378.55	2379.75	N°12538	6.39	607.84	1.70	0.31	0.00	6.83	65.95	4.55	30.35	20.06	1.54	5.68	0.10	0.51	9.97	18.96
C-1430	381	2379.3	N°201291	1.35	181.95	2.47	0.00	0.36	31.04	22.26	1.97	18.83	29.22	1.68	8.75	0.15	1.99	32.85	22.63
C-1441	379.95	2379.2	N°201292	86.01	331.95	1.94	0.00	0	2.16	9.54	5.90	8.41	18.98	1.72	2.97	0.00	0.00	5.66	0.00
C-1507	379.8	2383.525	N°201293	0.75	42.40	0.00	0.21	0	1.72	0.00	8.22	0.00	17.01	3.04	1.48	0.00	0.00	5.48	0.00
C-1538	380.525	2382.1	N°201294	2.99	575.08	2.49	0.28	0.3	11.80	79.86	5.95	31.47	21.73	1.75	6.27	0.00	0.59	10.70	27.72
C-1547	380.05	2383.475	N°201295	30.93	61.85	0.00	1.95	0	2.18	0.00	8.07	0.00	18.13	2.99	2.32	0.00	0.00	6.51	0.00
C-1552	374.4	2377.685	N°201296	6.76	708.58	2.01	0.27	0	6.10	78.00	7.11	21.26	20.76	1.66	5.75	0.11	0.65	11.09	15.02
C-1553	374.425	2377.625	N°201297	0.00	479.99	2.32	0.37	0	4.23	0.00	2.08	17.86	20.32	1.40	4.36	0.00	0.00	5.89	0.00
C-1554	376.375	2377.325	N°201298	24.66	891.67	1.83	0.34	0	0.82	0.00	2.02	15.51	19.11	1.71	3.32	0.00	0.00	5.54	0.00
C-1556	376.525	2377.325	N°201299	7.51	718.00	1.90	0.33	0	5.85	71.46	3.76	23.98	22.09	1.63	5.11	0.00	0.44	11.44	14.48
C-1558	373.25	2378.275	N°201300	1.83	468.74	1.69	0.00	0	1.40	0.00	1.95	0.00	16.49	1.10	2.75	0.00	0.00	4.34	0.00
C-0016	369.85	2381.625	N°12536	8.26	667.38	2.84	0.88	0.00	7.71	80.77	6.87	25.26	22.82	1.63	5.86	0.40	11.02	29.23	
C-0172	367.05	2377.325	N°12561	53.61	726.42	1.48	0.24	0.00	4.99	69.34	11.65	16.38	21.96	1.64	5.88	0.10	0.51	10.60	12.37
C-0174	367.12	2377.9	N°12530	15.86	700.89	1.89	0.59	0.00	5.55	79.46	4.90	24.30	21.93	1.76	5.84	0.11	0.42	10.89	13.78
C-0207	375.525	2379.075	N°12551	8.34	717.22	1.86	0.21	0.00	5.65	67.36	4.03	21.59	20.42	1.49	5.86	0.10	0.41	9.91	21.17
C-0220	373.225	2377.1	N°12544	7.58	735.52	1.73	0.30	0.00	4.71	65.06	5.08	24.14	20.67	1.54	5.52	0.11	0.42	9.71	15.38
C-2349	372.15	2365.9	N°201301	20.87	205.63	2.27	0.90	0	0.97	0.00	9.27	0.00	18.27	1.91	2.00	0.12	0.00	5.73	0.00
C-2403	385.5	2384.075	N°201302	0.00	72.88	0.00	0.00	0	45.53	176.90	1.98	85.59	22.63	1.57	4.55	0.00	0.79	18.93	84.98
C-2404	372.415	2366.375	N°201303	1.64	145.33	1.59	0.80	0	1.16	0.00	3.32	9.80	19.65	1.65	1.91	0.12	0.00	5.52	0.00
C-270	373.25	2378.175	N°12537	4.21	515.48	2.08	0.00	0.00	5.80	58.45	5.38	23.79	20.78	1.61	6.25	0.00	0.86	9.23	15.57

Tabl. 2A - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
C274	372,875	2378,91	N°12548	6,46	611,40	2,29	0,00	0,00	6,66	57,57	4,05	17,50	22,08	1,51	5,67	0,00	0,00	9,07	20,03
C275	369,4	2380,825	N°12543	18,16	527,23	1,42	0,28	0,00	3,26	59,59	3,45	19,66	18,49	1,17	5,86	0,00	0,46	9,65	14,16
C295	367,675	2378,56	N°12540	25,09	548,89	1,70	0,57	0,00	7,59	73,99	5,75	22,87	21,10	1,51	5,27	0,00	0,73	10,08	15,23
C303	374	2378,35	N°12546	8,83	764,60	2,55	0,19	0,4793	10,83	72,96	6,90	39,66	23,16	1,71	6,23	0,10	1,42	10,71	21,15
C338	374,5	2381,574	N°12533	6,14	668,44	2,25	0,24	0,00	10,84	67,97	6,25	22,54	20,16	1,41	5,10	0,11	0,47	9,97	19,97
C334	368,85	2381,425	N°12535	9,86	676,98	2,63	0,35	0,3486	7,86	64,14	7,72	33,99	21,38	1,64	6,36	0,00	1,36	9,98	15,28
C341	376,675	2383,35	N°12541	12,55	715,46	1,62	0,42	0,00	6,50	70,98	5,42	19,99	21,05	1,62	5,45	0,00	0,66	9,76	18,75
C358	376,575	2378,21	N°12550	4,82	628,69	2,22	0,26	0,00	9,56	74,77	6,61	28,80	22,83	1,79	6,48	0,00	0,52	10,44	16,51
C407	373,875	2377,5	N°12531	9,56	542,62	1,98	0,22	0,00	4,63	63,49	3,31	18,85	20,12	1,97	5,10	0,00	0,48	8,97	16,95
C418	380,425	2382,225	N°1201278	7,21	601,20	2,31	0,16	0	6,23	78,37	4,49	24,35	22,71	1,63	5,38	0,00	0,93	11,25	21,59
C43	368,725	2383,11	N°12534	7,13	815,38	2,42	0,28	0,00	5,70	61,62	5,85	18,39	21,23	1,72	5,62	0,11	0,42	10,12	12,22
C511	378,25	2378	N°12553	13,44	535,65	2,29	0,00	0,00	4,72	55,07	6,30	15,59	20,16	1,61	5,10	0,00	0,68	9,00	14,35
C59	381,25	2379,05	N°12554	73,74	277,63	1,85	2,06	0,00	1,96	6,64	5,12	20,17	16,70	1,54	2,86	0,11	0,66	4,66	0,00
C749	377,375	2377,45	N°12549	8,61	648,27	1,86	0,26	0,00	5,75	69,67	3,95	26,59	21,50	1,56	5,23	0,00	0,61	9,67	17,32
C757	377,15	2377,975	N°12552	9,13	705,92	1,88	0,30	0,00	8,64	74,60	5,84	26,23	21,53	1,49	6,26	0,10	0,46	10,20	26,28
C779	373,8	2378	N°12547	1,05	411,28	2,52	1,49	0,00	5,21	7,04	2,52	35,14	19,70	1,55	4,69	0,00	0,00	5,21	0,00
C791	373,125	2378,35	N°1201279	3,26	486,77	2,10	3,95	0	1,54	0,00	2,15	61,05	16,82	1,19	2,81	0,00	1,46	4,59	0,00
C798	370,5	2380,475	N°12539	6,93	641,03	1,71	0,21	0,00	6,95	69,39	5,98	31,80	22,24	1,69	5,93	0,11	0,44	11,00	19,81
C0009	367,825	2382,315	N°12532	6,56	856,08	2,09	0,30	0,00	6,07	103,73	6,38	23,04	22,52	1,75	6,01	0,00	3,87	10,92	28,75
C945	372,45	2386,2	N°1201280	6,31	607,19	2,56	0,25	0	6,36	65,77	3,98	28,13	21,96	1,43	5,39	0,00	0,44	11,38	12,86
C951	372,91	2387,9	N°1201281	6,49	686,37	1,83	0,15	0	6,56	71,74	6,62	28,03	20,82	1,54	5,99	0,11	0,00	10,94	14,85
C992	375,1	2385,2	N°1201282	9,73	654,06	2,18	0,39	0	5,95	66,73	4,95	23,77	21,32	1,34	5,32	0,10	0,00	10,55	12,31
CD163	388,37	2381	N°1201247	2,66	465,67	1,65	0,00	0	5,03	48,84	4,52	22,00	19,85	1,52	4,76	0,00	0,00	9,09	11,45
CD172	387,5	2379,87	N°1201248	7,86	644,68	2,07	0,25	0	5,31	66,04	5,28	24,20	21,70	1,68	5,40	0,00	0,00	10,69	16,39
CD299	388,6	2381,9	N°1201249	1,85	533,75	0,00	0,00	0	10,48	65,46	1,98	15,56	17,97	0,85	6,11	0,10	0,00	10,38	30,51
CF	367,45	2383,1	N°12545	4,74	680,05	2,04	0,23	0,00	4,77	58,51	3,84	19,18	20,09	1,54	5,75	0,10	0,70	10,13	14,66
CP001	354,86	2372,86	N°1201254	0,00	16,84	0,00	0,00	0	76,84	524,36	1,56	48,76	9,02	0,99	0,70	0,00	0,00	0,60	272,69
CP008	357,46	2372,64	N°1201255	5,55	137,10	0,00	0,00	0	33,10	509,30	3,40	41,98	14,56	1,16	0,68	0,00	0,00	0,44	51,52
CP027	358,03	2372,89	N°1201256	47,66	98,53	0,00	0,08	0	51,81	343,37	2,29	98,87	16,55	1,54	2,01	0,00	0,00	3,63	181,07
CP075	358,1	2372,75	N°1201257	60,96	21,54	0,00	5,67	0	0,33	0,00	12,92	0,00	25,76	3,69	1,89	0,26	0,00	17,24	0,00
CP100	356,51	2373,16	N°1201258	0,00	15,02	0,00	0,00	0	32,89	1684,11	1,12	73,24	12,08	1,30	0,59	0,00	0,00	0,33	138,21
CP123	357,34	2372,53	N°1201259	1,17	149,65	1,99	0,00	0	6,08	15,25	5,98	0,00	20,91	1,61	4,75	0,00	0,00	5,51	5,42
CP144	354	2372,46	N°1201260	0,00	123,65	0,00	0,00	0	46,53	58,31	0,94	28,35	22,66	1,45	5,27	0,13	1,15	22,51	24,83
CP219	375,14	2376,02	N°1201261	2,36	210,19	0,00	0,00	0	18,35	55,91	1,60	6,44	20,11	1,29	3,74	0,00	0,00	4,76	22,08

Tabl. 2B - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	BI 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
CP226	374,96	2375,81	N°201262	2,27	223,79	0,00	0,00	0	16,38	58,92	1,50	13,95	19,87	1,14	4,70	0,00	0,00	3,83	18,82
CP268	375,14	2376,66	N°201263	2,38	175,14	0,00	0,00	0	18,42	47,79	0,98	22,23	21,57	1,13	3,58	0,00	1,06	5,32	17,92
CP276	387,83	2382	N°201264	0,00	290,05	0,00	0,00	0,31	8,81	12,00	1,80	0,00	20,83	1,31	6,35	0,00	0,51	5,16	0,00
CP499	373,17	2378,49	N°201265	1,95	186,30	0,00	0,19	0	18,33	10,46	2,79	10,38	20,09	1,25	4,43	0,00	0,00	5,14	8,58
CP512	374,53	2376,94	N°201266	2,11	468,06	2,11	0,00	0	2,81	18,33	1,44	5,94	18,80	1,36	4,20	0,00	1,85	6,19	0,00
CP547	370,95	2378,77	N°201267	0,00	318,06	2,25	0,00	0	18,96	11,13	1,25	12,47	32,89	1,66	10,94	0,13	1,29	27,08	9,45
CP560	371	2378,77	N°201268	0,00	463,80	3,73	0,00	0	9,14	17,29	13,33	0,00	22,41	1,52	5,60	0,00	0,00	11,79	5,97
CS145	376,55	2368,95	N°201277	5,24	541,58	0,00	0,00	0	4,94	17,29	13,33	0,00	22,41	1,52	5,60	0,00	0,00	11,79	5,97
CS22	379,4	2368	N°201275	3,97	808,13	2,01	0,00	0	3,03	16,21	4,35	9,38	19,58	1,40	5,99	0,00	0,60	7,63	6,21
CS608	372,38	2366,44	N°201274	0,78	582,12	2,67	0,20	0	4,55	16,99	1,26	8,55	19,80	1,07	5,96	0,00	0,00	8,27	6,72
C587	379,6	2368,9	N°201276	11,16	525,17	2,75	0,67	0	2,51	12,95	4,74	8,86	17,37	1,29	3,81	0,00	0,00	5,90	0,00
DS311	403,4	2362,6	N°201251	1,46	310,38	0,00	0,50	0	2,48	0,00	3,48	0,00	12,67	1,72	1,96	0,00	0,00	3,03	12,47
DS42	394,4	2367,6	N°201250	0,00	493,72	2,14	0,00	0	4,31	13,25	4,56	0,00	19,18	1,48	4,69	0,00	0,00	6,69	0,00
DS487	392,7	2370,2	N°201252	2,95	482,72	2,76	0,00	0	3,40	12,26	4,43	0,00	19,84	1,28	4,34	0,00	0,00	7,14	0,00
DS593	397,4	2369	N°201253	14,22	707,16	2,20	0,47	0	2,81	0,00	1,25	26,83	20,24	1,14	10,51	0,19	0,00	12,00	0,00
F110	363,49	2381,75	N°12557	1,57	900,79	1,58	0,12	0,00	11,48	89,50	2,97	29,35	24,94	1,48	6,67	0,11	0,00	13,44	39,85
F1134	363,8	2371,55	N°201305	15,70	931,59	3,27	0,00	0	16,85	151,92	5,64	0,00	35,88	1,81	10,27	0,14	0,92	18,77	58,07
F1160	362,4	2371,85	N°12576	6,16	596,35	1,98	0,20	0,00	12,64	74,96	5,45	27,65	22,04	1,57	6,00	0,00	0,61	9,36	25,76
F1189	362,55	2372,85	N°12577	0,52	224,97	0,00	0,12	0,00	1,13	5,66	4,03	5,71	10,90	1,39	7,99	0,00	0,00	2,51	0,00
F1203	361,55	2374,125	N°12578	7,82	860,75	2,12	0,30	0,00	8,58	84,63	9,06	45,37	21,77	1,89	5,57	0,00	0,69	10,05	24,08
F1221	357,25	2375,775	N°12579	8,77	689,32	1,77	0,24	0,00	6,04	61,58	5,39	25,05	19,80	1,44	5,46	0,00	0,00	9,44	16,59
F149	355,925	2375,475	N°201304	6,50	618,38	2,03	0,24	0	13,33	83,45	9,20	27,43	22,15	1,68	5,60	0,00	0,65	10,56	42,24
F158	363,75	2374,475	N°12558	2,48	749,98	2,47	0,13	0,00	10,94	78,52	7,51	27,45	22,50	1,13	6,45	0,00	1,02	11,02	31,45
F170	358,9	2376,39	N°12559	8,25	723,38	1,68	0,29	0,00	5,52	63,88	3,72	22,20	21,11	1,37	5,83	0,00	0,59	9,98	15,80
F171	359,6	2377,075	N°12560	10,25	730,30	1,98	0,44	0,00	7,43	76,11	8,25	30,30	24,41	1,54	6,30	0,00	0,55	11,63	17,37
F172	360,5	2375,48	N°12529	9,13	708,73	1,80	0,96	0,00	10,38	76,89	6,80	23,81	20,83	1,72	6,39	0,00	1,45	10,86	16,09
F194	359,875	2382,7	N°12562	8,39	857,92	1,53	0,21	0,00	11,97	82,46	2,24	15,36	28,49	0,66	8,33	0,11	0,00	12,53	33,55
F2037	359,299	2387,6	N°201306	3,13	179,05	0,00	1,22	0	0,73	9,21	8,36	0,00	17,00	2,46	1,84	0,00	0,00	4,83	0,00
F2053	365,5	2389,725	N°201307	8,39	724,64	0,00	0,28	0	4,83	66,92	9,92	20,99	20,17	1,77	5,18	0,10	0,46	10,55	18,62
F2132	360,075	2385,775	N°201308	7,25	728,69	1,93	0,09	0,3111	6,61	70,57	5,73	28,91	21,76	1,46	5,65	0,00	1,05	11,68	21,77
F2170	362,525	2389,3	N°201309	22,23	712,89	1,84	0,47	0	7,57	80,68	10,63	16,99	22,31	1,77	6,07	0,11	0,00	12,33	14,35
F2259	358,55	2385,975	N°201310	7,00	665,23	1,81	0,20	0	5,30	61,49	6,29	16,21	21,14	1,51	5,62	0,00	0,00	10,95	14,80
F2287	347,775	2373,925	N°201311	4,69	729,01	2,18	0,18	0,3186	3,32	77,08	4,24	19,76	20,25	1,46	5,77	0,00	0,57	10,86	17,62
F2303	351,65	2375,35	N°201312	4,33	635,47	1,94	0,29	0	11,38	80,35	8,57	35,90	21,20	1,70	6,04	0,12	0,48	11,69	27,55

Tabl. 2C - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
F2419	349,025	2384,2	N°201313	8,79	1193,84	0,00	0,33	0	1,57	19,77	4,83	48,24	18,81	1,69	5,26	0,00	0,00	9,96	7,08
F2445	347,8	2385,975	N°201314	8,06	802,45	1,94	0,29	0	9,16	79,22	8,07	28,57	23,10	1,57	6,04	0,00	0,42	12,43	22,28
F2552	360,447	2388,85	N°201315	22,90	632,28	2,55	0,32	0	4,87	79,15	17,92	28,91	22,69	1,95	5,84	0,18	0,41	12,46	23,53
F2563	366,25	2385,5	N°201316	7,71	653,57	2,05	0,09	0	6,62	73,00	6,82	22,90	21,67	1,58	5,03	0,00	0,41	11,04	16,23
F2692	348,25	2385,325	N°201317	11,96	1336,29	0,00	0,00	0	13,19	107,07	3,95	35,23	24,25	1,75	8,48	0,00	0,97	16,68	41,60
F2693	348,425	2385,39	N°201318	9,13	771,93	1,92	0,09	0	8,69	70,48	3,56	25,67	21,34	1,45	5,67	0,00	0,54	11,05	26,33
F2694	347,51	2382,6	N°201319	0,00	162,24	0,00	8,62	0	1,37	8,13	3,07	5,57	13,61	1,79	2,50	0,00	0,00	4,74	0,00
F2695	346,65	2382,4	N°201320	5,99	840,65	2,15	0,33	0	5,75	61,62	6,48	21,06	20,41	1,42	5,78	0,00	0,00	9,83	13,12
F2696	349,3	2378,8	N°201321	3,27	697,68	2,42	0,25	0	5,21	76,11	6,29	23,73	21,78	1,50	6,03	0,00	0,57	11,43	15,62
F2730	354,95	2379,79	N°201322	17,48	862,64	0,00	0,22	0	6,57	68,52	4,34	24,22	22,09	1,58	5,51	0,00	1,06	11,54	25,11
F2731	348,775	2382,475	N°201323	12,96	820,77	1,87	0,44	0	7,63	82,56	8,49	30,61	23,55	1,49	5,73	0,11	0,00	12,69	16,96
F2733	359,3	2387,6	N°201324	10,00	698,74	1,79	0,28	0	6,78	71,35	5,90	27,25	21,98	1,76	6,00	0,00	0,41	11,24	27,74
F2734	355,65	2376,925	N°201325	7,35	712,31	2,39	0,25	0,3147	5,09	71,89	7,67	24,86	21,63	1,54	5,76	0,00	0,45	11,15	16,17
F2735	351,375	2383,722	N°201326	5,78	688,84	2,59	0,11	0,3011	4,81	75,96	4,30	25,98	22,21	1,38	5,79	0,00	0,89	11,60	16,96
F311	358,15	2383,425	N°12563	3,52	658,20	1,84	0,29	0,00	5,75	69,87	4,18	16,57	21,22	1,37	5,78	0,10	0,65	10,31	15,80
F324	358,45	2382,475	N°12564	59,90	616,63	1,22	0,21	0,00	6,69	70,63	4,37	5,69	22,35	0,92	5,95	0,00	0,91	11,06	23,61
F327	358,3	2382,6	N°12565	5,14	877,09	2,53	0,23	0,00	6,31	70,39	6,35	25,36	24,56	1,54	5,90	0,00	0,42	11,22	14,80
F36	363,6	2385,25	N°12555	0,70	701,60	1,60	0,00	0,00	9,26	68,55	4,72	28,56	21,17	1,26	5,90	0,00	0,83	10,60	27,81
F369	358,5	2380,2	N°12566	7,16	642,48	2,46	0,26	0,00	6,16	74,64	4,29	27,14	21,26	1,43	6,19	0,10	0,48	10,63	16,30
F373	358,45	2379,525	N°12567	6,23	688,21	1,79	0,24	0,00	6,85	76,02	6,76	27,91	21,38	1,54	5,63	0,00	1,02	11,21	17,84
F450	361,675	2377,3	N°12568	6,86	701,69	2,09	0,26	0,00	8,60	65,39	6,62	27,98	20,90	1,77	6,13	0,00	0,53	9,86	29,55
F457	363,15	2380,78	N°12569	5,35	730,57	1,82	0,25	0,00	5,72	69,10	5,53	21,71	21,42	1,57	5,86	0,00	0,43	10,48	14,40
F575	362,15	2374,625	N°12570	7,24	715,49	2,53	0,25	0,00	5,53	64,16	4,95	20,57	21,61	1,34	5,54	0,10	0,00	10,34	18,09
F584	365,725	2384,89	N°12571	4,28	672,26	2,26	0,08	0,00	5,83	53,25	5,81	20,53	19,92	1,46	5,11	0,00	0,57	8,44	15,75
F0721	363,725	2375,6	N°12572	10,13	547,94	1,72	0,27	0,00	4,18	72,50	3,97	17,09	22,39	1,56	7,00	0,00	0,42	11,75	15,93
F0756	356,875	2375,95	N°12573	9,75	670,16	2,67	0,44	0,319	7,13	87,92	10,46	36,72	22,45	1,40	6,42	0,00	1,31	11,00	24,08
F0784	361,575	2372,35	N°12574	5,98	508,87	2,45	0,21	0,00	12,19	79,58	6,03	25,89	21,89	1,51	6,47	0,13	0,54	9,77	25,40
F0903	366,525	2383,82	N°12575	3,45	703,01	1,72	0,12	0,00	5,91	59,33	3,83	20,93	22,79	1,73	5,70	0,11	0,77	9,94	16,01
F0096	365,4	2380,625	N°12556	8,27	589,36	1,56	0,13	0,00	5,92	68,75	6,23	25,35	21,70	1,46	4,95	0,00	1,11	10,26	15,68
TD096	394,8625	2380,05	N°201269	3,53	533,37	1,50	0,10	0,00	1,06	6,35	3,54	7,16	20,27	1,48	4,30	0,00	0,00	6,18	0,00

Tabl. 2D - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
BS 032	393,4	2365,7	N°201270	20,51	196,86	0,00	5,16	32,48	1,00	4,45	4,61	6,10	3,23	17,15	18,57	57,33
BS 097	389,085	2365,265	N°201273	6,34	199,97	0,18	15,51	34,22	1,43	2,86	1,50	1,63	3,30	8,35	12,17	33,75
BS 087	397,3	2363,6	N°201271	18,13	209,76	0,00	18,03	28,94	0,99	2,85	3,64	2,36	5,12	16,04	21,78	49,63
BS 062	397	2363	N°201272	17,50	223,63	0,00	19,33	12,31	0,97	2,96	7,18	2,83	4,59	13,58	42,01	50,21
C 1000	375,561	2385,375	N°201283	14,14	114,81	0,17	4,13	143,99	1,07	11,70	3,92	119,92	2,76	28,19	81,76	267,20
C 1040	376,45	2387,765	N°201284	19,60	150,50	0,17	4,67	85,90	1,01	11,83	3,83	108,68	1,48	33,95	72,68	226,69
C 1071	378,875	2384,925	N°201285	20,00	141,74	0,17	4,38	97,79	1,01	11,36	2,86	107,41	2,13	28,70	76,30	230,88
C 1086	376,465	2386,025	N°201286	25,02	136,25	0,19	4,24	99,50	1,02	10,91	3,90	96,37	1,16	30,42	73,84	211,98
C 1212	382,975	2383,875	N°201287	18,05	137,66	0,19	3,66	91,09	0,99	9,74	3,78	102,43	1,35	32,68	72,77	224,13
C 1252	384,1	2382,75	N°201288	10,01	86,70	0,80	4,37	59,50	0,84	7,63	4,14	80,80	2,29	34,94	62,53	179,64
C 1258	382,775	2382,25	N°201289	19,59	145,04	0,66	6,00	69,84	0,95	10,04	5,38	70,90	1,99	36,86	77,73	207,77
C 0127	371,725	2378,425	N°12542	16,15	163,37	9,92	2,20	61,77	0,87	9,89	2,84	88,10	1,86	23,54	52,55	228,40
C 1345	383,9	2376,025	N°201290	17,65	126,39	0,58	4,00	85,65	0,98	11,21	5,09	107,08	2,14	28,82	76,91	224,51
C 0143	378,55	2379,75	N°12538	20,92	122,77	0,25	3,87	98,78	0,87	10,41	3,56	92,82	1,03	26,28	71,20	206,45
C 1430	381	2379,3	N°201291	8,90	28,25	0,00	3,67	277,55	2,51	4,59	1,36	319,91	0,77	50,15	170,83	333,79
C 1441	379,95	2379,2	N°201292	17,00	181,03	0,10	3,21	70,82	0,91	6,97	5,08	23,87	1,73	25,35	24,10	106,58
C 1507	379,8	2383,525	N°201293	15,33	191,81	0,19	9,56	28,59	2,03	0,94	2,67	0,00	3,01	7,63	9,27	23,84
C 1538	380,525	2382,1	N°201294	21,47	122,81	0,30	4,22	100,94	0,97	10,44	3,59	111,49	1,51	33,22	96,29	222,47
C 1547	380,05	2383,475	N°201295	10,83	188,19	0,42	18,09	35,01	2,22	1,01	7,39	0,00	4,60	8,95	6,99	40,46
C 1552	374,4	2377,685	N°201296	22,24	141,23	0,12	3,53	107,74	1,00	10,53	3,99	104,41	1,10	32,49	69,33	214,16
C 1553	374,425	2377,625	N°201297	12,38	101,85	0,00	2,31	134,62	0,64	8,05	2,52	21,20	0,26	33,11	21,58	168,84
C 1554	376,375	2377,525	N°201298	21,60	178,01	0,26	5,93	86,58	0,65	7,45	3,15	2,90	2,30	20,59	30,96	111,69
C 1556	376,525	2377,325	N°201299	20,04	128,51	0,34	3,62	111,72	0,97	9,50	3,49	103,86	1,39	32,86	66,98	208,79
C 1558	373,25	2378,275	N°201300	13,77	130,93	0,00	3,15	93,87	0,50	7,56	3,00	12,45	0,73	15,22	24,80	91,78
C 0016	369,85	2381,625	N°12536	19,83	170,73	0,20	4,38	74,90	1,17	11,29	4,44	110,54	1,44	24,59	86,62	195,15
C 0172	367,05	2377,325	N°12561	20,20	158,01	0,86	4,47	101,61	1,00	10,78	3,89	88,06	4,26	34,49	65,55	212,61
C 0174	367,12	2377,9	N°12560	21,56	138,18	0,26	3,57	86,20	1,13	11,54	4,61	107,26	1,47	31,96	68,54	214,27
C 0207	375,525	2379,075	N°12551	20,54	127,26	0,25	3,36	83,88	0,96	10,71	3,86	92,54	1,30	23,30	68,06	209,83
C 0220	375,225	2377,1	N°12544	22,24	135,30	0,22	3,33	101,04	0,95	11,43	3,34	88,89	1,36	26,89	89,54	188,34
C 2349	372,15	2365,9	N°201301	18,02	207,88	0,00	15,16	34,65	1,20	3,88	6,79	5,91	3,96	15,53	40,67	61,65
C 2403	385,5	2384,075	N°201302	1,06	8,07	0,00	1,73	316,13	1,39	1,13	0,37	294,65	0,20	28,24	128,57	182,81
C 2404	372,415	2366,375	N°201303	16,00	173,76	0,00	10,48	38,07	1,73	3,31	4,83	2,27	2,53	14,80	18,79	46,24
C 270	373,25	2378,175	N°12537	16,34	126,61	0,00	2,37	88,53	0,99	10,25	4,23	85,97	0,97	27,98	56,97	216,26

Tabl. 2E - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
C274	372,875	2378,91	N°12548	20,49	127,92	0,23	2,74	82,25	0,87	10,98	3,85	86,89	0,72	24,45	79,87	215,31
C275	369,4	2380,825	N°12543	23,17	104,45	0,48	3,62	67,75	0,94	10,59	6,44	82,46	1,41	23,82	55,72	202,18
C295	367,675	2378,56	N°12540	20,16	131,97	0,27	3,63	72,46	1,05	9,59	9,70	94,70	1,58	23,47	79,06	180,45
C303	374	2378,35	N°12546	21,39	160,13	0,19	4,19	96,62	1,05	11,35	3,89	98,38	1,51	33,86	188,13	222,38
C338	374,5	2381,574	N°12533	20,66	161,57	0,22	3,96	88,12	0,96	10,52	3,83	94,05	1,18	44,27	87,91	180,95
C34	368,85	2381,425	N°12535	21,86	147,55	0,22	3,85	90,10	1,01	11,81	3,92	89,84	1,26	38,05	74,97	217,65
C341	376,675	2383,35	N°12541	18,65	143,35	0,25	3,58	70,90	1,05	10,68	6,36	92,51	3,47	24,90	71,53	186,38
C358	376,575	2378,21	N°12550	19,06	139,89	0,81	3,89	101,30	1,09	11,63	5,01	102,07	1,45	36,39	72,62	223,52
C407	372,875	2377,5	N°12531	14,46	106,28	0,21	3,60	60,29	0,94	9,51	3,21	86,39	2,35	24,38	60,43	177,21
C418	380,425	2382,225	N°201278	18,18	126,28	0,22	3,19	95,75	1,01	11,46	3,59	106,14	1,07	30,76	66,46	217,15
C43	368,725	2383,11	N°12534	26,49	166,27	0,16	3,92	100,16	1,02	10,14	4,68	79,77	1,54	28,16	81,24	186,99
C511	378,25	2378	N°12553	19,18	147,25	0,14	2,65	74,96	1,05	9,36	5,30	75,43	0,99	27,81	56,96	177,95
C59	381,25	2379,05	N°12554	22,19	181,91	0,16	15,91	65,33	0,88	4,04	7,52	19,02	2,91	22,05	41,20	85,62
C749	377,375	2377,25	N°12549	20,18	130,00	0,22	3,90	81,57	0,97	9,60	4,59	94,61	1,70	25,57	70,23	191,30
C757	377,15	2377,975	N°12552	24,44	141,05	0,38	3,85	84,47	1,03	11,15	4,42	101,67	1,36	25,75	105,93	208,48
C779	373,8	2378	N°12547	8,31	119,63	0,00	3,90	149,48	0,65	8,71	3,43	38,84	0,83	25,73	23,65	172,06
C791	373,125	2378,35	N°201279	14,04	134,34	0,12	4,66	102,41	0,58	7,13	4,05	11,12	2,31	21,77	22,18	91,09
C798	370,5	2380,475	N°12539	22,22	143,12	0,39	3,02	105,65	0,96	10,32	3,40	97,79	0,99	33,88	93,64	216,77
C009	367,825	2382,315	N°12532	21,65	168,52	0,20	3,91	96,64	1,05	12,16	3,48	94,41	1,02	28,20	89,76	206,75
C945	372,45	2386,2	N°201280	20,90	140,79	0,23	3,36	94,42	1,09	10,60	5,20	92,79	1,77	29,28	66,95	211,52
C951	372,91	2387,9	N°201281	20,91	135,05	0,11	3,99	87,97	1,05	11,08	4,54	101,37	1,28	35,90	63,81	214,79
C992	375,1	2385,2	N°201282	21,10	151,43	0,23	4,19	91,08	1,04	10,59	4,88	91,11	1,43	31,44	57,77	193,96
CD163	388,37	2381	N°201247	21,14	155,51	0,27	5,31	62,26	1,06	10,16	4,12	71,75	1,46	25,30	47,15	172,05
CD172	387,5	2379,87	N°201248	20,76	140,78	0,41	4,38	84,00	0,95	11,20	3,98	102,41	1,44	33,75	61,89	214,94
CD299	388,6	2381,9	N°201249	15,97	91,75	1,94	4,94	39,72	0,92	10,76	2,48	102,26	0,79	29,39	78,70	217,52
CF	367,45	2383,1	N°12545	23,12	151,84	0,30	3,91	86,64	1,06	11,10	4,33	77,78	1,62	29,13	71,07	206,33
CP001	354,86	2372,86	N°201254	0,00	4,33	0,00	0,00	79,17	0,05	0,25	0,00	91,61	0,00	9,34	50,54	27,98
CP008	357,46	2372,64	N°201255	4,47	61,40	0,91	0,00	173,30	0,04	0,20	0,00	167,48	0,23	11,23	38,28	24,38
CP027	358,03	2372,89	N°201256	4,30	28,16	0,78	7,34	102,45	0,32	2,71	1,03	174,75	0,32	15,45	99,86	80,11
CP075	358,1	2372,75	N°201257	2,41	515,96	1,52	57,04	0,00	4,17	4,42	3,36	0,00	2,80	12,45	60,32	17,73
CP100	356,51	2373,16	N°201258	0,00	3,68	0,13	0,00	106,19	0,03	0,11	0,00	162,61	0,00	9,16	29,59	21,87
CP123	357,34	2372,53	N°201259	7,41	91,07	0,58	1,76	86,13	0,62	8,36	3,00	50,74	4,11	30,28	42,58	174,02
CP144	354	2372,46	N°201260	1,76	10,09	0,30	1,78	316,56	1,75	2,02	0,64	366,33	0,28	30,86	146,17	207,68
CP219	375,14	2376,02	N°201261	4,44	47,36	0,00	1,92	274,40	0,47	4,45	1,12	144,45	0,28	27,35	68,46	154,38

Tabl. 2F - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
CP226	374,96	2375,81	N°201262	5,87	51,33	0,00	1,99	250,31	0,39	3,58	1,32	128,22	0,66	26,53	71,11	178,32
CP268	375,14	2376,66	N°201263	5,42	21,33	0,14	1,42	279,29	0,43	2,20	0,85	169,74	0,31	31,42	92,46	134,49
CP376	387,83	2382	N°201264	5,67	57,14	0,35	2,41	325,30	0,44	4,46	1,52	66,13	0,37	31,70	35,92	256,05
CP499	373,17	2378,49	N°201265	4,54	56,47	0,00	4,52	248,62	0,41	3,61	0,89	162,38	1,28	39,79	88,27	167,93
CP512	374,53	2376,94	N°201266	17,76	83,58	0,00	1,45	134,74	0,65	10,52	3,59	16,13	7,59	26,53	29,34	152,93
CP547	370,95	2378,77	N°201267	3,11	43,23	0,00	2,78	356,76	2,07	4,47	1,59	163,82	0,70	49,76	131,54	441,81
CP560	371	2378,77	N°201268	6,75	54,72	0,00	3,94	254,00	2,63	8,60	3,08	44,04	0,68	67,56	109,12	860,99
CS145	376,55	2368,95	N°201277	17,89	145,60	0,00	5,93	131,38	1,08	9,40	3,90	46,80	1,76	66,06	61,06	227,80
CS22	379,4	2368	N°201275	18,91	151,41	0,32	5,25	87,61	0,75	13,20	4,77	35,35	1,66	26,32	44,84	203,28
CS608	372,38	2366,44	N°201274	23,69	101,35	0,00	4,23	86,72	0,77	12,10	5,06	38,53	1,17	33,60	58,34	218,96
CS87	379,6	2368,9	N°201276	27,14	157,04	0,10	5,60	109,53	1,03	9,60	5,56	28,72	9,80	24,58	31,10	136,41
DS111	403,4	2362,6	N°201251	13,65	127,92	0,59	8,44	43,20	0,93	2,39	6,78	0,00	2,45	23,94	8,13	45,40
DS42	394,4	2367,6	N°201250	19,74	136,58	0,00	3,82	113,08	0,99	8,67	2,81	37,89	0,68	28,69	41,44	156,80
DS487	392,7	2370,2	N°201252	20,15	175,63	0,00	3,95	95,87	0,90	7,95	4,91	26,79	1,05	27,78	58,38	147,52
DS993	397,4	2369	N°201253	16,51	80,04	0,32	12,10	104,47	1,05	11,56	4,69	20,40	1,80	44,40	87,80	377,95
F110	363,49	2381,75	N°12557	11,79	139,17	0,31	4,21	72,83	1,37	13,17	5,15	111,81	6,95	41,88	76,28	236,91
F1134	363,8	2371,55	N°201305	3,92	326,67	0,67	4,52	30,86	1,50	19,44	5,65	189,43	7,81	60,67	76,72	376,41
F1160	362,4	2371,85	N°12576	18,93	117,96	0,45	3,01	84,98	0,87	8,40	2,65	119,60	1,25	38,64	114,22	214,71
F1189	362,55	2372,85	N°12577	38,49	170,51	0,13	6,27	38,13	0,53	17,62	7,74	2,45	0,63	85,06	8,98	174,37
F1203	361,55	2374,125	N°12578	20,05	166,43	0,17	3,77	82,55	0,96	10,91	3,42	108,71	2,98	37,93	92,28	199,40
F1221	357,25	2375,775	N°12579	20,27	141,60	0,40	3,25	75,51	0,86	9,98	2,93	83,68	1,10	29,20	60,91	191,66
F149	355,425	2373,475	N°201304	18,87	144,48	0,31	3,60	84,57	0,93	11,61	3,88	117,61	1,37	37,98	103,58	209,08
F158	363,75	2374,475	N°12558	16,47	149,42	0,11	3,07	166,25	1,06	11,62	3,68	103,54	1,02	37,52	100,05	225,56
F170	358,9	2376,39	N°12559	19,21	135,04	0,41	3,82	62,76	1,03	11,08	4,01	85,51	1,32	27,03	48,37	200,08
F171	359,6	2377,075	N°12560	19,84	175,83	0,27	5,53	93,80	1,22	12,05	4,31	101,95	2,03	34,84	76,09	218,20
F172	360,5	2375,48	N°12529	20,22	150,11	0,30	4,01	95,27	1,10	10,95	4,98	103,00	2,39	33,96	76,76	214,98
F194	359,875	2382,7	N°12562	14,07	134,83	0,47	5,23	83,92	1,12	14,17	6,30	109,57	1,38	55,80	102,58	314,90
F2037	359,299	2387,6	N°201306	18,38	196,86	0,23	14,84	34,19	1,60	2,49	4,28	12,30	3,47	8,72	15,57	51,36
F2053	365,5	2389,725	N°201307	18,70	157,54	0,00	4,28	83,84	1,02	10,20	4,58	89,29	0,90	30,72	66,27	187,16
F2132	360,075	2385,775	N°201308	19,64	153,24	0,15	3,40	134,84	1,02	10,82	3,84	90,98	1,24	40,56	77,76	228,48
F2170	362,525	2389,3	N°201309	19,46	169,29	0,49	5,21	100,47	1,07	11,95	3,42	109,10	3,15	36,39	75,43	236,52
F2259	358,55	2385,975	N°201310	20,66	153,61	0,24	4,19	108,76	1,05	11,79	3,77	86,76	1,47	29,14	70,75	209,58
F2287	347,775	2373,925	N°201311	17,90	132,39	0,53	3,68	59,99	1,01	11,21	3,91	105,53	1,30	33,79	78,66	209,16
F2303	351,65	2375,35	N°201312	19,36	144,57	0,23	3,88	82,84	1,08	10,40	3,93	109,63	1,47	34,92	94,89	226,30

Tabl. 2G - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sr 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
F2419	349,025	2384,2	N°201313	15,78	254,83	0,31	5,66	42,60	0,96	20,70	4,45	30,87	2,85	22,19	15,16	180,83
F2445	347,8	2385,975	N°201314	21,15	154,10	0,23	4,19	135,23	1,09	12,21	4,29	98,45	1,82	27,06	75,27	229,99
F2552	360,447	2388,85	N°201315	19,22	209,88	0,41	13,82	79,88	1,44	11,43	6,90	99,45	3,49	30,16	75,98	223,71
F2563	366,25	2385,5	N°201316	21,16	149,20	0,14	3,47	101,18	0,98	12,10	4,14	97,42	1,11	32,65	71,35	191,88
F2692	348,25	2385,325	N°201317	15,91	178,69	0,34	3,97	92,78	1,41	16,11	4,58	116,12	1,43	46,44	33,25	317,94
F2693	348,425	2385,39	N°201318	12,73	147,26	1,19	4,05	69,73	1,06	12,13	4,17	91,70	1,43	34,99	42,30	203,76
F2694	347,51	2382,6	N°201319	26,78	170,17	0,12	5,54	30,75	1,25	3,60	5,39	5,99	1,85	17,56	16,68	62,89
F2695	346,65	2382,4	N°201320	23,12	173,50	0,26	3,86	91,12	0,96	13,35	3,29	81,94	1,62	28,32	58,47	197,12
F2696	349,3	2378,8	N°201321	20,36	128,83	0,34	4,19	111,56	1,07	11,86	3,15	100,78	1,66	32,96	74,60	215,71
F2730	354,95	2379,79	N°201322	19,31	147,01	0,65	4,41	73,55	1,01	11,00	3,33	91,12	2,07	29,72	69,72	216,68
F2731	348,775	2382,475	N°201323	20,12	157,49	0,24	4,33	111,43	1,07	10,53	3,58	107,17	1,41	36,96	81,62	214,15
F2733	359,3	2387,6	N°201324	19,85	129,00	0,44	4,81	94,02	1,00	10,84	4,13	96,45	1,63	33,03	81,13	233,56
F2734	355,65	2376,925	N°201325	24,81	135,23	0,18	3,67	115,35	0,99	12,09	3,94	98,64	5,99	36,16	62,72	204,42
F2735	351,375	2383,722	N°201326	18,95	140,32	0,20	3,12	142,78	1,07	11,70	4,00	98,33	1,11	37,07	55,60	213,54
F311	358,15	2383,425	N°12563	21,65	151,38	0,15	3,06	91,45	0,91	11,56	4,18	97,14	2,19	26,94	64,51	213,64
F324	358,45	2382,475	N°12564	12,65	218,26	0,89	5,82	27,21	1,05	11,11	2,66	85,73	1,39	26,08	69,34	215,64
F327	358,3	2382,6	N°12565	19,49	189,82	0,18	3,78	89,88	1,07	13,24	3,77	93,34	1,10	38,84	76,97	220,54
F36	363,6	2385,25	N°12555	12,37	136,47	0,00	3,66	150,35	1,07	11,85	4,46	87,64	1,32	30,95	77,56	203,35
F369	358,5	2380,2	N°12566	20,79	130,02	0,26	3,29	72,03	1,03	11,32	3,13	96,52	1,47	36,38	63,84	219,48
F373	358,45	2379,525	N°12567	19,81	152,22	0,27	3,45	87,68	1,01	10,72	3,61	102,88	1,48	28,40	75,52	203,09
F450	361,675	2377,3	N°12568	21,82	146,60	0,25	4,26	98,05	1,02	11,12	4,50	89,82	1,32	32,00	98,77	206,20
F547	363,15	2380,78	N°12569	20,80	150,40	0,48	3,35	86,75	0,93	11,23	3,26	97,60	1,16	31,75	88,15	219,34
F575	362,15	2374,625	N°12570	20,50	164,39	0,17	4,11	106,19	1,01	10,38	3,98	90,07	1,21	31,32	66,85	208,13
F584	365,725	2384,89	N°12571	23,94	166,04	0,12	2,98	86,79	0,91	9,95	5,74	70,89	0,94	26,75	61,30	171,87
F 0721	363,725	2375,6	N°12572	18,08	148,49	0,77	4,06	73,70	1,22	11,90	4,10	101,80	1,22	27,35	48,67	233,75
F 0756	356,875	2373,95	N°12573	18,55	171,60	0,42	4,00	67,13	1,11	12,21	4,29	112,61	1,67	37,46	102,20	222,59
F 0784	361,575	2372,35	N°12574	15,26	118,96	0,37	2,41	82,56	0,92	9,84	2,99	125,33	1,16	40,27	92,06	222,04
F 0903	366,525	2383,82	N°12575	22,30	156,52	0,25	3,66	131,19	0,95	10,51	4,07	78,02	0,84	27,03	63,46	203,18
F 0096	365,4	2380,625	N°12556	27,81	139,53	0,35	3,50	86,27	1,00	10,36	19,13	95,64	1,34	33,01	68,81	186,83
TD 096	394,8625	2380,05	N°201269	5,53	109,00	0,60	3,33	91,57	0,72	9,00	4,26	36,04	1,65	33,77	14,72	154,23

Tabl. 2H - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Yb 174 ppm	Lu 175 ppm	SREE
BS 032	393,4	2365,7	N°2012170	7,80	17,60	2,25	8,67	2,51	2,51	2,51	0,51	2,98	0,60	0,29	2,11	0,28	49,97	
BS 397	389,085	2365,265	N°2012173	2,12	6,04	0,88	3,55	1,42	0,08	1,27	0,24	1,47	0,27	0,75	0,14	1,11	0,16	19,50
BS 057	397,3	2363,6	N°2012171	5,11	12,12	1,65	6,72	2,19	0,14	2,36	0,45	2,84	0,53	1,41	0,26	1,76	0,25	37,77
BS 062	397	2363	N°2012172	3,91	8,93	1,22	4,77	1,52	0,09	1,63	0,33	2,21	0,45	1,27	0,23	1,62	0,24	28,42
C 1000	373,561	2385,375	N°2012183	47,67	85,62	11,73	44,30	8,46	1,63	6,69	0,99	5,32	1,05	2,64	0,38	2,47	0,37	219,33
C 1040	376,465	2387,765	N°2012184	42,21	85,26	10,45	40,33	7,90	1,34	6,86	1,09	6,13	1,13	2,90	0,47	3,05	0,43	209,55
C 1071	378,875	2384,925	N°2012185	37,59	77,34	9,66	37,61	7,42	1,27	6,51	0,97	5,19	1,03	2,62	0,41	2,65	0,38	190,64
C 1086	376,465	2386,025	N°2012186	36,47	74,47	9,45	36,57	6,92	1,21	6,51	0,98	5,77	1,10	2,89	0,44	2,85	0,44	186,06
C 1212	382,975	2383,875	N°2012187	32,60	68,45	8,13	32,34	6,64	1,30	5,82	0,93	5,83	1,09	2,83	0,46	2,91	0,42	169,74
C 1252	384,1	2382,75	N°2012188	35,61	67,71	10,06	38,04	7,85	1,63	7,24	1,15	6,16	1,21	2,94	0,46	2,74	0,40	183,21
C 1258	382,775	2382,25	N°2012189	28,61	59,59	7,45	29,02	6,39	1,03	5,92	1,02	6,31	1,23	3,44	0,61	3,64	0,52	154,78
C 0127	371,725	2378,425	N°12542	28,70	59,29	7,31	28,50	5,99	1,15	5,27	0,83	4,31	0,87	2,45	0,38	2,70	0,38	148,15
C 1345	383,9	2376,025	N°2012190	32,23	68,59	8,50	32,35	6,56	1,08	5,52	0,88	5,06	0,98	2,68	0,46	2,95	0,43	168,28
C 0143	378,55	2379,75	N°12538	33,57	68,80	8,03	31,78	6,99	1,22	5,97	0,89	5,16	0,99	2,83	0,44	2,78	0,45	169,90
C 1430	381	2379,3	N°2012191	32,68	74,00	10,43	46,46	10,67	3,51	11,14	1,77	9,24	1,80	4,69	0,74	4,04	0,57	211,74
C 1441	379,95	2379,2	N°2012192	16,53	35,93	4,27	16,70	3,80	0,48	3,56	0,69	3,96	0,78	2,28	0,40	2,60	0,35	92,33
C 1507	379,8	2383,525	N°2012193	3,11	6,62	0,97	3,77	1,06	0,26	1,26	0,22	1,41	0,27	0,67	0,11	0,87	0,13	20,72
C 1538	380,525	2382,1	N°2012194	33,28	71,24	8,34	32,20	6,79	1,45	6,70	1,04	6,11	1,18	3,42	0,55	3,61	0,48	176,39
C 1547	380,05	2383,475	N°2012195	3,51	6,66	1,20	4,77	1,23	0,33	1,37	0,24	1,51	0,30	0,84	0,16	1,30	0,20	23,64
C 1552	374,4	2377,685	N°2012196	34,42	72,00	8,59	32,40	6,96	1,35	6,41	0,95	5,83	1,16	3,32	0,54	3,32	0,51	177,77
C 1553	374,425	2377,625	N°2012197	28,24	53,40	7,10	27,58	6,15	1,16	5,76	0,89	5,28	1,08	2,90	0,42	2,93	0,43	143,30
C 1554	376,375	2377,325	N°2012198	19,99	41,99	5,02	18,87	3,79	0,61	3,39	0,58	3,65	0,63	1,94	0,33	2,20	0,28	103,29
C 1556	376,525	2377,325	N°2012199	35,04	70,54	8,62	33,35	7,01	1,31	5,81	0,91	5,47	1,05	2,90	0,49	3,19	0,43	176,10
C 1558	373,25	2378,275	N°2013000	17,04	36,48	4,18	14,96	3,31	0,53	2,84	0,44	2,87	0,55	1,51	0,24	1,77	0,27	86,97
C 0012	369,85	2381,625	N°12536	31,42	66,31	7,64	30,61	6,59	1,04	5,67	0,85	4,81	0,90	2,65	0,38	2,67	0,37	161,92
C 0016	367,05	2377,325	N°12561	37,68	76,27	10,17	39,22	8,50	1,55	8,15	1,15	6,53	1,26	3,49	0,51	3,27	0,49	198,25
C 0174	367,12	2377,9	N°12530	36,71	73,00	9,19	39,25	8,84	1,23	5,74	0,96	5,60	1,12	3,28	0,50	3,38	0,52	183,33
C 0207	375,525	2379,075	N°12551	30,29	63,54	7,06	27,59	5,63	1,05	4,87	0,76	4,05	0,85	2,47	0,38	2,47	0,38	151,39
C 0220	373,225	2377,1	N°12544	32,57	69,25	8,23	31,62	7,24	1,24	5,41	0,92	5,08	1,07	2,87	0,45	3,00	0,46	169,42
C 2349	372,15	2365,9	N°2013010	7,63	17,56	2,12	7,69	2,06	0,24	2,16	0,41	2,50	0,51	1,38	0,24	1,75	0,27	46,52
C 2403	385,5	2384,075	N°2013020	14,57	36,80	4,92	22,68	5,81	2,19	6,34	1,00	5,60	1,04	2,51	0,38	2,31	0,33	106,47
C 2404	372,415	2366,375	N°2013030	4,39	9,12	1,31	4,96	1,60	0,12	1,74	0,35	2,47	0,47	1,30	0,24	1,59	0,23	29,89
C 270	373,25	2378,175	N°12537	31,80	66,05	7,89	30,35	6,62	1,15	5,82	0,86	5,31	1,02	2,82	0,43	3,10	0,43	163,66

Tabl. 21 - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139	Ce 140	Pr 141	Nd 145	Sm 147	Eu 151	Gd 157	Tb 159	Dy 161	Ho 165	Er 166	Tm 169	Yb 174	Lu 175	ΣREE
C274	372,875	2378,91	N°12548	35,33	71,12	9,01	32,70	7,30	1,47	6,12	0,88	4,53	0,87	2,18	0,33	2,28	0,34	174,46
C275	369,4	2380,825	N°12543	32,40	68,50	8,13	31,51	6,84	1,20	5,65	0,88	5,00	0,96	2,55	0,39	2,61	0,44	167,04
C295	367,675	2378,56	N°12540	28,27	59,57	6,85	27,62	5,65	0,92	5,24	0,74	4,34	0,89	2,49	0,39	2,63	0,42	146,01
C303	374	2378,35	N°12546	35,71	76,09	9,30	34,63	7,49	1,32	6,11	1,05	5,70	1,19	3,30	0,52	3,48	0,54	186,42
C338	374,5	2381,574	N°12533	31,96	67,19	8,63	33,89	7,49	1,59	7,53	1,15	7,36	1,54	4,39	0,66	4,52	0,71	178,61
C34	376,675	2383,35	N°12541	30,82	60,46	7,43	29,69	6,19	1,07	4,89	0,80	4,76	0,86	2,49	0,40	2,59	0,37	152,82
C358	376,575	2378,21	N°12550	44,70	88,64	10,88	44,35	8,88	1,60	7,98	1,18	6,31	1,31	3,33	0,48	3,04	0,47	223,15
C407	373,875	2377,5	N°12531	31,92	58,51	7,71	28,85	5,56	0,97	4,69	0,78	4,24	0,85	2,46	0,38	2,60	0,40	149,93
C418	380,425	2382,225	N°1201278	37,59	80,58	9,35	36,12	7,77	1,30	6,64	0,97	5,89	1,11	2,98	0,45	2,93	0,48	194,17
C43	368,725	2383,11	N°12534	33,93	70,49	8,35	33,84	6,74	1,24	6,29	0,93	5,51	1,06	3,02	0,45	3,06	0,40	175,29
C511	378,25	2378	N°12553	27,73	57,29	6,62	26,70	5,83	1,06	5,03	0,79	4,31	1,00	2,82	0,39	2,76	0,34	142,67
C59	381,25	2379,05	N°12554	10,78	23,81	2,87	11,94	3,14	0,25	3,09	0,58	3,33	0,73	2,16	0,34	2,54	0,34	65,90
C749	377,375	2377,25	N°12549	31,05	65,57	7,82	30,29	6,86	1,25	5,51	0,86	4,73	1,01	2,47	0,42	2,48	0,41	160,72
C757	377,15	2377,975	N°12552	32,95	68,84	8,18	31,01	6,82	1,17	5,53	0,87	4,86	0,99	2,77	0,38	2,82	0,39	167,58
C779	373,8	2378	N°12547	19,74	43,29	5,18	19,66	4,80	0,99	4,29	0,71	4,36	0,92	2,29	0,41	2,59	0,37	109,61
C791	373,125	2378,55	N°1201279	19,03	37,75	4,66	17,30	3,64	0,81	3,66	0,57	3,50	0,67	1,87	0,28	2,01	0,33	96,09
C798	370,5	2380,475	N°12539	35,34	74,25	8,58	32,62	7,27	1,39	6,92	1,03	5,81	1,14	3,34	0,51	3,21	0,48	181,88
C 0009	367,825	2382,315	N°12532	35,53	73,14	9,20	36,44	7,21	1,32	6,77	0,91	5,41	1,05	2,68	0,42	2,84	0,42	183,34
C945	372,45	2386,2	N°1201280	55,59	87,31	15,93	57,83	9,94	1,76	7,76	1,05	5,68	0,96	2,35	0,32	2,02	0,35	248,86
C951	372,91	2387,9	N°1201281	36,30	76,32	9,43	35,55	7,60	1,45	7,30	1,10	6,73	1,31	3,65	0,55	3,61	0,60	191,50
C992	375,1	2385,2	N°1201282	41,43	78,11	10,04	38,03	8,00	1,33	6,49	1,02	5,88	1,15	2,92	0,44	2,82	0,46	198,10
CD163	388,37	2381	N°1201247	26,76	58,60	7,33	26,28	5,83	0,97	4,97	0,85	4,49	0,85	2,28	0,35	2,26	0,36	142,17
CD172	387,5	2379,87	N°1201248	33,56	71,82	8,70	32,81	6,70	1,14	6,07	0,93	5,68	1,16	2,96	0,45	2,99	0,51	175,47
CD299	388,6	2381,9	N°1201249	32,19	66,48	8,36	31,16	6,33	1,07	5,87	0,86	4,70	1,04	2,66	0,41	2,85	0,46	164,47
CF	367,45	2383,1	N°12545	34,12	67,14	7,68	29,78	6,33	1,12	4,91	0,82	5,08	1,10	2,95	0,45	2,89	0,50	164,88
CP001	354,86	2372,86	N°1201254	1,53	4,18	0,64	3,19	1,07	0,45	1,37	0,23	1,56	0,34	0,93	0,15	1,02	0,16	16,83
CP008	357,46	2372,64	N°1201255	1,46	4,09	0,64	3,39	1,14	0,64	1,70	0,28	1,84	0,41	1,13	0,18	1,16	0,18	18,24
CP027	358,03	2372,89	N°1201256	8,73	19,73	2,39	9,64	2,22	0,87	2,41	0,38	2,52	0,55	1,54	0,26	1,76	0,28	53,28
CP075	358,1	2372,75	N°1201257	2,67	10,18	1,61	5,98	2,68	0,04	2,14	0,42	2,47	0,40	1,10	0,23	1,99	0,28	32,19
CP100	356,51	2373,16	N°1201258	0,94	2,91	0,45	2,50	0,90	0,44	1,32	0,22	1,55	0,33	0,90	0,14	0,94	0,14	13,69
CP123	357,34	2372,53	N°1201259	23,25	46,44	6,32	24,06	5,10	0,91	5,37	0,82	4,78	1,02	2,79	0,45	2,99	0,46	124,76
CP144	354	2372,46	N°1201260	18,90	45,08	5,97	26,61	6,89	2,34	6,91	1,03	6,06	1,16	2,91	0,42	2,63	0,37	127,28
CP219	375,14	2376,02	N°1201261	13,86	30,26	4,24	17,73	4,34	1,36	4,45	0,69	4,35	0,89	2,42	0,38	2,62	0,39	88,00

Tabl. 2J - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Yb 174 ppm	Lu 175 ppm	ΣREE
CP226	374,96	2375,81	N°201262	13,91	32,20	4,21	17,53	4,42	1,19	4,46	0,71	4,52	0,93	2,55	0,40	2,64	0,39	90,08
CP268	375,14	2376,66	N°201263	11,39	27,97	5,94	18,35	4,57	1,53	5,65	0,88	5,33	1,14	3,24	0,50	3,41	0,45	88,32
CP376	387,83	2382	N°201264	18,99	38,18	5,04	20,22	4,62	1,31	4,83	0,76	4,80	0,99	2,75	0,44	2,96	0,45	106,35
CP499	373,17	2378,49	N°201265	23,82	55,85	7,15	30,40	6,43	1,42	6,77	1,17	6,86	1,35	3,71	0,58	4,00	0,57	150,07
CP512	374,53	2376,94	N°201266	28,21	59,72	6,75	26,70	5,31	0,89	4,67	0,74	4,48	0,84	2,33	0,40	2,63	0,37	144,05
CP547	370,95	2378,77	N°201267	37,09	86,00	11,15	48,73	11,44	4,39	11,37	1,68	9,37	1,79	4,50	0,66	4,18	0,54	232,90
CS145	376,55	2368,95	N°201277	26,19	55,36	6,89	26,62	6,77	1,08	7,79	1,38	10,27	2,14	6,23	1,00	5,95	0,88	158,55
CS22	379,4	2368	N°201275	24,19	52,98	6,93	26,55	5,86	0,71	5,24	0,83	5,12	0,99	2,67	0,43	2,84	0,42	135,77
CS608	372,38	2366,44	N°201274	26,53	56,34	7,18	27,98	6,06	0,81	6,20	0,94	5,86	1,12	3,12	0,47	3,27	0,48	146,39
CS87	379,6	2368,9	N°201276	21,69	44,38	5,64	21,47	4,74	0,70	4,54	0,76	4,86	0,89	2,42	0,42	2,44	0,40	115,35
DS811	403,4	2362,6	N°201251	5,05	10,74	1,38	5,55	1,81	0,56	2,35	0,43	3,17	0,70	2,05	0,37	2,67	0,41	37,24
DS42	394,4	2367,6	N°201250	22,15	46,90	6,12	24,01	5,64	0,91	5,20	0,82	4,77	1,00	2,78	0,42	2,66	0,44	123,82
DS487	392,7	2370,2	N°201252	21,08	45,50	5,95	23,12	5,53	0,70	5,42	0,80	4,57	0,91	2,29	0,36	2,25	0,33	118,82
DS593	397,4	2369	N°201253	31,51	71,15	9,33	38,12	8,84	1,23	8,44	1,33	8,13	1,65	4,24	0,70	4,52	0,75	189,92
F110	363,49	2381,75	N°12557	41,44	83,44	10,56	42,05	8,64	1,82	8,24	1,24	6,91	1,38	4,13	0,60	4,55	0,67	215,65
F1134	363,8	2371,55	N°201305	61,28	126,21	15,63	65,60	14,74	2,28	14,31	1,98	11,59	2,41	5,95	1,04	5,92	0,90	329,84
F1160	362,4	2371,85	N°12576	31,55	65,33	8,08	32,75	7,24	1,47	6,73	1,09	6,69	1,40	3,84	0,62	3,89	0,65	171,34
F1189	362,35	2372,85	N°12577	25,56	57,35	7,24	28,06	8,33	0,46	9,11	1,80	13,38	2,90	8,68	1,42	9,30	1,42	175,00
F1203	361,55	2374,125	N°12578	32,36	64,41	7,64	30,63	6,64	1,12	5,71	0,98	6,10	1,32	3,77	0,63	4,12	0,63	166,07
F1221	357,25	2375,775	N°12579	28,90	58,48	7,05	28,60	6,20	1,06	5,45	0,83	5,24	1,06	3,09	0,47	3,05	0,49	149,95
F149	355,425	2373,475	N°201304	33,40	71,03	8,54	33,42	7,21	1,46	7,09	1,03	6,26	1,43	3,63	0,61	3,55	0,59	179,25
F158	363,75	2374,475	N°12558	34,57	71,61	8,65	33,69	6,93	1,42	6,99	1,10	6,13	1,24	3,48	0,53	3,87	0,56	180,76
F170	358,9	2376,39	N°12559	33,47	67,97	8,06	32,17	6,48	1,27	5,61	0,84	4,78	0,93	2,64	0,42	2,95	0,46	168,05
F171	359,6	2377,075	N°12560	36,71	77,06	9,27	35,52	7,54	1,25	7,20	1,04	6,28	1,22	3,29	0,48	3,37	0,49	190,73
F172	360,5	2375,48	N°12559	38,49	79,79	9,76	39,04	8,16	1,72	7,16	1,08	6,41	1,32	3,46	0,53	3,63	0,59	201,14
F194	359,875	2382,7	N°12562	49,43	89,31	14,44	58,11	12,35	2,33	11,60	1,63	9,27	1,75	4,55	0,68	4,37	0,63	260,45
F2037	359,299	2387,6	N°201306	6,92	14,69	1,78	6,83	1,52	0,32	1,29	0,22	1,40	0,28	0,84	0,15	1,08	0,17	37,48
F2053	365,5	2389,725	N°201307	32,66	67,25	8,10	32,08	6,60	1,25	5,68	0,93	5,61	1,06	2,99	0,47	2,93	0,45	168,04
F2132	360,075	2385,775	N°201308	38,17	75,02	9,39	36,54	7,52	1,40	7,33	1,10	7,23	1,37	3,75	0,62	3,83	0,58	193,85
F2170	362,525	2389,3	N°201309	46,26	82,83	11,35	43,98	8,66	1,67	7,96	1,27	6,84	1,25	3,36	0,52	3,43	0,51	219,89
F2259	358,55	2385,975	N°201310	36,19	75,15	9,09	37,54	7,86	1,40	6,85	1,06	5,94	1,13	2,82	0,43	2,86	0,42	188,73
F2287	347,775	2373,925	N°201311	33,61	71,66	8,72	33,84	7,84	1,23	6,60	1,02	6,33	1,23	3,39	0,52	3,29	0,52	179,09
F2303	351,65	2375,55	N°201312	33,67	70,79	8,79	34,41	7,06	1,42	6,50	1,02	6,23	1,25	3,47	0,47	3,55	0,53	178,95

Tabl. 2K - Analyses géochimiques (données analytiques)

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Vb 174 ppm	Lu 175 ppm	ΣREE
F2419	349,025	2384,2	N°201313	37,88	83,82	10,23	40,15	9,05	1,07	6,13	0,86	4,43	0,76	2,07	1,82	0,29	198,81	
F2445	347,8	2385,975	N°201314	37,83	75,52	8,72	33,20	6,81	1,15	5,61	0,85	4,65	0,97	2,72	0,36	2,52	0,39	181,30
F2552	360,447	2388,85	N°201315	32,26	68,21	8,45	32,07	6,48	1,13	5,92	0,90	5,20	1,03	3,00	0,46	3,16	0,47	168,74
F2563	366,25	2385,5	N°201316	33,50	69,88	8,29	31,62	6,50	1,17	6,29	0,98	5,54	1,06	2,95	0,41	2,90	0,45	171,55
F2602	348,25	2385,325	N°201317	47,76	98,49	11,48	45,30	8,99	1,36	9,02	1,29	7,74	1,57	4,21	0,70	4,59	0,72	243,22
F2693	348,425	2385,39	N°201318	39,04	78,78	9,39	36,92	7,36	1,23	7,07	1,07	6,46	1,25	3,44	0,53	3,63	0,54	196,72
F2694	347,51	2382,6	N°201319	7,34	15,81	1,97	7,09	1,89	0,36	1,94	0,38	2,73	0,58	1,74	0,33	2,43	0,37	44,97
F2695	346,65	2382,4	N°201320	36,44	76,54	9,22	35,97	7,59	1,24	6,75	1,01	5,93	1,08	2,70	0,41	2,74	0,40	188,01
F2696	349,3	2378,8	N°201321	35,25	73,16	9,58	37,58	8,26	1,78	7,91	1,12	6,59	1,25	3,20	0,49	3,19	0,42	189,77
F2730	354,95	2379,79	N°201322	33,58	69,90	8,51	31,32	6,89	1,26	6,15	0,90	5,43	1,02	2,79	0,44	2,85	0,40	171,45
F2731	348,775	2382,475	N°201323	37,04	72,89	9,73	36,96	7,91	1,45	6,89	1,02	6,53	1,30	3,46	0,53	3,48	0,48	189,68
F2733	359,3	2387,6	N°201324	35,43	71,76	8,89	33,70	6,82	1,19	6,17	0,96	6,10	1,20	3,22	0,49	3,28	0,47	179,68
F2734	355,65	2376,925	N°201325	32,98	68,36	8,24	31,86	7,23	1,27	6,57	1,01	6,17	1,30	3,48	0,53	3,80	0,56	173,34
F2735	351,375	2383,722	N°201326	32,99	68,92	8,32	31,85	6,96	1,23	6,32	1,04	6,34	1,25	3,62	0,52	3,70	0,56	173,62
F311	358,15	2383,425	N°12563	36,83	76,00	9,32	35,43	7,38	1,32	6,57	1,04	4,90	0,99	2,58	0,43	2,65	0,40	185,74
F324	358,45	2382,475	N°12564	31,14	61,77	7,67	30,08	6,43	1,03	5,63	0,87	4,96	0,95	2,48	0,40	2,49	0,37	156,28
F327	358,3	2382,6	N°12565	44,03	91,76	11,26	44,30	9,58	1,59	8,46	1,28	7,16	1,39	3,45	0,56	3,37	0,49	228,67
F36	363,6	2385,25	N°12555	35,31	73,27	8,57	35,00	7,69	1,27	6,33	0,98	5,47	1,10	2,95	0,44	3,04	0,46	181,89
F369	358,5	2380,2	N°12566	39,26	77,76	10,87	44,15	9,77	1,71	8,31	1,24	6,85	1,30	3,38	0,54	3,35	0,47	208,99
F373	358,45	2379,525	N°12567	34,51	70,39	8,47	33,55	6,89	1,31	6,42	0,96	5,22	1,04	2,69	0,42	2,81	0,42	175,13
F450	361,675	2377,3	N°12568	33,26	70,06	8,17	31,77	6,67	1,21	5,99	0,94	5,92	1,08	2,87	0,50	3,16	0,45	172,06
F547	363,15	2380,78	N°12569	38,46	76,33	9,37	36,90	7,62	1,47	6,78	1,04	5,62	1,09	2,69	0,41	2,90	0,40	191,08
F575	362,15	2374,625	N°12570	33,18	66,91	8,18	32,32	6,77	1,20	5,69	0,94	5,55	1,10	2,99	0,50	3,15	0,50	168,98
F584	365,725	2384,89	N°12571	29,65	58,83	7,18	29,10	6,18	1,19	5,25	0,82	4,67	0,95	2,69	0,41	2,92	0,45	150,28
F 0721	363,725	2375,6	N°12572	36,71	74,55	9,13	33,67	6,72	1,10	5,78	0,87	5,09	1,03	2,72	0,47	3,12	0,54	181,39
F 0756	356,875	2373,95	N°12573	38,07	76,36	9,51	37,90	7,99	1,27	7,31	1,11	6,71	1,47	4,18	0,70	4,47	0,71	197,75
F 0784	361,575	2372,35	N°12574	33,29	68,79	8,67	34,72	7,74	1,46	7,56	1,16	7,11	1,55	4,32	0,65	4,53	0,73	182,27
F 0903	366,525	2383,82	N°12575	35,85	71,81	8,60	34,01	6,99	1,23	5,76	0,88	5,12	0,97	2,75	0,40	2,75	0,42	177,54
F 0096	365,4	2380,625	N°12556	32,93	69,03	8,20	31,68	6,40	1,20	6,54	1,02	5,77	1,08	3,09	0,45	3,29	0,50	171,18
TD 096	394,8625	2380,05	N°201269	22,83	46,62	6,21	25,61	6,38	0,77	5,59	0,94	5,16	1,08	2,96	0,50	3,25	0,44	128,33

Tabl. 2L - Analyses géochimiques (données analytiques)

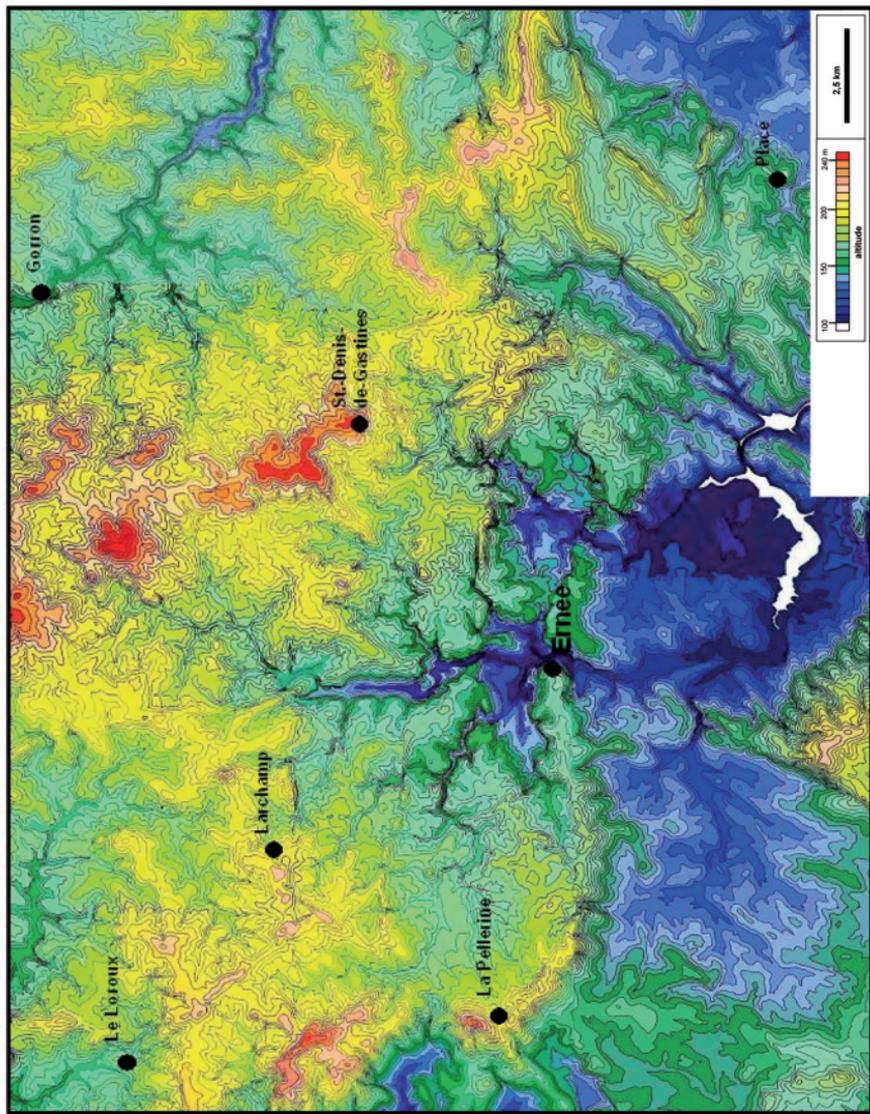


Fig. 1 - Modelé du relief à partir du MNT de la feuille d'Ernée

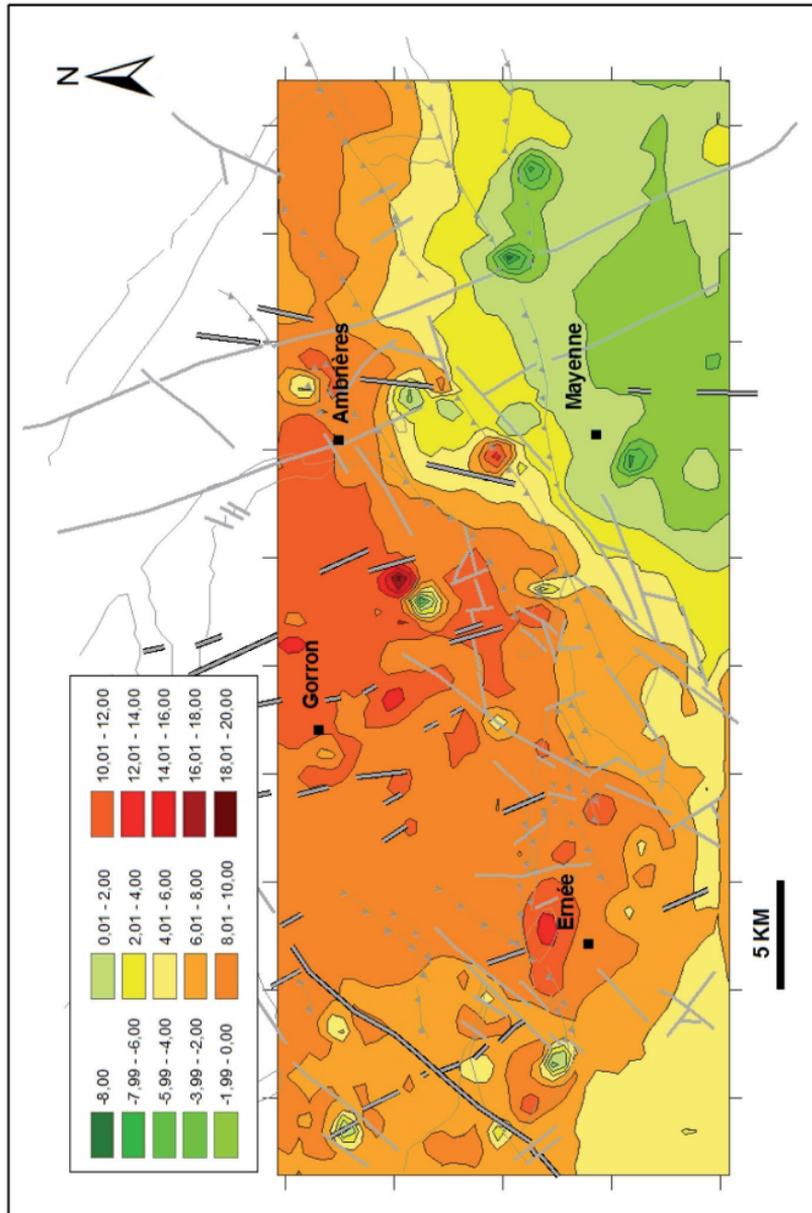


Fig. 3 - Anomalie de Bouguer (feuilles Ermeé et Mayenne à 1/50 000)

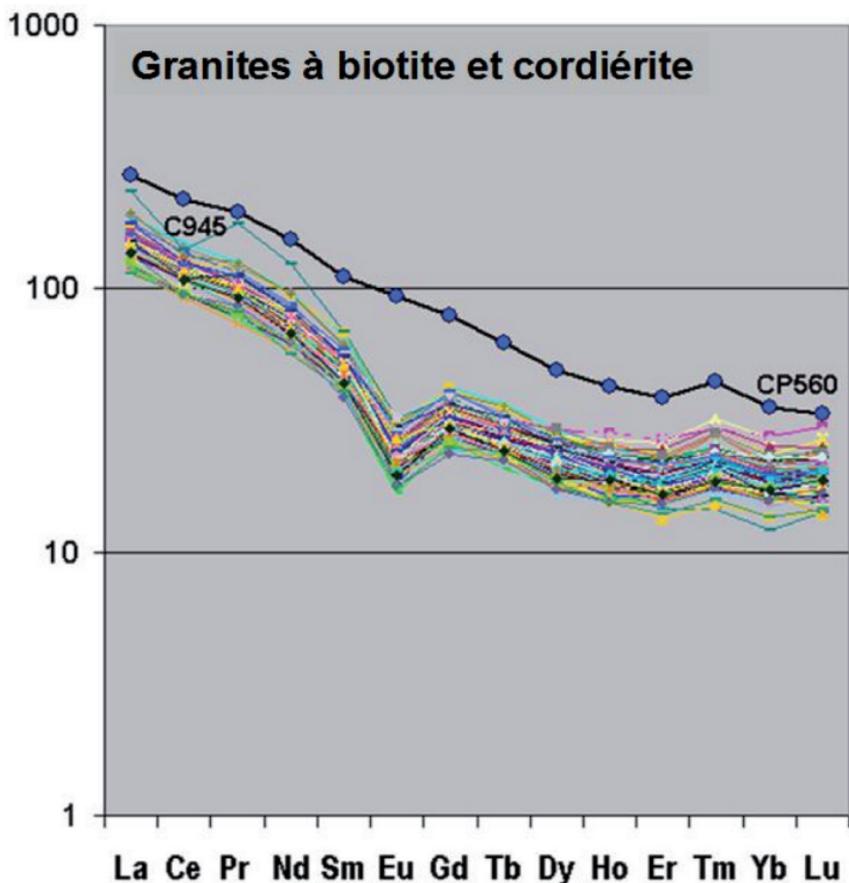


Fig. 14 - Spectres des Terres Rares pour les granites à biotite et cordiérite de la région de Mayenne – Ernée. Par comparaison, le spectre d'une diorite (échantillon CP560) appartenant à la série calcoalcaline montre le comportement totalement différent des spectres de la série peralumineuse

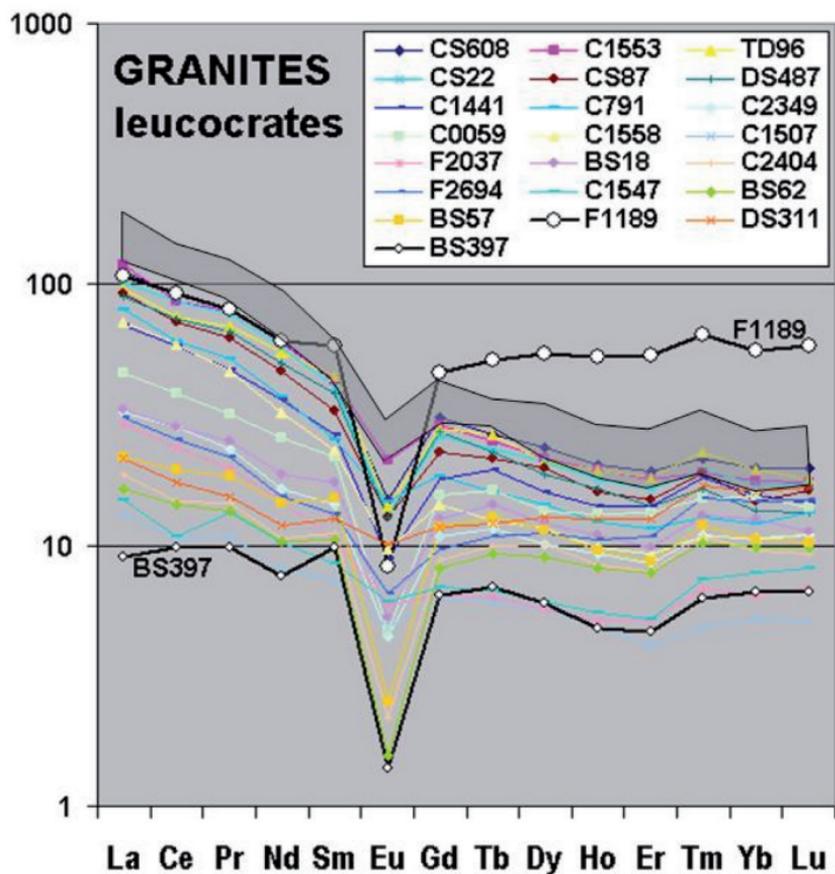


Fig. 15 - Spectres des Terres Rares pour les granites leucocrates de la région de Mayenne – Ernée. La partie en grisé correspond au domaine de composition des granite fortement peralumineux à biotite et cordiérite

FACIÈS	ÉCHANTILLON	Coordonnées Lambert II ét. (mètres)		LIEU-DIT	ROCHE	TEXTURE	MINÉRALOGIE - ÉLÉMENTS FIGURÉS
		X	Y				
SILTITES	1	0371690	2367820	la Motte	Siltite à débris de phthanite, recoupée par un stockwerk de veinules de quartz à texture engrenée.	Arénitique à éléments de taille <= 1 mm, anguleux ou parfois arrondis, dispersés dans un fond argileux ferruginisé ; dense réseau (stockwerk) de veinules de quartz à texture engrenée en partie dissous.	Éléments : quartz monocristallin ; fragments, plus ou moins arrondis, de roches constituées d'un engrenage d'innombrables microcristaux de quartz ; probable phthanite ; biotite décolorée. Ciment : microphyllites pigmentées par des hydroxydes de fer. Veinules de quartz.
SCHISTES TACHETÉS	2	0346930	2372860	le Teillais	Argilite silteuse recoupée par un réseau de veinules de quartz	Arénitique à éléments anguleux dispersés ; stratification S0 marquée par une brutale variation de la teneur en minéraux opaques d'un lit à l'autre ; schistosité S1 subparallèle à S0 ; réseau de veinules de quartz plus ou moins boudinées.	Petits grains de quartz anguleux dispersés dans une matrice de biotite (néoformée ?), de microphyllites incolores et de minéraux opaques cryptocristallins nettement plus abondants dans un lit que dans l'autre. Veinules de quartz.
	3	0349050	2368900	la Hardonnière	Siltite à débris de quartzite et de phthanite	Arénitique à éléments anguleux ou parfois arrondis, dispersés, de taille <= 0,5 mm	Éléments : quartz monocristallin prédominant ; fragments, plus ou moins arrondis, de roches constituées d'un engrenage d'innombrables microcristaux de quartz ; quartzite et probable phthanite ; plagioclase plus ou moins séricitisé ; rare biotite. Ciment : microphyllites + hydroxydes de fer.
	4	0349050	2368900	la Hardonnière	Siltite argileuse recoupée par un réseau de veinules de quartz	Arénitique à éléments anguleux dispersés ; S0 marquée par une variation de granulométrie d'un lit à l'autre ; éléments <= 0,2 mm dans le lit silteux, <= 0,08 mm dans le lit silto-argileux ; schistosité S1 ; réseau de veinules de quartz microplissées, à texture engrenée,	Éléments : quartz prédominant, monocristallin ; biotite décolorée et muscovite ; rare tourmaline. Ciment : microphyllites + abondants hydroxydes de fer. Veinules : quartz + hydroxydes de fer.
	5	0347740	2367600	Guimé	Siltite - argilite tachetées, recoupées par deux veinules de quartz	Arénitique à éléments anguleux dispersés ; stratification S0 marquée par une alternance siltite-argilite ; taches de métamorphisme thermique dans les deux lits ; schistosité S1 subparallèle à S0 ; deux veinules de quartz à texture engrenée ; l'une légèrement sécante sur S0-S1, l'autre suborthogonale à S0-S1.	Siltite tachetée ; grains de quartz anguleux dispersés dans un ciment de microphyllites + hydroxydes de fer ; taches ovoïdes de longueur <= 1 mm, constituées d'un silicate d'alumine (cordiérite ?) complètement rétrotransformés en des agrégats de microphyllites. Argilite tachetée : abondantes taches ovoïdes de longueur <= 2 mm, de même composition que dans le lit silteux, dans un fond de microphyllites. Veinules de quartz.
	6	0353640	2365680	les Vallées	Argilite silteuse - argilite, recoupée par des veinules de quartz et des fissures à hydroxydes de fer	Arénitique à petits (<= 80 microns) éléments anguleux dispersés dans un fond argileux ; S0 marquée par des variations de granulométrie et de teneur modale en grains de quartz ; schistosité S1 subparallèle à S0 ; réseau de veinules de quartz plus ou moins boudinées et de fissures à remplissage partiel d'hydroxydes de fer.	Éléments dispersés : quartz nettement prédominant ; un peu de muscovite. Fond de microphyllites, plus ou moins pigmenté par des hydroxydes de fer. Veinules de quartz. Hydroxydes de fer en remplissage partiel de fissures, le reste du remplissage étant dissous.
	7	0353640	2365680	les Vallées	Siltite à débris de phthanite, recoupée par un réseau anastomosé de veinules de quartz	Arénitique à éléments de taille <= 1 mm, anguleux ou parfois arrondis, dispersés dans un fond argileux ; réseau anastomosé de veinules de quartz à texture engrenée.	Éléments : quartz monocristallin nettement prédominant ; fragments, plus ou moins arrondis, de roches constituées d'un engrenage d'innombrables microcristaux de quartz ; probable phthanite ; biotite ferruginisée et muscovite. Ciment : microphyllites et hydroxydes de fer. Veinules de quartz.
	8	0354660	2369260	les Martinières	Siltite argileuse - argilite - argilite noire, tachetées	Arénitique à éléments anguleux dispersés ; S0 marquée par une alternance siltite argileuse - argilite - argilite noire ; taches ovoïdes de métamorphisme de contact, de 0,2 à 1 mm de longueur, plus abondantes dans les lits argileux ; schistosité S1 nettement sécante sur S0.	Siltite argileuse : petits (L <= 0,2 mm) éléments de quartz monocristallin prédominant et de mica blanc, dans un ciment de microphyllites + (hydroxydes de fer. Argilites : quelques petits cristaux de quartz anguleux dans un fond de microphyllites plus (hydroxydes de fer ; abondants minéraux opaques cryptocristallins (graphitoïdes ?) dans le lit noir. Taches de métamorphisme thermique : microphyllites incolores plus microparticules opaques.
	9	0355070	2368230	le Bas Surgoin	Argilite silteuse recoupée par un réseau de veinules de quartz microplissées	Arénitique à petits (<= 80 microns) éléments anguleux dispersés ; schistosité S1 ; réseau de veinules de quartz à texture engrenée, microplissées.	Petits éléments de quartz monocristallin dispersés dans un fond de microphyllites plus (hydroxydes de fer. Veinules de quartz.
	10	0359000	2367440	l'Egretais	Grès feldspathique à grain fin, finement lité, recoupé par des veinules de quartz	Arénitique à éléments anguleux, de longueur <= 0,2 mm, dispersés à jointifs ; fin litage (S0) marqué par des variations des proportions éléments / ciment argileux. Réseau de veinules de quartz à texture engrenée suborthogonales à S0.	Éléments : quartz prédominant, plagioclase remarquablement frais en général. Ciment : microphyllites + hydroxydes de fer. Veinules : quartz + rare pyrite limonitisée.
	CORNÉENNES	11	0356460	2369050	le Pont-de-Pierre	Argilite cornéifiée, à cordiérite rétrotransformosée	Nodulaire ; très abondantes taches ovoïdes de longueur <= 1,5 mm, dispersées ou parfois jointives, dans un fond argileux. Pas de litage visible dans la lame.
12		0356461	2369051	le Pont-de-Pierre	Siltite (tendant vers un grès feldspathique) cornéifiée, biotite et muscovite, recoupée par une veinule de quartz	La texture arénitique - à éléments anguleux à arrondis, de longueur <= 0,5 mm, dispersés à jointifs - n'est que partiellement oblitérée par le métamorphisme thermique, qui se traduit par la néoformation de biotite et de muscovite dans le ciment argileux. Veinule de quartz à texture engrenée.	Éléments : quartz monocristallin prédominant, fragments arrondis de phthanite ; plagioclase généralement frais. Biotite et muscovite néoformés dans un fond de microphyllites renfermant en outre quelques minéraux opaques. Veinule de quartz.
13		0362340	2370910	Gilmer	Cornéenne à grain hétérogène (très fin à fin) à cordiérite pinitisée, biotite et muscovite, recoupée par une veine de quartz	Granoblastique polygonisée à grain hétérogène, très fin à fin (<= 0,5 mm) ; une veine hydrothermale de puissance <= 1 cm.	Engrenage de quartz et de minéraux néoformés : abondante cordiérite complètement pinitisée, biotite brun rouge et muscovite. Veine hydrothermale : quartz, muscovite, biotite, oxyde de fer accessoire.
14		0364800	2372030	la Butte	Cornéenne à cordiérite pinitisée, biotite altérée et muscovite	Lépidoblastique : la roche est constituée pour l'essentiel d'un assemblage de paillettes et de lamelles de micas ; grain relativement homogène de l'ordre de 0,4 mm en moyenne.	Abondant mica blanc : muscovite primaire en lamelles relativement grandes et mica blanc secondaire en amas de micropaillettes enchevêtrées correspondant probablement à des cristaux de cordiérite pinitisée. Biotite altérée : décolorée, chloritisée ou ferruginisée (opacifiée). Oxydes de fer (environ 3 % en volume) en très petits cristaux (40 à 200 microns) dispersés dans l'ensemble de la roche.

Tabl. 1 - Description de plaques minces du Briovérien (P. Chèvremont, BRGM)

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000

