



CHÂTEAUMEILLANT

par

F. QUESNEL, A.E. PROST, G. LABLANCHE,
M. THIRY, R. SIMON-COINÇON,
H. THÉVENIAUT, P. MAGET,
J. BARBARAND, C. CRIBELLIER



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

par

**F. QUESNEL, A.E. PROST, G. LABLANCHE, M. THIRY,
R. SIMON-COINÇON, H. THÉVENIAUT, P. MAGET,
J. BARBARAND, C. CRIBELLIER**

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* : QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R. (2005) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaumeillant (595). Orléans : BRGM. Notice explicative par QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THÉVENIAULT H., MAGET P., BARBARAND J. (2008), 139 p.

– *pour la notice* : QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THÉVENIAULT H., MAGET P., BARBARAND J., CRIBELLIER C. (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaumeillant (595). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par Quesnel F., Prost A.E., Lablanche G., Thiry M., Simon-Coinçon R. (2005).

© 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 : 978-2-7259-1595-4

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	20
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	20
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	20
Roches métamorphiques et éruptives (socle varisque)	20
Leucogranite intrudant l'Unité Inférieure	39
Altération des formations du socle	42
Roches sédimentaires et paléoaltérites méso-cénozoïques	47
Trias	47
Lias	52
Crétacé, Paléogène et Néogène	56
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	88
<i>ENSEMBLE VARISQUE</i>	88
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET PALÉOALTÉRITES MÉSO-CÉNOZOÏQUES</i>	89
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	91
<i>DÉFORMATIONS EN RÉGIME DUCTILE</i>	91
<i>FRACTURATION DANS LE SOCLE</i>	94
<i>FRACTURATION DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	97
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	97
<i>GÉODYNAMIQUE VARISQUE</i>	98
<i>GÉOMORPHOLOGIE DU SOCLE</i>	98
<i>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</i>	100
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	106
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	106
<i>RESSOURCES EN EAU - HYDROGÉOLOGIE</i>	109

<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	113
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	114
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	115
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	115
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	118
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	118
<i>GLOSSAIRE</i>	120
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	120
<i>DOCUMENTS INÉDITS CONSULTÉS (THÈSES, RAPPORTS DE STAGES, DIPLÔMES D'ÉTUDES APPROFONDIES)</i>	129
AUTEURS	129
REMERCIEMENTS	130
ANNEXES	133
<i>ANNEXE 1</i>	135
<i>ANNEXE 2</i>	136
<i>ANNEXE 3</i>	137
<i>ANNEXE 4</i>	138
<i>ANNEXE 5</i>	139

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique du socle antémésozoïque présent sur la feuille Châteaumeillant	14
Fig. 2 - Diagramme de répartition typologique des zircons de l'échantillon de gneiss amygdalaire (Nermond)	25
Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique des zircons de la métavolcanite de Nouzier	28
Fig. 4 - Histogramme de répartition des âges obtenus en fonction du nombre de rapports conservés pour les zircons de la métavolcanite de Nouzier	29
Fig. 5 - Diagramme SiO ₂ vs. FeOt/MgO (Miyashiro, 1974) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central	33
Fig. 6 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central	34

Fig. 7 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central	35
Fig. 8 - Diagramme (Th/Nb)N vs. (Tb/Nb)N (adapté d'après Thiéblemont <i>et al.</i> , 1994) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central	36
Fig. 9 - Carte du dôme granitique de Vesdun, montrant la zone d'apparition de la Tourmaline (T) et les variations des schistosités S1 et S2	40
Fig. 10 - Carte géologique simplifiée du Fossé du Cher (modifiée d'après Simon-Coinçon <i>et al.</i> , 2000)	57
Fig. 11 - Lithologie et composition minéralogique des dépôts sidérolithiques du sondage à la mototarière S22 à la Ferme de Passau (modifié d'après Simon-Coinçon <i>et al.</i> , 2000)	hors texte
Fig. 12 - Schéma illustrant les différents types de relations entre les cuirasses rouges, les profils d'altération et les sédiments sidérolithiques dans les paléopaysages plus ou moins différenciés et enfouis sur les bordures des paléovallées (modifié d'après Thiry et Turland, 1985)	66
Fig. 13 - Reconstitution schématique des cuirasses rouges autour des paléoreliefs sidérolithiques (modifié d'après Thiry et Turland, 1985 et Thiry, 1999)	hors texte
Fig. 14 - Schéma illustrant le développement des cutanes d'argiles et oxydes dans les paléosols sidérolithiques (d'après Théveniaut <i>et al.</i> , inédit)	72
Fig. 15 - Coupe schématique de la Carrière de l'Ardelu au Nord de Culan : la Formation d'Ardentes y est exposée sur environ 6 m de haut	82
Fig. 16 - Histogramme des longueurs de traces de fission mesurées dans les apatites du Granite de Vesdun (Barbarand & Quesnel, 2005)	102
Fig. 17 - Modélisation de l'histoire thermique du granite de Vesdun	hors texte
Fig. 18 - Essais de modélisation directe pour préciser la phase anté-maximum de température de l'échantillon de Granite de Vesdun par les traces de fission	hors texte
Fig. 19 - Essais de modélisation directe pour préciser l'histoire de la remontée de l'échantillon de Granite de Vesdun dans le domaine de températures d'environ 60 à 90 °C	hors texte

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Résultats isotopiques obtenus par évaporation sur les zircons des gneiss amygdalaires (Nermond) et de la métavolcanite interstratifiée dans la partie supérieure de l'Unité Inférieure des gneiss (Nouzier). Les valeurs en caractères gras sont celles conservées pour le calcul de l'âge. Les erreurs sont données à $\pm 1\delta$ sur la totalité des rapports conservés	24
Tabl. 2 - Analyses chimiques de huit amphibolites de la bordure NW du Massif central	32
Tabl. 3 - Répartition des ammonites sinémuriennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond (Lablanche, 1994)	54
Tabl. 4 - Répartition des faunes carixiennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond	56

ANNEXES

Les annexes sont sur un CD-Rom fourni avec cette notice.

RÉSUMÉ

La feuille à 1/50 000 Châteaumeillant est située au Centre de la France, à la limite entre le Massif central, dont le socle occupe les deux tiers méridionaux de la feuille et le Bassin parisien, dans le tiers septentrional ; une mince bordure de sédiments continentaux cénozoïques marque, à l'Est, l'amorce du Fossé du Cher.

Les terrains du socle ont été mis en place au cours du Paléozoïque et affectés par l'orogénèse varisque, entre 380 et 300 Ma. Les roches issues de cette évolution sont d'anciens sédiments, associés à des formations d'origine volcanique, et elles ont été ultérieurement transformées en roches métamorphiques. Deux unités lithostratigraphiques, distinguées d'après leur nature lithologique et leur histoire tectonique, ont été reconnues, comme dans le reste du Plateau d'Aigurande, terme géomorphologique correspondant à cette partie nord du Massif central :

- 1) une **Unité Inférieure**, composée de deux groupes de métasédiments et de métavolcanites et considérée comme parautochtone ;
- 2) une **Unité Supérieure**, composée de leptynite, d'amphibolite (Groupe leptyno-amphibolique) et de migmatites ; cette unité est reconnue comme allochtone, puisque les formations qui la composent reposent indifféremment sur diverses formations de l'Unité Inférieure.

L'évolution tectonique et métamorphique du socle est complexe : l'Unité supérieure a connu un épisode précoce d'éclogitisation, autour de 420 Ma, associé à une subduction ; l'Unité Inférieure n'a subi qu'un métamorphisme de pression et température intermédiaires (faciès amphibolite), à 380 Ma, lors du chevauchement de l'Unité Supérieure. Cette dernière a connu ensuite une fusion anatectique partielle, donnant naissance aux migmatites, dans la partie supérieure de la pile litho-tectonique. Durant le Carbonifère, l'amincissement crustal a entraîné des mouvements d'extension, associés à la montée de **plutons granitiques** (datés à 312 Ma, sur les plutons voisins) et à une fracturation tardi-orogénique.

Le socle hercynien fut soumis à une **pénéplanation** dès le Carbonifère supérieur, mais il ne reste pas de témoins affleurants de ces sédiments. La sédimentation continentale grossière, représentée par des conglomérats et des sables, marque **la base du Mésozoïque** ; la transgression marine n'a commencé sur cette feuille qu'à l'Hettangien (**Jurassique inférieur**) et s'est poursuivie régionalement par une sédimentation marine (calcaires et marnes) jusqu'au Dogger et au Malm (région de Bourges).

La **fin du Jurassique** s'est accompagnée d'une émergence, de phénomènes d'altération de grande ampleur et de dépôts de sédiments continentaux dans

des vallées profondes (jusqu'à plus de 65 m), qui se seraient poursuivis jusqu'à l'éventuel retour de la mer au **Crétacé supérieur**. Aucun témoin de dépôt marin du Crétacé supérieur n'a pu être mis en évidence sur la feuille, mais ces dépôts affleurent quelques 75 à 100 km vers le Nord-Ouest au Nord-Est (bassin de la Brenne, Buttes de Gron). De plus, les données les plus récentes des études de thermochronologie par traces de fission sur apatites du Granite de Vesdun indiquent des paléotempératures d'environ 90 °C au Crétacé supérieur. En l'état actuel des connaissances, ces paléotempératures ne peuvent s'interpréter autrement que par un paléocouvrement d'environ 800 m, suivi d'une intense érosion à partir de 60 Ma.

Le Paléogène correspond à une nouvelle grande période dominée par une paléogéographie continentale avec altération intense sur les plateaux et reprise de l'altération au sommet des paléovallées remplies. Après une autre décharge détritique importante, remaniant une partie des altérites et sédiments antérieurs, **l'Éocène moyen** est marqué par une silicification irrégulière des divers sédiments ou profils d'altération à l'affleurement. S'ensuit un confinement généralisé des aires restant subsidentes, exacerbé à l'approche de l'hémigraben du Cher, avec néogénèse d'argiles magnésiennes, développement de calcrètes, et le dépôt de formations lacustres, dont les faciès varient en fonction de la position dans l'aire de dépôt et la nature des sédiments à disposition dans le bassin versant (altérites diverses, sédiments triasiques sableux à argileux, calcaires et marnes jurassiques, faciès sidérolithiques, etc...).

Cet enchaînement de séquences de dépôts et d'altérations soustractives et additives se relie aux événements **géodynamiques ayant rythmé la plaque NW Européenne après l'orogénèse hercynienne**, à savoir : (i) l'épaulement du rift du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur, (ii) le flambage de la lithosphère dans l'avant pays de l'orogénèse pyrénéo-alpine au Paléogène, (iii) l'extension liée à la phase dite des rifts ouest-européens à l'Éocène supérieur-Oligocène.

Au Miocène et surtout au Pliocène, une troisième décharge détritique importante accompagne le soulèvement du Massif central et le basculement vers le Nord des surfaces d'érosion sur lesquelles transitent les formations détritiques d'Ardentes et du Bourbonnais remaniant tous les terrains à disposition. Cette décharge est liée au soulèvement accompagnant le volcanisme du Massif central et la formation du bourrelet péri-alpin, due au nouveau flambage de la lithosphère en avant de l'orogène alpin. **Au Quaternaire**, l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires et les activités humaines achèvent de modeler les paysages.

ABSTRACT

The Châteaumeillant map, at the 1/50 000 scale, is located right in the center of France. Its bedrock consists i) of the Variscan basement of the Massif central, for two southern thirds of its area and ii) of the Mesozoic cover of the Paris Basin, in the northern part of the map and iii) in the East, of Cenozoic continental sediments, related to the Cher rift evolution.

The Variscan basement is made of metamorphic rocks intruded by a small leucogranite pluton, Silesian in age, around Vesdun. The metamorphic series can be divided into two lithostructural units:

- 1) the **Lower Unit**, considered as para-autochthonous, is mainly made of metasediments, associated with some volcanoclastic rocks. Two lithostratigraphic groups have been recognized in this unit: the **Aigurande Group** and the **Indre Group** at the upper part;
- 2) the **Upper Unit**, clearly allochthonous, as it lays on different formations of the Lower Unit, comprises also two groups: the **Leptynite-Amphibolite Group (LAG)** and the **Migmatite Group** at the top.

In the Lower Unit, the **Aigurande Group** is made of two formations:

- i) the *Arnon Formation*, mainly composed of micaschists, deriving from high aluminous pelitic rocks and exhibiting biotite, partly transformed into chlorite, muscovite, quartz, garnet and albite as main minerals;
- ii) the *Saint-Désiré Formation*, made of muscovite rich quartzite, which sometimes passes to pure quartzite: its mineralogical composition is quartz, muscovite and iron oxides. This formation appears as interbedded within the micaschist and often underlies the topographic heights.

The **Indre Group** is made of four formations:

- i) the *Nermond Formation*, defined on the La Châtre map, is a typical level made of amygdaloid gneiss, probably deriving from a pyroclastic protolite. It occurs throughout the Plateau d'Aigurande and provides a remarkable leading horizon, showing transitionnal terms with lower and upper formations;
- ii) the *grey gneiss Formation* mainly consists in plagioclase bearing gneiss: the mineralogical composition is quartz, oligoclase, biotite, often altered into chlorite, together with muscovite and garnet in the micaschist levels;
- iii) the *Sainte-Sévère Formation* corresponds to a felsic rock, deriving from a primar rhyolite dome, occuring within the grey gneiss: it appears now as a fine grained leptynite, made of quartz, albite, K feldspar, muscovite and chlorite in small amount;
- iv) the *Peuplé Formation*, consisting in pure quartzite and muscovite-rich quartzite, appears gradually at the top of the Indre Formation and marks the hinge of synforms.

In the Upper Unit, the **Leptyno-Amphibolite Group** is made of an imbricated melange of orthogneiss (*Forges orthogneiss*), exhibiting quartz, K feldspar, albite, muscovite as main minerals and of amphibolite, composed of labrador, green hornblende and pistacite: the geochemistry of this rock corresponds to oceanic basalts.

The Migmatite Group is mainly made of metatexite, with some granitoid veins and amphibolite seams. It is a biotite rich rock, with quartz, K feldspar, oligoclase, muscovite and sillimanite.

The metamorphic evolution is complex: the Upper Unit has underwent an early eclogitic episode, associated to a subduction; later, the whole rock pile was submitted to amphibolitic conditions: this episode, associated to the thrusting of the Upper Unit is dated at 380 Ma. During the Upper Carboniferous period, the crustal thinning determined extensional movements, associated with the pluton ascent, at 312 Ma. A large development of faulting occurred after the granite emplacement.

The hercynian basement was subjected to a post-orogenic **penplanation** from the Late Carboniferous, and during the **Permian**, but its continental sediments have not been preserved. The coarse continental sedimentation, represented by **Triassic** conglomerates and sands, marks the base of the Mesozoic; the marine transgression started on this sheet only during the Hettangien (**Early Jurassic**) and the marine sedimentation continued on a regional scale until the Dogger and Malm with limestones and marls (Bourges area).

The end of the Jurassic is marked by an emersion, the development of thick weathering profiles and the deposition of continental sediments in deep palovalleys (reaching more than 65 m). These may have continued until the **Upper Cretaceous transgression**. No remnant of Upper Cretaceous marine formation has been recognised on this geological map, but these formations crop out few 75 to 100 km northwestwards to northeastwards (Brenne Basin and Gron buttes). Furthermore, the more recent thermochronological apatite fission tracks analyses (AFTA) data acquired on the Vesdun Granite indicate palaeotemperatures of about 90°C during the Late Cretaceous. Tacking into account the current knowledge, these paleotemperatures may not be interpreted otherwise as a palaeocover of 800 m, followed by an intense erosion since 60 Ma.

The Paleogene corresponds to another important continental episode associated with a high weathering on the plateaus and its improvement on top of the palaeovalleys' fillings. After another detritic discharge, reworking some of the previous alterites and sediments, an important but irregular silicification of the alterites and sediments cropping out marks **the**

Middle Eocene. Then the subsident areas are generally confined, more towards the Cher hemigraben, associated with the neogenesis of magnesium rich clays, the development of calcretes and the deposition of lacustrine sediments, whose facies vary according to the position in the basin and the nature of the sediments available in the surrounding landscape (alterites, sandy to clayey Triassic formations, Jurassic limestones and marls, Siderolithic facies, etc.).

The sequential pattern of deposits and subtractive to additive weathering is related to the **geodynamic events which punctuated the European plate evolution after the Hercynian orogeny**, ie (i) the building of the northern Bay of Biscaye rift shoulder during the Early Cretaceous, (ii) the lithospheric buckling in the Pyreneo-Alpine orogeny forelands during the Paleogene, (iii) the extension linked to the West European Rift development during the Late Eocene-Oligocene.

During the Miocene and even more during the Pliocene a third detritic discharge marked the uplift of the Massif Central and the northwards dipping of the erosion surfaces on which passed the detritic sediments (Ardentes and Bourbonnais Formations) reworking all the available formations. This discharge is related to the uplift coming with the Massif central volcanism and to the Peri-Alpine bulge due to the new lithospheric buckling in front of the Alpine orogeny. **During the Quaternary** alternating glacial and temperate episodes and human activities finish to shape the landscapes.

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

La feuille n° 595 Châteaumeillant se situe au Nord du Massif central, à cheval sur le Bourbonnais, au Sud (Bocage bourbonnais) et le Berry, au Nord (extrémité méridionale du Boischaut-Sud). La feuille couvre la partie sud du département du Cher, une mince bande (2 km) de l'Indre à l'Ouest, et l'Allier, au Sud et au Sud-Est.

Les principaux cours d'eau sont, d'Ouest en Est : l'Indre, l'Arnon et la Queugne. Les lignes de partage des eaux de ces trois cours d'eau sont orientées N-S, mais ne semblent pas correspondre à des structures géologiques identifiées par les levés cartographiques ; elles correspondraient plutôt à des zones de changement de la résistance des roches : cette observation s'applique particulièrement à la limite entre le bassin de l'Arnon et celui de la Queugne, qui correspond à l'apparition des bancs quartzitiques dans le micaschiste de l'Arnon (cf. infra). Les directions des réseaux hydrographiques des trois rivières dessinent un éventail : à l'Ouest, l'écoulement se fait vers l'Ouest et le Nord-Ouest ; au centre de la feuille vers le Nord, et à l'Est, vers le Nord-Est. Dans le quart nord-est de la feuille, correspondant au secteur sédimentaire, une série de petits ruisseaux forme un réseau sub-parallèle, orienté WSW-ENE, drainé par des rivières orientées N-S.

L'Arnon draine la plupart des eaux de la région. La vallée de cette rivière se creuse en gorges de Saint-Eloy-d'Allier à Saint-Christophe-le-Chaudry, où elle entaille le socle cristallin du Plateau d'Aigurande. L'Indre et son affluent, la Taissonne, drainent un secteur de 4 km sur 7, dans la partie sud-ouest de la carte : tous deux s'écoulent vers l'Ouest. Au Sud-Est, le bassin de la Queugne se dirige vers le Fossé du Cher.

La morphologie est peu accentuée : l'altitude du socle varie de 250 m à 496 m, au point culminant, situé dans la région sud ouest de la carte, à la Tour du Boueix (x = 590,620 ; y = 2 160,850). La limite entre le socle et la couverture mésozoïque varie de 265 m, à l'Ouest, à 300 m, à l'Est ; le contact du socle avec les sédiments cénozoïques s'abaisse jusqu'à 210 m dans la partie orientale de la carte (vallées de la Queugne et du Boeuf). L'altitude de la partie nord de la carte, située dans les terrains sédimentaires, n'atteint que 200 m dans les vallées.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Châteaumeillant se situe à la limite du Massif central et du Bassin parisien, qui forme le substrat du tiers septentrional de la feuille (cf.

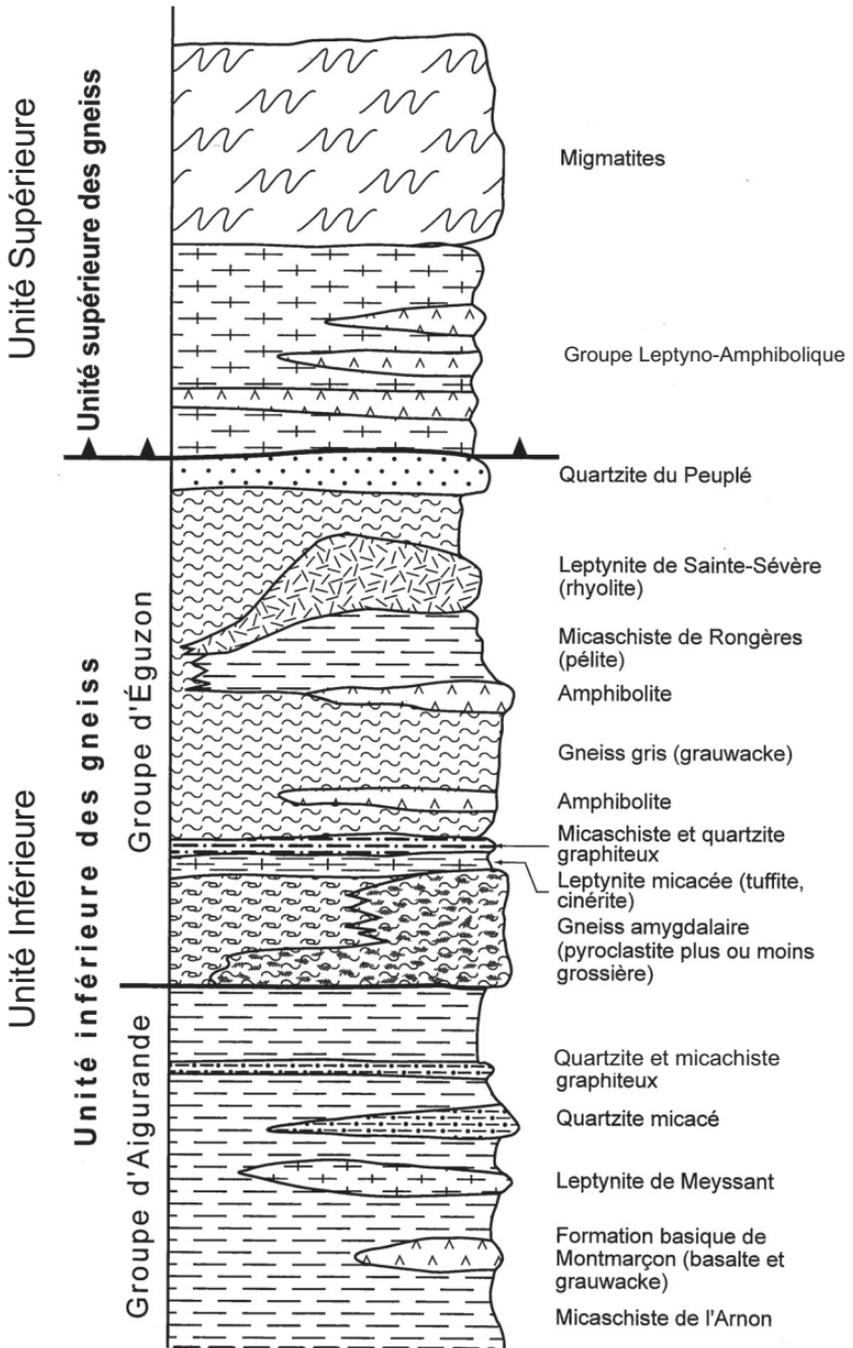


Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique du socle antémésozoïque présent sur la feuille Châteaumeillant

schéma structural). La partie méridionale correspond à l'extrémité orientale du Plateau d'Aigurande, unité géologique et géomorphologique définie par G. Mouret (1923).

Le socle cristallin est constitué de terrains métamorphiques dérivant d'anciennes formations volcaniques et sédimentaires, réparties en deux unités lithostratigraphiques (fig. 1) : **l'Unité Inférieure**, formée du Groupe d'Aigurande et du Groupe de l'Indre (équivalent du Groupe d'Eguzon défini plus à l'Ouest par P. Rolin en 1981) et **l'Unité Supérieure**, constituée du Groupe leptyno-amphibolique et des Migmatites (Faure *et al.*, 1990). Ces terrains ont un âge compris entre le Protérozoïque supérieur, au maximum (Ahmadzadeh *et al.*, 1984) et le Paléozoïque, et sont affectés par l'orogénèse varisque. L'âge du métamorphisme a été déterminé à 380 Ma par R. Boutin et R. Monsigny (1993), par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des roches basiques de l'Unité Supérieure.

Les micaschistes, situés à la base des terrains métamorphiques sont recoupés par un pluton granitique d'extension limitée, le **Granite de Vesdun**. Celui-ci représente le plus oriental des diapirs de leucogranite, qui s'alignent WSW-ENE, sur tout le Plateau d'Aigurande et qui sont datés à 312 ± 6 Ma (Petitpierre et Duthou, 1980 et Rolin *et al.*, 1982). Les formations métamorphiques sont la continuité de celles déjà rencontrées sur la feuille la Châtre, adjacente à l'Ouest. Sur Châteaumeillant, on observe (cf. schéma structural) la disparition, par biseautage, du Groupe leptyno-amphibolique, à la base de l'Unité Supérieure ; de même, la partie migmatitique de cette unité s'arrête contre un grand accident orienté N-S.

En revanche, **la Formation des micaschistes de l'Arnon**, équivalent probable de **la Formation des micaschistes de Fougères** (Rolin, 1981), montre un développement très important, puisqu'ils représentent près des deux tiers du socle cristallin de la feuille ; on y observe en outre de nombreuses intercalations de niveaux enrichis en quartz, pouvant aller jusqu'à des quartzites purs. Ces roches quartzitiques, d'origine sédimentaire, forment la zone des « Peux », tout autour de Vesdun ainsi que les sommets de la partie orientale de la feuille.

Les terrains sédimentaires et les paléooltérîtes

Après une période d'érosion intense et de rubéfaction post-hercynienne, les **formations mésozoïques** commencent par une sédimentation continentale, marquée par des dépôts conglomératiques, arkosiques, gréseux et argileux, d'âge indéterminé : sur la carte la Châtre, cette formation a été notée **t-l**. Sur Châteaumeillant, le **Trias (t)** est distingué de la Formation des **Sables kaoliniques du Rhétien (tr)** qui lui est immédiatement sus-jacente. Le Mésozoïque se poursuit par une sédimentation marine, de nature calcaro-

argileuse, d'âge **liasique**. Une discordance majeure nous prive de la suite des terrains jurassiques. Une **première phase d'altération au Crétacé inférieur** est attestée par des résultats de datation indirecte obtenus lors des levés de cette feuille par paléomagnétisme sur les cuirasses **sidérolithiques** (Théveniaut *et al.*, 2003 ; Quesnel *et al.*, 2003 ; Théveniaut *et al.*, in prep). Les sédiments découverts au cours des levés de cette feuille dans les **paléovallées** sous ces cuirasses ont probablement également un âge crétacé inférieur, voire plus ancien. Ils témoignent du paléoréseau hydrologique qui drainait le Massif central à cette époque et sont les probables émissaires fluviaux qui se jetaient dans la gouttière wealdienne plus au Nord dans le bassin de Paris (Thiry *et al.*, 2006). Une **deuxième phase d'altération paléogène** est également datée par paléomagnétisme plus bas dans la cuirasse sidérolithique (Théveniaut *et al.*, 2003 ; Quesnel *et al.*, 2003 ; Théveniaut *et al.*, in prep). Dans la majeure partie des cas, ces altérites d'âge crétacé inférieur et/ou paléogène, ayant affecté et profondément transformé tous les terrains affleurant, ont été remaniées et évacuées. Toutefois quelques témoins pouvant être pluridécimétriques en ont été découverts à la faveur des sondages effectués pour les levés de la feuille Châteaumeillant dans les **paléovallées** ou petits bassins préservés dans les compartiments affaissés contre certains accidents. Il subsiste également des **couvertures d'altérites** d'épaisseur variable (profils de 5 à 35 m selon qu'ils ont été plus ou moins tronqués par érosion) affleurant sur les roches du socle hercynien, du Trias et du Lias. Souvent des **silicifications**, dont la géométrie est difficile à préciser, affectent les sédiments sidérolithiques altérés, et sont recouvertes par les **formations lacustres datées de l'Éocène supérieur à leur base**.

Les épandages ravinants **pliocènes** sablo-argileux se développent à l'Ouest et au Nord de Culan, selon une paléo-vallée orientée SSE-NNW, rejoignant ceux étudiés sur les feuilles Saint-Amand-Montrond (Lablanche *et al.*, 1994) et Ardentes (Lorenz *et al.*, 1975), et dans la partie orientale de la feuille sur de grands glacis d'érosion, où ils rejoignent ceux de la feuille Hérisson (Turland *et al.*, 1989) en se raccordant aux dépôts contemporains du Cher et du Bourbonnais.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Châteaumeillant se situe entièrement sur la coupure à 1/80 000 de Montluçon, dont la dernière édition remonte à 1939 (de Launay), elle-même n'apportant que très peu de corrections à la précédente (1892). D'importantes modifications, portant notamment sur l'extension du socle dans la région nord-est, et sur celle des dépôts triasiques, crétacés inférieurs et cénozoïques, sont apportées par la présente édition.

Des précisions sont données également dans la description des formations du socle, qui ont été identifiées en fonction de la lithologie de leurs protolites. Une attention particulière a été portée aux formations quartzitiques, qui n'apparaissent plus comme des filons de quartz isolés (cf. carte à 1/80 000 de Montluçon), mais comme deux unités lithologiques cohérentes et distinctes, l'une intercalée dans les micaschistes de l'Arnon et déformée avec eux, l'autre, dans les cœurs de synformes au sein des gneiss gris plagioclasiques : cette dernière correspond à la formation du Peuplé, qui occupe une position structurale analogue sur la carte la Châtre (Prost, 1987).

En ce qui concerne les terrains sédimentaires, le Rhétien a été distingué du Trias sous-jacent, la limite entre les deux a été « construite » car elle n'a quasiment jamais été observée à l'affleurement. Ce contour est ainsi dessiné en pointillés longs, puisqu'il repose sur des contacts observés en sondages, quelques affleurements éparpillés du Rhétien d'un côté et du Trias de l'autre, ainsi que des hypothèses sur les pendages. La découverte des paléovallées d'âge crétacé inférieur à plus ancien, le détail de leurs remplissages, leurs altérations et les datations obtenues par diverses méthodes sur les sédiments crétacés inférieurs et cénozoïques constituent d'importants faits nouveaux contribuant à renouveler les connaissances, voire certains concepts géologiques dans la région.

Le lever de la présente édition à 1/50 000 a été effectué :

- de 1987 à 1994 pour le socle au Sud par A.E. Prost et ses étudiants ;
- de 1993 à 1996 pour le Jurassique et les terrains cénozoïques (Formations lacustre et d'Ardentes) par G. Lablanche dans la suite de la feuille Saint-Amand-Montrond ;
- de 1998 à 2002 pour le détail des paléoaltérations et sédiments sidérolithiques et les formations cénozoïques à l'Est par F. Quesnel avec la collaboration de M. Thiry et R. Simon-Coinçon ;
- de 1998 à 2002 pour le Trias, l'ensemble des formations superficielles, quelques corrections sur le socle, et la coordination de la carte par F. Quesnel.

L'étude du socle a donné lieu à un rapport inédit de DEA de l'Université d'Orléans (Lasne, 1988). De même une **étude typologique et géochronologique des zircons** (Pb-Pb par évaporation directe du plomb sur monocristaux de zircons) a permis de préciser les âges du gneiss amygdalaire de Nermond et de la métavolcanite de Nouzier, deux formations de l'Unité Inférieure des gneiss (Guerrot, 1994). En outre une **caractérisation géochimique des amphibolites** de l'Unité Supérieure des gneiss a permis de préciser la nature de leurs protolites (Thiéblemont, 1998).

Concernant les roches sédimentaires, les travaux de L. Courel (1970, 1973) sur le Trias ont été largement consultés et repris, de même que ceux de

R. Mouterde (1952) pour le Lias. Les levés détaillés, sondages et nombreuses **analyses diffractométriques aux rayons X** (Roche totale et fraction argileuse) réalisés par R. Simon-Coinçon, M. Thiry et N. Forette (1999, 2001, 2003) ont grandement aidé à la compréhension des paléooltérations et paléosurfaces continentales.

Toutes les données de forages (recherche d'eau, pétrolière, minière, geotechnique), existantes ont été systématiquement recherchées et compilées, elles représentent 1 245,5 m cumulés. De plus, **le lever des formations superficielles** fut particulièrement soigné sur cette carte ; **de nombreux sondages de reconnaissance géologique ont été réalisés par les foreurs de l'atelier sondages à l'aide de la moto-tarière du BRGM (2 527,6 m forés cumulés)**, et suivis par F. Quesnel afin de mieux connaître la géométrie et la nature des altérites, sédiments crétacés inférieurs, cénozoïques et autres formations superficielles. Ce sont ainsi 3 773 m cumulés de sondages qui ont été exploités et numérisés, pour beaucoup échantillonnés et analysés, renouvelant grandement les connaissances sur la zone et conduisant à de nouvelles interprétations quant à ses alentours régionaux. **Les données géophysiques et géochimiques** également disponibles et désormais en bases de données au BRGM ont également été consultées et exploitées pour améliorer le lever de la feuille et les interprétations géologiques de ses terrains.

Les **analyses palynologiques** effectuées par G. Farjanel et **des micro et nannofossiles** effectuées par C. Bourdillon et M. Bonnemaïson ont apporté des arguments de même que les recherches et **études des minéraux volcaniques** par P. Jézéquel et V. Pédroletti (2002, 2003). Notons enfin que **plusieurs campagnes de paléomagnétisme** ont été réalisées sur les cuirasses rouges du « Sidérolithique » (= paléooltérites silicifiées) afin d'affiner leur calage stratigraphique (travaux de H. Théveniaut). Ces travaux précurseurs sur les cuirasses sidérolithiques de la feuille Châteaumeillant ont été poursuivis dans le reste du Massif central par la thèse de C. Ricordel (2007), qui a également obtenu des âges crétacés inférieurs (voire plus anciens). Une **étude thermochronologique par traces de fission sur apatites** a été menée sur un échantillon de Granite de Vesdun non altéré par J. Barbarand, de l'Université d'Orsay, qui a également apporté des arguments importants en faveur d'un paléorecouvrement sédimentaire du socle hercynien au Crétacé supérieur.

Sur la zone correspondant au socle cristallin et à une partie des terrains sédimentaires de la carte géologique à 1/50 000 de Châteaumeillant, sont figurés en couleurs pleines les affleurements de roche saine à un peu altérée (horizon fissuré), et en couleurs abaissées, les zones d'altérites. Quelques visites de terrain sur les feuilles voisines ont permis de constater que les altérites y sont autant présentes que sur la feuille Châteaumeillant, mais elles sont sous représentées voire ignorées sur les cartes géologiques concernées.

À la différence des feuilles voisines où elle est en rose pâle, la Formation d'Ardentes est représentée en bleu turquoise très clair sur la présente feuille, afin de la distinguer sans aucune ambiguïté des terrains sous jacents, souvent représentés dans des teintes de saumon ou orangé. Le Rhétien est représenté dans la même teinte orange que le Trias, mais avec une surcharge de gros points blancs. Les formations du socle, du Trias et les sédiments remplissant les paléovallées sidérolithiques ayant subi une « sidérolithisation » et silicification (cuirassement silico-ferrugineux) ont une surcharge de rayures rouges horizontales, quand les roches affectées sont latéritisées et encore meubles avec cuirasse peu épaisse et discontinue et sont en aplat rouge quand elle est épaisse et continue. Une indication ponctuelle en bleu et une surcharge de rayures bleues horizontales illustrent également les processus d'altération et de silicification particuliers (quartz carié, jaspes du Chaumois...) affectant les terrains triasiques et liasiques altérés de la moitié ouest de la carte.

En annexe n° 1 cf. CD-Rom joint figurent les 2 tableaux simplifiés des sondages récupérés en BSS ou auprès de divers organismes et bureaux d'étude et de tous ceux réalisés pour les levés de cette feuille, ainsi que les cartes de position de tous ces sondages. Le tableau 1 concerne les altérites de socle traversées en forages avec ou sans couverture sédimentaire. Les forages sont simplifiés et classés par épaisseurs d'altérite décroissantes. Le tableau 2 concerne les formations sédimentaires et dépôts superficiels. Les forages sont simplifiés et les colonnes donnent les altitudes du mur des formations identifiées ainsi que leurs épaisseurs. La carte reprend l'ensemble de ces informations données par les sondages, reportées sur le schéma structural, elle les synthétise sous forme simplifiée (cf. légende).

En annexe n° 2 cf. CD-Rom joint sont fournies les 6 coupes géologiques dessinées à travers cette feuille et passant par les sondages réalisés pour les besoins des levés de la présente feuille. Le plan de position de ces 6 coupes est également fourni dans cette annexe. Deux de ces coupes débordent sur la feuille voisine de Hérisson à l'Est, où des sondages postérieurs aux levés et à l'édition de la carte (n° 596), effectués dans les explorations avant la réalisation de l'autoroute A71, permettent de mieux illustrer la structure et les failles associées au hémigraben du Cher. L'une de ces deux coupes, la plus longue et complexe, est également dessinée en couleurs sous la carte Châteaumeillant ; son tracé figure en pointillés sur le schéma structural.

En annexe n° 3 cf. CD-Rom joint est fournie la carte en isohypses du mur des paléovallées et petits bassins. Cette carte, ainsi que les coupes géologiques, sont fondées sur les cotes à l'affleurement des contacts entre les formations qui remplissent les paléovallées et leurs substrats et l'étude des sondages compilés et réalisés pour le levé de cette feuille.

En annexe n° 4 cf. CD-Rom joint est fournie la carte de position de toutes les mesures structurales ponctuelles (majoritairement dans le socle, très rares mesures de failles dans les formations mésozoïques), ainsi que les linéaments et failles cassantes post hercyniennes et les points où les mesures paléomagnétiques ont été réalisées dans les cuirasses sidérolithiques.

En annexe n° 5 cf. CD-Rom joint sont fournies sous forme de logs toutes les données DRX des coupes qui ont été étudiées par M. Thiry, R. Simon-Coinçon et N. Forette, dans les sédiments sidérolithiques en majorité, mais aussi dans certains triasiques, rhétiens et liasiques altérés, dans les altérites de granite et de micaschistes, dans les faciès lacustres éocènes et les dépôts fluviaux de la Formation d'Ardentes.

Toutes les informations concernant les sondages ont été transmises à la BSS et au Programme du Référentiel Géologique de la France afin d'implémenter la base de données des logs validés. Après sélection et validation, elles seront prochainement consultables sur le site Infoterre : www.brgm.fr.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Le forage du CEA d'Épineuil-le-Fleuriel, effectué à 3 km à l'Est de la limite de la carte, sur la feuille voisine de Hérisson, a rencontré vers 250 m de profondeur, sous du Cénozoïque et du Trias, du Permien montrant des alternances de conglomérats et silts passant à des pélites noires charbonneuses. Les sédiments permien repérés sur ce forage présentent une épaisseur importante (environs 1 100 m) et sont disposés dans une structure en cuvette orientée WNW-ESE. Les données fournies par ce forage concernent en partie la présente feuille, puisqu'il est probable que cette structure se prolonge à l'extrême NE de la carte de Châteaumeillant. Toutefois sur Châteaumeillant, entre le Trias et le socle métamorphique, le Permien n'existe ni à l'affleurement ni dans les sondages assez profonds (100 à 200 m) de la Petite Loubière et du Champ Mouillé plus au Sud et à l'Ouest. Cet étroit bassin permien serait donc installé le long d'un accident anté à syn-permien au rejet de plus de 1 000 m, qui aurait pu rejouer ultérieurement.

TERRAINS AFFLEURANTS

Roches métamorphiques et éruptives (socle varisque)

Les formations métamorphiques rencontrées sur cette feuille correspondent exactement à la prolongation orientale des terrains décrits sur

la feuille la Châtre (*Prost, op. cit.*). À la suite des observations de terrain, faites lors du lever de la présente carte, on a pu montrer que le Groupe d'Aigurande et le Groupe de l'Indre forment une suite lithologique continue et qu'ils ont connu la même évolution tectono-métamorphique : on les regroupe donc ici dans une « *Unité Inférieure* », surmontée par une « *Unité Supérieure* », clairement allochtone, puisqu'elle repose sur différents termes lithologiques de l'Unité Inférieure. Le pluton granitique de Vesdun intrude quant à lui l'Unité Inférieure.

Unité Inférieure

Groupe d'Aigurande

Ce groupe représente la base géométrique des assises métamorphiques de cette feuille, comme du reste du Plateau d'Aigurande. Le groupe est représenté ici par deux formations principales : la Formation du micaschiste de l'Arnon (ξ^1) et la Formation de Saint-Désiré, composée essentiellement de quartzite à muscovite (χm). Le Groupe d'Aigurande constitue près des deux tiers du substratum cristallin présent sur la carte.

ξ^1 . **Formation de l'Arnon : micaschistes alumineux à muscovite et biotite.** Ces roches sont remarquablement exposées dans les gorges de l'Arnon et de son affluent de rive gauche, la Joyeuse ; elles affleurent aussi sous le château de Culan. En revanche, sur le plateau, les affleurements sont rares : les altérites prédominent largement et sont représentées par le symbole ($\varnothing \xi^1$). Ces roches correspondent au micaschiste à biotite, noté ξ^{1-2} sur la carte voisine de Hérisson (Turland, 1990).

Le micaschiste montre un faciès pétrographique assez homogène : à l'état sain, il apparaît à l'œil nu comme une roche feuilletée à grain très fin, brillante, de toucher soyeux et de couleur gris-vert, tandis que la roche altérée prend une patine rose-violine à proximité de la couverture sédimentaire triasique, à brune, parfois même ocre-rouille, dans les zones de rubéfaction, et à rouge sous les terrains du Sidérolithique. Le quartz, les micas blanc et brun et parfois des grenats millimétriques sont les principaux minéraux visibles. Autour du Granite de Vesdun et sur une auréole de deux à trois kilomètres, la tourmaline est fréquemment observée, surtout dans les faciès plus riches en quartz ; dans cette zone, la chlorite est beaucoup plus développée.

La composition minéralogique est la suivante :

- quartz, en proportion variable ;
- albite ;
- biotite abondante : elle est saine ou altérée en chlorite, surtout à proximité du pluton granitique de Vesdun ;

- muscovite très abondante ;
- grenat, souvent pœcilitique avec le quartz, partiellement chloritisé, toujours sous l'effet du métamorphisme de contact ;
- cordiérite.

Tous ces minéraux sont développés dans la foliation et montrent une texture lépidoblastique à grano-lépidoblastique.

D'autres minéraux apparaissent à proximité du batholite de leucogranite et sont postérieurs à la foliation principale, qu'ils recoupent :

- andalousite ;
- tourmaline : ce minéral se présente en baguettes non orientées.

Outre ce faciès largement prédominant, la formation montre quelques variations lithologiques d'extension limitée, qu'il n'est pas possible de représenter vu le manque de continuité des affleurements et l'échelle de la carte. On notera en particulier :

- des niveaux plus riches en feldspaths (gneissiques) ;
- un faciès ocellaire à albite, qui forme systématiquement la transition avec le gneiss amygdalaire, quand on peut observer le passage continu d'une formation à l'autre ; cette transition peut d'ailleurs permettre de reconnaître si un contact est normal ou non : on observe cette disposition dans la région de Viplaix, au lieu dit l'Arrentement, dans une petite extraction de pierre ($x = 604,150$; $y = 2\ 182,750$) ;
- un faciès volcanogène, avec un amas de sulfures vers le sommet de la formation, dans la vallée de l'Arnon ($x = 600,925$; $y = 2\ 161,750$).

Le passage à la formation suivante est tout à fait graduel, comme on peut le voir sur une coupe le long de la route D112 entre Viplaix et Courçais ($x = 605,200$; $y = 2\ 162,400$), où l'on observe l'augmentation progressive de la teneur en quartz dans le faciès micaschisteux, qui devient de plus en plus clair, et la disparition simultanée de la biotite.

χm. Formation de Saint-Désiré : quartzite à muscovite et quartzite pur. Les limites entre cette formation et la précédente sont un peu arbitraires, puisque le passage est graduel. Le critère de distinction retenu est la **disparition de la biotite visible à l'œil nu**. On a remarqué que ces niveaux de quartzite micacé apparaissent quand on s'élève topographiquement, les fonds de vallées étant occupés par le faciès micaschisteux. Cette disposition tient au fait que la foliation présente un pendage très faible, sur l'ensemble de la zone d'affleurement du Groupe d'Aigurande (mis à part au Sud-Est), et que les formations quartzitiques se développent géométriquement au-dessus des niveaux micaschisteux.

Les niveaux de **quartzite pur** sont d'extension limitée à des bancs métriques et se trouvent au sommet des « Peux », sous forme de blocs épars, sauf au lieu-dit « le Breu », au Sud de la carte ($x = 609,000$; $y = 2\ 160,750$; $z = 335$) et à « la Bergerie » ($x = 606,000$; $y = 2\ 162,000$).

La minéralogie de cette formation est très simple :

- quartz ; la proportion de ce minéral varie de 30 à 99 %, selon le type de roche ;
- muscovite ; ce minéral est aussi en quantité très variable, presque nulle dans les faciès quartzitiques purs ;
- oxydes de fer.

Cette formation a fait l'objet, dans le passé, d'une intense exploitation, marquée par l'existence de nombreuses carrières maintenant abandonnées, en particulier au Nord et au Nord-Ouest de Vesdun.

Σ¹gra. **Micaschiste à graphite**. Cette roche n'affleure qu'en pierres volantes dans les champs autour de la D412 entre Saint-Éloy-d'Allier et Courçais près du lieu-dit « la Goutte Bidon » et y a été rencontrée sous forme d'altérite en sondage (GBD1 : $x = 603\ 350$; $y = 2\ 164,350$). Cette formation est bien identifiée sur la feuille la Châtre, où elle est associée à des niveaux souvent proches des quartzites.

Groupe de l'Indre

Ce groupe représente la partie supérieure de l'Unité Inférieure. On n'a distingué que quatre formations sur cette carte, car certains faciès, présents sur la feuille la Châtre, ont ici disparu, en particulier les métatuffites et la leptynite, qui se situaient entre les gneiss amygdalaires et le gneiss gris. Le quartzite à graphite n'a été retrouvé que sous forme altérée en sondage. Le passage, continu et progressif de la Formation des micaschistes de l'Arnon à la Formation des gneiss amygdalaires, ainsi que l'absence de différence majeure entre les différents minéraux métamorphiques des deux formations, *permettent de réunir les deux groupes dans une même unité tectonique*, sans accident chevauchant entre les deux groupes.

Σ². **Formation de Nermond (ou du Confluent cf. Rolin, 1981) : gneiss amygdalaire et micro-amygdalaire, à quartz bleu**. Le terme est repris des cartes avoisinantes et correspond à la définition donnée par M. Chenevoy (1958 et 1968). Cette formation constitue, comme dans le reste du Plateau d'Aigurande, un niveau-repère sur la carte où il souligne la structure antiforme des unités lithostratigraphiques, de part et d'autre du Granite de Vesdun (cf. schéma structural).

Echantillon	Zircon	T°C palier	Nombre rapports	²⁰⁶ Pb ----- ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb ----- ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb* ----- ±1σ ²⁰⁶ Pb*	Âge par palier ± 1σ	Âge par zircon ± 1σ	Âge moyen ± 1σ	
NERMOND	Zr A	a/1440	66	1420	0.084	0.05748± 45	510±17			
		b/1460	65	8520	0.069	0.05761± 21	515± 8			
		c/1480	56	2590	0.095	0.05833± 29	542±11			
Gneiss		d/1540	65	4440	0.129	0.05935± 33	580±12			
amygdalaire	Zr B	a/1440	15	580	0.088	0.05652± 52	473±20			
		b/1460	50	2970	0.063	0.05719± 58	499±22			
	Zr C	a/1440	7	730	0.081	0.06273± 68	699±12			
		Zr D	a/1440	59	1410	0.094	0.05758± 32	514±12		
		b/1460	64	3480	0.136	0.05916± 38	573±14			
		c/1500	8	3390	0.154	0.05911± 93	571±34			
	Zr E	a/1460	15	1950	0.088	0.05607± 99	455±39			
		Zr F	a/1420	43	150	0.290	0.05753±218	512±81		
		b/1440	52	320	0.166	0.05806±110	532±41			
		c/1460	59	2560	0.085	0.05730± 47	503±18			
	Zr G	a/1440	64	100	0.397	0.05878±204	559±74			
b/1460		61	170	0.251	0.05854±178	550±65				
c/1480		61	510	0.105	0.05878± 68	559±15				
d/1540		57	930	0.078	0.05875± 49	558±18				
NOUZIER	Zr A	a/1440	61	6680	0.152	0.05738± 18	506± 7			
		b/1460	59	10840	0.166	0.05714± 13	497± 5			
méta-volcanite	Zr A	a + b	120					502 ± 8		
	Zr B	a/1440	60	4480	0.158	0.05724± 21	501± 8			
		b/1460	55	11420	0.167	0.05719± 10	499± 4			
		a + b	115					500 ± 7		
	Zr C	a/1440	65	570	0.195	0.05691± 47	488±18			
	Zr E	a/1420	63	6130	0.158	0.05696± 21	490± 8	490 ± 8		
	Zr F	a/1420	65	5590	0.157	0.05714± 34	497±13			
	b/1440	65	41970	0.153	0.05714± 16	497± 6				
	Zr F	a + b	130					497 ±10		
	Zr G	a/1420	33	2550	0.160	0.05735± 58	505±22			
	b/1440	62	10570	0.165	0.05719± 32	499±12				
	c/1460	59	5950	0.179	0.05704± 36	493±14				
	Zr G	b + c	121					495 ±13		
Zr A+Zr B+Zr E+Zr F+Zr G			549					498 ± 10		

Tableau 1 - Résultats isotopiques obtenus par évaporation sur les zircons des gneiss amygdalaires (Nermond) et de la métavolcanite interstratifiée dans la partie supérieure de l'Unité Inférieure des gneiss (Nouzier). Les valeurs en caractères gras sont celles conservées pour le calcul de l'âge. Les erreurs sont données à ± 1σ sur la totalité des rapports conservés

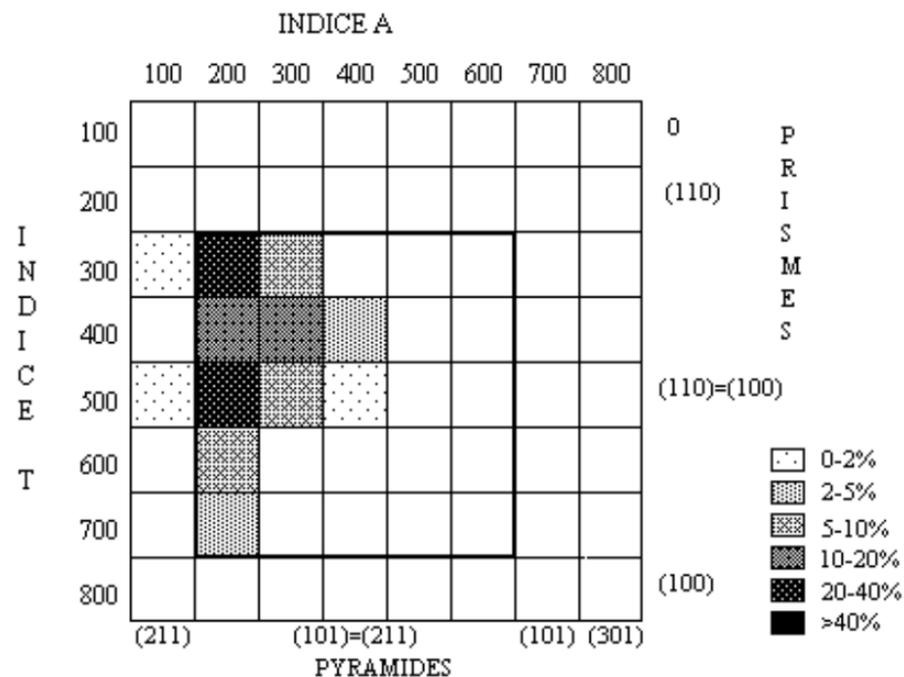


Fig. 2 - Diagramme de répartition typologique des zircons de l'échantillon de gneiss amygdalaire (Nermond)

À l'œil nu, la roche présente un aspect caractéristique de schiste à éléments figurés, de dimensions très variables, comprises entre 0,5 mm et 5 cm.

La trame est lépidoblastique et riche en biotite. Les amygdales sont soit formées de feldspath seul, soit polycristallines : dans ce cas, elles sont formées de quartz et de feldspaths avec du mica en petite quantité : elles sont fusiformes, car aplaties et étirées dans la foliation. La roche comporte aussi des quartz bleus, mono- ou polycristallins, de taille millimétrique (1 à 3 mm), d'origine rhyolitique d'après E. Petitpierre (1981). Le protolite de cette formation est probablement une roche volcanique et/ou volcano-clastique. Par ailleurs sur la rive droite de l'Arnon, sur le sentier (GR43) descendant du Petit Châtelus, le quartzite à graphite, plus ou moins micaschisteux affleure sur un mètre d'épaisseur au sommet du gneiss amygdalaire marquant le passage au gneiss gris plagioclasiq.

Une datation par la méthode Pb-Pb par évaporation directe du plomb sur monocristaux de zircon a été entreprise sur un échantillon de cette roche prélevé dans la carrière de Nermond sur la feuille voisine (Guerrot, 1994, tabl. 1). Il s'agit d'une série orthodérivée d'origine vraisemblablement volcanique. Les zircons extraits de cette roche forment une population homogène de zircons indexables (typologie selon la méthodologie de J.-P. Pupin). L'indice moyen I.A. - I.T. de cette population est de 231-432, ce qui correspond au domaine des roches magmatiques d'origine crustale (fig. 2). Sept cristaux ont été analysés en spectrométrie de masse à source solide et ils ont tous permis l'obtention d'un ou plusieurs paliers de température. Néanmoins aucun âge moyen pour la cristallisation de cette roche ne peut être calculé. En effet :

- soit les paliers obtenus par zircon sont de bonne qualité (intensité élevée, peu de plomb commun, bonne précision de la mesure : exemple zircon A), mais l'âge augmente constamment d'un palier à l'autre, pouvant traduire soit une perte de plomb importante, soit un héritage ancien ;
- soit les enregistrements sont de moindre qualité (peu d'intensité, beaucoup de plomb commun, mauvaise précision : exemple zircon G), et donc inutilisables.

Aucun âge concordant n'est atteint. La cristallisation du protolite des gneiss amygdalaires se situe sans doute aux alentours de 500-600 Ma sans que l'on puisse le préciser.

Une autre série des mêmes analyses (Guerrot, 1994) a été effectuée sur la métavolcanite de Nouzier, interstratifiée dans la partie supérieure de l'Unité Inférieure des gneiss, également prélevée sur la carte voisine. Elle se situe plus haut dans la série que les gneiss amygdalaires ; 94 % des zircons de cette roche ont pu être indexés. Parmi ceux-ci, 5 % présentent la particularité de se situer

au centre du diagramme typologique, sans relation apparente avec la population dominante qui elle se situe en bas à droite du diagramme. L'indice moyen I.A. - I.T. calculé uniquement sur la population dominante est de 690-735, ce qui situe cette roche dans le champ des roches magmatiques d'origine principalement mantellique (fig. 3). Les sept zircons analysés ont tous émis suffisamment de plomb pour être enregistrés sur un ou plusieurs paliers de température. Excepté le zircon C, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont relativement élevés ($> 2\,000$). Ces zircons contiennent donc peu de plomb commun, et la correction appliquée reste faible. Ceci ajouté à un signal relativement intense (sauf pour le dernier palier du zircon G) permet l'obtention de paliers précis. Sur quatre cristaux (A, B, F, G), deux paliers successifs indiquent le même âge à environ 500 Ma. Ce même âge est obtenu pour l'unique palier du zircon E. La moyenne des 9 paliers conservés pour le calcul de l'âge est de 498 ± 10 Ma (1σ), calculé statistiquement sur 549 rapports isotopiques (fig. 4). Cet âge peut être interprété comme l'âge de cristallisation de cette volcanite et donne ainsi une contrainte sur l'âge de l'Unité Inférieure des gneiss.

ζ⁵. **Gneiss gris plagioclasique.** La Formation du gneiss gris est représentée au Sud-Ouest de la carte et montre un faciès homogène, plutôt micaschisteux à la base, c'est-à-dire près du contact avec le gneiss amygdalaire. D'ailleurs ce faciès est confirmé dans le sondage FRO1 ($x = 598,976$; $y = 2\,160,633$).

À l'œil nu, la roche est de teinte grise, un peu verdâtre, à patine brune. Le quartz visible est sous forme d'amygdales ou de lentilles d'exsudation. Les feldspaths forment des cristaux millimétriques, autour desquels la schistosité se moule. Le mica noir est légèrement chloritisé, ainsi que le grenat que l'on trouve dans les faciès les plus micaschisteux.

Au microscope, la composition minéralogique est la suivante :

- quartz, granoblastique, de 40 à 50 % ;
- plagioclase à teneur en anorthite variant de 30 à 35 % (oligoclase-andésine) ;
- feldspath potassique en reliques ;
- biotite, abondante parfois altérée en chlorite, lors de la rétro-morphose tardive ; elle représente le principal minéral phylliteux ;
- muscovite, présente dans les faciès micaschisteux ;
- grenat, automorphe, altéré partiellement en chlorite.

Le protolite de cette formation est probablement une grauwacke, intercalée de roches volcaniques ou volcano-clastiques.

ℵ_{gra}. **Quartzite et micaschiste à graphite.** Le quartzite à graphite n'a été retrouvé que sous forme d'altérites très peu épaisses aux sondages

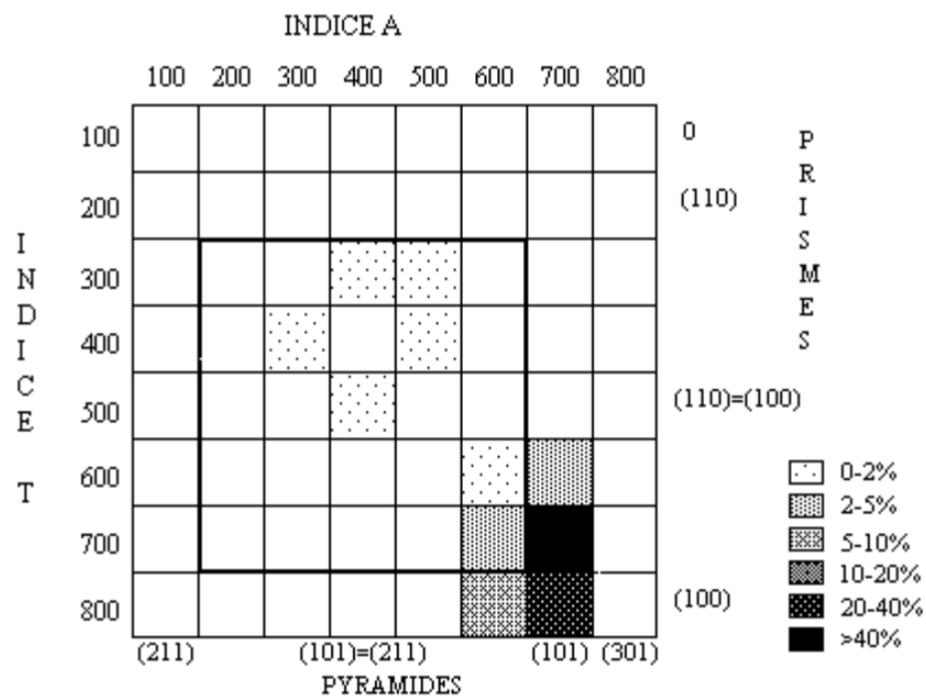


Figure 3 : Diagramme de répartition typologique des zircons de la métavolcanite de Nouzier

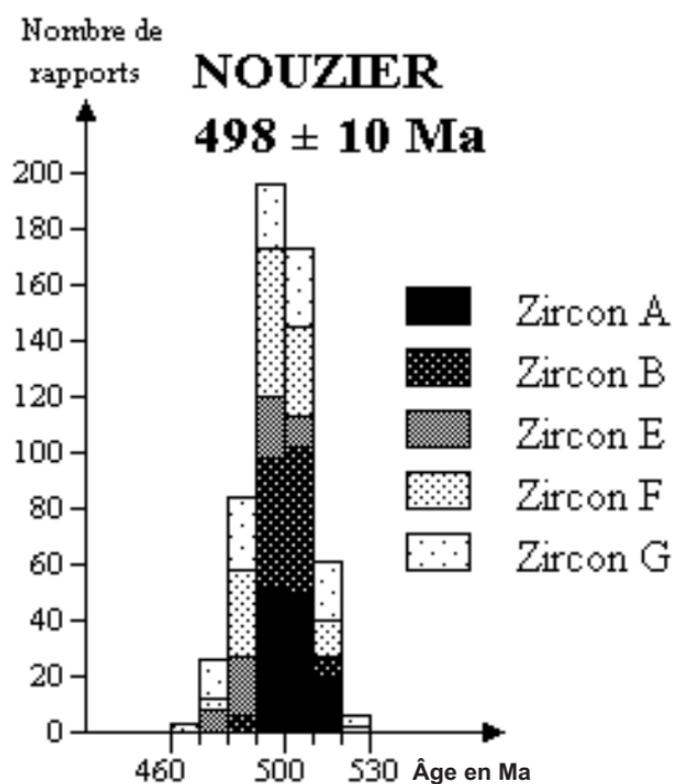


Fig. 4 - Histogramme de répartition des âges obtenus en fonction du nombre de rapports conservés pour les zircons de la métavolcanite de Nouzier

VPF1 et VPF2 (Viplaix, la Petite Forêt, respectivement $x_1 = 603,825$; $y_1 = 2\,161,010$; $x_2 = 603,725$; $y_2 = 2\,160,875$). Il s'agit d'une argile sableuse avec oxydes puis, en profondeur, de sable à grains de quartz et poudre noire graphiteuse à la teinte noire caractéristique.

Une lame mince taillée dans une pierre volante de roche saine a permis de reconnaître un quartzite finement grenu et rubané à magnétite et muscovite, avec une lentille d'exsudation de quartz. Au milieu de la lame mince se trouve un ruban de quartz blanc de 1,2 à 2 cm d'épaisseur, à texture engrenée, correspondant probablement à une lentille d'exsudation métamorphique, analogue à celles qui sont communes dans les micaschistes. De part et d'autre de ce ruban se trouve un quartzite à texture granoblastique et rubanée, à grain fin. Le rubanement est souligné par de très minces (puissance de 0,1 à 1 mm) lits sombres, plus ou moins chargés de minéraux opaques, qui alternent avec des lits très riches en quartz. Quelques fines paillettes de muscovite sont dispersées dans les deux types de lits. Parmi les minéraux opaques, l'observation au microscope à transmission permet de distinguer d'une part de petits cristaux bien individualisés, constitués probablement de magnétite et, d'autre part, des traînées cryptocristallines dont il est impossible de déterminer la nature exacte : magnétite, graphite.... Le quartz a une extinction fortement onduleuse dans l'ensemble de la roche.

De plus, près du sondage FRO1 au hameau de Fromenteau ($x = 598,960$; $y = 2\,160,630$), on observe un micaschiste noir altéré évoquant le schiste à graphite vu sur la feuille la Châtre.

λ. **Formation de Sainte-Sévère : leptynite.** Cette formation, d'origine volcanique probable (E. Petitpierre, 1981) vient se terminer en biseau, à l'Ouest de la carte, où elle n'occupe qu'une faible surface. On observe clairement le passage normal avec le gneiss gris, qui constitue l'encaissant de la rhyolite originelle. La roche saine est gris-blanc, et acquiert une patine jaune à rouille à l'altération. Elle a un grain très fin (0,1 mm environ), et une composition quartzo-feldspathique. Au microscope, elle montre une texture granoblastique.

L'association minérale est la suivante :

- quartz, largement prédominant ;
- albite ;
- feldspath potassique altéré ;
- muscovite et chlorite ;
- oxydes de fer ;
- rares zircons.

♠. **Amphibolite d'Armelle.** À l'extrême Sud de la feuille, sur la commune de Viplaix à l'Est de la D7, et près du hameau d'Armelle situé sur la feuille Boussac (Quenardel *et al.*, 1991), une étroite bande d'amphibolite orientée N110°E a été retrouvée à cheval sur les feuilles Châteaumeillant et Boussac. Cette bande figurait déjà sur la feuille Montluçon à 1/80 000 en tant que filon de serpentine, mais n'est pas cartographiée sur la feuille Boussac. Deux affleurements ont été vus : une ancienne carrière dont proviennent la plupart des moellons des bâtiments anciens du hameau d'Armelle (feuille Boussac : x = 605,590 ; y = 2 159,960) et quelques blocs affleurant le long du ruisseau la Dionne (x = 604,740 ; y = 2 160,175). La roche fraîche est noire à bleu foncé et prend une patine verte à l'altération.

χP. **Formation du Peuplé : quartzite micacé.** Cette roche, intercalée dans le gneiss gris, arme le paysage et correspond ainsi souvent au sommet de nombreuses collines, allongées dans la direction de la structure et de la foliation (Mont Vernet, x = 603,200 ; y = 2 160,120 ; la Tanière, x = 592,000 ; y = 2 163,925). Entre le Bourdeau et Saint-Saturnin, cette formation occupe une bande longue de 1,5 km d'Ouest en Est, où le quartzite fut activement exploité dans le passé, comme en témoigne la dépression qui lui correspond maintenant. Le faciès de cette roche est très voisin de celui du quartzite de Saint-Désiré, ce qui explique la confusion qui fut faite sur la feuille à 1/80 000 de Montluçon, où tous ces niveaux, situés pourtant dans des encaissements différents, furent représentés en tant que filons de quartz.

Sa minéralogie est également très voisine de celle du quartzite micacé de Saint-Désiré :

- quartz ;
- muscovite ;
- oxydes de fer.

Unité Supérieure

Groupe leptyno-amphibolique

ζΥ. **Formation de l'orthogneiss de Forges.** La Formation de l'orthogneiss des Forges, définie sur la feuille La Châtre, ne constitue qu'une bande, large au maximum de 2 km, sur celle de Châteaumeillant : elle vient se laminer contre la faille, de direction N-S, qui affecte le socle, à l'Est du hameau de Vinabineau. Le dernier affleurement de la formation est visible au Nord de ce hameau (x = 591,350 ; y = 2 168,350). La formation est intimement mélangée avec les amphibolites décrites ci-dessous, comme on l'observe dans l'ensemble du Groupe, sur le Plateau d'Aigrande.

N° Ech.	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8
X	588,325	588,325	-	562,8	571,35	577,91	587,502	-
Y	170,075	168,2	-	171,4	169,45	168,82	169,5	-
N° Carte	595	595	593	594	594	594	595	593
SiO2 (%)	54,55	46,97	47,18	49,35	55,00	46,26	49,24	48,39
TiO2	1,01	1,17	1,30	1,03	1,71	1,39	0,21	1,18
Al2O3	16,92	14,56	16,80	15,48	13,88	14,91	16,99	15,93
Fe2O3t	8,35	12,18	12,52	10,09	13,70	12,27	5,77	11,50
MnO	0,14	0,18	0,16	0,17	0,26	0,20	0,12	0,19
MgO	4,51	10,19	5,31	8,18	3,79	9,21	10,48	5,82
CaO	7,09	9,85	11,99	10,40	7,32	12,88	13,58	12,97
Na2O	3,47	2,42	2,35	3,65	3,74	1,57	1,71	2,45
K2O	1,85	0,23	0,77	0,20	0,17	0,14	0,26	0,37
P2O5	0,20	0,09	0,07	< 05	0,17	0,09	< 05	0,08
PF	1,03	1,23	1,23	1,20	0,47	1,05	1,15	1,33
Total	99,12	99,07	99,68	99,75	100,21	99,97	99,51	100,21
Li (ppm)	25	40	12	11	< 10	13	15	< 10
Rb	59	8	7	2	4	3	4	5
Ba	646	34	20	91	53	26	44	23
Sr	482	113	229	123	104	91	181	111
Th	7,7	0,2	0,3	0,1	0,4	0,1	0,1	0,4
U	3,3	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,5
Ta	0,9	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Nb	7,6	0,7	0,6	0,4	1,2	1,2	0,3	0,8
Hf	4,3	1,4	1,4	1,3	5,2	1,7	0,4	1,9
Zr	109,4	35,6	34,1	28,2	110,1	27,9	6,5	40,4
Y	25,6	15,6	15,9	15,1	41,5	17,2	4,8	17,8
V	195	254	282	224	290	307	124	269
Co	19	38	33	36	24	39	29	35
Cr	76	409	266	376	45	303	489	300
Ni	19	183	94	124	21	104	168	110
La	22,7	1,8	2,3	1,5	4,8	1,6	1	2,6
Ce	50,1	4,8	5,7	3,8	14,1	5,1	1,2	6,9
Pr	6,2	0,9	1	0,8	2,8	1	0,2	1,1
Nd	25,6	5,7	5,8	4,8	17	6,5	1,7	8,3
Sm	5,9	2,3	1,8	1,8	5,5	2,5	0,4	2,6
Eu	1,3	0,8	0,8	0,8	1,9	1,1	0,3	1
Gd	5,6	2,6	3,1	2,7	8,4	3,5	0,8	3,4
Tb	1	0,5	0,6	0,5	1,6	0,6	0,1	0,6
Dy	5,7	3,3	3,2	3,1	10	4,3	1	4,2
Ho	1	0,8	0,7	0,7	2,3	0,9	0,2	1
Er	3,2	2,2	2,6	2,2	6,6	2,7	0,7	2,9
Tm	0,4	0,4	0,4	0,2	1	0,5	0,1	0,4
Yb	2,9	2	2,4	1,8	6,7	2,6	0,6	2,7
Lu	0,4	0,4	0,4	0,3	1,1	0,4	0,1	0,4

Tabl. 2 - Analyses chimiques de huit amphibolites de la bordure NW du Massif central.

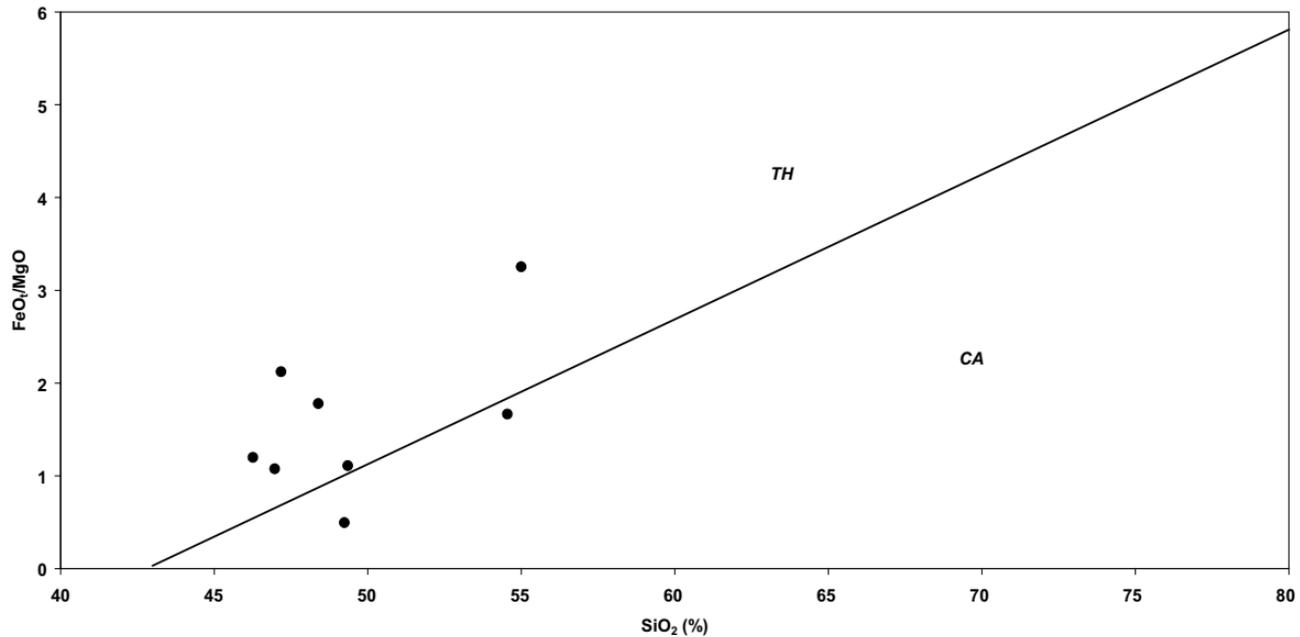


Fig. 5 - Diagramme SiO₂ vs. FeO₄/MgO (Miyashiro, 1974) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central.
 CA : champ des séries calco-alcalines ; TH : champ des séries tholéiitiques

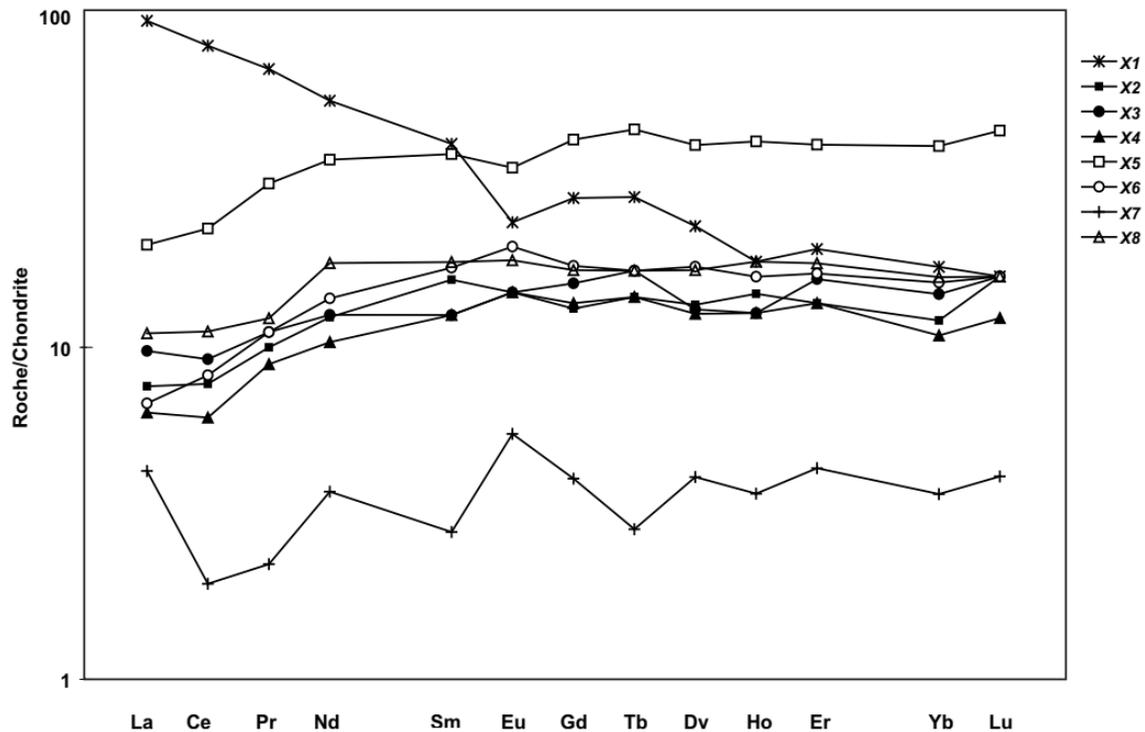


Fig. 6 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central

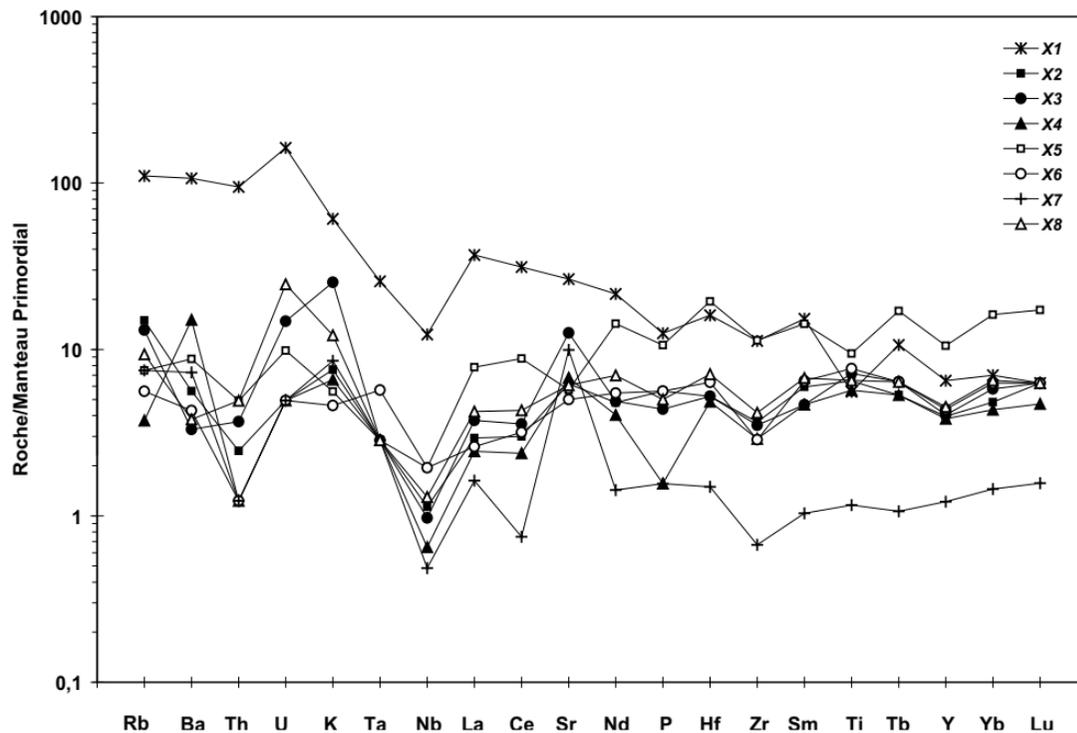


Fig. 7 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central

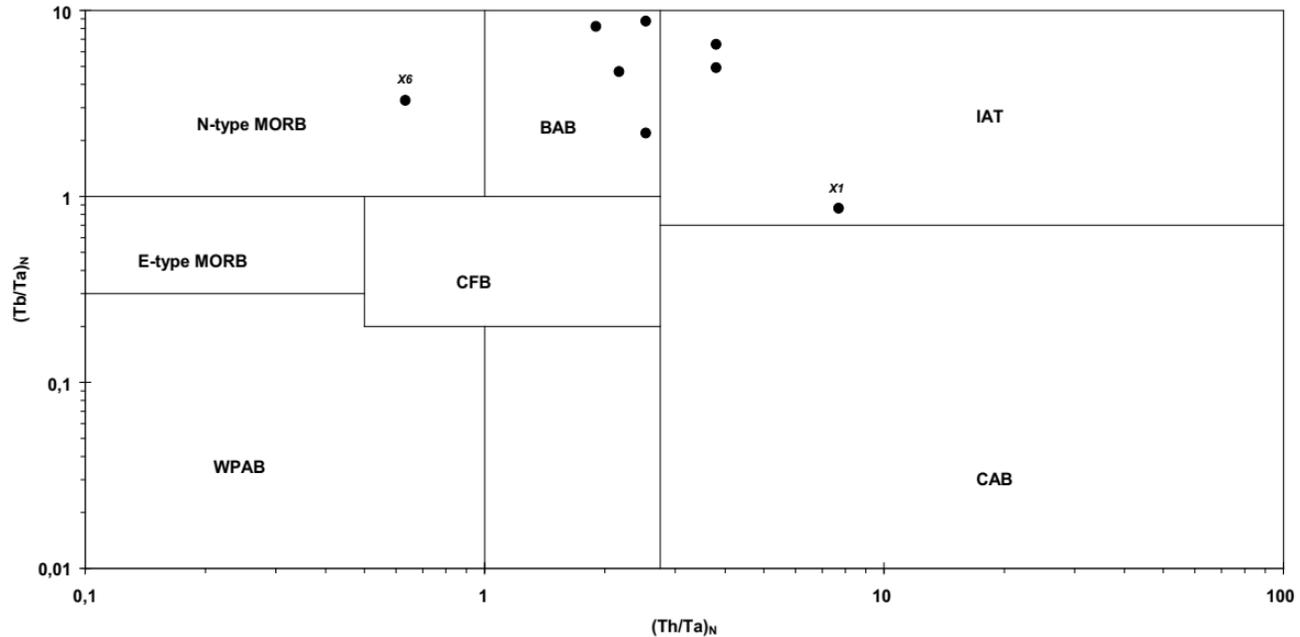


Fig. 8 - Diagramme $(Th/Nb)_N$ vs. $(Tb/Nb)_N$ (adapté d'après Thiéblemont *et al.*, 1994) pour huit amphibolites de la bordure NW du Massif central. N-MORB : champ des MORB de type N ; E-MORB : champ des MORB de type E ; WPAB : champ des basaltes intraplaques alcalins et transitionnels ; CFB : champ des tholéïites continentales ; BAB : champ des basaltes des bassins arrière-arcs intra-océaniques ; IAT : champ des tholéïites d'arc ; CAB : champ des basaltes calco-alcalins

La texture de la roche est granoblastique et sa composition minéralogique est la suivante :

- quartz, abondant ;
- orthose perthitique ;
- albite, en petits cristaux ;
- muscovite, assez abondante et soulignant la foliation de la roche ;
- biotite chloritisée, rare.

δ^{11} **Amphibolites.** Cette formation, dont on a reconnu l'étroite association avec la précédente depuis la feuille Argenton-sur-Creuse, disparaît simultanément avec celle-ci. Elle n'est représentée sur la feuille Châteaumeillant que par quelques affleurements, à l'Ouest de la carte. Cette roche d'aspect sombre à l'œil nu, noirâtre, et présente une patine verdâtre à l'altération et des altérites orangées très caractéristiques. Elle montre un faciès lité.

Au microscope, sa texture est grano-nématoblastique, et sa composition minéralogique est :

- plagioclase, de composition comprise entre oligoclase et labrador ;
- hornblende verte, en prismes fins, souvent altérée en chlorite ;
- biotite rare, associée à la chlorite ;
- pistacite en quantité variable ;
- grenat en association pœcilitique avec le quartz ;
- quartz peu abondant ;
- minéraux opaques abondants.

Par ailleurs, une caractérisation géochimique de 8 amphibolites appartenant à cette formation sur le Plateau d'Aigurande (Thiéblemont, 1998, tabl. 2, fig. 5 à 8), dont trois sur la feuille Châteaumeillant (X1 : x = 588,325 ; y = 2 170,075 ; X2 : x = 588,325 y = 2 168,200 ; X7 : x = 587,502 ; y = 2 169,500), a permis de déterminer la nature de leurs protolites. Les analyses ont été effectuées par fluorescence X (éléments majeurs) et ICP + ICP-MS (éléments traces). Six échantillons, dont un de la feuille Châteaumeillant, présentent les caractéristiques communes des basaltes océaniques actuels : faible teneur en éléments incompatibles et spectres de terres rares témoignant d'un appauvrissement en terres rares légères. Ces roches montrent des rapports La/Nb et Th/Nb relativement élevés qui les rapprochent des basaltes des bassins arrière-arcs intra-océaniques. Un septième échantillon (de Châteaumeillant) se distingue par des teneurs extrêmement faibles en éléments incompatibles (ex. Zr < 10 ppm), ainsi qu'en titane ($\text{TiO}_2 = 0,21\%$). Riche en Al_2O_3 (= 16,99 %), CaO (= 13,58 %) et Sr (= 181 ppm), cette roche peut être interprétée comme un ancien gabbro (ou lave ?) cumulatif en plagioclase et olivine (\pm pyroxène). Enfin un dernier échantillon (de Châteaumeillant), à composition d'andésite

basaltique, présente l'ensemble des caractères des laves associées aux arcs actuels. Ces données confirment l'existence d'un magmatisme « océanique » (type arrière arc) paléozoïque au sien de l'Unité Supérieure des gneiss. La plupart des roches analysées apparaissent très comparables à celles rencontrées dans le socle de la région de Sancerre-Couy ou dans les complexes méso à catazonaux de Vendée et Bretagne méridionale (Thiéblemont, 1998).

Ensemble migmatitique

M. Migmatites. La zone d'affleurement des Migmatites est réduite à la partie nord-ouest de la feuille. Cette formation vient en effet buter contre le même accident N-S, qui interrompt également le Groupe Leptyno-Amphibolique (cf. ci-dessus), ce qui est une preuve supplémentaire de la relation étroite existant entre ce Groupe et les Migmatites.

Cette formation montre, sur la feuille Châteaumeillant, un mélange de métatexite, où la foliation est encore visible, et de granitoïde.

La métatexite est représentée par un faciès de gneiss riche en biotite, avec des mobilisats quartzo-feldspathiques lenticulaires centimétriques à décimétriques. Ces roches sont bien exposées à la carrière de Segondet, à 3 km au Sud-Est de Châteaumeillant (x = 591,000 ; y = 2 171,500), où les roches sont affectées par une intense fracturation tardive (plans de failles N160 à N165°E, avec stries).

Au microscope, la texture est granoblastique à grano-lépidoblastique. La composition minéralogique est la suivante :

- quartz, en proportion variable, représentant en moyenne 30 à 40 % de la roche ;
- feldspath potassique, séricitisé, formant environ 10 % de la roche ;
- oligoclase altéré ;
- biotite, constituant 10 à 30 % de la roche, légèrement chloritisée par la rétro-morphose.

M². Diatexite (= ex. : diadysite ou granitoïde). Des masses lenticulaires de granitoïde, atteignant plusieurs centaines de mètres de longueur, sont intercalées dans les Migmatites. Ce type de roche résulte de la fusion anatectique complète du protolite. Une ancienne carrière, au Nord-Ouest de Beaumerle, au lieu-dit « les Ouches » (x = 437,750 ; y = 2 171,250), partiellement noyée à présent, a été ouverte dans cette roche, qui prend ici une extension bien supérieure à ce que l'on avait observé sur la feuille La Châtre.

La composition minéralogique est la suivante :

- quartz granoblastique ;

- orthose, plus ou moins séricitisée ;
- oligoclase (An_{20-25}) ;
- muscovite ;
- biotite, rare.

δ. **Amphibolite**. Au Nord de Beaumerle, au point coté 288 ($x = 589,187$; $y = 2\ 171,125$) et à Ségelle ($x = 588,350$; $y = 2\ 170,075$), on trouve quelques affleurements d'amphibolites, intercalés dans la Migmatite. La composition de cette roche est en tout point identique à celle qui est associée à l'orthogneiss, décrite ci-dessus.

Leucogranite intrudant l'Unité Inférieure

Granite de Vesdun

γ. **Granite rose à biotite, muscovite, orthose et quartz**. Le petit pluton du Granite de Vesdun forme le dernier maillon oriental des pointements de leucogranite qui percent le Plateau d'Aigurande et dont la mise en place a été datée du Namurien sur le Granite de Crevant à 312 ± 6 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale, avec un rapport isotopique initial du strontium de 0,7082 (Petitpierre et Duthou, 1980). **Le faciès dominant du Granite de Vesdun est un leucogranite à grain moyen, à deux micas et andalousite**. Il existe aussi un faciès de granite à grain fin, très rare, rencontré sur une carrière abandonnée au Nord de Lavau ($x = 608,550$; $y = 2\ 169,900$) et sous forme d'arène en sondage au lieu-dit le Crot de la Canne (CTC1 : $x = 608,675$; $y = 2\ 170,240$). Ces deux points s'alignent selon une direction approximativement N30°E, qui est grossièrement parallèle aux contacts de ce granite avec son encaissant sur ses bordures est et ouest. Il est possible qu'il s'agisse là d'intrusions tardives du faciès à grain fin dans le granite à grain moyen, mais le trop faible nombre d'affleurements de qualité ne permet pas de le confirmer.

L'étude d'une lame mince sur un échantillon prélevé dans un morceau de roche fraîche au sein de l'horizon fissuré vers 12 m de profondeur dans un puits à l'Est de Vesdun ($x = 608,290$; $y = 2\ 170,900$) au lieu-dit les Coujareaux (à proximité immédiate du sondage CJX1) montre une texture grenue, à grain fin (matrice millimétrique), porphyrique avec de grands cristaux de feldspath potassique, dont la taille peut atteindre jusqu'à 8 mm. Elle présente une organisation légèrement planaire, probablement acquise au stade magmatique, marquée par l'allongement préférentiel d'une partie des grands feldspaths et des biotites. La matrice à grain fin traduit une cristallisation rapide qui révèle une position vraisemblablement apicale de ce faciès.

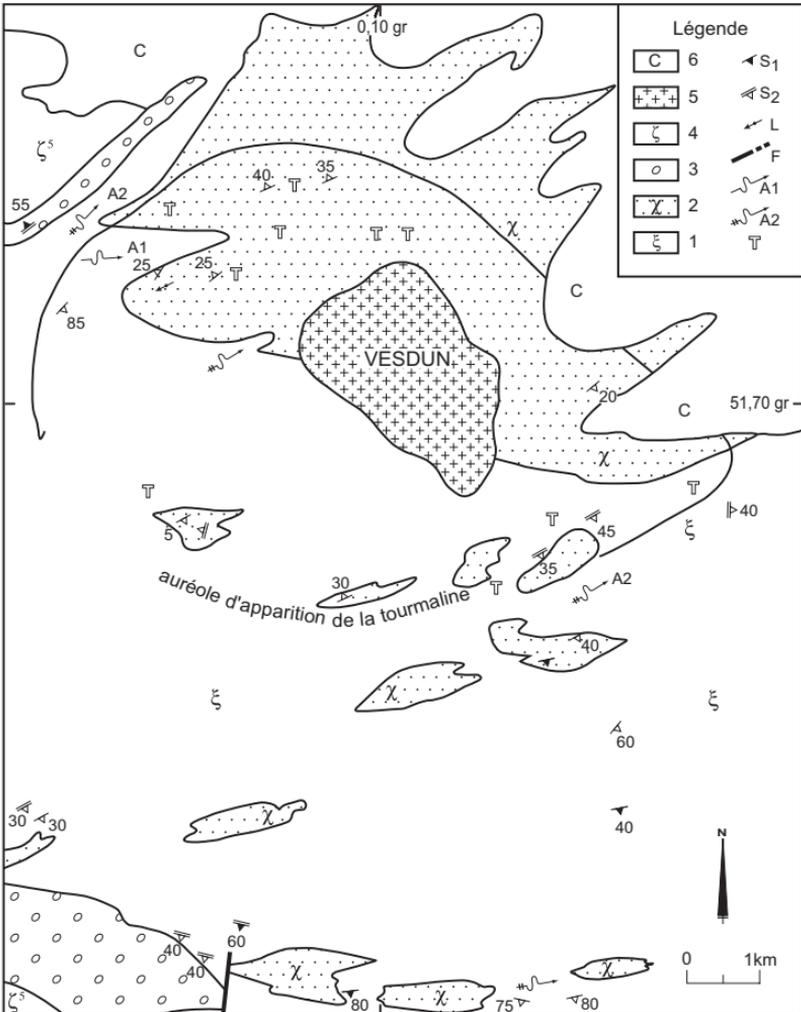


Fig. 9 - Carte du dôme granitique de Vesdun, montrant la zone d'apparition de la Tourmaline (T) et les variations des schistosités S1 et S2.

Légende ; 1 : Micaschiste de l'Arnon ; 2 : Quartzite de Saint-Désiré ; 3 : Gneiss amygdalaire ; 4 : Gneiss gris ; 5 : Granite de Vesdun ; 6 : Couverture post-hercynienne ; T : tourmaline ; A1 et A2 : axes de microplissement de première et deuxième générations ; F : faille ; L : Linéation minérale ; S1 et S2 : schistosités de première et deuxième générations

La composition minéralogique, par ordre d'abondance décroissant, est la suivante : le feldspath potassique est surtout sous forme de poëilocristaux perthitiques, à inclusions de petits plagioclases, de biotite et de quartz, ainsi qu'en petits individus dans la matrice. Le plagioclase (oligoclase) est abondant ; il est sous forme de lattes de 1 à 2 mm, finement altérées (séricite ; hématite dans les microfractures). Le quartz est granoblastique et interstitiel. La biotite, de couleur brun-rouge (Ti-biotite probable) est assez abondante et riche en inclusions de petits zircons, elle est localement chloritisée. La muscovite est plus rare et se présente sous forme de quelques grandes lamelles. Enfin, on note la présence d'andalousite, en cristaux corrodés (relictuels), « blindés » dans du feldspath, et auréolés de séricite (rétromorphose) et de quartz. La présence de cette andalousite précoce et réactionnelle traduit le caractère alumineux du magma. Au rang des minéraux accessoires, on note de nombreux cristaux de zircon, d'apatite -en prismes pouvant atteindre un millimètre-, et de magnétite (rare et plus ou moins hématitisée).

La mise en place du Granite de Vesdun, en contexte extensif et ductile (Faure *et al.*, 1990) a modifié l'attitude de la schistosité S1 et créé une schistosité S2 dans le pourtour du pluton (fig. 9) qui révèle la la géométrie du pluton, identique à celle des autres plutons du plateau d'Aigurande. Comme l'a montré la géophysique (cf. carte et notice de la feuille la Châtre, Fraisse *et al.*, 1986), l'accentuation des pendages schisteux vers le Sud s'explique par l'enracinement vertical du pluton dans cette zone. Le flux thermique a également entraîné le développement d'une auréole de métamorphisme de contact et hydrothermal, attesté par la présence de tourmaline dans un rayon de 4 km et la rétromorphose plus ou moins complète affectant toutes les formations du socle de la biotite en chlorite.

Roches en filons et petits corps (socle varisque)

BrS. Brèches tectoniques hypersiliceuses. À l'Ouest immédiat de Vesdun, sur la D4 à mi-chemin entre les Auroux et Villaine ($x = 606,200$; $y = 2\ 171,160$), le contact entre le granite et l'encaissant des micaschistes de l'Arnon s'effectue par une caisse filonienne difficile à distinguer à cause de l'altération météorique. Elle est grossièrement orientée N30 à N45°E et divisée en plusieurs filons d'épaisseur inférieure à 20 cm et remplis de (micro)brèche hypersilicifiée à matrice siliceuse teintée en rose-blanc et à éléments de micaschistes silicifiés et de leucogranite.

Plus au Sud-Est, sur une mince bande orientée N20°E entre les Coûts au Sud ($x = 605,920$; $y = 2\ 169,920$) et la route communale menant les Auroux à Bon Merle au Nord ($x = 606,370$; $y = 2\ 170,850$), on retrouve cette brèche silicifiée à matrice comparable rose à rouge et à éléments de leucogranite à grain moyen, à deux micas. Cette brèche-ci commence dans le granite au Nord et se poursuit

dans les micaschistes au Sud. Elle est particulièrement imposante aux Coûts, à environ 75 m à l'Ouest du manoir, où toute la bande d'affleurement, inculte à cause des rochers siliceux, est occupée par un fourré inextricable. Néanmoins quelques blocs métriques à plurimétriques en ont été extraits, montrant de très beaux quartz en cocarde entre les éléments de la brèche. Un affleurement remarquable de cette brèche et de la cuirasse sidérolithique qui lui est directement accolée au Sud-Est était visible lors des terrassements pour l'aménagement des jardins de ce manoir ($x = 605,850$; $y = 2\ 169,750$).

Un dernier affleurement de la brèche, plus modeste (environ 250-300 m de longueur), également allongé suivant une direction N20°E, se situe au Sud immédiat de Vesdun, dans le pré le long de la D67, également contre un affleurement de cuirasse sidérolithique ($x = 606,815$; $y = 2\ 170,410$), cette dernière reposant sur le Granite de Vesdun depuis cette zone jusqu'à l'étang Jauny. L'étude pétrographique y montre des fragments de leucogranite à grain moyen et des débris monominéraux de ce même leucogranite dispersés dans un ciment siliceux à texture variable. En dehors de l'absence d'andalousite, le leucogranite est analogue à celui de Vesdun. Les débris monominéraux sont constitués de quartz, de feldspath, de biotite ou de muscovite. Certains fragments de leucogranite sont entourés de quartz en cocardes.

Ces brèches soulignent des failles orientées N20 à N45°E, souvent au contact entre le granite et son encaissant métamorphique et s'apparentent aux Brèches Tectoniques Hypersiliceuses (BTH) qui accompagnent souvent les déformations passant en régime fragile associées à des circulations de fluides à la fin de l'orogène hercynien. On ne les trouve que sur les bordures sud et ouest du pluton granitique. Malgré une recherche attentive, elles n'ont pas été retrouvées sur les autres bordures du granite. Aucune phase minéralisée en barytine ou fluorine ni aucun autre minéral n'ont été trouvés à Vesdun.

Altération des formations du socle

Teintes de l'altération

À l'approche du contact avec la couverture mésozoïque, on observe, sur quelques mètres, une altération violacée de toutes les roches du socle, même les quartzites clairs. Cette altération a été aussi retrouvée dans les sondages, qui ont atteint la limite socle couverture, ce qui atteste le caractère ancien de l'altération continentale, en tout cas antérieur aux dépôts sédimentaires mésozoïques : il faut donc distinguer ce type d'altération de celui du début du Crétacé ou du Cénozoïque.

En effet, dans les sondages éloignés de la limite (d'érosion) actuelle du Mésozoïque, les altérites de micaschistes et gneiss sont généralement de

teinte ocre, brun à rouge au sommet et prennent souvent une teinte bigarrée ocre-rose-beige-gris-vert-mauve en profondeur, puis généralement de plus en plus bronze en profondeur, pour devenir grise vers la base, y attestant de la plus faible oxydation de la roche. On peut aussi observer des enrichissements en Mn ou Fe, conférant d'autres gammes de teintes aux altérites ou horizons fissurés dans le socle, souvent violine ou rouille. Quand des filons de pyrite sont présents et non encore oxydés, la teinte est vert foncé et une odeur de H₂S se dégage lors de la mise à l'air ou la traversée en forage.

Épaisseurs de l'altération

Ces altérites ont été traversées lors des levers de la feuille Châteaumeillant à l'occasion de 95 forages effectués à la moto-tarière. Les logs de deux forages profonds (101 et 200 m) ont également été récupérés chez leurs propriétaires lors des levers de la feuille. Les coupes géologiques simplifiées de ces forages ayant traversé les altérites, à l'air libre ou sous couverture de sédiments triasiques à quaternaires, sont fournies dans le tableau I de l'annexe 1. Les informations suivantes sont disponibles pour chaque forage : coordonnées X, Y et altitude Z, épaisseur des altérites et de leur couverture et description des faciès d'altération rencontrés.

Les forages des altérites affleurantes de socle varisque ont été implantés sur des interfluves ou des buttes, afin de contraindre au mieux l'épaisseur du manteau d'altération ; celle-ci s'est révélée localement importante, pouvant atteindre 25 à 36 m. Si ces valeurs ont parfois également été atteintes sous couverture, elles y sont en général plus faibles, en raison essentiellement de la troncation des altérites avant le dépôt des sédiments, par exemple lors de la transgression mésozoïque ou du creusement des paléovallées remplies de sédiments sidérolithiques.

L'horizon fissuré (Wyns, 1999) sous-jacent à la saprolite est présent partout dans les profils d'altération sur socle, mais son extension verticale est difficile à cartographier. Il a été traversé dans les micaschistes de l'Arnon sur une épaisseur de 30 m au forage carotté de la SEMM à Champ-Mouillé (x = 611,250 ; y = 2 171,275 ; z = 263 m).

La répartition de ces forages dans les altérites de socle varisque sur la feuille Châteaumeillant est fournie sur la carte de l'annexe 1, représentant par des petits logs chaque forage, avec l'épaisseur des altérites en beige et de sa couverture sédimentaire quand elle est présente. Les forages n'ayant pas atteint le toit du substrat dur (pour des raisons techniques ou logistiques) sont marqués d'une astérique. La moyenne des épaisseurs d'altérites de socle varisque (hors forages ne les ayant pas traversées entièrement ou tronquées sous paléovallées) est de 13,3 m et l'écart type

de 8,8 m. L'épaisseur minimale est de 3 m et la maximale de 36 m. Les variations d'épaisseur des altérites peuvent avoir plusieurs causes :

- la nature lithologique initiale des roches mères, plus ou moins résistantes à l'altération ;
- l'histoire géologique du profil d'altération, plus ou moins longue, plus ou moins complexe, faisant intervenir des paragenèses particulières ;
- des troncatures des profils par l'érosion, postérieures à leur développement ;
- une fossilisation de la roche avant son exhumation, plus ou moins récente ;
- des positions géomorphologiques ou contextes tectoniques plus ou moins favorables à l'altération (proximité d'une faille, zone plus drainée...).

Les épaisseurs d'altérites les plus importantes se rencontrent dans la Formation des micaschistes de l'Arnon, probablement parce que cette roche est plus facilement altérable que les autres du socle varisque et qu'elle constitue une antiforme propice à la situation de plateau entaillé par le réseau hydrographique et donc à l'altération. Toutefois quelques profils d'altération sont également épais et quasi complets dans les migmatites et les gneiss. Les épaisseurs d'altérites les plus faibles se rencontrent dans les quartzites, roches résistant beaucoup plus à l'altération météorique et constituant plutôt des « pains de sucre » ou paléoreliefs plus accusés. Le Granite de Vesdun ne possède pas de profils d'altération très épais : ils sont inférieurs à 10 m. Il en va de même pour les amphibolites et l'orthogneiss des Forges. Les gneiss supportent des profils d'altération d'épaisseur intermédiaire : de 5 à 15 m en général. Il est difficile d'interpréter les variations d'épaisseur des altérites du socle varisque sur la feuille Châteaumeillant, surtout en l'absence de datation des profils.

Faciès et nature de l'altération

La nature des minéraux présents a été contrôlée à la loupe lors des sondages dans les altérites de socle varisque, elle est reportée dans le tableau 1 de l'annexe 1. Par ailleurs, des analyses par DRX (cf. annexe 5) ont été effectuées sur les échantillons pris dans les profils les plus épais et évolués sur différentes roches mères de ce socle (granite, migmatite, amphibolite, micaschiste de l'Arnon, gneiss). Ils montrent tous une évolution normale pour un profil d'altération : un enrichissement en kaolinite du bas vers le haut, aux dépens des micas, feldspaths, illite et smectite.

Les altérites les plus évoluées (c'est-à-dire argileuses et avec disparition des biotites et feldspaths au sommet) ont été rencontrées en forages aux localités suivantes :

- pour les micaschistes de l'Arnon, par ordre d'épaisseur décroissante : Sidiailles 2, Champ-Mouillé, Augère 3, Bon Merle, Armoins, Le Champ Minois, La Loge à Mialot, Saint-Éloy-d'Allier-Bourg, Trénay, Montaumier,

Les Meilletts, Le Domaine du Bois, la Faye-Godet, La Tuilerie, Bois Menu-Champémon, les Presles ;

– pour les gneiss, par ordre d'épaisseur décroissante : Riau Berton, La Chaume Blanche, Taissonnes 1, Le Fourneau, Le Paincourt, Semineau, Les Petites Bergères, Péjaudier, Le Montet ;

– pour les migmatites, amphibolites et orthogneiss des Forges : Maritet 1, La Pature des Bœufs, Maritet 3, La Ronde, Le Chaliteau, Bougazeau.

Les altérites de gneiss, leptynites, amphibolites et orthogneiss des Forges au Sud et au Sud-Ouest de la feuille sont certes moins épaisses, mais leurs cortèges minéralogiques montrent qu'elles sont aussi évoluées au sommet que les altérites des micaschistes de l'Arnon les plus épaisses. En revanche, quelles que soient les roches mères, il apparaît que les horizons supérieurs (paléosols, cuirasses ferrallitiques) manquent. La cause la plus probable en est une dégradation géochimique ou une troncature du sommet des profils, ne laissant aujourd'hui à l'affleurement que la saprolite.

Les arènes granitiques autour de Vesdun ne parviennent pas à un stade extrêmement évolué de l'altération : les biotites et feldspaths sont certes altérés, mais encore visibles au sommet. Il est possible que ces altérites de granite soient plus récentes que les profils plus épais et évolués du socle varisque plus au Sud, à cause du dégagement récent du pluton de sa couverture mésozoïque. Il peut également s'agir des racines d'un vieux profil, le sommet ayant été tronqué lors de l'érosion triasique, sidérolithique, voire néogène à quaternaire (nourrissant alors les dépôts de ces périodes, ce qui est très net localement dans les dépôts de la formation d'Ardentes, qui remanient une arène granitique quasi pure).

Néanmoins une albitisation secondaire d'origine supergène probable, typique de la paléosurface triasique (Schmitt, 1992 ; Schmitt et Simon-Coinçon, 1985 ; Parcerisa *et al.*, 2009) affecte ce granite. Elle a été observée au centre même de Vesdun (blocs arrondis et dalles au bord de la ferme près du gîte communal et de la fresque du Centre de la France $x = 606,980$; $y = 2\,170,880$) et s'exprime sous le faciès d'auréoles rosées d'albitisation autour des plagioclases. Cette albitisation, et la silicification qui l'accompagne, lui confèrent une résistance particulière à :

– l'altération, ce qui peut donc expliquer le faible développement des arènes sur ce granite ;

– l'érosion, ce qui, outre sa position de petit pluton ayant intrudé et soulevé l'Unité Inférieure des gneiss, explique sa position topographique élevée (> 300 m) et son attitude de paléorelief en « dos de baleine ».

On peut cependant observer le Granite de Vesdun sous son faciès altéré sur les pentes de ce paléorelief albitisé. On trouve notamment de belles

arènes à structure préservée (isaltérite) dans l'escalier du sous-sol de la mairie ($x = 607,165$; $y = 2\,171,060$) ou les talus de la rue du pré à Vesdun ($x = 607,485$; $y = 2\,170,460$). Ces arènes ont été traversées en sondages à la moto-tarière sur des épaisseurs faibles à moyennes (moins de 10 m) aux lieux-dits Coujareaux (CJX : $x = 608,330$; $y = 2\,170,875$), la Font Berthomier (FBR : $x = 608,625$; $y = 2\,171,000$) et le Crot de la Canne (CTC2 : $x = 608,425$; $y = 2\,170,415$).

Âges de l'altération et paléosurfaces

Aucune datation n'a pu être obtenue sur ces profils d'altération développés sur le socle varisque au cours des levers de la feuille Châteaumeillant. Toutefois certaines périodes ont été plus favorables à l'altération. De plus l'étude du contenu des sédiments méso-cénozoïques de la feuille et celle des paléoaltérations qu'ils ont enregistrées permettent de préciser le calendrier (cf. infra). Il est alors possible de proposer plusieurs âges potentiels ou probables pour le développement des profils d'altération sur le socle varisque. Il est d'ailleurs probable que les profils ont fonctionné à certaines périodes, puis ont été inactifs, voire fossilisés, puis se sont réapprofondis ultérieurement, quand les contextes tectoniques, eustatiques, géomorphologiques, climatiques, etc. sont redevenus favorables.

Par ailleurs, l'examen de la géométrie des replats morphologiques et de la répartition des altérites et des témoins sédimentaires résiduels qu'ils supportent permet de reconstruire grossièrement la géométrie de différentes paléosurfaces continentales (cf. coupes géologiques dans l'annexe 2). Ainsi sur la feuille Châteaumeillant, peut-on distinguer :

– une surface triasique qui est marquée par les altérites de socle varisque immédiatement sous jacentes aux sédiments triasiques discordants, et par les faciès albitisés du granite de Vesdun et des Pierres Jaumâtres plus au Sud (feuille Boussac) ;

– une surface infracrétacée qui supporte certains faciès de silicification sur la couverture triasique à liasique au Nord-Ouest de la feuille et sur la feuille la Châtre (cf. infra), et qui est assez irrégulière et complexe à l'Est, puisqu'elle comprend :

- . des paléovallées très profondes et remplies de sédiments continentaux sidérolithiques, au-dessus du socle varisque dont la couverture d'altérites a été décapée ou préservée avant le dépôt,
- . des cuirasses silico-ferrugineuses développées au sommet et en lentilles dans les sédiments de ces paléovallées, et qui viennent s'ancrer sur les paléoreliefs de socle altéré (cf. infra),

– une surface paléogène affectant tous les terrains antérieurs (y compris le socle varisque) et qui est antérieure au dépôt des formations lacustres du fossé du Cher ;

– une surface néogène très irrégulière, affectant également tous les terrains antérieurs, façonnée lors de la reprise d'érosion liée au soulèvement du Massif central, et qui est jalonnée par les témoins de la Formation d'Ardentes.

Les profils d'altération ont pu fonctionner à toutes ces périodes, sur une ampleur qui reste difficile à quantifier. Une partie des paléaltérites a toutefois été érodée et redéposée dans les sédiments triasiques, ceux des paléovallées sidérolithiques et dans la Formation d'Ardentes. On peut en déduire que les sommets de profils d'altération installés sur le socle varisque et sa couverture méso-cénozoïque ont été tronqués une ou plusieurs fois, et que les altérites actuellement à l'affleurement ne seraient que les racines de ces vieux profils. Cependant l'altération a repris au Néogène en approfondissant les profils par leur base. On ne peut donc conclure formellement sur l'âge des différents horizons des profils actuellement observables. En l'état actuel des connaissances, il est permis de supposer que ces profils sont probablement polyphasés. Enfin le réseau hydrographique actuel incise souvent le socle varisque en dessous de la base de la saprolite, mettant à l'affleurement l'horizon fissuré, l'altération continue donc actuellement.

La géométrie des paléosurfaces antérieures au Néogène est complexe, localement elles se recoupent ou se télescopent ; elles ont subi diverses déformations tectoniques, et les plus jeunes ont localement « regradé » les plus anciennes. Ces phénomènes seront discutés au chapitre Géodynamique post hercynienne (cf. infra).

Roches sédimentaires et paléaltérites méso-cénozoïques

Trias

tA. Formations des Grès de la forêt de Tronçais et des Sables et Argiles infrakaoliniques (Trias). Le découpage lithostratigraphique défini par L. Courel (1970, 1973) a été retrouvé sur le terrain et en sondages. On distingue de bas en haut : le Trias basal grossier (Grès de la forêt de Tronçais) souvent conglomératique à proximité du socle hercynien, et qui prend le faciès du socle qui lui est immédiatement sous-jacent, puis les argiles et grès infrakaoliniques, tandis que les sables kaoliniques et argiles supra-kaoliniques appartiennent déjà aux étages supérieurs (Rhétien et Hettangien respectivement). Toutefois les affleurements manquent pour pouvoir lever des coupes détaillées et cartographier précisément ces formations. Elles ont donc été regroupées en un seul caisson et les observations ponctuelles ont été indiquées. Lors des levés de la carte, aucune coupe n'a permis d'observer des structures sédimentaires dans ces formations, les affleurements se limitant à des talus de route, des labours ou des petites tranchées de drainage.

Le conglomérat de base affleure à l'Est de la feuille entre Vesdun et le fossé du Cher dans les vignes ou les labours en contrebas immédiat des hauteurs du quartzite de la Formation de Saint Désiré, entre Chambrette au Nord et Villedoumy au Sud. Le flanc nord de la butte immédiatement au Sud-Ouest de Mondan est ainsi couvert de ce conglomérat. Il est constitué de nombreux galets de quartz, très bien roulés, de taille inférieure à 5 à 7 cm, et de galets de quartzite, très bien roulés également, et beaucoup plus gros, pouvant atteindre 30 cm, emballés dans une matrice de sable grossier mal classé et plus ou moins argileux. Les galets de quartzite présentent une patine violacée, à l'instar du substrat quartzitique sous-jacent auquel ils ont été arrachés puis roulés. D'autres conglomérats constituent la base du Trias sur de petites croupes topographiques au Nord-Ouest de Culan du domaine de la Ranche jusqu'à l'extrémité de l'éperon qu'ils coiffent vers le NNE, puis vers l'Ouest en se dirigeant vers Châteaumeillant à l'Ouest de l'Oiselière, près du Petit Bord et du Grand Bord, et au Sud-Ouest immédiat de la Goutte Noire. Les galets de quartz sont majoritaires, on trouve aussi quelques galets de quartzite à proximité des affleurements de la Formation de Saint-Désiré, et de très rares galets des autres lithologies du socle. Ce conglomérat est silicifié au Domaine de la Ranche et un peu plus au Nord au sommet de l'interfluve au NNE de la Foye.

Le conglomérat a été rencontré avec les mêmes caractéristiques et sur des épaisseurs variables au cours des levés de la feuille dans les sondages suivants :

- S3 au Grand Bœuf à 8 m de profondeur ;
- S10 à Mazère entre 8 et 12 m de profondeur ;
- S11 au Breuillat entre 14 et 17 m de profondeur ;
- S12 à l'étang de la Charnaie entre 4 et 7,5 m de profondeur ;
- à la base du sondage LAN1 aux Landes entre 10 et 10,5 m de profondeur ;
- FRA1 à Frappon entre 16,5 et 23 m de profondeur ;
- PEN1 à Penserolles entre 12,5 et 15,5 m de profondeur ;
- ROC1 aux Rocs entre 25,5 et 33 m où les galets quartz s'accompagnent de galets de micaschistes ;
- à la base du sondage BOI1 à la Boirée à 22 m de profondeur ;
- BET1 à la Bétoule entre 0 et 8,7 m de profondeur ;
- au sondage NOH1 à la Grange de Nohant entre 0 et 10,5 m de profondeur.

Les sables et grès de la forêt de Tronçais forment la majeure partie des formations de base du Trias sur la feuille Châteaumeillant. Il s'agit de sables grossiers, plus ou moins bien classés, de teinte blanche à mauve ou bigarrée (rose-ocre-rouge et taches lie-de-vin et blanches). Ils sont composés de grains

de quartz généralement émoussés à bien roulés, la plupart du temps inférieurs à 7 mm, assez souvent accompagnés de feldspath, ce dernier étant souvent altéré (et kaolinisé), et plus ou moins riches en argiles. Cette formation était visible sous son faciès altéré et blanchi dans quelques talus à l'occasion des travaux occasionnés par la déviation de la D946 au Sud de Châteaumeillant pendant les levés de la feuille. Elle a été rencontrée dans les sondages suivants :

- S10 à Mazère entre 2,5 et 8 m de profondeur ;
- S11 au Breuillat de 9 à 14 m de profondeur ;
- S12 à l'étang de la Charnaie entre 4 et 11 m de profondeur ;
- LPN1 au Paturail Neuf sous les formations sidérolithiques entre 38 et 38,5 m de profondeur ;
- CME1 au Champ Mouillé entre 25 et 34 m de profondeur ;
- LOU1 à La Petite Loubière entre 80 et 87 m de profondeur ;
- BCH1 à la Bouchatte entre 69,5 et 75 m de profondeur ;
- LAN1 aux Landes entre 9 et 10 m de profondeur ;
- FRA1 à Frappon entre 3,8 et 16,5 m de profondeur ;
- ARD3 à l'Ardelu, entre 11,5 et 18 m de profondeur ;
- BOI1 à la Boirée entre 15 et 22 m de profondeur.

Les argiles et grès infra-kaoliniques sont plus épais au Nord de la feuille, où ils surmontent les formations triasiques basales grossières et sont recouverts par les Sables kaoliniques. Ils sont composés de sables moyens à passées grossières, et à passées argileuses plus ou moins épaisses. Les grains de quartz sont majoritaires, les feldspaths sont plus rares que dans les faciès de base, les passées micacées sont relativement courantes dans les faciès fins. Les teintes sont mauve à bigarrées, blanc-rouge-ocre, lie de vin. Cette formation a été rencontrée dans les sondages suivants :

- S6 à l'Aiguillon sous les alluvions ;
- S11 au Breuillat de 0 à 9 m de profondeur ;
- S12 à l'étang de la Charnaie entre 0 et 4 m de profondeur ;
- LOU1 à la Petite Loubière entre 52 et 80 m de profondeur ;
- BCH1 à la Bouchatte entre 61 et 69,5 m de profondeur ;
- LAN1 aux Landes entre 5,2 et 9 m de profondeur ;
- CRC1 à la Croix Compas, entre 9,5 et 13 m de profondeur ;
- FRA1 à Frappon entre 0 et 3,8 m de profondeur ;
- ROC1 aux Rocs entre et 1,5 et 25,5 m de profondeur ;
- BOR1 à Bornacq, entre 9,2 et 21 m de profondeur ;
- DRA au Draineur, entre 18 et 19,5 m de profondeur ;

- ARD3 à l'Ardelu, entre 7,5 et 11,5 m de profondeur ;
- BOI1 à la Boirée entre 8,2 et 15 m de profondeur.

Le cortège des minéraux argileux de ces formations triasiques se partage entre kaolinite, smectite et interstratifiés illite-smectites, avec un peu d'illite (cf. annexe 5). Un enrichissement en kaolinite vers le haut est souvent constaté ; il est probablement dû à des altérations postérieures, notamment lors des épisodes sidérolithiques.

Localement ces formations renferment des imprégnations et petits amas d'oxydes de manganèse, conférant une teinte noire très marquée aux sables et grès plus ou moins grossiers et argileux. Nous avons ainsi traversé ces formations triasiques enrichies en oxydes de manganèse aux sondages NOH (la Grange de Nohant), BOI (la Boirée), ARD3 (l'Ardelu), BOR1 (Bornacq), S11 (le Breuillat). Ces gisements furent repérés autrefois et des exploitations sporadiques y furent tentées, sans grand succès. Ces précipitations secondaires d'oxydes de manganèse sont le résultat de l'altération supergène (lessivage par les eaux météoriques infiltrées dans le sous sol) des formations détritiques triasiques originellement riches en éléments du socle hercynien.

Les faciès dolomités cités par Courel (1970, 1973) sur la feuille Hérisson voisine n'ont pas été rencontrés sur la feuille Châteaumeillant à l'état de dolomie à l'affleurement. Toutefois leur présence est suspectée, en raison de certaines occurrences resiliçifiées, notamment à la carrière de Saint-Christophe le Chaudry, dans les conglomérats indurés au Nord-Ouest de Culan, ou dans certains sondages (SUC, les Suchots et ARD3, Ardelu, BOI, la Boirée). Une argile dolomitique est signalée également dans le forage LOU1 de la Petite Loubière entre 46 et 52 m de profondeur.

S. **Silicification indication ponctuelle.** Des silicifications affectent les conglomérats de base du Trias au Nord-Ouest de Culan. On trouve également des faciès siliceux particuliers dans les fossés au Sud-Ouest de Châteaumeillant au bord de la route qui traverse les vignes au Nord de la D26. Ils sont formés aux dépens des sables et argiles triasiques et ressemblent à des meulière. Ces faciès sont en tous points similaires au « quartz carié » décrit sur la feuille la Châtre (Fraise *et al.*, 1986), et attribué à un épisode de silicification fini triasique d'après une référence à des forages décrits dans Blouin et Pellaton (1967), mais beaucoup moins développés sur la feuille Châteaumeillant.

D'après nos propres sondages, ceux en BSS et ceux de la littérature, ces faciès silicifiés n'existent pas sous la couverture liasique. Dans les travaux de J.-P. Blouin et C. Pellaton (1967), il s'agit d'une silicification différente, de type filonienne, qui a été assimilée probablement à tort au faciès « quartz carié ». En conséquence, on ne peut pas affirmer que cette silicification est contemporaine du Trias élevé ou du Lias basal. Comme on le verra plus loin,

nous l'interprétons comme étant une silicification bien plus tardive, liée à une surface de discordance recoupant les différentes formations du Trias, de l'Hettangien et du Sinémurien sur la feuille Châteaumeillant, et jusqu'au Dogger sur les feuilles plus au Nord (Saint-Amand-Montrond et Ardentes). Il est probable que cette paléosurface dans le plan de laquelle se sont élaborées ces silicifications, scellées par des formations sidérolithiques non ou mal datées, soit d'âge crétacé inférieur et qu'elle ait été retouchée au Paléogène.

t7. Formations des Sables kaoliniques et des Argiles supra kaoliniques (Rhétien). Au-dessus des sables et argiles précédents, et sous les argiles de la base du Lias, s'intercale un niveau de sables grossiers à moyens, plus ou moins argileux et très souvent riches en kaolinite et de teinte blanche, puis au-dessus une unité d'argiles rouge à lie-de-vin, plus ou moins épaisse. Ces formations sont azoïques, mais leurs faciès très typés et leur position stratigraphique permettent de les attribuer à la Formation des Sables kaoliniques et des Argiles supra kaoliniques. Ces deux niveaux repères faciles à corrélérer dans les sondages ont déjà été identifiés dans la région par L. Courel (1970, 1973) et ont été rencontrés dans les sondages suivants :

- LOU1 à la Petite Loubière, entre 28 et 41 m de profondeur pour les Argiles suprapkaoliniques et entre 41 et 52 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- CRC1 à la Croix Compas, entre 0 et 9,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- BOR1 à Bornacq, entre 2,5 et 9,2 m de profondeur, pour les Sables kaoliniques avec quelques passées d'argile micacée mauve à lie de vin ;
- ACR 1 à Acre, entre 13,5 et 19,3 m pour les Argiles suprapkaoliniques et entre 19,3 et 25,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- HFO à la Haute Foule, entre 3,5 et 10,5 m de profondeur pour les Argiles suprapkaoliniques et entre 10,5 et 12,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- ECU à l'Ecure, entre 4,5 et 6,5 m de profondeur les Argiles suprapkaoliniques et entre 6,5 et 8,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- VRO1' à Chavroche, entre 3 et 5,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- DRA au Draineur, entre 4,5 et 18 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- ARD3 à l'Ardelu, entre 1,5 et 7,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;
- BOI1 à la Boirée, entre 0 et 7,5 m de profondeur pour les Sables kaoliniques ;

– SUC1 aux Suchots, entre 1,5 et 6,7 m de profondeur pour les Sables kaoliniques.

Le cortège des minéraux argileux se partage là aussi entre kaolinite, smectite et interstratifiés illite-smectites, avec un peu d'illite (cf. annexe 5). Un enrichissement en kaolinite vers le haut est souvent constaté également ; il est probablement dû à des altérations postérieures, notamment lors des épisodes sidérolithiques. On note également quelques imprégnations et petits amas d'oxydes de manganèse au sein des sables plus ou moins grossiers et argileux du Rhétien, notamment dans les sondages SUC1 (Les Suchots) et BOI1 (La Boirée).

Lias

1. Argilites bariolées, argile verte à écailles de poisson, calcaires jaunâtres dolomitiques (Hettangien). L'épaisseur totale de ces formations atteint 35 à 40 m. L'Hettangien a été autrefois très exploité, mais toutes les carrières sont en partie comblées ou envahies par la végétation. Actuellement, les meilleurs affleurements se situent le long de la route de Beddes à Saint-Jeanvrin et à l'Est de cette localité où les calcaires hettangiens sont visibles sur les pentes qui dominent le Grand Étang. Dans une carrière (x = 591,425 ; y = 2 177,950) située en bordure de la route de Beddes et encore exploitée à l'époque, R. Mouterde, 1952, p. 75 décrit des calcaires jaunes terreux, un peu moués avec quelques rares niveaux où sont accumulées des coquilles de lamellibranches, et ce sur une dizaine de mètres. Les calcaires qui forment les pentes de l'Est de Saint-Jeanvrin sont blancs jaunâtres à pâte fine, dolomitiques. Certains bancs de base renferment de nombreux lamellibranches, des écailles de poissons et reposent sur des argilites vertes avec localement des intercalations d'argilites rouges.

La série hettangienne a été décrite (Dagincourt, 1881 ; Mouterde, 1952 ; Lablanche, 1994) aux environs de Saint-Amand-Montrond (feuille à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond), où subsistent de très nombreuses carrières. Elle débute par 8 à 10 m d'une alternance de marnes jaunes et d'argilites vertes à écailles de poissons, de calcaires argileux dolomitiques de teinte jaune clair, de niveaux parfois riches en lamellibranches.

Les argilites vertes de la base, plurimétriques, affleurent en de nombreux points :

- au Sud d'Acre (x = 586,550 ; y = 2 173,800) ;
- sur le chemin bordant la limite nord-est du bois d'Acre (x = 587,650 ; y = 2 175,250), où elles sont en contact avec les argilites rouges du Trias ;
- aux Sept Fonds (x = 590,750 ; y = 2 176,325), où elles reposent sur les grès attribués au Rhétien.

La fraction argileuse des argilites vertes est constituée à 100 % d'illite. L'étude palynologique effectuée sur ces argilites vertes, qui correspondent aux niveaux de base de l'Hettangien, échantillonnées au pied de la butte de Montrond (feuille à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond) a mis en évidence une microflore bien conservée à pollens de gymnospermes (*Classopolis classoides*, *Gliscopollis meyeriana*, *Corollina torosa*), très abondants puisqu'ils représentent environ 90 % de la microflore. Il faut également noter la présence des spores *Foranisporeis jurassicus* et *Kraeuselisporites reissingeri*.

Au-dessus apparaissent 6 à 8 m de calcaires sublithographiques jaunâtres ou grisâtres compacts appelés régionalement « calcaires pavés ». Viennent ensuite des calcaires grisâtres à jaunâtres argileux, parfois riches en débris fossilifères, se débitant en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur. La série se poursuit par 4 à 5 m de calcaires pseudo-oolitiques, bioclastiques, surmontés par une puissante alternance de calcaires jaunâtres fins, durs, se débitant en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur et de calcaires plus argileux, dolomitiques, qui localement se transforment en cargneules. Sur la feuille à 1/50 000 de Châteaumeillant, ces dernières sont bien visibles dans les champs situés au Sud de la Chaume-des-Granges où d'énormes blocs s'amoncellent en bordure des chemins.

Au-dessus des calcaires jaunâtres, argileux qui constituent la partie supérieure de l'étage apparaît un banc de 25 cm d'épaisseur de calcaires roux, finement bioclastiques. En lame mince, il s'agit d'une biolitho-calcarénorudite à structure bioturbée, avec bioclastes hétérométriques : lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, ostracodes à test épais, échinodermes. Le sommet de ce banc est perforé et recouvert par un encroûtement ferrugineux. Cartographiquement, cet arrêt de sédimentation a été pris comme limite entre Hettangien et Sinémurien.

Sur cette surface se développent des calcaires roux, durs, cryptocristallins bioclastiques, riches en gryphées, avec de nombreuses entroques dans les 20 premiers centimètres. Ces calcaires qui se débitent en bancs ondulants pluridécimétriques sont attribués au Sinémurien.

Cet arrêt de sédimentation, qui semble constant régionalement (cf. 1/50 000 Saint-Amand-Montrond, Lablanche, 1994), était bien visible lors des levés entre le Moulin-Neuf et la Bergerie.

l2. Calcaires à gryphées, marno-calcaires et marnes (Sinémurien).
L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 25-30 m, les labours en sont les seuls points d'observation.

Le Sinémurien inférieur est traditionnellement constitué de bancs ondulés de calcaires gris bleuté, devenant roux par altération, bioclastiques,

avec des niveaux riches en entroques et la présence de gryphées. Son individualisation, pas toujours évidente, peut s'établir à partir de critères faciologiques, mais surtout grâce à une surface perforée (cf. paragraphe précédent) lorsqu'elle est visible. Les calcaires du Sinémurien inférieur ont livré quelques débris d'*Arietites gr bucklandi*, permettant de les attribuer à cette zone, mais une faune plus riche a été récoltée sur la feuille à 1/50 000 de Saint-Amand-Montrond (tabl. 3). La zone à Rotiforme n'a pas été reconnue paléontologiquement.

Le Sinémurien supérieur (= Lotharingien) est constitué par une alternance de calcaires argileux gris bleuté, jaunâtres lorsqu'ils sont altérés, tendres, se débitant en bancs décimétriques et de marnes, prédominantes, de même teinte, collantes lorsqu'elles sont humides. Le Sinémurien supérieur est fossilifère, avec des gryphées parfois abondantes, des ammonites récoltées pour la plupart sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond (tabl. 3).

	Zones	Sous-zones	
SINEMURIEN SUPERIEUR (= LOTHARINGIEN)	RARICOSTATUM	Aplanatum	<i>Eoderoceras cf. armatum</i> * ; <i>Microderoceras</i> sp. ou <i>Eoderoceras bispingerum</i> * ; <i>Coeloderoceras</i> ou <i>Apoderoceras</i> * ; <i>Gleviceras</i> * ; <i>Paltechioceras aplanatum</i> * ; <i>P. tardecrescens</i>
		Macdonelli	<i>Leptechioceras (Neomicroceras) commune</i> ; <i>L. (N.) sparsicasta</i> ; <i>L. aff. Meigeni</i> ; <i>L. macdonelli</i> * ; <i>L. meiteni</i> *
		Raricostatum	<i>Paltechioceras boemi</i> ; <i>Echioceras cf. pauli</i> * ; <i>E. cf. raricostatum</i>
		Densinodulum	
	OXYNOTUM	Oxynotum	
		Simpsoni	<i>Gagaticeras gagateum</i>
	OBSTUSUM	Denotatus	
		Stellare	<i>Aegasteroceras aff. blakei</i>
		Obtusum	<i>Xiphoceras planicosta</i> ; <i>Asteroceras</i>
	SINEMURIEN INFÉRIEUR	TURNERI	
SEMICOSTATUM		Sauzeanum	<i>Arnioceras</i> sp.
		Scipionianum	
		Harlesi	
BUCKLANDI		Bucklandi	<i>Coroniceras aff. Multicostatum</i> ; <i>Arnioceras gr. Salcaries</i> ; <i>Coroniceras gr. Coronaries</i> ; <i>Arietites gr. Bucklandi</i> ; <i>Metophioceras</i>
	Rotiforme Conybeari		

* Récolte M. Dubuget, détermination J.L. Dommergues.

Tabl. 3 - Répartition des ammonites sinémuriennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond (Lablanche, 1994).

Les brachiopodes sont bien représentés et peuvent être localement très abondants : le Bois-l'Abbé (x = 587,325 ; y = 2 179,675) ; la Grande-Alphare (x = 558,050 ; y = 2 179,150). Parmi les récoltes citons : *Zeilleria (Cincta) cor*, *Z. perforata*, *Lobothyris sinemuriensis*, *Spiriferina walcotti*, *S. tumida* associés à des *Aegasteroceras aff. Blakei* de la zone à Obtusum, sous-zone à Stellare. Ont également été récoltés : *Zeilleria (zeilleria) cf. vicinalis*, *Z.(zeilleria) perforata*, *Cirpa fronto*, *Calcyrhynchia calcaria*. Stratigraphiquement, les brachiopodes se trouvent répartis sur l'ensemble des

trois zones d'ammonites notamment pour les espèces comme *Spiriferina walcotti* et *Zeilleria (Cincta) cor.*

Au Sud de la Grande-Alphare ($x = 587,850$; $y = 2\,178,975$) ont été récoltés dans un fossé de drainage, parmi des faciès marneux à passées calcaires, des éléments calcaires en forme de « poire » de 12 cm de haut pour un diamètre de 8 à 10 cm pour les plus gros. Il semble qu'il puisse s'agir d'une trace fossile dont beaucoup de caractères, en particulier l'arrangement préférentiel des bioclastes, évoquent un terrier de cnidaire sessile, type anémone de mer ? (communication orale C. Gaillard). Ces fossiles avaient déjà été observés dans la région d'Arcomps (feuille à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond).

Les formations sinémuriennes sont très rarement recouvertes par des altérites, les labours exposant directement les plaquettes calcaires et parfois les gryphées, dans une matrice argileuse brune, ocre ou beige, très souvent encore carbonatée. Il est possible que leurs altérites aient été plus épaisses, mais décapées au Plio-Quaternaire, lors de l'enfoncement du réseau hydrographique.

l3. Marnes noires à bancs calcaires gris-noir peu épais (Carixien : Pliensbachien inférieur). Seule l'extrême base de cet étage affleure sur la carte, notamment dans le secteur de Montgenoux ($x = 589,000$; $y = 2\,180,000$). La série a été décrite plus au Nord sur la feuille à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond (Lablanche, 1994) où elle atteint 33 m d'épaisseur.

Occupé le plus souvent par des prairies, son observation est délicate. Le Carixien est constitué de marnes noires, largement prédominantes, grisâtres à brunâtres lorsqu'elles sont altérées. Des bancs calcaires noirâtres à grisâtres, à pâte fine, durs, parfois argileux, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur s'intercalent dans la série.

En ce qui concerne les fossiles (tabl. 4), de nombreuses zones aveugles dues aux mauvaises conditions d'affleurement font que les espèces trouvées ne sont pas forcément significatives. Cette faune carixienne est classique, mais on peut faire les remarques suivantes :

– la zone à Jamesoni semble pauvre ; un seul *Uptonia* a été trouvé et quelques *Polymorphites* dispersés. Un fragment de *Phricodoceras* a été récolté par R. Mouterde (1952, p. 84) dans les marnes d'une ancienne carrière située au Sud de Maisonnais (carte à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond) ;

– la zone à Ibex est riche ; elle montre un certain nombre de *Beaniceras*, mais toujours du groupe centaurus, aucun *B. Luridum* n'a été trouvé. Les *Acanthopleuroceras valdani* sont abondants, mais seuls deux exemplaires de *T. Ibex* ont été récoltés ;

Zones	Sous-zones	
DAVOEI	Figulinum	<i>Oistoceras</i> sp. ; <i>O. fugulinum</i> ; <i>O. omissum</i> ; <i>Tragophylloceras loscombi</i> ; <i>Hastites clavatus</i> .
	Capricornu (Maculatum)	<i>Aegoceras capricornu</i> ; <i>Tragophylloceras loscombi</i> ; <i>Polymorphites</i> ; <i>Zeimlerinia numismalis</i>
IBEX	Luridum	<i>Lytoceras</i> ; <i>Liparoceras</i> ; <i>Beaniceras centaurus</i> ; <i>B. rotundum</i> ; <i>B. crassum</i> * ; <i>Acanthopleuroceras acteon</i> ; <i>A. lepidum</i> ; <i>A. arietiforme</i> * ; <i>A. carinatum</i> ; <i>Tragophylloceras ibex</i> ; <i>Metaderoceras venarense</i> ; <i>Dayiceras</i> * (connu au Portugal)
	Valdani (Masseanum)	<i>Derolytoceras tortum</i> * ; <i>Acanthopleuroceras valdani</i> ; <i>A. maugenesti</i> ; <i>Cincta numismalis</i> ; <i>Polymorphites evolutus</i> *
JAMESONI	Jamesoni	<i>Uptonia jamesoni</i> ; <i>Coeloceras pettos</i> ; <i>Cincta numismalis</i> ; <i>Polymorphites evolutus</i> *
	Brevispina Taylora	

* Récolte M. Dubuget, détermination J.L. Dommergues.

Tabl. 4 - Répartition des faunes carixiennes récoltées sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond.

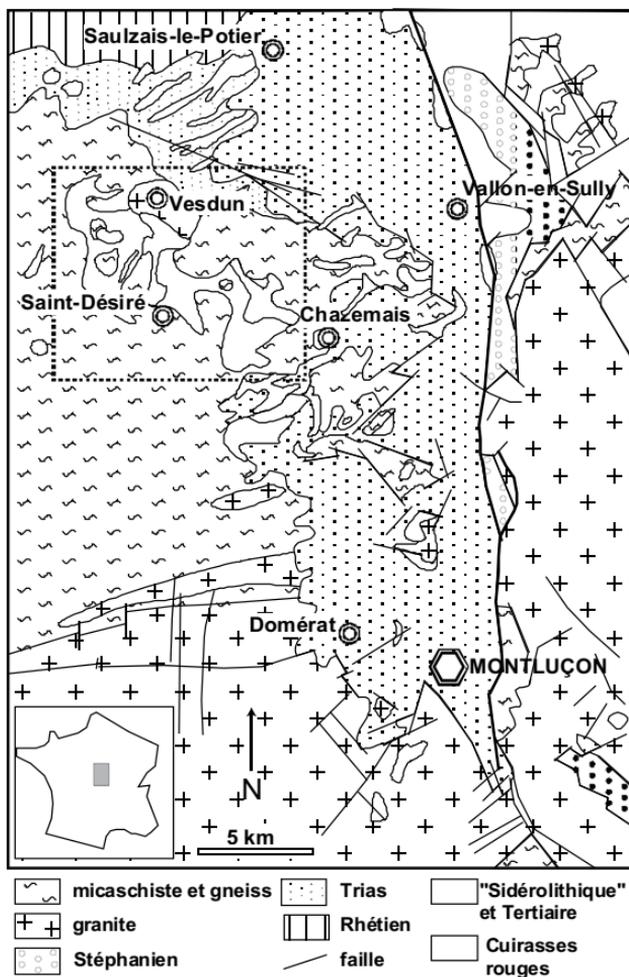
– la zone à Davoei, bien représentée, a fourni de nombreux *Aegoceras* (ou *Androgynoceras*) de très grande taille. Dans la sous-zone à Figulinum, les *Oistoceras* sont fréquents mais associés à des *Tragophylloceras loscombi* ;
– à noter que le Carixien de la région de Saint-Amand-Montrond est célèbre avec le gisement des Cottards situé sur la commune de Saint-Georges-de-Poisieux, car il a fourni à A. d'Orbigny les types de nombreuses espèces d'ammonites.

Crétacé, Paléogène et Néogène

Formations du Sidérolithique (Crétacé inférieur et Eocène)

Sur les bordures des fossés d'effondrement tertiaires du Massif central s'observent des formations rouges, attribuées au « Sidérolithique ». Bien connues depuis les travaux de C. Boulanger (1844) et de L. De Launay (1892-1893), elles ont fait l'objet d'un inventaire complet par M. Deschamps (1973). En raison de leur richesse en kaolinite et en oxydes de fer, elles ont été rapportées à des paléoaltérations latéritiques, en place ou remaniées. Dans les années 1980, la reprise de la cartographie géologique de ces formations dans le Massif central a renouvelé leur étude. Il est ainsi apparu que ces « cuirasses rouges » se sont développées autour de paléoreliefs et correspondent à des altérations lessivantes kaoliniques, sous climat chaud et humide, suivies d'indurations siliceuses sous climats plus secs (Thiry *et al.*, 1983 ; Thiry et Turland, 1985 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

Les formations sidérolithiques de Châteaumeillant appartiennent à la bordure ouest du fossé du Cher. Celui-ci est formé d'un héli-graben, limité à l'Est par une faille rectiligne et dont le soubassement remonte progressivement vers l'Ouest de dessous les sédiments tertiaires (fig. 10). À l'Ouest du fossé, les



dépôts pénètrent en longs golfes à l'intérieur des plateaux et entourent des collines et des dômes de socle hercynien. Cette transition indique des relations géométriques complexes entre le socle et les sédiments, et montre que la sédimentation sidérolithique a ennoyé une paléotopographie différenciée (Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

Sur la feuille Châteaumeillant et ses voisines à l'Est, les formations sidérolithiques affleurent selon de grandes bandes localisées le long de vallées récentes peu incisées et s'appuient sur et contre des zones de socle ou de Trias et Rhétien altérés (fig. 10 et cf. schéma structural). Au Nord-Est et vers le cœur du fossé du Cher, elles sont recouvertes par des formations lacustres et des calcrètes attribués à l'Éocène moyen et supérieur (Lablanche, 1982 ; Meloux *et al.*, 1996 ; cf. infra). Les formations sidérolithiques affleurantes les plus typiques du fossé du Cher et de la feuille Châteaumeillant sont les formations rouges indurées, formant par endroits des escarpements de plusieurs mètres. Les argiles, les sables et les formations plus grossières sous-jacentes sont issues de l'altération et de l'érosion du socle hercynien et des sédiments triasiques et rhétiens ; elles affleurent mal et se distinguent difficilement des altérites récentes. 64 sondages à la mototarière du BRGM ont néanmoins permis de reconnaître les formations sidérolithiques sur des épaisseurs pouvant être considérables (jusqu'à plus de 65 m sans en atteindre la base) lors des levés géologiques de la feuille Châteaumeillant : S1, S3, S4, S5, S14, S16, S17, S18, S19, S20, S21, S22, S23, S24, S25, S26, S27, LPJ1, MOR1, PLG1, MAU1, VIL1, LPN1, SVE1, MON1, CME1, MTM1, BOU1, LDN1, MOR2, MOR3, MOR4, CHA1, RSR1, RIB1, LOU1, MOU1, MOU2, MOU3, PRE1, VPF2, MAL1, MAL1b, MAL2, BEA1, FOR2, BFT2, MCH1, MCH2, BMC1, BCH1, PEN4, PEN6, ROU1, ROU2, ROC1, ACR1, LGA1, SJE1, SJE2, SJE3, PER1, PER2, BFU1 (cf. tabl. 2 de l'annexe 1). Vers l'Est, plusieurs forages archivés à la BSS ont traversé les mêmes formations dans le fossé du Cher et le bassin de Cosne-d'Allier sous des faciès comparables et des épaisseurs similaires à plus importantes encore (cf. carte de l'annexe 1).

Sur la feuille Châteaumeillant, les formations du Sidérolithique se présentent sous divers faciès, assez faciles à distinguer les uns des autres, mais difficiles à cartographier en raison 1) des mauvaises conditions d'affleurement, 2) des relations géométriques et stratigraphiques complexes qu'elles entretiennent entre elles, 3) des ressemblances avec certains faciès du socle, du Trias, ou du Rhétien altéré, 4) des remaniements dans les formations lacustres éocènes et fluviatiles pliocènes postérieures ainsi que 5) des difficultés généralement rencontrées pour les caler stratigraphiquement.

Les nombreux sondages géologiques effectués au cours des levés de la feuille et les plus beaux affleurements ont toutefois permis de subdiviser ces formations en trois grandes familles :

- des silicifications massives plus ou moins résiduelles et spatialement plus ou moins étendues ;
- des sédiments meubles fluviatiles, argiles, sables, graviers, voire conglomérats, parfois résiduels, et souvent occupant des paléovallées plus ou moins profondes ;
- une cuirasse silico-ferrugineuse épaisse ou continue ou mince et discontinue, et se présentant avec quelques variations lithologiques mineures.

L'étude détaillée de ce secteur en bordure du fossé du Cher a permis de mettre en évidence des paléoreliefs ennoyés par deux séquences de dépôts remplissant des paléovallées et de préciser les paléopaysages et les altérations successives. Les levés de cette feuille ont également conduit à une étude sédimentologique et minéralogique des formations sidérolithiques (Simon-Coinçon *et al.*, 2000) et ont permis d'en dater certains faciès (Quesnel *et al.*, 2003 ; Théveniaut, 2003 ; Théveniaut *et al.*, inédit). En outre, la thèse de C. Ricordel (2007), consacrée entre autres à l'étude et la datation des formations sidérolithiques d'autres secteurs du Massif central, a montré que les faciès sédimentaires, et les âges anciens obtenus pour les paléoaltérations sur la bordure du fossé du Cher ne sont pas isolés, mais au contraire s'intègrent dans un schéma régional cohérent. Ces travaux renouvellent de façon importante les connaissances de ces formations, de leurs origines et modes de mise en place et de la géodynamique du fossé du Cher à échelle locale et du Massif central à échelle plus régionale. Ils conduisent à la reconstitution progressive des paléopaysages continentaux à diverses périodes clefs de l'histoire géologique de la lithosphère nord-ouest européenne (Thiry *et al.*, 2006 ; Quesnel *et al.*, 2006 ; Ricordel-Prognon *et al.*, sous presse ; Quesnel *et al.*, inédit).

AS. **Silicifications massives plus ou moins résiduelles et *S***

Silicification, indication ponctuelle. Des silicifications et des altérations importantes affectent localement les calcaires hettangiens. À Saint-Jeanvrin, au Nord de la route reliant cette localité au lieu-dit la Forêt, la partie supérieure des calcaires hettangiens, recouverte ici par les sables et argiles de la Formation d'Ardentes, libère de nombreux blocs siliceux plus ou moins caverneux, emballés au sommet dans une argile ocre (cf. infra). La presque totalité des affleurements situés dans le bois du Pérou, notamment en bordure de la rivière le Portefeuille où subsistent de nombreuses fouilles, présente des silicifications souvent massives, mais également irrégulières. La silicification affecte là aussi les calcaires hettangiens sur plusieurs mètres. On note que la structure des bancs demeure, ainsi que la conservation des textures originelles des lithofaciès. De plus les faciès silicifiés sont à leur sommet également altérés, lessivés, et emballés dans une matrice d'argile ocre-rouge à noire enrichie en oxydes de Mn et Fe. Ce profil d'altération,

coiffant et développé aux dépens de la formation silicifiée, est notamment présent dans les bois du Pérou, du Fusibet, d'Acre et de Saint-Jeanvrin (cf. sondages PER1, PER2, BFU1, ACR1, SJE1, SJE2, et SJE3) où des blocs d'Hettangien silicifié de taille comprise entre 5 et 50 cm peuvent être observés dans leur matrice argileuse ocre-rouge à noire. Ces formations silicifiées altérée et oxydées sont localement dénommées Jaspes du Chaumois.

Ces silicifications sont exclusivement quartzzeuses (quartz microcristallin d'épigénie de la matrice carbonatée originelle et quartz pseudo automorphe dans des vides de dissolution). De nombreuses figures montrent que ces silicifications sont associées à des dissolutions karstiques plus ou moins complètement remplies par des précipitations de silice. Les dispositions sont typiques de silicification de nappe, la nappe phréatique étant pourvoyeuse et vecteur de la silice qui se dépose dans des environnements particuliers, vraisemblablement en raison de changements des caractéristiques physico-chimiques de l'eau (Thiry, 1999). Ces faciès silicifiés correspondent à une accumulation absolue de silice et ne sont en aucun cas à rattacher à des silcrètes pédologiques qui se font par accumulation relative de la silice.

Comme pour les faciès de type quartz carié développés aux dépens du Trias, d'après nos propres sondages de reconnaissance et ceux de recherche d'eau (archivés en BSS et obtenus auprès de la société Hydromines, cf. tableau 2 de l'annexe 1), cette silicification des calcaires hettangiens n'existe pas sous la couverture sinémurienne à plus jeune. La seule couverture qui lui a été reconnue sur la feuille Châteaumeillant est celle de la Formation d'Ardentes, datée du Pliocène.

Sur la feuille Châteaumeillant, malgré l'absence de terrains du Crétacé supérieur avérés qui viendraient la sceller, on peut néanmoins proposer à titre d'hypothèse que cette silicification s'est établie dans le plan de la surface infracrétacée, comme cela a pu être démontré en Basse-Normandie (Gigot *et al.*, 1999 ; Maurizot *et al.*, 2000 ; Wyns in Vernhet *et al.*, 2003), dans le Nivernais (Quesnel in Roger *et al.*, 2006), dans le Poitou (Wyns in Joubert *et al.*, 2000), en Lorraine sur la bordure ardennaise (Giot *et al.*, 2003), et plus près, à l'Ouest de la feuille Châteaumeillant, en Brenne sur les feuilles Bêlabre et Le Blanc (Barrier *et al.*, 2000 ; Barrier *et al.*, 2005). Dans toutes ces régions bordant le bassin de Paris, cette silicification s'opère sur la surface de discordance affectant des calcaires jurassiques de différents âges. Cette surface concorde avec la paléosurface continentale infracrétacée, se prolongeant géométriquement sous la base des dépôts marins du Crétacé supérieur. Cette silicification semble également exister sur la feuille Charolles dans le Morvan (observations inédites de R. Wyns) et demande des compléments d'étude pétrographique à l'échelle de la France, travaux de recherche scientifique fondamentale qui n'ont pas pu être menés dans le cadre des levers de la présente feuille.

Tout au plus nous paraît-il opportun de souligner à l'échelle des feuilles Châteaumeillant, la Châtre et Saint-Amand-Montrond que :

– cette silicification des calcaires hettangiens donnant le faciès des « jaspes du Chaumois » est établie sur la même surface que celle où existent les faciès meuliérisés du Trias dit (« quartz cariés ») à l'amont vers le socle et les calcaires du Bajocien et du Bathonien à l'aval vers le cœur du bassin de Paris. Cette surface infracrétacée pend très doucement en direction du Nord, (coupe géologique F, annexe 2) où elle se raccorde à la base des dépôts du Crétacé supérieur ;

– une intense altération lessivante est postérieure à cette silicification, engendrant des argiles à blocs silicifiés résiduels sur les buttes d'Hettangien silicifié, des coiffes dans les faciès de quartz cariés sur le Trias, et des argiles à chailles sur le Bajocien-Bathonien silicifié. Ceci pourrait signifier que la surface infracrétacée silicifiée s'est trouvée altérée juste après au Crétacé inférieur, comme observé dans le Nivernais et/ou a été remise à l'affleurement et retouchée au Paléogène (Quesnel *in* Roger *et al.*, 2006). Elle est par ailleurs faillée et plissée, selon des directions orientées N80°E à N110°E, généralement attribuées à la phase pyrénéenne, comme par exemple le pli et la faille inverse de Saint-Amand-Montrond.

sm. Sédiments meubles fluviatiles : argiles, sables, graviers. Ces formations étaient très mal connues avant les levés géologiques de la feuille Châteaumeillant, qui ont quasiment permis de les découvrir. En outre, afin de les caractériser, 38 sondages, totalisant presque 1 000 m de série traversée, ont été analysés par diffraction des rayons X sur roche totale désorientée et fraction argileuse orientée (Simon-Coinçon et Thiry, 1999 ; Thiry *et al.*, 2001 ; Thiry et Forette, 2003 ; annexe 5). Les différentes formations présentent des assemblages minéraux caractéristiques. Le sondage S22 implanté près de la Ferme-de-Passau (fig. 11, hors texte) peut être pris comme référence pour caractériser les successions minérales (Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

Les faciès rencontrés au cours des nombreux sondages à la mototarière du BRGM qui ont traversé ces formations (annexes 1 à 3 et annexe 5) peuvent être regroupés en trois faciès principaux, qui se succèdent régulièrement.

À la base **des sables grossiers**, soit peu argileux, avec graviers de quartz centimétriques et traces de matière organique, soit argileux avec des traces de racines, des nodules et granules ferrugineux ; ces matériaux matures, bien triés, aux grains émoussés, forment des niveaux de 5 à 20 m d'épaisseur, et alternent avec des niveaux argileux. Ces sables grossiers sont presque exclusivement formés de quartz, les feldspaths potassiques sont présents ; en revanche, les micas sont rares. Les oxydes de fer sont peu abondants et essentiellement formés de goethite. La fraction argileuse est

partagée entre kaolinite et smectite, avec des traces d'illite et d'interstratifiés illite-smectite. Les proportions relatives de kaolinite et de smectite sont très variables dans les différents sondages étudiés et peuvent changer rapidement en passant d'un niveau sédimentaire au suivant.

Des argilites leur font généralement suite. Elles sont « grasses », jaunes verdâtres à vertes, à marbrures et taches ferrugineuses, bioturbations, contenant des granules et des pisolithes ferrugineux, formant des niveaux de 5 à 10 m d'épaisseur ; certaines passées ont montré des bioturbations formées de striotubules millimétriques très bien préservés ; des argilites plus limoneuses ou sableuses, bariolées rouge et ocre, à gravillons de quartz, sont également fréquentes. Les argilites ont deux types de composition : des argilites sans mica, à kaolinite et smectite, et des argilites micacées à kaolinite et illite, à l'exclusion de la smectite. Les oxydes de fer sont souvent concentrés dans des granules et des pisolithes de 2 à 5 mm de diamètre, principalement à goethite dans les argilites sans micas et à goethite et hématite dans les argilites micacées.

Des formations à débris de micaschistes et cailloutis de quartz surmontent généralement les sables et argiles. Elles sont relativement grossières et à débris de micaschistes sains ou plus fines, argileuses, rouges et ocre, contenant toujours des quartz peu ou pas émoussés ; par endroits, ce sont des cailloutis de quartz, émoussés de 0,5 à 5 cm de diamètre, emballés dans une matrice argileuse ou sableuse ; ce sont des matériaux moins matures que les précédents, d'origine locale, n'ayant pas subi de transport prolongé. Ces formations à débris de micaschistes et cailloutis de quartz ont des compositions comparables à celles des micaschistes altérés : avec micas, pas de feldspath et fraction argileuse partagée entre kaolinite et illite. Les oxydes de fer sont composés de goethite et d'hématite ; des hydroxydes de manganèse (hollandite) ont été détectés dans un sondage.

Des formations indurées rouges couronnent ces dépôts. Elles se développent souvent dans des matériaux à débris de micaschistes, à nombreux quartz et à stratifications entrecroisées. Elles peuvent passer à des faciès plus homogènes, plus fins, mieux triés, sans stratification apparente. Les organisations nodulaires ou colonnaires résultant de l'évolution pédologique (cf. infra), typiques de ces formations ailleurs dans le Massif central, sont relativement rares et mal exprimées sur la feuille Châteaumeillant.

Origine des sédiments

L'analyse sédimentologique, pétrographique et minéralogique permet de distinguer deux unités de dépôts. Les formations plus grossières à quartz et débris de micaschistes du sommet de la série ont une composition similaire

à celle des micaschistes altérés, indiquant clairement leur filiation avec ces derniers (Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

Les sables et les argilites de la base de la série, peu micacés, à traces de feldspath potassique et à fraction argileuse partagée entre smectite et kaolinite ne peuvent dériver des micaschistes. Deux sources peuvent être avancées pour leur provenance :

- les altérites établies sur les granites et gneiss qui occupent des surfaces importantes au Sud du secteur étudié ;
- le remaniement, direct ou après altération, des formations du Permien, Trias, Rhétien et Lias qui subsistent au Nord du secteur étudié et qui initialement s'étendaient plus loin vers le Sud.

La smectite de l'unité inférieure ne peut être héritée des sols à kaolinite dominante, formés auparavant sous climat chaud et humide et/ou riche en CO₂ dans le Massif central ; elle indique des conditions climatiques plus sèches. La coexistence de smectite et de kaolinite dans les sédiments peut être mise en relation avec le remaniement de différents types de sols existant dans le bassin versant. Elle indiquerait ainsi la présence de paysages contrastés, avec sols à kaolinite sur les hauteurs et/ou au sommet des profils (hérités des périodes antérieures ?) et des sols smectitiques (vertisols et sols bruns eutrophes) dans les zones basses et/ou à la base des profils comme dans les régions tropicales sèches actuelles (Bocquier, 1973 ; Pal et Deshpande, 1987). Pour expliquer la présence de smectites et interstratifiés dans l'unité inférieure des sédiments sidérolithiques, on peut aussi invoquer le remaniement de sédiments triasiques, rhétiens et liasiques, puisqu'ils en recèlent en quantités non négligeables (cf. annexe 5). En revanche, les interstratifiés sont en plus forte proportion (par rapport à la smectite) dans les formations triasiques et rhétiennes que dans ces sédiments sidérolithiques. Il y aurait donc eu un tri minéralogique lors du remaniement, ou bien regradation d'une partie des interstratifiés en smectite.

En outre le changement de nature des oxydes de fer entre les unités inférieure et supérieure indique un changement d'environnement de dépôt et/ou de conditions climatiques, l'hématite marquant des conditions plus sèches (Tardy, 1993) durant le dépôt de l'unité supérieure.

Géométrie et évolution des sédiments

Les unités sédimentaires décrites ci-dessus sont constituées de sédiments continentaux qui remplissent des paléovallées plus ou moins profondes. On note le développement d'un profil d'altération formé aux dépens des sédiments remplissant ces paléovallées, avec intenses kaolinisation et oxydation de la pyrite et la matière organique originels (cf. logs de l'annexe 5). On retrouve également des teintes rouge à ocre au sommet et

des teintes verte à jaune, voire grise à noire à la base du remplissage des paléovallées. Les cuirasses quant à elles couronnent ces profils. Ces altérations et oxydations sont plus intenses à l'amont des paléovallées qu'à l'aval. En corrélant les sondages de proche en proche, et en établissant les coupes géologiques traversant de la feuille Châteaumeillant (cf. annexe 2 et coupe géologique en couleurs sous la carte géologique), on peut ainsi distinguer les sédiments sidérolithiques verts (non oxydés : Sv), les sédiments sidérolithiques rouges (oxydés : Sr) et les sédiments sidérolithiques cuirassés (Sc). Ces coupes établies à partir des données de sondages et des observations de terrain ont été dessinées en travers des paléovallées pour illustrer leur géométrie. Elles montrent clairement que :

- les paléovallées ont des profondeurs localement très importantes (pouvant dépasser 100 m), et sont très souvent limitées par des escarpements liés au jeu ou au rejeu de failles ;
- à l'Est de la feuille et à l'approche du fossé du Cher, ces paléovallées sont elles-mêmes découpées par des failles ;
- les cuirasses ont une géométrie très complexe, très souvent lenticulaire, liée probablement à un paléopaysage différencié avec paléoreliefs de socle résistant au sein du bassin et à des lithologies ayant favorisé leur développement (cf. infra) ;
- la surface de transition entre les faciès oxydés et non oxydés est néanmoins globalement horizontale, indiquant une certaine stabilité régionale depuis les processus d'altération et oxydation postérieurs au dépôt des sédiments. On ne note aucun basculement tectonique.

Ces altérations et oxydations sont par ailleurs responsables de la non préservation des pollens et spores au sein de ces sédiments continentaux. En effet, des préparations palynologiques ont été effectuées dans les divers faciès argileux, sombres et plus clairs et observées au microscope. Elles présentent au mieux de la matière organique amorphe brunâtre en petits granules ou d'assez nombreux restes de tissus végétaux de couleur jaune orangé associés à quelques débris de bois, mais aucun pollen ou spore (Farjanel, 2002). L'analyse palynologique n'a donc pas permis de caractériser finement les paléoenvironnements de ces formations, ni de les dater.

Ces sédiments sidérolithiques existent aussi sur 3 à 5 m d'épaisseur, rarement jusqu'à 10 m, au Nord de la feuille, en connexion avec les occurrences rapportées au Complexe détritique de Brenne (e4-7) sur la feuille voisine Saint-Amand-Montrond (Lablanche *et al.*, 1994). Elles représentent la limite sud du bassin tertiaire du Châtelet où le matériel a comblé des zones basses liées à l'érosion, à la karstification ou à la tectonique. Ce complexe est constitué de cailloutis, graviers, sables, formés de quartz roulés, issus du démantèlement des terrains triasiques et du socle hercynien du Massif central. Ils sont blanc laiteux, translucides ou enfumés. Les argiles associées

à dominante kaolinique, apparaissent sous des teintes très variées : gris, vert, beige, mais aussi blanc, kaki, brun, lie-de-vin, rouge. Rarement pures, elles peuvent être micacées (muscovite) et renferment une fraction sableuse plus ou moins abondante. Sur le 1/50 000 Saint-Amand-Montrond, on observe également des chailles, très souvent oxydées et empruntées pour l'essentiel aux assises du Dogger ou du Lias (Jaspés du Chaumois), qui sont plus ou moins roulées, avec des traces de chocs, ainsi que des zones silicifiées formant des horizons gréseux discontinus qui se développent au gré des circulations d'eau dans la formation. On y trouve aussi des passées très oxydées, ocre à rouges, comparables aux cuirasses sidérolithiques formées sur les sédiments triasiques ou rhétiens.

Sur la feuille Saint-Amand-Montrond, ces formations ont été corrélées par analogie de faciès à la Formation de Brenne et attribuées à l'Éocène (Lablanche *et al.*, 1994). Une étude palynologique (Châteauneuf, 1977) a été réalisée sur des échantillons prélevés en forage à la base de la Formation de Brenne : les dépôts les plus anciens appartiennent au Cuisien supérieur, et l'essentiel des venues détritiques serait d'âge lutétien et surtout bartonien (*s.s.*) et pourrait persister localement jusque dans le Ludien moyen. L'ensemble est scellé par des calcaires lacustres, d'âge ludien supérieur en Poitou et en Touraine (Cavelier *et al.*, 1979 ; Lablanche, 1982). Nous verrons au paragraphe suivant comment les résultats acquis lors des levés de la feuille Châteaumeillant contribuent à remettre en cause l'attribution stratigraphique de ces sédiments sidérolithiques à un âge éocène.

***S*_{1c-e}. Cuirasse silico-ferrugineuse épaisse et continue et *S*_{2c-e} Cuirasse silico-ferrugineuse mince et discontinue.**

Situation et Paléomorphologie

Les cuirasses sidérolithiques entourent les collines et « peux » de socle et passent latéralement aux sédiments sidérolithiques. On les retrouve principalement à l'Est de la feuille avec du Sud au Nord des occurrences spectaculaires 1) entre le Bois de la Chapelaude, le Point du Jour et les Brandes de Bron, 2) entre Loze, les Grandes Chaumes et Moussais, 3) entre Champémon, Passau et Moussais. On en retrouve aussi de larges affleurements coiffant les formations triasiques altérées 4) entre Penserolles, la Fontagrille et la Rouhanne, et 5) entre la Presle et le Château de la Lande. Quelques occurrences plus petites se situent enfin au dessus et aux dépens du Trias ou du Rhétien 6) entre les Courreaux, le Peu d'Armont et Frappon, 7) immédiatement au Sud de Bornacq, 8) à Saint-Martin, entre la Goutte des Saints et Saint-Christophe-le-Chaudry et 9) au Nord immédiat de Maugenest.

À l'instar des feuilles voisines à l'Est, ces grès rouges ou cuirasses appartiennent à des paléoprofils d'altération (Thiry *et al.*, 1983). Les

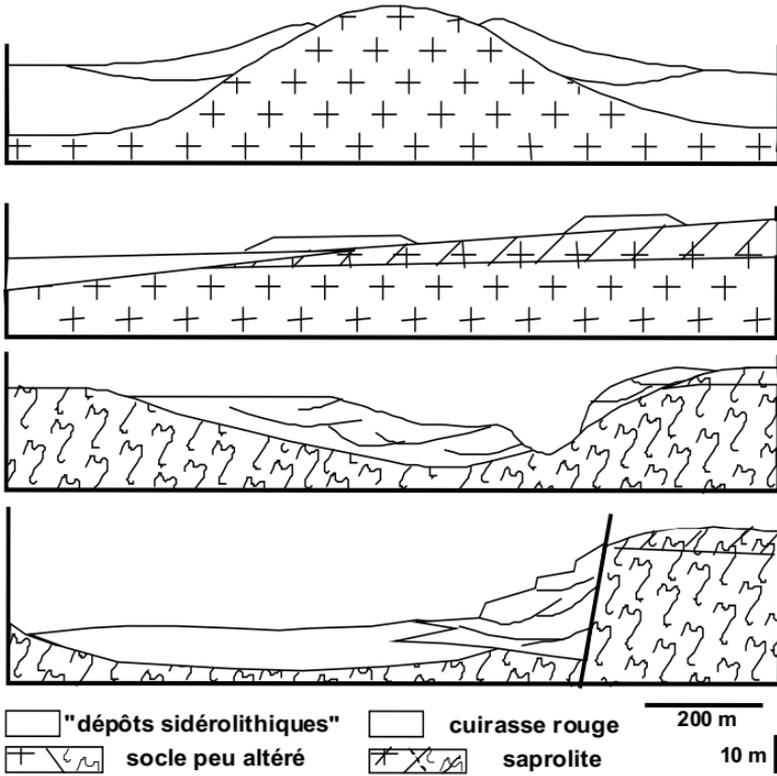


Fig. 12 - Schéma illustrant les différents types de relations entre les cuirasses rouges, les profils d'altération et les sédiments sidérolithiques dans les paléopaysages plus ou moins différenciés et enfouis sur les bordures des paléovallées (modifié d'après Thiry et Turland, 1985)

cuirasses rouges reposent principalement sur les flancs des paléovallées remplies de sédiments sidérolithiques et masquent fréquemment le contact entre les sédiments et le socle altéré. Elles montrent 4 types principaux d'affleurements et de relations (fig. 12) :

- les cuirasses rouges coiffent le socle altéré, sont ancrées sur des paléoreliefs et passent latéralement aux dépôts sédimentaires, dans lesquels elles sont par endroits interstratifiées ;
- localement de larges étendues du socle sont toujours couvertes par leurs saprolites, sur lesquelles la cuirasse rouge peut être préservée et se poursuivre jusque dans les sédiments sidérolithiques ;
- dans d'autres secteurs, le socle affleure sur de larges plateaux peu déformés et la cuirasse rouge est située au sein de paléovallées qui l'entaillent et qui sont elles-mêmes incisées par les vallées actuelles (par endroits sur plus de 15 m de hauteur). Des vestiges de saprolite restent sur les plateaux adjacents ;
- des cuirasses rouges contenant de nombreux graviers de quartz (jusqu'à 10 cm de diamètre) et même des éléments frais de socle, forment des cônes d'éboulis et des brèches de pente sur les escarpements de faille découpant le socle et peuvent atteindre 30 m d'épaisseur.

Ces relations indiquent clairement que les cuirasses rouges témoignent de paléotopographies différenciées, largement préservées dans les paysages actuels. La cartographie de détail des différents faciès de cuirasse sur la feuille Châteaumeillant et ses voisines montre qu'elles coiffent des paléoglacis (surface de piémonts à pente faible) accrochés à des paléoreliefs de socle et taillés dans les sédiments sidérolithiques autant que dans le socle altéré.

Les structures macro- et micromorphologiques et les assemblages minéralogiques de ces matériaux permettent de reconstituer les mécanismes de leur formation autant que leur signification géochimique et paléoenvironnementale (Thiry et Turland, 1985).

Structure des profils

Les cuirasses rouges présentent les traits pédologiques typiques des paléosols ferrugineux. Les profils exposent des structures distinctes qui sont fonction de leur position dans les paléopaysages contrastés depuis les hauteurs vers les bas fonds des toposéquences. Trois faciès principaux peuvent être distingués le long de ces toposéquences (fig. 13, hors texte).

Les cuirasses massives rouges sont ancrées sur des paléoreliefs aux flancs raides, particulièrement le long d'escarpements de faille, formant des cônes alluviaux et des brèches de pente (four Perchat, carrières de Loze). La formation est constituée par l'alternance d'unités fines et grossières

exposant des litages de courant et des lentilles à stratifications entrecroisées avec des contacts érosifs. Les bioturbations sont généralement absentes, mais les traces de racines et les terriers peuvent se rencontrer sur certaines discontinuités. Les graviers, principalement du quartz, de taille moyenne 2 à 7 cm, sont anguleux à émoussés, mais ne montrent pas de granoclassement dans les lentilles grossières. Les seules structures macroscopiques visibles dans ces cuirasses grossières consistent en des joints blanchis verticaux et horizontaux connectés entre eux dans les faciès les plus fins, liés à des circulations secondaires (fig. 13, hors texte).

Le cortège de minéraux argileux est composé de kaolinite et des quantités variables de mica, lié à la proportion de graviers de micaschiste. Les illuviations forment des cutanes régulières d'argile et oxydes de fer, situées à la base de larges pores sous les gros graviers ou correspondant aux fissures ou même aux bioturbations (Thiry et Turland, 1985). Souvent les cutanes sont rompues, indiquant des phénomènes de dessiccation. Ces illuviations sont particulièrement abondantes et bien développées dans les lentilles de cuirasse les plus grossières. Les joints blancs sont des zones blanchies résultant du lessivage des oxydes de fer et par endroits sont accompagnées d'illuviations d'opale claire jaunâtre. Les illuviations sont des structures typiques engendrées par la percolation d'eau dans les sols. Les blanchiments et dépôts sporadiques de silice sont liés à des phénomènes pédologiques plus tardifs, recoupant les premières structures.

Les cuirasses rouges colonnaires entourent les collines et peux de quartzite, micaschiste et granite, et exposent des profils de 2 à 4 m d'épaisseur avec des horizons différenciés. Ce sont les faciès de paléaltération les plus typiques. La base de ces cuirasses est en général massive, tandis que vers le haut elles deviennent nodulaires, avec une structure pseudo-colonnaire (ferme de La Lande, au Sud-Ouest de Saulzais-le-Potier). Les colonnes sont formées d'une argile sableuse indurée rouge avec des grains de quartz anguleux, dispersés dans une matrice argileuse rouge qui possède de petits pores aux contours irréguliers. Les joints verticaux et planaires entre les colonnes sont remplis par un sable ocre peu cimenté composé de pseudo-oolithes millimétriques rouges et montrent des terriers, nodules et illuviations (fig. 13, hors texte). De nombreuses illuviations tapissent les vides, terriers et joints, et forment de fines lamines granulaires coiffant les nodules. Ces structures indiquent que les cuirasses colonnaires sont liées à des paléoprofils d'altération.

Les cuirasses contiennent de la kaolinite et des cutanes beiges à brunes d'opale, présentant de faibles réfraction et anisotropie dans tous les pores ouverts. Les cutanes sont recoupées par d'étroites craquelures indiquant des phénomènes de dessiccation ou d'évolution de gels. Les analyses minéralogiques et à la microsonde montrent que les cutanes sont composées d'un mélange de 50 % d'opale et 50 % de kaolinite. Le

remplissage granuleux des joints est constitué de « microgravelles » ou pseudo-oolithes composées de matériel siliceux et argileux arrangé en couches concentriques autour des grains du squelette. Leur structure est identique à celle des pellets observés dans les termitières et résultent de l'activité biologique des termites (Wielemaker, 1984 ; Eschenbrenner, 1986). Les cuirasses rouges sont donc des paléosols ferrugineux kaoliniques avec des traits d'origine pédogénique typiques, imprégnés par de la silice. Les illuviations et les joints verticaux indiquent des percolations d'eau dans un paléoenvironnement de sol.

Les cuirasses planaires bariolées se situent en contrebas des paléoreliefs, en position plus basse dans ou vers le bassin, et sont caractérisées par des fractures subhorizontales connectées qui produisent un débit en horizons distincts mais irréguliers (fig. 13, hors texte). À la base des coupes, les épaisseurs des horizons sont de 20 cm en moyenne. Les joints horizontaux montrent des dépôts (de 0,5 à 2 cm d'épaisseur) de fines lamines siliceuses qui se prolongent jusqu'aux joints verticaux, recoupant les horizons de la cuirasse. La partie supérieure de ces profils est formée par des nodules de cuirasse rouge-ocre (de 0,5 à 4 cm de diamètre) coiffés et drapés par des illuviations ondulantes (cuirasse au Sud de Vesdun).

Ces cuirasses contiennent de la kaolinite et de la smectite, avec une faible proportion d'illite-mica. Les premiers dépôts de silice consistent en des illuviations d'opale mélangée avec environ 30 % de minéraux argileux. Les dépôts ultérieurs de silice sont représentés par une succession de concrétions mamelonnées d'opale et d'illuviations de matériel granuleux (grains de quartz, copeaux d'argile, débris silicifiés, micro-gravelles) avec des contacts érosifs. Les nodules de l'horizon supérieur sont formés autant de cuirasse ferrugineuse que de micro-gravelles cimentées par de l'opale brune. Les coiffes contiennent des lamines entrecroisées de fins grains de quartz et micro-gravelles emballés dans une matrice d'opale brune. La succession des concrétions et illuviations indique que la percolation de l'eau s'est produite au moment de la silicification et suggère des alternances d'épisodes de percolation et de saturation. Les structures planaires sont les traits principaux de ces profils, suggérant la prévalence des flux d'eau latéraux aux dépens de la percolation verticale, dans une situation avale, proche du niveau de base du bassin.

Paléaltérations superposées et paléoenvironnements

Deux évolutions distinctes sont enregistrées superposées dans les cuirasses rouges :

- une altération ferralitique qui a engendré le développement de profils rouges kaoliniques et est liée à l'épisode sidérolithique majeur régional ;
- une induration par la silice qui a imprégné les profils rouges et favorisé leur préservation.

Ces paléoaltérations successives montrent des variations latérales en fonction de leur position dans le bassin et leur enchaînement est relié au fonctionnement de paléotoposéquences régionales.

Les profils d'altération ferrallitique sur le socle hercynien se situent sur les points hauts des paléopaysages. Ils sont aujourd'hui restreints à la saprolite, à cause de l'érosion qui a décapé les horizons supérieurs. Les cuirasses rouges couronnent des profils d'altération établis aux dépens des sédiments sidérolithiques dans les paléovallées, localement les formations triasiques, et rarement le socle hercynien sur les bordures des paléovallées et autour des paléoreliefs. Les cuirasses massives rouges forment les parties hautes des paléotoposéquences, sur les reliefs escarpés et les cuirasses rouges colonnaires arment les glacis autour des paléoreliefs. Les structures verticales et éluviales suggèrent des environnements avec percolation d'eau vers le bas, les matériaux sont lessivés, et la kaolinite domine le cortège argileux. Les cuirasses bariolées planaires se trouvent en contrebas des paléoreliefs et collines. Leurs structures planaires et laminées indiquent des circulations latérales de l'eau. Les épaisses illuviations argileuses de ces profils aval correspondent à des horizons d'accumulation au-dessus des battements de la nappe liée au bassin. Les matériaux sont moins lessivés, les feldspaths et les micas sont en partie préservés et les smectites deviennent les minéraux argileux principaux, dominant la kaolinite, et indiquant des paléoenvironnements plus confinés.

Les caractéristiques micromorphologiques et géochimiques de ces paléosols les rendent comparables aux toposéquences des régions tropicales actuelles de l'Ouest africain, telles celles décrites par G. Bocquier (1973) et R. Boulet (1974). Ces paléosols se sont probablement formés sous des paléoclimats régis par des précipitations annuelles de 1 000 à 1 200 mm durant une saison des pluies relativement courte (4 à 5 mois) et une saison sèche avec un déficit hydrique marqué. Les paléopaysages jalonnant cette toposéquence sidérolithique étaient formés par des collines de socle hercynien et de Trias-Rhétien émergent d'une plaine argileuse inondée périodiquement.

L'induration siliceuse a suivi la formation des paléoprofils d'altération ferrallitique, mais s'est superposée à une paléotoposéquence de sols ferrallitiques encore fonctionnelle. Les silicifications des cuirasses rouges sidérolithiques (Thiry et Turland, 1985) sont différentes de celles affectant les calcaires hettangiens et le Trias à l'Ouest de la feuille Châteaumeillant. Ces dernières sont « quartzieuses » et massives, tandis que les premières sont des silicifications par imprégnation d'opale de la matrice argileuse des cuirasses rouges en position amont et par illuviation et concrétionnement d'opale en position aval des toposéquences. La liaison directe et généralisée entre ces silicifications à opale et les faciès spécifiques des cuirasses rouges (faciès colonnaire, terriers de termites, faciès planaire etc.) fait que les deux altérations (latéritique et silicification) sont indissociables. Ce sont les mêmes

structures pédologiques qui sont fonctionnelles. La succession altération latéritique et terriers de termites puis imprégnation d'opale correspond probablement à une évolution de la toposéquence avec ennoyage progressif de l'aval et invasion « remontante » (vers l'amont) de la silicification. Il n'apparaît en tout cas jamais de discordance entre les deux phénomènes, ce qui serait le cas si les deux altérations étaient d'âges très différents et séparées par des évolutions tectoniques. Il n'y a aucun lessivage de l'aluminium et du fer durant le processus de silicification. Cette dernière apparaît principalement comme une accumulation absolue de silice dans ce qui devait être un environnement oxygéné et à pH proche de la neutralité. L'origine de la silice n'est pas clairement établie. Quelle que soit sa source, elle doit avoir été lessivée et les solutions concentrées suffisamment pour engendrer la précipitation de gels siliceux et d'opale. Le paléoclimat au moment de la silicification est supposé avoir été relativement sec, avec des périodes de sécheresse conduisant à des milieux évaporitiques et des périodes de fortes pluies causant la montée du niveau des lacs et des inondations dans les plaines alluviales. Quoi qu'il en soit, le cuirassement correspond à une certaine stabilité des paysages.

Les cuirasses rouges du Nord du Massif central ressemblent aux sols indurés appelés « red brown hardpans » en Australie (Bettenay et Churchward, 1974 ; Milnes *et al.*, 1991). Les « duripans » des zones arides des États-Unis (Flach *et al.*, 1974 ; Chadwick *et al.*, 1989) et les « dorbanks » d'Afrique du Sud (Ellis et Scholmes, 1982) ont des caractéristiques semblables. E. Bettenay et H.M. Churchward (1974) pensent que ces « hardpans » australiens se développent actuellement dans des zones de drainage peu incisé périodiquement inondées, avec 250 à 300 mm de précipitations annuelles. Les formations américaines sont aussi attribuées à des dépôts alluviaux et colluviaux dans des régions où les précipitations n'ont pas dépassé pas 300 mm durant le Pléistocène (Harden *et al.*, 1991).

Datation des cuirasses sidérolithiques

Les différents faciès des cuirasses sidérolithiques rouges (massive, colonnaire et planaire) de l'Est de la feuille Châteaumeillant et des feuilles voisines (Hérisson et Montluçon) ont été prélevés à la carotteuse portative pour effectuer des analyses paléomagnétiques. En effet, La goethite et l'hématite sont les principaux oxydes de fer qui se forment dans les profils d'altération (Mullins, 1977 ; Maher, 1986 ; Schwertmann, 1988). Ces minéraux acquièrent une aimantation chimique rémanente dans la direction du champ géomagnétique ambiant. Le paléomagnétisme est l'une des méthodes les plus performantes pour dater les profils d'altération (Idnurm et Senior, 1978 ; Schmidt *et al.*, 1983 ; Gehring *et al.*, 1992 ; Théveniaut et Freyssinet, 1999, 2002 ; Ricordel, 2007). La direction géomagnétique fossile mesurée permet de calculer le pôle paléomagnétique du site au moment où les

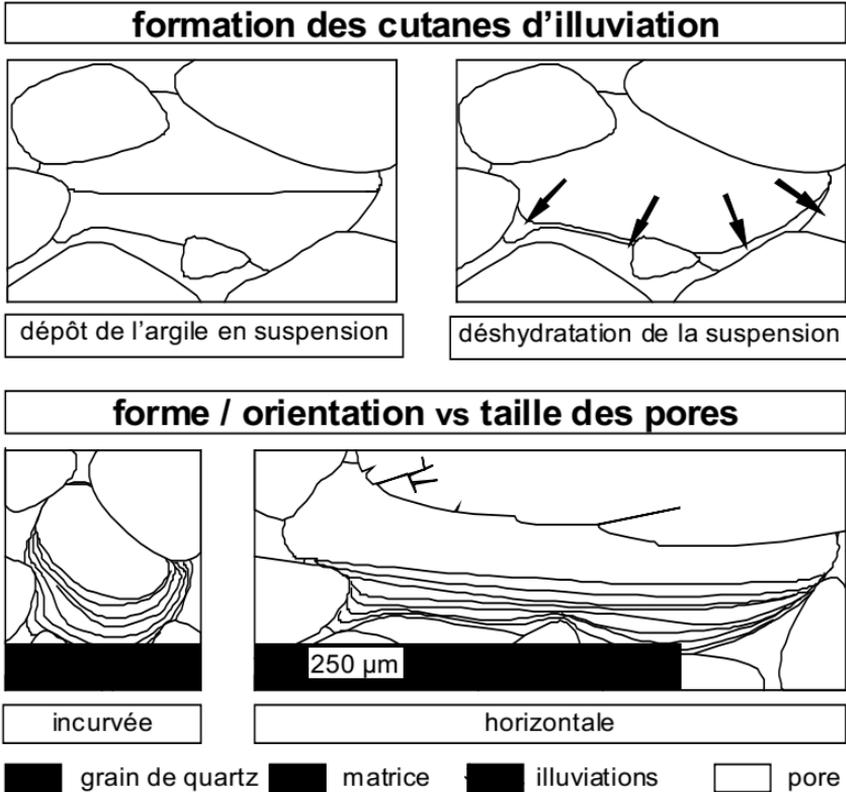


Fig. 14 - Schéma illustrant le développement des cutanes d'argiles et oxydes dans les paléosols sidérolithiques. Dans les petits pores les cutanes d'illuviation sont fortement déformées pendant la déshydratation, tandis que dans les larges pores elles restent principalement horizontales. Le signal paléomagnétique devient aléatoire dans les cutanes incurvées des petits pores. Il est bien préservé dans les cutanes horizontales des grands pores (d'après Théveniaut et al., inédit in prep)

minéraux magnétiques (c'est-à-dire les oxydes de fer) se sont formés. Dater ces minéraux est alors possible en comparant les pôles paléomagnétiques qu'ils enregistrent avec les courbes de dérive apparente des pôles du continent sur lequel les profils étudiés sont situés.

Dans le cas de la bordure du fossé du Cher, la courbe de dérive des pôles utilisée est celle de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 2001). Au total 280 échantillons orientés ont été collectés sur 10 sites (Théveniaut *et al.*, 2003 ; Théveniaut *et al.*, inédit). Parmi ceux-ci, seulement 85 échantillons orientés de 3 coupes dans 2 sites distincts du secteur de Loze ont donné un signal paléomagnétique cohérent et interprétable. Ceci signifie que seulement un tiers des échantillons a été retenu pour la datation paléomagnétique. En fait, seules les cuirasses grossières et massives, avec peu de traits pédogéniques, ont donné un signal paléomagnétique utilisable, tandis que les faciès fins et les paléosols matures n'ont pas donné de signal exploitable.

Le détail des analyses paléomagnétiques et pétrographiques sur ces échantillons ne sera pas repris ici, mais fera l'objet d'une publication spécifique (Théveniaut *et al.*, inédit). Seuls les résultats principaux sont ici exposés. Le minéral porteur de l'aimantation paléomagnétique des cuirasses rouges de Loze est l'hématite. À Loze, la cuirasse est principalement caractérisée par une granulométrie grossière avec de nombreux graviers de quartz. *A priori*, ce faciès grossier semblait moins favorable à l'enregistrement d'un signal paléomagnétique. Toutefois ce faciès préserve de grands pores dans lesquels des illuviations bien orientées ont pu se développer pendant l'altération (fig. 14). La plupart du signal paléomagnétique est probablement porté par l'hématite associée à ces grandes illuviations. Dans les faciès plus fins des cuirasses, les illuviations sont moins abondantes et beaucoup plus petites. Or des cutanes d'illuviation plus petites subissent plus de déformations pendant la déshydratation par succion de l'eau de la matrice de la suspension argileuse illuviée et donc les directions paléomagnétiques seront largement dispersées. De plus, les profils les plus matures, tels ceux des cuirasses rouges columnaires et nodulaires, semblaient *a priori* plus favorables à l'enregistrement d'un signal paléomagnétique. Néanmoins l'examen micromorphologique de ces profils révèle, outre la taille plus petite des pores, de nombreux remaniements internes de nodules et cutanes d'illuviation, induisant des perturbations et ruptures du signal paléomagnétique primaire. Ces perturbations des traits pédologiques, par bioturbation, dessiccation et effondrement interne, expliquent probablement pourquoi ces paléoprofils matures n'ont pas donné de signal paléomagnétique cohérent.

L'analyse paléomagnétique des échantillons de Loze qui donnent un signal cohérent révèle deux âges superposés pour la même cuirasse sidérolithique sur environ 3 m de coupe. Cette cuirasse enregistre un pôle paléomagnétique correspondant à un âge de 130 ± 10 Ma au sommet de la coupe et un second

pôle paléomagnétique correspondant à un âge de 50 ± 10 Ma à la base (Théveniaut, 2003 ; Quesnel *et al.*, 2003 ; Théveniaut *et al.*, inédit).

L'âge plus jeune de la base des coupes est à interpréter comme une reprise d'altération à l'Éocène, avec approfondissement des profils ou simplement recristallisation des oxydes de fer sous l'effet de circulations de nappe à cette époque.

Cette première datation des cuirasses sidérolithiques de la bordure du fossé du Cher a été suivie d'autres tentatives par analyse paléomagnétique également couronnées de succès dans différents secteurs du Massif central (Ricordel, 2007). Les âges obtenus sont de 130 à 140 ± 10 Ma pour les coupes « classiques » des cuirasses sidérolithiques du Lembron, sont plus vieux et atteignent 160 Ma au Sud du Massif central (Naussac et Le Monastier en bordure du bassin du Puy), et sont en partie plus jeunes au Rouget en Margeride où ils atteignent 50 Ma (Ricordel, 2007 et données inédites). Ailleurs en Europe (Lorraine, Belgique), d'autres datations récemment obtenues sur des profils d'altération et des cuirasses ferrugineuses (souvent attribués aux faciès sidérolithiques) ont donné des âges crétacé inférieur, *ie* entre 140 et 120 Ma (Yans, 2003 ; Théveniaut *et al.*, 2007). L'ensemble de ces datations remet donc en cause l'âge éocène moyen à supérieur habituellement attribué aux formations sidérolithiques, à la fois sur la feuille Châteaumeillant, l'ensemble du Massif central et en Europe. Ces données récemment acquises permettent de reconstituer, certes encore partiellement, la paléogéographie continentale et les paléopaysages associés au Crétacé inférieur (Thiry *et al.*, 2006b), et au Paléogène inférieur (Quesnel *et al.*, 2006).

Synthèse sur la sédimentation, les profils d'altération et les paléopaysages sidérolithiques

Les sédiments et cuirasses sidérolithiques de la feuille Châteaumeillant affleurent en plages discontinues en contrebas des reliefs formés par les micaschistes de la Formation de l'Arnon et les quartzites de la Formation de Saint-Désiré. Le dôme de la Chapelle-Sainte-Agathe, en particulier, permet de préciser les relations géométriques existant entre les sédiments et les reliefs du socle (coupes A, C et E de l'annexe 2). Les dômes sont ceinturés par de longs glacis tendus qui s'appuient sur les reliefs constitués de quartzites). Ces glacis tronquent indifféremment les sédiments sidérolithiques et les micaschistes altérés et sains ; ils sont armés par des cuirasses rouges. Les sondages effectués ont révélé que les sédiments comblent de profondes dépressions en contrebas des reliefs du socle, localement limitées par des failles. La géométrie du mur de ces paléovallées a été modélisée (cf. annexe 3, carte avec isohypses). La pente générale du mur des paléovallées est en direction du fossé du Cher, mais est découpée par des accidents qui séparent des blocs basculés, faisant émerger

des reliefs de socle en tête de blocs. Les sédiments occupent donc des paléovallées incisées dans le socle et dominées par des paléoreliefs. Tout un paysage différencié est ainsi révélé et la datation des cuirasses obtenue par les analyses paléomagnétiques permet de préciser l'évolution de ce paysage et de ses dépôts au cours du temps.

- Creusement des vallées. Une érosion importante, probablement subcontemporaine d'un abaissement majeur du niveau de base et/ou d'un soulèvement tectonique important, a permis l'enfoncement du réseau hydrographique. Il faut noter que la profondeur et l'ampleur de ces paléovallées étaient plus importantes que celles des vallées actuelles et que certaines bordent des escarpements de faille. Les sédiments remaniant localement des chailles jurassiques (Petit Villevendret) dont les Jaspes du Chaumois, on peut proposer un âge autour de la limite Jurassique – Crétacé pour le creusement de ces grandes paléovallées.

- Première unité : sédimentation fluviale. Ces vallées ont été remblayées par des formations fluviales. Étant donnés les structures sédimentaires, le tri, l'accumulation d'épais niveaux d'argile, ce sont vraisemblablement de grands ensembles hydrographiques, stables et pérennes, organisés à l'échelle régionale, qui sont à l'origine de ces dépôts. Le remblaiement des vallées sur plus d'une cinquantaine de mètres est probablement contemporain d'un relèvement du niveau de base, favorisant l'alluvionnement. Ces sédiments datent probablement de l'extrême base du Crétacé inférieur, et les fleuves qui les charriaient et les déposaient étaient de probables émissaires de la gouttière wealdienne, qui occupait une large part du bassin de Paris actuel et se jetait dans la mer alpine (Thiry *et al.*, 2006).

- Phase tectonique. Ces premiers dépôts ont été affectés par des failles, peut-être en relation avec le développement d'un proto-fossé du Cher, au Crétacé inférieur, c'est-à-dire bien avant les âges qui lui sont habituellement attribués (Éocène-Oligocène).

- Deuxième unité : formation rubéfiée à cailloutis et façonnement des glaciais. La série supérieure, riche en micas et débris de micaschistes a été mise en place après l'épisode tectonique. L'organisation et la disposition de la série supérieure, avec des matériaux d'origine très locale, peu évolués et mal triés, indiquent une mise en place par des coulées boueuses ou des écoulements en nappe. Ce fonctionnement évoque des régions sèches à pluies rares mais violentes, sans réseau hydrographique bien hiérarchisé, et a entraîné une érosion importante des bassins versants locaux. Les sommets et les zones hautes étaient décapés et s'envoyaient sous leurs propres débris, parfois sur plus de 40 m d'épaisseur.

- Le développement des profils d'altération et l'induration des « cuirasses rouges » correspondent à une période de stabilité des paysages. L'induration des

cuirasses résulte surtout d'une imprégnation des argiles par de la silice et évoque des climats à saisons alternativement sèches et humides et à déficit hydrique marqué. Le ralentissement de l'érosion est le résultat d'un aplanissement des paysages, d'un relèvement du niveau de base local (subsidence tectonique ?) et probablement aussi d'une aridification du climat. Ce cuirassement est daté par les hématites qui enregistrent un âge vers 130 Ma. Cet âge est un âge minimum du fonctionnement de ces paléoprofils, ils ont pu fonctionner plus tôt. Il conviendrait de multiplier les études et l'utilisation couplée de plusieurs méthodes de datation pour progresser dans la connaissance de ces paléoaltérations. Toutefois l'érosion sur les plateaux et interfluvies qui a accompagné le creusement des profondes vallées « sidérolithiques » a probablement décapé la plupart de ces vieux profils et des paléosols associés.

• *La reprise de l'altération* vers 50 Ma à la base des cuirasses rouges indique une réactivation des paysages au Paléogène inférieur. Cette réactivation fait probablement suite à un nouvel enfoncement du réseau hydrographique consécutif aux mouvements tectoniques qui ont amorcé la formation du fossé du Cher.

Formations Lacustres (Priabonien à Stampien)

eL. **Formations Lacustres : calcaires, argiles, sables (Priabonien à Stampien)**. Ces formations atteignent 10 m d'épaisseur dans le sondage S1 implanté à la Brande-de-Beau-Petit (Sud de Saulzais-le-Potier), 13,5 m au forage de Montaigut (MON1), 18 m au forage de la Petite Loubière (LOU1). Toutefois cette épaisseur peut être bien supérieure, notamment vers le centre du bassin, par exemple plus de 23 m au sondage de Piaujean (PIA1) et 32 m au forage de la Bouchatte (BCH1).

La vallée du Cher, située 5 à 7 km plus à l'Est correspond à un accident tectonique important (accident du Cher) dont le compartiment occidental est affaissé. Cette zone effondrée restait donc un point bas dans le paléopaysage et favorisa la mise en place de sédiments lacustres à palustres. Ces derniers forment un vaste bassin limité à l'Est par la vallée du Cher, s'étendant de Montluçon au Sud à la Celette au Nord (feuille à 1/50 000 de Charenton-du-Cher). Sa bordure ouest s'étend sensiblement du Sud de Domérat (feuille à 1/50 000 Montluçon) à Fosse-Nouvelle au Nord (feuille à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond). Les forages de reconnaissance réalisés sur cette bordure montrent que le contact avec le substratum, socle ou Trias, s'effectue par l'entremise d'une surface érosive (cf. annexes 1, 2 et 5). Les dépôts lacustres reposent sur les terrains sous-jacents, soit directement, soit par l'intermédiaire des terrains rouges, cuirassés ou non, du « Sidérolithique ».

La répartition des différents faciès au sein de ce bassin lacustre apparaît tout à fait classique, l'alimentation des sédiments s'étant effectuée du Sud

vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est. La distribution des différents faciès rencontrés s'effectue ainsi progressivement de l'amont vers l'aval : sableux, sablo-argileux, argileux, marneux, calcaires localement silicifiés. Nous avons ici une sédimentation classique d'un bassin lacustre, piégeant tous les matériaux arrachés par l'érosion au bassin versant. Ces apports détritiques proviennent de la couverture sidérolithique, liasique, rhétienne, triasique, et en faibles quantités des altérites du socle hercynien. Une partie du matériel argileux s'est aussi formée au sein même du bassin lacustre, dans des conditions de confinement plus ou moins importantes.

- *les faciès sablo-argileux* sont essentiellement localisés sur la bordure sud-ouest du bassin jusqu'à la hauteur de Saulzais-le-Potier. Ils ont été traversés dans les sondages S1, S2, S5, LOU1, PEN1, PEN4, ROU1 et ROU2. Les sables plus ou moins argileux sont fins à moyens avec localement des passées plus grossières (diamètre des quartz de 2 et parfois 5 cm). Leur teinte est beige, ocre à rougeâtre, parfois grise. Ils alternent avec des argiles verdâtres à beiges ou saumon, parfois ocre, voire rarement rougeâtres, peu ou pas sableuses, compactes, grumeleuses. Les faciès sablo-argileux sont à kaolinite dominante, associée à de l'illite présente à abondante, et des interstratifiés et smectite en quantités bien moindres et variables (cf. annexes 1 et 5).

- *Les faciès argileux* remplacent progressivement les dépôts sableux d'autant plus que l'on s'éloigne de la bordure du bassin et que l'on se dirige vers l'Est. Ils ont été traversés dans les sondages PL543, PL554, PS559, PL570, S1, S2, S3, S5, MON1, PIA1, BCH1, LOU1 et PEN4. Les argiles sont de couleur et d'apparence identiques à celles qui contiennent des sables, le plus souvent verte à grise ou bleue, et beige à saumon, mais leur minéralogie diffère. La smectite domine le cortège argileux, elle est accompagnée de kaolinite, d'illite et dans une moindre mesure d'interstratifiés illite-smectite (cf. annexes 1 et 5). Ce remplacement progressif de la kaolinite par de la smectite, des illites et des interstratifiés, est dû à la densité des argiles. La kaolinite, plus lourde, s'est déposée sur la bordure du bassin avec le détritique sableux.

- *Les faciès marneux* semblent peu développés à l'affleurement, mais sont bien représentés dans certains sondages (MON1, PIA1, BCH1, LOU1). Ils ont également été rencontrés au-dessus du Lias altéré au Nord-Ouest de la feuille au sondage LEC1 au sommet de la butte de Lècherolles, et sous un chablis dans le bois de Bord. Ces faciès sont plastiques et les teintes sont beige à kaki. Ils comportent, notamment au Sud de la Bouchatte, des argiles verdâtres très riches en sépiolite et en nodules de calcaire pulvérulent, qui montrent les caractères typiques des calcrètes (cf. annexes 1 et 5). L'origine de ces faciès est clairement liée à de la néogène argileuse, imputable au confinement, voire à certaines phases d'assèchement, dans le bassin lacustre.

• *Les calcaires* apparaissent vers Saulzais-le-Potier et sont de plus en plus présents vers le Nord du bassin comme à Faverdines (feuille à 1/50 000 Saint-Amand-Montrond) ou à la Celette (feuille à 1/50 000 Hérisson). Les calcaires sont gris blanchâtre, durs, massifs, à pâte fine comme à la Porte des Mazières. Certains faciès sont vermiculés, à nombreuses tubulures qui correspondent à d'anciennes racines de flore subaquatique. Des encroûtements algaires peuvent être également observés sur des blocs dans les champs proches du Chétif-Bois. On les trouve également à la Bouchatte (BCH1) et à Montaigu (MON1), où ils ont été traversés en sondages, et à Piaujean (PIA1) à l'Est et la butte de Lècherolles (LEC1) au Nord-Ouest de la feuille où la moto-tarière du BRGM a bloqué dedans (cf. annexes 1 et 5).

S. Silicification indication ponctuelle. Des silicifications parfois importantes affectent les calcaires lacustres comme dans la vallée du ruisseau du Petit-Moulin, au Sud du cimetière de Saulzais-le-Potier, ou plus sporadiquement dans le sondage S5 (cf. annexe 1). La conservation des structures originelles prouve une mise en place secondaire des silicifications par épigénie de la matrice calcaire et croissance de quartz dans les vides (accumulation absolue de silice). Au Nord-Est de la feuille, au Sud-Est de la Croix Compas et près des silos de la Tuilerie, dans le prolongement des occurrences du Sud de la feuille Saint-Amand-Montrond et au contact avec le Rhétien, on note la présence d'une lithologie silicifiée particulière, ressemblant à un faciès de silexite brune ou « silex résinite ». L'examen en lame mince de ce faciès silicifié n'a révélé aucun microfossile animal ou végétal, et n'a pas permis de préciser son origine exacte, avant la silicification : formation lacustre ou faciès particulier du Rhétien.

Âge des formations lacustres

Aucun macrofossile ni oogone de characée n'ont été trouvés dans ces faciès lacustres sur la feuille Châteaumeillant, empêchant toute attribution stratigraphique précise. Sur la feuille Saint-Amand-Montrond au Nord (Lablanche *et al.*, 1994), le calcaire silicifié de la butte des Varennes a livré de nombreux fossiles dans les meulrières résiduelles, notamment *Limnea longiscata* et de nombreux *Nystia duchastelli* (détermination C. Cavelier). Cette faune est à rapporter au Priabonien supérieur.

Le Calcaire lacustre du Berry, présent un peu plus au Nord, est quant à lui difficile à dater. Par comparaison avec les bassins lacustres plus septentrionaux, un âge priabonien à stampien est généralement proposé. Ainsi à la Chapelle-Saint-Ursin (feuille Bourges), les macrofossiles et la flore récoltés par C.B. Guillemain (1976) ont permis de dater la base des calcaires lacustres du Priabonien moyen à supérieur. À Saint-Florent-sur-Cher (feuille Bourges) et à Amboix (feuille Issoudun), les calcaires lacustres ont été datés du Stampien supérieur (Cavelier *et al.*, 1979 ; Lablanche, 1982). À l'Ouest sur la feuille Ardentes (Lorenz *et al.*, 1975), le calcaire de Lys-Saint-Georges quant à lui n'a jamais livré de fossile.

Par ailleurs, dans le Bassin de Domérat, c'est-à-dire au Sud-Est immédiat de la feuille Châteaumeillant, des os fragmentés et des dents de grands mammifères (*Palaeotherium* et *Anoplotherium*) ont permis d'attribuer aux argiles vertes de cette formation lacustre un âge compris entre les niveaux MP18 et MP19 de l'échelle biostratigraphique de mammifères paléogènes d'Europe, c'est-à-dire Ludien (Priabonien) moyen (Méloux *et al.*, 1996).

SM. Altérites à Meulières. Sur la butte de Lècherolles, des argiles vertes à meulières ont été traversées dans le sondage LEC1 au-dessus de la formation lacustre calcaire sur environ 4,5 m. Les éléments de meulière sont nombreux et petits (inférieurs à 5 cm, mais en partie cassés par la moto-tarière). Ils se présentent sous la forme de concrétions de calcédoine mamelonnée translucide et à enduit blanc.

FA. Formation d'Ardentes (Pliocène supérieur). Sur la feuille Châteaumeillant, à la différence des feuilles voisines, la Formation d'Ardentes est représentée en bleu turquoise très clair, afin de la distinguer sans aucune ambiguïté des terrains sous-jacents, souvent représentés dans des teintes de saumon ou orangé.

L'origine de son appellation provient de la carte du même nom située au Nord-Ouest de Châteaumeillant où la formation a été décrite pour la première fois. Elle correspond à un épandage qui occupe les points hauts des interfluves des différentes vallées drainant le territoire de la feuille, mais il envahit également les flancs de versants par colluvionnement. Dans la région de Saulzais-le-Potier, son altitude est comprise entre 255 et 220 m alors que vers l'Ouest, elle s'étagé de 275 à 230 m.

Cette formation a été traversée par les forages suivants : PL543, PL554, PS559, PL570, S1, S2, S3, S4, S5, LPJ1, MOR1, PLG1, MAU1, PIA1, CME1, MTM1, LDN1, CHA1, RSR1, BEA1, FBR1, MEI1, BCH1, LAN1, ECO1, PEN1, PEN2, PEN4, ROU1, ROU2, BOR1, ACR1, SJE1, SJE3, HFO1, ECU1, VRO1', DRA1, ARD1, ARD3, BFU1, NOH1 (cf. Annexes 1 et 2). Elle se présente sous des épaisseurs variables : jusqu'à 8,50 m ont été reconnus dans les forages de reconnaissance pour la construction de l'autoroute A71 réalisés à l'Est de Saulzais-le-Potier, une dizaine de mètres aux sondages de Penserolles (PEN1), la Bouchatte (BCH1), 3 à 7 m au Nord-Ouest, 4 à 8 m au Sud-Est. Toutefois cette formation peut être beaucoup plus épaisse lorsqu'elle a comblé des paléovallées du socle comme à l'Ardelu, où on la trouve sur environ 15 m (7 m sur la carrière + 8 m dans le sondage ARD1) sur encore 4,5 m de sables peut-être miocènes, eux-mêmes reposant sur les altérites du socle.

Le matériel constitutif, très hétérométrique est composé d'argiles, d'argiles sableuses, de sables, et de galets dont certains dépassent 20 cm de

diamètre. Ces galets comportent diverses lithologies : quartz blanc laiteux, cuirasse sidérolithique, Hettangien silicifié et oxydé, grès triasique, et éléments de socle hercynien. L'ensemble présente une teinte grise, écru-beige à ocre-rouge, avec une stratification irrégulière à litages obliques. Le milieu de dépôt est fluvial à torrentiel.

Régionalement, la Formation d'Ardentes forme un vaste cône de déjection, le matériel devenant de plus en plus fin au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la bordure du Massif central (granoclassement). D'un bout à l'autre de la feuille Châteaumeillant, les quartz blanc laiteux constituent l'essentiel de la formation. Ils sont usés ou seulement émoussés, repris des terrains plus anciens (socle varisque, Trias, sédiments sidérolithiques, et dans une moindre mesure Formation lacustre sableuse), sources d'alimentation relativement proches. Des éléments de socle (quartzite, micaschistes, gneiss, granite) sont également présents mais en faible quantité. Les éléments d'Hettangien silicifié, de grès triasique et de grès ou cuirasse sidérolithiques sont rares sur le socle hercynien et présents à abondants à proximité immédiate de leurs sources. Il est possible de différencier les faciès conglomératiques de la base du Trias de ceux de la Formation d'Ardentes, en se fondant sur la plus grande hétérogénéité lithologique des galets et l'hétérométrie de cette dernière.

La matrice emballant les galets de cette formation est elle aussi très variable. Les sables sont localement très grossiers, ailleurs très fins, souvent très mal classés, plus ou moins argileux et généralement constitués majoritairement par des grains de quartz. Ailleurs ils sont moyens et argileux et renferment des feldspaths plus ou moins altérés. Les passées d'argile sont grises à verdâtres et, à l'exception de quelques petites lentilles ou nodules isolés, elles renferment toujours un certain pourcentage de sable. Les grès, bien que rares, sont soit grossiers, durs, rougeâtres, soit au contraire assez tendres, fins, blanchâtres, avec de nombreux feldspaths indiquant une origine triasique ou rhétienne probable.

Le cortège des minéraux argileux est variable (cf. annexe 5). La kaolinite est présente à abondante, la smectite est presque toujours présente, parfois abondante, les interstratifiés et l'illite sont plus rares. Tout comme le faciès macroscopique et la nature des grains et des galets, la répartition des minéraux argileux reflète les sources des sédiments constituant la Formation d'Ardentes et l'intensité des mélanges. Localement, elle remanie différentes lithologies sous forme très fraîche, et sans mélange, à tel point que sans sondages ayant permis d'identifier des substrats sous-jacents totalement différents, on aurait pu les confondre avec le faciès en place. C'est ainsi qu'elle est formée par :

- l'arène du granite de Vesdun au-dessus du Trias au sondage des Landes (LAN1) ;
- du Trias altéré au-dessus du Sidérolithique au sondage des Beaublins (BEA1), au-dessus de la Formation lacustre au sondage de la Rouhanne

(ROU1), ou au-dessus des altérites d'Hettangien aux sondages de Saint-Jeanvrin (SJE1 et SJE3) et d'Acre (ACR1) ;

– du Sidérolithique au-dessus des altérites d'Hettangien au sondage du Bois de Fusibet (BFU1) et au-dessus du Sinémurien altéré au sondage de la Grande Alphare (LGA1).

Ces remaniements témoignent de l'intensité des processus d'érosion régnant lors de la mise en place de ces épandages de la Formation d'Ardentes. Leur répartition et les épaisseurs localement importantes ont probablement été guidées par le jeu ou le rejeu de failles, à l'Est et au Nord-Ouest de la feuille, et au Nord de Culan dans la zone de l'Ardelu et son prolongement vers le Nord.

En raison de la faible qualité des affleurements, les structures sédimentaires sont en général très difficiles à observer dans cette formation sur la feuille Châteaumeillant. À l'Ardelu néanmoins, une ancienne carrière (x : 599,825 ; y : 2 173,625) fournit la plus belle coupe de ces terrains sur environ 5 m de hauteur cumulée (fig. 15). Elle expose plusieurs séquences granodécroissantes (petits galets en base de séquence, puis sables de moins en moins grossiers vers le haut) présentant des stratifications horizontales à la base puis obliques à sigmoïdes au-dessus, couronnées par des unités chenalisantes à remplissage conglomératique. Les passages latéraux entre faciès conglomératique et faciès sableux sont courants. En raison des altérations postérieures au dépôt, les observations de structures sédimentaires plus précises sont impossibles (mesures de paléocourants, imbrications de galets, etc.). Les galets sont émoussés à très bien roulés, constitués de quartz majoritaire, puis de quartzite, micaschiste altéré, grès feldspathique, grès oxydé, et très rarement d'Hettangien silicifié (Jaspe du Chaumois). Les galets de quartz présentent beaucoup de traces de choc en coup d'angle dûs aux coups répétés des galets les uns contre les autres. Localement sont présents de très gros galets, pouvant atteindre 70 cm de diamètre (fig. 15), indiquant un milieu de dépôt à forte énergie, en régime torrentiel très probablement. Les galets mous argileux sont présents également, et atteignent des tailles de 30 à 50 cm. De teinte blanche à grise, il s'agit soit de galets de micaschiste altéré après le dépôt, soit de galets d'une formation sédimentaire argileuse remaniée. Des éléments de « Sidérolithique » consolidés, pluridécimétriques à presque métriques apparaissent aux 2/3 supérieurs de la carrière, piégés dans des sables argileux à granulométrie moyenne. Vu leur taille, il est difficile d'imaginer leur transport par de simples courants, même torrentiels. Ils ont pu être entraînés dans une coulée boueuse ou encore éboulés d'une berge proche.

Âge de la Formation d'Ardentes

À l'instar d'autres cartes géologiques en Mayenne, Basse Normandie, Poitou, Brenne et Nivernais, une hypothèse a été émise sur la possible attribution de cette Formation d'Ardentes au Conglomérat de base de la transgression marine

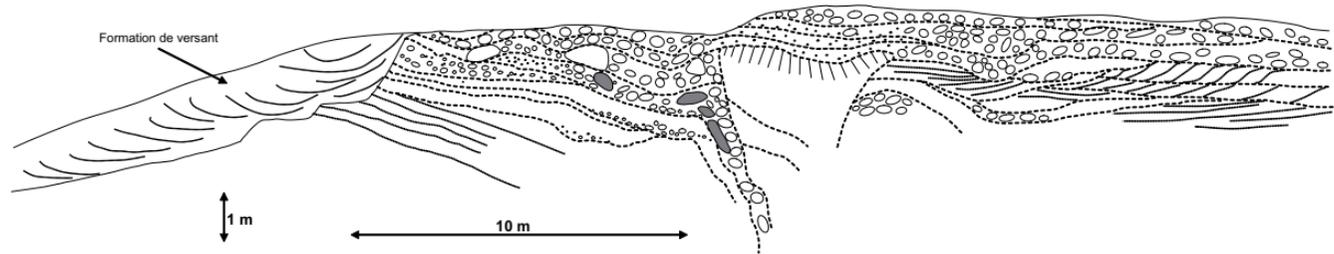


Fig. 15 - Coupe schématique de la Carrière de l'Ardelsu au Nord de Culan : la Formation d'Ardentes y est exposée sur environ 6 m de haut. Elle est constituée par plusieurs unités de sables et conglomérats fluviaux. La base est caractérisée par des séquences granodécroissantes de grès grossiers et les structures chenalisantes sont plus nombreuses au sommet. Les galets sont bien roulés, peuvent atteindre des tailles de 50 à 70 cm et sont constitués de quartz, quartzite, micaschiste altéré, grès triasique oxydé et cuirasse sidérolithique (figurés en gris) et plus rarement d'Hettangien silicifié. Le sondage ARD1, effectué sur le plancher de cette carrière a traversé sous ces unités fluviales encore 12 m de sable et argile sableuse, 50 cm de conglomérat à galets de micaschistes puis 10 m d'isaltérite de micaschiste avant d'atteindre le substrat dur

crétacée, ses galets étant très bien roulés et montrant souvent des traces de chocs en coups d'ongle. La présence de vestiges crétacés (macro et microfossiles) silicifiés ou non, et de glauconie a alors été systématiquement recherchée dans cette formation sur la feuille Châteaumeillant, notamment dans les échantillons prélevés dans les nombreux sondages réalisés. La présence de glauconie n'a jamais été vérifiée, pas plus que celle de vestiges crétacés marins. Cette hypothèse d'âge crétacé doit donc être rejetée en l'absence d'argument tangible.

En outre, des zircons éruptifs non émoussés sont présents dans cette formation (Tourenq, 1991, communication personnelle). Sur la carte de Saint-Amand-Montrond située au Nord, l'étude typologique effectuée par J.P. Pupin (1992) a mis en évidence une relative abondance de zircons éruptifs se situant dans la fraction comprise entre 63 et 200 μm . Cette observation indiquerait qu'ils sont contemporains des émissions correspondant à la grande nappe des ponces des Monts Dore. Des études complémentaires, sur d'autres gisements ont confirmé cette hypothèse. Il est alors possible de proposer un âge pliocène supérieur (~ 3 Ma), ce qui établit un synchronisme avec les Sables du Bourbonnais et ceux du bassin de Cosne-d'Allier.

Sur la feuille à 1/50 000 de Châteaumeillant, 25 échantillons attribués à cette formation ont été étudiés. 4 échantillons ont été prélevés en subsurface aux lieux-dits les Graves et Montaigu à l'Est de la feuille, 10 échantillons ont été prélevés dans les sondages BCH1 (la Bouchatte), SJ3 (Saint-Jeanvrin) et PEN1 (Penserolles) et 11 échantillons ont été prélevés dans les sondages ARD 1 (l'Ardelu) et DRA1 (le Draineur).

Les échantillons des Graves ($x = 613,075$; $y = 2\ 171,725$) ont livré du quartz d'origine volcanique en trace. Chaque échantillon présente une population de zircons roulés, sombres et non indexables, transportés et d'origine ancienne (socle hercynien). Aucun échantillon ne présente des zircons à critères tranchés quant à l'origine volcanique recherchée. Le peu de zircons indexables dans chaque échantillon ne permet pas d'exploiter plus précisément la typologie (Jézéquel, 2000).

Les échantillons du sondage de la Bouchatte ont livré quelques rares minéraux volcaniques comme des quartz automorphes limpides, ainsi que des zircons d'origine volcanique probable, tandis que les échantillons des sondages de Penserolles et Saint-Jeanvrin ont livré de très rares zircons d'origine volcanique possible (Jézéquel et Pédroletti, 2001). Toutefois, dans tous les échantillons étudiés, la rareté des zircons ne permet pas de faire une typologie complète. Ces zircons ne peuvent donc pas être rattachés à un évènement volcanique tel que celui de la Grande Nappe du Mont Dore. Ils pourraient provenir de n'importe quel évènement y compris beaucoup plus récent. D'autre part, les lacunes de croissance ou empreintes minérales visibles sur les zircons de certains échantillons du sondage de la Bouchatte ne

sont pas mentionnées comme caractéristiques des zircons de la Grande Nappe du Mont Dore (Pupin, Tourenq, communications orales). Les associations minérales rencontrées dans ces échantillons n'ont aucun rapport avec celles décrites dans la téphrostratigraphie du Mont Dore (Pastre et Cantagrel, 2001). Néanmoins les sites prélevés sont très éloignés des centres éruptifs. Les traces de minéraux d'origine volcanique très ténues correspondent à un apport éolien sans autre précision (Jézéquel et Pédroletti, 2001).

Les échantillons des sondages du Draineur (DRA1) et de l'Ardelu (ARD1) n'ont livré aucun quartz de ponce ni quartz automorphe limpide (Jézéquel et Pédroletti, 2003). On ne peut donc pas les corrélérer avec les argiles du Bourbonnais ou autres formations qui possèdent des minéraux volcaniques de la Grande Nappe du Mont-Dore. Les zircons d'origine volcanique possible sont présents, mais en très faible quantité. Les très rares apports éoliens de ces divers échantillons de la Formation d'Ardentes prélevés sur la feuille Châteaumeillant ne permettent donc pas de la caler stratigraphiquement avec précision. Il faudrait pour cela une étude typologique du zircon sur plusieurs dizaines de grains, autrement dit échantillonner et trier des centaines de kilos de sédiment.

Ces dépôts, qui se relie à ceux décrits sur Saint-Amand-Montrond, datés Pliocène supérieur, sont vraisemblablement du même âge, mais des études sédimentologiques et minéralogiques complémentaires et beaucoup plus détaillées seraient nécessaires pour préciser leur corrélation avec les différents épisodes volcaniques pliocènes et pléistocènes du Massif central décrits dans la littérature. En effet, l'activité explosive du Mont Dore varie de 3,8 à 0,3 Ma et l'activité volcanique de la région de 4,7 à 0,25 Ma (Pastre et Cantagrel, 2001), avec contamination éolienne, notamment par des grains de zircon, sur l'ensemble de la durée de l'activité explosive. Il est donc nécessaire d'avoir une population significative de minéraux volcaniques (avec calcul d'indice moyen de population, tendance d'évolution typologique, indice d'élongation, inclusions, etc.) pour établir avec certitude l'origine de l'épisode volcanique responsable de la contamination et indirectement dater le sédiment.

Pour s'affranchir des problèmes de faible densité de zircons d'origine volcanique dans la Formation d'Ardentes, il conviendrait de tenter de dater ces zircons d'origine volcanique qui y ont été trouvés en utilisant les méthodes mises au point très récemment (Cocherie *et al.*, 2009), ce qui n'a pas pu être entrepris au cours des levés de la feuille Châteaumeillant.

En outre, les pollens ont été recherchés dans cette formation d'Ardentes dans des lames palynologiques préparées dans 8 échantillons des sondages la Bouchatte (BCH1), Saint-Jeanvrin (SJA3), Ardelu (ARD1) et Penserolles 4 (PEN4). Ces échantillons possèdent seulement de très rares débris de bois, ou de la matière organique très rare. Ils se révèlent dépourvus de toute

microflore et l'analyse palynologique ne permet donc aucun calage stratigraphique ni aucune reconstitution paléoenvironnementale.

Formations superficielles

Les formations de versant existent, mais sur des épaisseurs généralement très peu importantes (inférieures au mètre), notamment au Sud de la feuille dans la zone du socle varisque altéré. Par conséquent elles n'ont pas été représentées. Toutefois, dans le cas des vallées orientées E-W, on observe que :

- le colluvionnement est plus important sur le versant nord des vallées à regard sud (= adret) ;
- le colluvionnement est relativement faible sur le flanc sud , à regard nord (= ubac).

D'autre part, il n'existe pas de formation éolienne ni glaciaire sur la carte. Quelques lacs et étangs artificiels se combrent petit à petit des sédiments arrachés à leurs bassins versants par les écoulements superficiels, sauf à être régulièrement curés par leurs propriétaires ou exploitants.

Enfin, la description des altérites et paléoaltérites est traitée respectivement après celle des formations du socle varisque et dans les paragraphes concernés de la couverture méso-cénozoïque.

Formations alluviales

Fw. Alluvions de l'Arnon (niveau 20 à 30 m). Ces alluvions dominent la vallée de l'Arnon au Nord de Saint-Christophe-le-Chaudry. Elles ont été traversées sur une épaisseur de 2,20 m dans le forage de reconnaissance S6. Très grossières, elles s'affinent progressivement vers le Nord surtout dans leur partie supérieure. Les quartz qui constituent l'essentiel du matériel sont gris blanc, parfois légèrement rosés. Ils sont peu ou pas roulés. Leur diamètre varie du millimètre à plus de 7 cm pour les plus gros. Ces derniers sont concentrés sur une trentaine de centimètres au contact avec le Trias. Des grès (rares) et des éléments de socle (quartzite) y sont associés. La fraction fine est représentée par des argiles sableuses, légèrement micacées (muscovite) de teinte brun rougeâtre, donnant à la formation sa couleur.

Fx. Alluvions des ruisseaux de Fonteneau, de la Sinaise et de Charasse (niveau 5 à 10 m). Elles occupent une petite surface au Nord-Ouest de la ville Châteaumeillant et ont été traversées sur une épaisseur de 1,50 m dans un sondage à la moto-tarière. Situées à quelques mètres au-dessus du lit des ruisseaux, ces alluvions sont constituées de haut en bas par 20 cm de limon fin chargé d'humus, qui le plus souvent est couvert par des prairies. Le limon se poursuit sur 80 cm dans lequel apparaissent quelques

gravelles calcaires, des petits quartz isolés et des fragments de coquilles de gryphées. La base est nettement plus grossière, avec de nombreux quartz (1 à 3 mm) et la présence d'éléments calcaires centimétriques.

Fy-z. Alluvions anciennes, subactuelles et actuelles des rivières et colluvions des fonds de vallons. Ces dépôts composent le substratum des plaines alluviales et sont pour leur plus grande partie sous le niveau actuel des rivières. Tous très proches de leur source, les rivières et les ruisseaux qui drainent le territoire de la feuille Châteaumeillant ne sont pas très importants, à l'exception de l'Arnon. Cette rivière qui en amont entaille les terrains primaires a une vallée très étroite. À hauteur de Saint-Christophe-le-Chaudry, lorsqu'elle pénètre dans les terrains triasiques, elle s'élargit brutalement formant localement une plaine alluviale de 1 km de large.

Reconnues par sondages à la tarière, **les alluvions de l'Arnon** ont une épaisseur (en ces points précis) comprise entre 2 m (Sud de Culan) et 2,40 m à la Motte (Nord de Saint-Christophe-le-Chaudry). Un forage effectué pour une étude géotechnique à Culan au fond de la vallée de l'Arnon a également traversé ces alluvions sur une épaisseur de 5 m avant d'atteindre le substrat rocheux.

Les éléments constitutifs de ces alluvions sont étroitement liés à la lithologie des terrains traversés.

À Culan, sur le socle, de haut en bas dans un forage, nous avons 70 cm de limon brun rougeâtre, argileux, très finement mais abondamment micacé (muscovite) ; de 0,70 à 1,00 m de limon argileux brunâtre, sableux, micacé ; sur 0,60 m apparition de galets de quartz et d'éléments de socle centimétriques dans une matrice limoneuse qui se raréfie ; puis jusqu'à 2 m uniquement des galets de quartz et de socle devenant de plus en plus gros. De nombreux galets atteignent un diamètre de 30 cm.

À la Motte, sur le Trias, 2 sondages à la moto-tarière ont montré une variation latérale des dépôts formant la plaine alluviale. À proximité du lit de la rivière, les alluvions sont représentées par 0,80 m de limon brun, légèrement sableux, à fines paillettes de mica ; vers le bas, le limon devient ensuite plus argileux, peu ou pas sableux, avec toujours quelques traces de mica, et vers 1,40 m apparaît une argile gris verdâtre à panachures ocre, sableuse, micacée ; jusqu'à 2,40 m l'argile est bleu-vert, de plus en plus sableuse, micacée, avec à la base une vingtaine de centimètres de quartz émoussés d'un diamètre de 1 à 2 cm.

À environ 200 m du point précédent, du sable moyen, peu argileux, grisâtre à passées ocre apparaît dans le 0,70 m supérieur ; sur 0,20 m, le sable conserve la même granulométrie, est rougeâtre, argileux, micacé ; jusqu'à 1,70 m, le sable est argileux, gris beige à panachage ocre, à peine micacé avec

la présence de quelques quartz émoussés, centimétriques ; la base, atteinte vers 2,20 m est très grossière, avec des sables argileux rougeâtres micacés, les éléments de socle y sont nombreux, de même que les quartz, émoussés, dont le diamètre varie de 1 à 7 cm.

Alluvions et colluvions des fonds de vallons. Les alluvions de fond de vallons passent dans la partie amont à des colluvions. Ce passage est toujours progressif et ne peut être indiqué. Quelque soit le cas, ces dépôts sont peu épais, généralement inférieurs au mètre. Leur largeur est également faible et parfois ils se confondent avec les colluvions de bas de l'un des versants. À l'échelle de la carte, leur cartographie permet de lire plus aisément la dissymétrie des versants et montre l'érosion en « doigts de gant » des formations superficielles. À l'échelle régionale, cette cartographie apporte des éléments sur la structure, les directions préférentielles de drainage, les directions tectoniques.

Alios

Dans les fonds imperméables, on observe fréquemment un développement d'**alios**, localement appelé « hérisson » ou « chameron » et qui prend l'aspect d'un grès conglomératique irrégulièrement consolidé par des oxydes de fer.

Dépôts anthropiques : remblais, décharges de gravats

La carrière de Segondet a engendré des dépôts anthropiques représentés sur la carte. Il s'agit de « stériles » (matériaux de découverte et roches non exploitables inertes) qui sont entassés de part et d'autre du ruisseau qui la borde, et des merlons qui la bordent pour protéger l'extérieur des tirs de mine et éviter l'intrusion de personnes étrangères à l'exploitation.

Par ailleurs, la voie ferrée qui passe par Châteaumeillant, Culan, Saint-Désiré, Courçais et traverse le Bois de la Chapelaude est entièrement désaffectée (rails, aiguillages et traverses en bois enlevés) et a subi divers avatars : son viaduc est ainsi conservé au-dessus de l'Arnon à Culan, mais elle est parfois abandonnée, rarement déblayée de ses matériaux minéraux (ballasts), et petit à petit envahie par la végétation. Ailleurs elle a été intégrée dans les remembrements agricoles et sert localement de chemin privé ou communal pour rejoindre les parcelles, comme par exemple à Saint-Désiré. À Châteaumeillant, une partie de cette ancienne voie a été réutilisée pour la déviation au Sud de l'agglomération, notamment certains de ses ponts sur les ruisseaux. Dans certains secteurs enfin, l'espace « en creux » engendré par cette ancienne voie ferrée passant par des ponts sur les routes communales ou chemins vicinaux a été comblé par des gravats et déchets végétaux. Ceci a notamment été observé lors des levés en 2001 en deux points signalés sur la carte. Il est possible que ces derniers dépôts anthropiques soient un jour ôtés, pour obéir aux nouvelles lois environnementales.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

ENSEMBLE VARISQUE

On présente ci-dessous l'origine des couches, dans l'ordre où elle ont été décrites ci-dessus.

Le **micaschiste de l'Arnon** ζ^1 correspond à d'anciennes pélites alumineuses, riches en alumine (20 %). Le **quartzite micacé** χm de la Formation de Saint-Désiré, qui atteint parfois un faciès d'orthoquartzite, correspond à une sédimentation sableuse, témoin d'une influence continentale encore plus marquée que les pélites. Cette sédimentation détritique correspond à un environnement de plate-forme continentale, sans doute très distale. Notons qu'on ne connaît pas de substratum à ces séries sédimentaires.

Le passage progressif, observé en plusieurs coupes favorables, entre le micaschiste ζ^1 et le quartzite micacé χm montre d'une part qu'il a existé une transition sédimentaire continue entre un faciès plus grossièrement détritique et un faciès très fin et que, d'autre part, les relations géométriques actuelles sont analogues aux conditions originelles. L'absence de critère de polarité interdit de préciser dans quel ordre s'est fait le passage d'un faciès à l'autre. On notera en outre l'aspect lenticulaire de la formation quartzitique : il peut soit correspondre à un milieu deltaïque (?), soit être d'origine tectonique (charnière de plis et laminage).

La Formation du **gneiss amygdalaire** ζ^2 évoque une origine volcanoclastique, avec des éléments grossiers provenant d'éruptions proximales. E. Petitpierre (1980) lui assigne une origine rhyolitique, d'après sa composition chimique et la présence des quartz bleus. On observe en quelques points le **passage progressif entre le micaschiste et le gneiss amygdalaire** : ceci est marqué par le faciès ocellaire à albite dans la zone de contact entre micaschiste et gneiss amygdalaire. Cette observation invalide l'existence d'un plan de charriage majeur entre la formation inférieure et une hypothétique « Unité d'Éguzon » (Rolin et Quenardel, 1980).

La Formation du **gneiss gris plagioclasique** ζ^5 fait ici directement suite au gneiss amygdalaire, sans faciès finement volcanoclastique ni cinéritique, avec un niveau de schiste graphiteux très réduit. Sa composition évoque un protolite grauwackeux, associé à quelques manifestations volcaniques, comme la prolongation de la leptynite de Sainte-Sévère, et le filon d'amphibolite d'Armelle. L'environnement géodynamique du protolite de cette formation pourrait être celui d'une marge active (arc insulaire).

Le « **Groupe Leptyno-Amphibolique** » (abrégé en GLA) et les Migmatites de l'Unité Supérieure montrent un caractère éruptif encore plus marqué :

l'orthogneiss correspond à un ancien granite et les amphibolites intercalées à des tholéiites. Les Migmatites rencontrées sur la carte ne sont que la reprise anatectique de ce matériel, avec quelques niveaux de méta-grauwackes, qui étaient beaucoup plus abondantes sur la feuille voisine de la Châtre.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET PALÉOALTÉRITES MÉSO-CÉNOZOÏQUES

Les altérites sur le socle varisque se sont formées en conditions continentales à la fin de l'orogénèse hercynienne et avant le dépôt des premières formations triasiques. Une partie a pu se former pendant le Permien, en même temps que se déposaient les épaisses séquences continentales à l'extrême Est de la feuille. Ces altérites sont issues de la transformation des roches granitiques et métamorphiques par les eaux météoriques chargées en acides organiques qui percolaient depuis la surface et se chargeaient en différents éléments minéraux au fur et à mesure de leur progression dans les fissures et la porosité des roches en profondeur. Une partie de ces profils d'altération, et notamment les paléosols sommitaux, ont été tronqués avant le dépôt des formations triasiques qui scellent les saprolites. Les altérites de socle aujourd'hui affleurantes et dégagées de la couverture triasique proviennent aussi de la reprise de l'altération en contexte continental également et ultérieurement pendant les phases majeures d'évolution continentale dans la région (limite Jurassique-Crétacé, Crétacé inférieur, Paléogène inférieur et Néogène).

La transgression triasique venant du bassin de Paris a atteint la région au Trias supérieur, déposant d'abord des formations fluviales, puis lagunaires à marines peu profondes. Des reliefs subsistaient sur lesquels certains processus d'altération opéraient (albitisation d'origine supergène probable). En outre le littoral était probablement assez découpé, conditionnant une sédimentation variée et hétérogène, des érosions et des hiatus. Le climat était probablement assez chaud, alternant les périodes humides accompagnées de dépôts et épisodes arides plus ou moins prolongés, avec arrêt de la sédimentation, exposition à l'érosion éolienne, et altération.

Au Rhétien, les sables kaoliniques sont alimentés par les massifs de socle hercynien à l'affleurement plus au Sud, les formations permienues et triasiques à nouveau soumises à l'érosion. Il s'agit vraisemblablement d'une sédimentation en milieu deltaïque, engendrant des dépôts mieux classés que ceux du Trias gréseux.

L'Hettangien débute par des faciès argileux (argilites rouges et vertes), riches en écailles de poissons, puis des calcaires sublithographiques et dolomies qui passent à des calcaires de plus en plus riches en faune :

ostracées à la base, puis gastéropodes et échinodermes très généralement réduits à l'état de bioclastes. Ces faciès alternent avec des calcaires argileux ou dolomitiques qui témoignent de la pérennité des conditions de dépôt.

Ce n'est qu'avec le **Sinémurien** qu'apparaissent les calcaires à gryphées qui indiquent des conditions littorales dues à une transgression. Des calcaires fins alternent avec des marnes de plus en plus abondantes qui marquent l'approfondissement du milieu de dépôt. Les faciès littoraux du Sinémurien supérieur (= Lotharingien) se sont déposés beaucoup plus loin au Sud et ont été érodés. Les témoins de la « crise lotharingienne » ne sont pas enregistrés dans ce secteur. Le Lotharingien supérieur, marin et beaucoup plus riche en ammonites, garde le même faciès marneux que le Lotharingien inférieur et moyen. Ces faciès argileux persistent au Carixien (Pliensbachien inférieur).

À la fin du Jurassique supérieur et au début du Crétacé inférieur, cette partie du bassin émerge et le niveau de base baisse significativement, ce qui engendre : 1) une première génération de silicification des formations triasiques et jurassiques mises à l'affleurement sur la paléosurface infra crétacée, puis la formation de profils d'altération sur tous les terrains affleurant sur des plateaux plus ou moins vastes et 2) le creusement de profondes paléovallées sinuant entre ces plateaux et une érosion drastique. Les sédiments « sidérolithiques » se déposent dans ces paléovallées, d'abord témoins d'un réseau hydrographique puissant, pérenne et bien organisé, puis de dépôts plus locaux et moins bien hiérarchisés. 3) Des profils d'altération couvrent le socle hercynien, les formations triasiques, rhétiennes et jurassiques affleurantes ainsi que les sédiments sidérolithiques ayant rempli les paléovallées. 4) Des paléosols latéritiques se forment au sommet de ces profils d'altération, ils sont progressivement silicifiés, par imprégnation d'opale et les faciès de la silicification varient en fonction de la position le long de la paléo toposéquence. Ces profils d'altération (hydrolyse), paléosols et silicification sont les témoins de paléopaysages relativement stables et d'un climat chaud et à saisons alternant périodes d'humidité et de sécheresse.

La mer revient au **Crétacé supérieur**, et couvre le Morvan et le Nord du Massif central, les témoins de cette mer sont aujourd'hui absents ; ils ont été occultés par les érosions et altérations ultérieures. L'émersion est définitive à la fin du Crétacé, conduisant à la formation d'un vaste glacis entre les reliefs du Massif central et les bassins périphériques.

Une reprise de l'altération est à nouveau enregistrée vers 50 Ma (**Éocène**) à la base des cuirasses sidérolithiques, avant le dépôt des formations lacustres du fossé du Cher. Au **Priabonien** en effet, une importante phase distensive est-ouest affecte l'Europe occidentale (fossés des Limagnes, de Bresse, d'Alsace), qui dans la région se traduit par la mise en place de grabens de

direction N160 à N140. Ces grabens sont le siège d'une sédimentation lacustre à palustre et de la formation de calcrètes (paléosols carbonatés) lors des périodes les plus sèches et/ou dans les zones émergées.

Au **Néogène** probablement et surtout au **Pliocène supérieur**, en liaison probable avec l'orogénèse alpine, la formation du bourrelet péri-alpin et le volcanisme, le Massif central et sa bordure nord se soulèvent et sont puissamment érodés. D'immenses cônes de déjection et des sédiments torrentiels à fluviatiles pliocènes et pléistocènes se développent au pied des reliefs et constituent la Formation d'Ardentes. Les conditions climatiques sont difficiles à reconstituer, mais étaient probablement plus humides que durant la fin du Paléogène.

L'érosion **quaternaire** qui succède est responsable de l'entaillage des vallées, pour parties calées sur la structuration méridienne réactivée au Plio-Quaternaire.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'évolution tectono-métamorphique de la feuille durant l'orogénèse varisque est complexe. Elle comporte une succession de déformations, d'abord en régime ductile et étroitement associées au métamorphisme, puis en régime ductile-fragile et enfin en régime fragile.

Par référence aux données des feuilles adjacentes (Boussac, Dun-le-Palestel et La Châtre), on peut proposer la succession suivante d'événements, qui diffère cependant entre l'Unité Inférieure et l'Unité Supérieure.

DÉFORMATIONS EN RÉGIME DUCTILE

Dans l'ensemble des formations de l'**Unité Inférieure**, on distingue deux stades principaux.

- **Stade 1.** Il correspond à l'acquisition de la foliation principale, marquée par les micas, le quartz et le grenat, minéraux qui se développèrent dans des conditions de métamorphisme de type barrovien.
- **Stade 2.** Il est caractérisé par l'apparition de la chlorite, de l'andalousite et de la tourmaline. Ce stade est typiquement associé à la mise en place du petit pluton de leucogranite de Vesdun. Au contact immédiat du granite, l'andalousite est présente et le mica noir reste stable, mais dès qu'on s'écarte de quelques centaines de mètres, la biotite devient instable et l'on passe l'isograde de la chlorite, ce qui correspond à une rétro-morphose. Comme le

montre la figure 2, la tourmaline apparaît comme un très bon marqueur de l'auréole de métamorphisme thermique, ainsi qu'on avait pu le noter sur la carte La Châtre.

Les formations de l'**Unité Supérieure** ont une histoire plus complexe. En effet, on peut mettre en évidence un stade initial, qui s'ajoute aux mêmes stades connus dans l'Unité Inférieure, et une évolution vers l'anatexie dans la partie la plus élevée de l'Unité.

- **Stade 1.** D'après les données obtenues dans la région d'Argenton-sur-Creuse (Lasnier, 1965), on sait que les termes amphibolitiques du groupe leptyno-amphibolique sont passés par le stade éclogitique, qui n'est pas connu dans l'Unité Inférieure. On n'a jamais observé de structures associées à ce stade. Lors du lever de la carte de Châteaumeillant, on n'a pas trouvé de reliques éclogitiques au sein des rares affleurements d'amphibolites.

Ce stade correspond à une surpression due à l'enfouissement initial du GLA dans un plan de subduction. Cet épisode se situe autour de 420 Ma, par analogie avec les données du Massif armoricain méridional.

- **Stade 2.** Il correspond chronologiquement au stade 1 de l'Unité Inférieure, et il est caractérisé par des pressions de 6 kbar environ et des températures de 600 °C (métamorphisme de type barrovien). C'est ce stade, correspondant à la collision varisque, qui a été daté à 390 Ma par R. Boutin et R. Montigny (1993), par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur des amphibolites du Groupe Leptyno-Amphibolique du plateau d'Aigurande, dans la carrière de Cluis (feuille Argenton-sur-Creuse).

- **Stade 2M.** Cet événement a lieu en même temps que le précédent. Il n'apparaît qu'au sommet géométrique de l'Unité Supérieure, par abaissement de la pression, vers 4 kbar, et légère augmentation de la température, de 650 à 700 °C, qui permet le passage progressif à l'anatexie et l'apparition des faciès migmatitiques à sillimanite. Il est d'ailleurs significatif de constater que le passage des termes originels -leptynites et amphibolites- aux migmatites se révèle diffus sur le terrain.

- **Stade 3.** Ce stade marqué par la rétro-morphose, correspond au stade 2 de l'Unité Inférieure : il se traduit par une chloritisation plus ou moins poussée de la biotite. L'influence de ce stade est faible sur la carte, car les plutons de leucogranite sont géométriquement distants de l'Unité Supérieure. Ce stade final a lieu autour de 310 à 300 Ma, puisque c'est l'âge donné aux leucogranites de Crevant (Petitpierre et Duthou, 1980), d'Orsennes et de Crozant (Rolin, Duthou et Quenardel, 1982), par la méthode Rb/Sr, qui sont identiques au petit pluton de Vesdun.

L'évolution structurale correspond à l'évolution métamorphique observée dans l'Unité Inférieure, car le stade métamorphique 1 de l'Unité Supérieure n'a pas laissé de trace structurale identifiable.

Dans les deux unités, la **schistosité principale**, généralement peu pentée, est donc déterminée par les minéraux de métamorphisme de type barrovien (stade 1 ou 2, selon l'unité considérée). Elle est associée à des **plis couchés synschisteux** d'ampleur plurikilométrique, dont l'axe est orienté E-W en moyenne, et varie entre le N70 et le N110. L'examen de la carte montre que ces plis sont présents dans tous les groupes, dès qu'ils présentent une lithologie contrastée :

- 1) dans le Groupe d'Aigurande, entre micaschiste de l'Arnon et quartzite de Saint-Désiré ;
- 2) dans le Groupe de l'Indre, dans les zones d'affleurement du quartzite du Peuplé ;
- 3) dans les intrications entre l'amphibolite et l'orthogneiss du GLA.

La disposition en plis couchés est donc un trait structural majeur de cette carte, de même que le chevauchement du Groupe Leptyno-Amphibolique, où a été daté, à 380 Ma, le métamorphisme général (Boutin et Montigny, 1993), sur l'Unité Inférieure.

La mise en place du pluton de Vesdun, outre la rétro-morphose qu'elle provoque, affecte localement la structure principale. La figure 2 montre les deux modifications essentielles associées à la montée du dôme :

- 1) l'apparition, sur une surface limitée, d'une deuxième schistosité, associée à des mouvements tangentiels, liés à l'extension tardi-varisque ;
- 2) l'inflexion, dans un rayon d'environ 5 km autour de Vesdun, des pendages de la première schistosité, qui dessine comme un dôme autour du pluton granitique. C'est ce que révèle l'examen de la carte, où l'on voit que les pendages divergent à partir du pluton, dans toutes les directions de l'espace (fig. 2). À proximité immédiate de la zone d'affleurement du pluton, on constate que les valeurs des pendages restent faibles (20°), qu'elles augmentent progressivement vers le Sud (40°), et atteignent, paradoxalement, un maximum au Sud (70 à 80°), dans la région de Courçais.

On observe également que la zone où apparaît la tourmaline coïncide avec les pendages faibles à moyens (fig. 3). On peut donc, à partir de ces observations, imaginer la forme du batholite, qui reste proche de la surface dans tout le secteur nord et plonge fortement à partir d'une ligne allant de Courçais à Viplaix. Cette disposition d'un pluton, à enracinement vers le Sud, rappelle celle des autres plutons de leucogranite du Plateau d'Aigurande, telle que les mesures géophysiques l'ont montrée (cf. notice de La Châtre, *op. cit.*).

Soulignons ici que les conclusions structurales proposées, plus à l'Ouest, dans la vallée de la Creuse, par P. Rolin (1981) et J.-M. Quenardel (1982) sont invalidées par les observations faites sur cette carte. En effet, ces auteurs ont placé un chevauchement majeur entre le micaschiste de Fougères, équivalent du micaschiste de l'Arnon et le gneiss amygdalaire et créé ainsi une « Unité d'Éguzon » allochtone. Or, lorsque les conditions d'affleurement l'ont permis, **on a toujours observé le passage lithologique progressif du micaschiste au gneiss amygdalaire**. Le contact anormal, décrit par P. Rolin (*op. cit.*) dans la région du Lac Chambon entre le micaschiste et le gneiss amygdalaire, résulte d'un glissement **d'ampleur locale**, lié à la mise en place du Granite de Crozant. Une structure analogue apparaît sur la feuille La Châtre, au niveau du schiste à graphite : dans ce cas, elle est liée à la mise en place du Granite de Crevant (Faure *et al.*, 1990).

FRACTURATION DANS LE SOCLE

La **fracturation** constitue un aspect important de l'évolution tectonique varisque et se déroule pendant deux périodes principales. Une première période eut lieu en conditions ductiles, puisque la schistosité suit la direction des dislocations. La deuxième période, entièrement en régime fragile, est postérieure à tous les événements varisques, mais antérieure au dépôt du Trias. On observe, dans la couverture, un rejeu probablement cénozoïque de quelques-uns des accidents du socle.

(i) La fracturation en conditions ductiles

Cette fracturation est caractérisée par une brusque et locale modification de la direction de schistosité qui se parallélise avec l'accident, qui, par ailleurs, interrompt les successions lithologiques habituelles. La mise en accordance de la direction de la schistosité S1 avec la direction des dislocations ne s'observe que sur 200 à 500 m de part et d'autre de leur tracé, qui sont orientés N160 à N170. Les pendages de la schistosité modifiée montrent une variation comprise entre 60 et 20°. La rareté et la dispersion des points d'observation ne permettent pas de dire si ces variations sont soit régulièrement progressives, soit aléatoires. Les cinq accidents ductiles reconnus, dont trois dépassent 5 km de longueur, n'existent que dans le quart sud-ouest de la carte. Ils affectent :

– d'une part, le contact entre le gneiss amygdalaire et le gneiss gris, créant un petit « horst », dans la zone de la carrière de la Taissonne : l'accident ouest ne s'observe que sur 2 km, tandis que l'accident limitant le gneiss amygdalaire à l'Est, se prolonge sur la feuille Boussac ;

– d'autre part, dans le secteur situé au Nord de Saint-Saturnin, entre les hameaux de la Côte et la Pleugère, deux accidents de plus de 5 km affectent les contacts entre la formation de l'Arnon et le gneiss amygdalaire, ainsi

qu'entre l'Unité Inférieure et les migmatites de l'Unité Supérieure ; enfin, un accident de moindre amplitude existe au sein du micachiste, au Sud du hameau de la Goutte Noire.

(ii) La fracturation tardive

Systématiquement mesurée sur différentes carrières, notamment celle de Segondet, elle affecte, en régime uniquement cassant, toutes les unités éruptives et métamorphiques de la carte.

Diaclases. Dans les séries métamorphiques, le réseau suivant a été mesuré : directions N15 et N55 dans les migmatites, N30 à N35 et N125 à N135 dans les leptynites et les quartzites, N60, N70 à N80 et N115 dans les quartzites seuls, N145 à N155 dans les micaschistes. Dans le granite, les directions N10, N40, N140, N165 prédominent.

Failles. Outre la direction des accidents décrits ci-dessus, les directions des autres failles principales de la carte se répartissent, selon leur fréquence, de la façon suivante : N40, variant entre N30 et N50, N00 à N10, N70 à N80.

Failles N40. Ces failles sont de longueurs comprises entre 1 et 5 km :

- faille de la Bidoire - Sinaise - le Buisson, de plus de 4 km, à l'extrémité ouest de la carte, de direction N30, recoupant toute l'Unité Supérieure et le gneiss gris sous-jacent ;
- faille de Boisrond à Saint-Saturnin, d'environ 3 km, recoupant l'accident N160, sur la bordure est du petit horst de gneiss amygdalaire : cette observation confirme donc l'antériorité des accidents N160 ;
- ensemble de 8 failles parallèles, allant de 1 à 5 km, entre la Couture et Saint-Éloy-d'Allier ; le contraste lithologique entre la formation de l'Arnon et le gneiss amygdalaire permet de mettre en évidence le jeu de ces failles de longueur modeste et séparant des compartiments larges de 500 m à 1 km. On notera que cette direction prédominante de failles N40 à N50 est la même que sur la feuille La Châtre.

Failles N à N10. On observe quelques failles de cette direction, dans la partie sud-est de la carte :

- la faille de la Dionne, perceptible sur 3 km, à l'Est de Viplaix, décale la bande de gneiss amygdalaire ;
- la faille kilométrique du Breu, à l'Ouest de ce hameau, interrompt un banc de quartzite de Saint-Désiré ;
- une faille probable, à l'Ouest de l'Arnon, au Nord de Culan, décale le gneiss gris et le met directement en contact avec la formation de l'Arnon.

Failles N70 à N80. Ces failles apparaissent vers la limite nord du socle, à partir du hameau du Mas, au Sud duquel elles forment un faisceau de 3 failles principales :

- faille Goutte Noire - les Chavroches - la Fosse Ronde, longue d'au moins 7 km, mettant directement en contact la formation de l'Arnon avec le gneiss gris ; elle disparaît sous la couverture au Nord de la Fosse Ronde ;
- faille Biolet - Fontaine des Cocus - la Ranche.

De nombreuses répliques de ces failles sont visibles dans le quartzite de Saint-Désiré, au Nord de Vesdun. On notera que dans cette zone, la direction de la schistosité S1 et celle de ces failles sont parallèles : il est donc difficile de distinguer l'influence cartographique de la fracturation.

Failles N10 à N45. Ces failles apparaissent au Nord du Granite de Vesdun, vers la limite nord-est du socle, entre Puyravaux, Chambrette et la Rouhanne. Elles décalent le contact entre le quartzite de la Formation de Saint-Désiré et le Trias. Il est possible que ce contact entre Mondan et les Rongérons un peu plus au Sud-Est soit également lié à une faille, mais les conditions d'affleurement peu favorables n'ont pas permis de le démontrer.

Notons que ce sont aussi les directions des caisses filoniennes dans lesquelles se sont mises en place les brèches silicifiées à l'Ouest et au Sud-Ouest du Granite de Vesdun. Elles s'apparentent aux Brèches Tectoniques Hypersiliceuses (BTH) qui accompagnent souvent les déformations passant en régime fragile associées à des circulations de fluides à la fin de l'orogénèse hercynienne.

(iii) Les rejeux post-hercyniens

On les observe clairement à la limite socle-couverture ; d'Ouest en Est, on observe :

- la faille de direction N-S la Bidoire - les Cours, au SSE de Châteaumeillant : le compartiment oriental est relevé d'une vingtaine de mètres, et la couverture mésozoïque se trouve ainsi reportée d'un kilomètre plus au Nord ;
- la faille le Grand Bord - Mazère - Brande de Besse est un accident de direction N40, que suit le ruisseau des Gouttes ; le compartiment oriental est, ici aussi, soulevé, comme le montre le sondage S11, situé sur la rive gauche (W) du ruisseau, où la limite socle-couverture se trouve à l'altitude 243 m, tandis que le socle atteint jusqu'à 300 m à l'Est. Un tel rejet reporte à nouveau la couverture d'un kilomètre plus au Nord ;
- les failles N10 à N45 qui décalent le contact entre le Trias et le socle quartzitique sont probablement liées à des rejeux d'accidents fini-hercyniens.

On constate que ces directions de failles correspondent à celles de fractures déjà relevées dans le socle. Ceci peut donc s'interpréter comme des rejeux d'accidents varisques.

FRACTURATION DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Les failles N10 à N45 qui décalent le contact entre le Trias et le socle quartzitique à l'Est du Granite de Vesdun se prolongent vers le fossé du Cher dans la couverture où elles décalent également la base des paléovallées sidérolithiques et les formations triasiques, sidérolithiques et lacustres entre elles (cf. schéma structural et annexes 1, 2 et 3).

À l'Est de la feuille Châteaumeillant, ces formations méso-cénozoïques sont également découpées par de grandes failles orientées **N140 à N160**, sub parallèles au fossé du Cher. Les blocs sont progressivement abaissés vers la faille majeure du fossé du Cher. Ces directions sont particulièrement bien illustrées sur la carte du mur des paléovallées sidérolithiques (cf. annexe 3), les décalages sont plurimétriques à décamétriques, voire hectométriques sur certains accidents, notamment celui qui passe entre le pied de la colline de Sainte-Agathe et le sondage S23 à Reterre (cf. coupe géologique A de l'annexe 2). Au Nord-Ouest de la feuille, cette direction se retrouve sur la faille orientée environ N135 entre Châteaumeillant et la butte de Lècherolles, qui affecte les terrains triasiques à liasiques.

On constate que ces directions de failles correspondent à celles de fractures déjà relevées dans le socle. Ceci peut donc s'interpréter comme des rejeux d'accidents varisques, notamment la direction N140 à N160, signalée comme étant une direction majeure de cisaillement fini hercynien sur les feuilles Hérisson et Montluçon. Notons que les paléovallées sidérolithiques, datées de la fin du Jurassique et du Crétacé inférieur, aboutissaient à un « proto-fossé du Cher ». L'initiation de ce dernier est donc antérieure à l'âge qui lui est habituellement attribué, à savoir 145 à 130 Ma au lieu de 50 à 40 Ma.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La géodynamique régionale relève de deux cycles différents : le cycle varisque, durant lequel se constitua une chaîne de montagne maintenant arasée, et le cycle pyrénéo-alpin, pendant lequel s'établit un régime de bassin épicontinental légèrement subsident, installé sur la pénéplaine post-varisque et constituant la partie méridionale du Bassin parisien.

GÉODYNAMIQUE VARISQUE

Les plus anciennes formations connues sur cette carte sont probablement d'âge protérozoïque supérieur (entre 650 et 540 Ma, soit briovérien supérieur) : elles correspondent à des dépôts très distaux sur une plateforme continentale dont on ne connaît pas le socle. Actuellement, on ignore aussi, dans le Massif central, le contexte géodynamique de cette époque.

Le cycle géodynamique varisque commence, dans le Massif central, avec l'ère paléozoïque. Des influences volcaniques se font sentir dès la fin de la sédimentation du Protérozoïque supérieur et l'on passe, durant le Cambrien, à un contexte géodynamique de marge active, peut-être localement océanique. Tout le Paléozoïque inférieur est marqué par des épanchements volcaniques et des sédiments volcano-détritiques associés, qui constitueront les protolites des roches soumises au métamorphisme synchrone des phases de collision éo-varisques.

GÉOMORPHOLOGIE DU SOCLE

Bien que pénéplané dès avant le dépôt du Trias, le socle montre encore des variations de relief atteignant quelques dizaines de mètres. On constate que ces variations sont associées :

- (i) soit à la nature lithologique des formations ;
- (ii) soit à la disposition géométrique des ensembles lithologiques ;
- (iii) soit à l'existence de fractures, qui ont plus ou moins guidé le tracé des cours d'eau.

(i) Variations topographiques dues à la lithologie des formations

L'Unité Inférieure comporte des niveaux plus résistants, qui donnent naissance à des ressauts topographiques remarquables dans le paysage. Le premier exemple est donné par la Formation du quartzite de Saint-Désiré, intercalé dans le micaschiste de l'Arnon. Dans la partie sud-est de la carte, on observe une ligne, orientée WNW-ESE, de hauteurs qui dépassent d'une trentaine de mètres la surface environnante. Elle s'étire de la région des fermes d'Augère et de la Bergerie, jusqu'au Peu Chauveau et à la région des hameaux du Brau et de la Pêcherie, en passant par le Haut de Forgette. Cette ligne de hauteurs correspond à une suite de zones d'affleurements discontinus du quartzite de Saint-Désiré : c'est lui qui arme le paysage. Dès qu'il disparaît, la topographie s'abaisse. On observe également que les têtes de vallon viennent s'appuyer de part et d'autre de ces hauteurs, qui forment ainsi une ligne locale de partage des eaux.

Des affleurements isolés de ce même quartzite, à Mont-Plaisir (Ouest de Saint-Éloy-d'Allier) et de micaschiste de l'Arnon très riche en filons de quartz à 3 km au Sud-Est de ce village, autour du hameau de la Faye Godet (point coté 403), forment également des points hauts, d'où divergent les vallons de petits ruisseaux.

Dans le Groupe de l'Indre, le quartzite du Peuplé, intercalé dans la Formation du gneiss gris plagioclasique, forme également des points topographiques élevés. Ceci s'observe, en continuité de la feuille La Châtre, au Nord du Chassin. Les petits affleurements de quartzite autour du Grand Maillet et de la Tanière (jusqu'à la borne 441) se marquent par de légères surélévations notables sur le trajet de la D3. La bande de quartzite longue de 1,5 km entre le Bourdeau et Champeau, au Sud-Ouest de Saint-Saturnin, se marque de manière discrète dans le paysage, puisqu'elle ne dépasse que de 10 à 20 m le relief environnant ; elle constitue bien, cependant, un interfluve. À l'extrémité sud de la carte, les affleurements hectométriques de la Gardette, au Nord de Saint-Palais, du Mont Vernet et du Grand Bois (point coté 387), forment des points hauts également armés par le quartzite du Peuplé.

(ii) Variations topographiques dues à la disposition géométrique des ensembles

On observe deux secteurs, où les variations de relief peuvent être facilement expliquées par la disposition géométrique des couches : le secteur de Vesdun et le secteur de Taissonne.

Le premier se situe autour du pluton granitique de Vesdun, où, sous l'influence de celui-ci, on observe un relèvement spectaculaire de la topographie. Si l'on représente les isohypses 300 et 350 m, dans le secteur s'étendant à 5 km de rayon autour de Vesdun, on constate que tous les « peux » sont disposés concentriquement par rapport au dôme granitique, pris comme centre de soulèvement. Or, l'isograde de tourmaline, présent dans un rayon d'environ 4 km au-delà de la zone d'affleurement, témoigne que le pluton reste très proche de la surface (fig. 9), sous des formations métamorphiques peu épaisses : on est donc amené à conclure que c'est bien le granite qui est responsable du soulèvement des peux. Notons que leur substratum est constitué par le quartzite de Saint-Désiré, comme dans le cas des hauteurs décrites au Sud de la carte. Mais la particularité topographique du secteur de Vesdun est la disposition concentrique de ces hauteurs, dont la plus élevée est le Peu de Vesdun (367 m), suivi par la Chapelle Sainte-Agathe (355 m), le dôme granitique de Vesdun représentant le centre du cercle.

D'autre part l'albitisation du granite de Vesdun implique également qu'il est en relief aujourd'hui, à l'instar d'autres reliefs de granite albitisés dans le Massif central, par exemple les Pierres jaumâtres sur la feuille Boussac au Sud.

Dans le secteur de Taissonne, le pointement de gneiss amygdalaire, remonté en horst par un jeu de failles, se marque par une légère surélévation de la topographie, qui est plus molle dans le gneiss gris environnant.

(iii) Caractères topographiques dus à la fracturation

Le tracé des failles est très souvent révélé par les directions des vallées. Ceci est remarquablement mis en évidence dans la partie nord-est de la carte, où tous les vallons, entre le ruisseau de Choron et le ruisseau de Bœuf, suivent un tracé parallèle, d'orientation N60 à N70, qui correspond aux diaclases observées dans le socle. Cette direction est statistiquement celle du plus grand nombre de vallons sur l'ensemble de la carte.

Les autres directions de failles : N10 à N20, N40 à N50 et N120 à N130, sont toutes communes aux tracés des rivières. Ainsi, la vallée principale de la carte, l'Arnon, évolue successivement entre un cours N10 et un cours N40. On constate donc une relation géomorphologique étroite entre la fracturation, tardi-varisque, mais sans doute réactivée au Crétacé inférieur et au Cénozoïque, et le développement du réseau hydrographique dans le socle.

Les grands accidents précoces N160 à 170 n'ont pas d'influence systématique sur le tracé des cours d'eau : seules, l'Augerolle et la Taissonne suivent leur direction, sur des distances respectives de 2 et de 3 km. Cependant, on remarquera que la ligne de partage des eaux entre l'Arnon et le Cher, située entre Culan et Courçais, un peu à l'Ouest du CD943, suit une direction N160, qui ne correspond à aucun tracé d'accident à cet endroit, ni à aucune structure observée dans le substratum, mais qui pourrait correspondre à un infléchissement du socle sous les dépôts sidérolithiques (flexure ou faille non mesurée, mais probablement effacée par l'érosion et les altérations). Cette direction est exactement parallèle aux grands failles qui décalent et abaissent progressivement le substrat vers le fossé du Cher.

En conclusion, bien que fortement pénéplané, le socle de la carte Châteaumeillant montre encore des variations de topographie sensibles, qui donnent un paysage tranquille et contrasté.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Déformations verticales et paléocouvrements mis en évidence par thermochronologie TFA

Le Granite de Vesdun a été échantillonné pour analyse par thermochronologie par traces de fission sur apatite afin de déterminer la fin de son histoire de refroidissement suite à sa mise en place (Barbarand et

Quesnel, 2005). La thermochronologie par traces de fission sur apatite permet en effet de reconstituer le chemin temps-température des roches dans l'intervalle $60-110 \pm 10$ °C (Gallagher *et al.*, 1998).

L'échantillon est le même que celui pris au lieu-dit Coujareaux à -12 m pour l'étude de la lame mince ($x = 608,290$; $y = 2\ 170,900$; $Z = 312$ m). L'âge par traces de fission est de 219 ± 9 Ma. L'âge a été obtenu sur 22 grains d'apatites par la technique du détecteur externe associé à la calibration zéta. La longueur moyenne des traces confinées est de $11,92 \pm 0,22$ μm (100 traces $\pm 1\text{se}$) ; l'écart-type de cette distribution est de $2,16$ μm (fig. 16).

Les données ont été inversées à l'aide du logiciel Monte Trax afin de déterminer l'histoire thermique (fig. 17, hors texte).

Cette histoire se caractérise par un séjour prolongé dans le domaine de températures compris entre 60 et 90 °C. Ceci se traduit par une longueur moyenne des traces relativement courte (< 12 μm). La sortie de ce domaine de températures relativement élevées se produit entre 110 et 60 Ma. Toutefois, les données sont précises sur les paléotempératures, mais restent vagues sur les durées des processus ayant opéré. La modélisation indique que la traversée de l'isotherme 60 °C peut se faire dès 130 Ma ou vers 65 Ma, toutes les solutions étant possibles dans l'intervalle entre ces deux dates. Il faut donc trouver d'autres arguments pour contraindre au mieux cette histoire.

La prise en compte des contraintes géologiques régionales implique que le massif granitique se trouvait proche de la surface lors du Trias avec le dépôt d'une série détritique épaisse. Ceci impose de considérer une augmentation de la température post-triasique pour être en accord avec les données traces de fission. Les paléorivages des dépôts marins du Dogger et du Malm et ceux du Crétacé supérieur ne sont pas connus au Sud du bassin de Paris. Ceci implique que ces dépôts recouvraient probablement une partie sinon tout le Massif central, sur une épaisseur difficile à estimer. J. Barbarand et F. Quesnel (2005) proposent pour le Morvan le dépôt d'une série sédimentaire kilométrique et d'environ 800 m au-dessus du Granite de Vesdun au cours du Crétacé supérieur pour expliquer ces températures élevées. Cette interprétation implique des dépôts du bassin de Paris beaucoup plus au Sud que ne laisseraient le supposer les dépôts actuellement préservés. Les isopaques des craies du Crétacé supérieur croissent en effet vers le Sud et Sud-Est du bassin, pour atteindre environ 800 m, avant la limite actuelle d'érosion. Les dépôts crétacés les plus proches de Vesdun, sont en Brenne à quelques 50 à 75 km au Nord-Ouest et sur les Buttes de Gron (Debrand-Passard *et al.*, 1992) environ 100 km au Nord-Est. De plus des oursins silicifiés et des silex résiduels d'âges cénomaniens à campaniens sont connus sur les bordures ouest et est du Morvan (Quesnel *in* Roger *et al.*, 2006 ; Quesnel et Bourdillon, inédit). Il est donc probable que le séjour

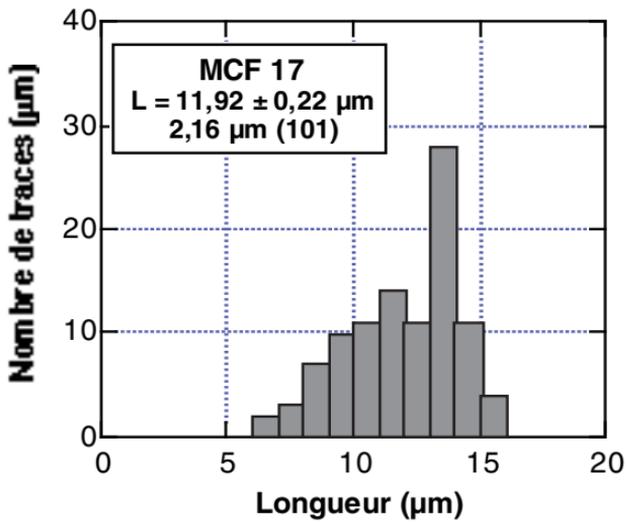


Fig. 16 - histogramme des longueurs de traces de fission mesurées dans les apatites du granite de Vesdun (Barbarand et Quesnel, 2005)

prolongé du Granite de Vesdun dans le domaine de températures compris entre 60 et 90 °C s'explique par un paléorecouvrement de dépôts marins au Crétacé supérieur.

Des essais de modélisation directe ont été effectués pour préciser la phase anté-maximum de température par les traces de fission (fig. 18).

Trois scénarii ont été envisagés :

- A - un enfouissement continu depuis le Trias ;
- B - le dépôt d'un peu de Jurassique, puis une légère érosion au Crétacé inférieur avant enfouissement au Crétacé supérieur ;
- C - un enfouissement seulement au Crétacé supérieur.

Les résultats sont proches pour les trois scénarii, et c'est l'histogramme simulé du cas A qui ressemble le plus à l'histogramme mesuré. Mais il reste très difficile sinon impossible de trancher.

L'histoire de la remontée de l'échantillon de Granite de Vesdun de ce domaine de températures d'environ 60 à 90 °C est elle aussi difficile à reconstituer. Des tests de modélisation directe ont également été réalisés (fig. 19, hors texte).

Les trois scénarii suivants ont été envisagés :

- A - remontée rapide à la fin du Crétacé, puis plus lente à partir de 60 Ma ;
- B - remontée moyenne de la fin du Crétacé à aujourd'hui ;
- C - remontée lente à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, puis rapide à partir de 25 Ma environ.

Les histogrammes des longueurs de traces simulés en suivant ces différents scénarii sont comparés à l'histogramme mesuré. Le cas B semble se rapprocher le plus avec les données observées.

Par ailleurs les données paléomagnétiques obtenues sur les cuirasses sidérolithiques (cf. supra) à moins de 5 km des Coujareaux permettent de préciser un peu plus l'histoire thermique du secteur après l'orogénèse hercynienne. Ces mesures montrent qu'il y a eu une paléoaltération enregistrée vers 130 ± 10 Ma, puis une autre enregistrée vers 50 ± 10 Ma, opérée sur le même profil, un peu en-dessous de la première, et aucune paléoaltération n'est enregistrée entre les deux. Ceci implique que le dépôt de la série crétacée se serait fait postérieurement à la première paléoaltération, qu'il aurait scellée, sur une épaisseur non négligeable puisqu'elle a induit une paléotempérature d'environ 60 à 90 °C (cf. données TFA). Puis cette série (probablement marine) aurait été érodée avant 50 Ma, puisque la cuirasse s'est trouvée exhumée et le profil d'altération s'est approfondi, ce deuxième épisode étant enregistré vers 50 Ma.

Les données thermochronologiques par traces de fission sur apatites du Granite de Vesdun sont donc cohérentes avec celles obtenues sur les paléoaltérations et érosions. Les deux combinées montrent que l'histoire géologique régionale de cette portion nord du Massif central est plus complexe qu'il n'y paraissait avant nos travaux. Ces données, acquises en parallèle aux levés de la carte géologique de Châteaumeillant démontrent des mouvements verticaux d'ampleur importante, un peu à la façon d'un « yoyo » et renouvellent assez fortement les connaissances géologiques et géodynamiques régionales.

Enregistrement des processus géodynamiques post hercyniens nord-ouest européens

Les caisses filoniennes dans lesquelles se sont mises en place les brèches silicifiées à l'Ouest et au Sud-Ouest du Granite de Vesdun s'apparentent aux Brèches Tectoniques Hypersiliceuses (BTH) qui accompagnent souvent les déformations passant en régime fragile associées à des circulations de fluides à la fin de l'orogénèse hercynienne. Après ces événements tardihercyniens et les circulations de fluides relativement chauds qui leurs sont associées, la chaîne s'aplanit peu à peu et les fluides qui circulent désormais sont beaucoup plus froids. Les mouvements verticaux s'amenuisent, la stabilité tectonique s'installe et les processus d'altération supergène transforment progressivement les roches de la chaîne hercynienne, préparant le matériel qui alimentera les sédiments permien, puis triasiques.

Au Lias, le passage à des sédiments plus distaux indique l'approfondissement du fond de la mer. Il est lié à l'ouverture de la Téthys au Sud-Est du Massif central. Les faciès étant relativement homogènes à l'échelle régionale, les variations d'épaisseur sont plutôt liées à la variation de la subsidence, en raison du rejeu de certains accidents hercyniens.

La discordance majeure de la limite Jurassique-Crétacé s'accompagne d'une érosion drastique, à la fois sous forme mécanique (creusement de paléovallées profondes) et chimique (grands profils d'altération). Ces phénomènes sont liés au bombement associé au rift de Gascogne au Crétacé inférieur : la paléosurface infracrétacée se façonne plus ou moins intensément sur l'épaule nord de ce rift, de la pointe de la Bretagne aux Cévennes. Les valeurs de soulèvement et l'ampleur de l'érosion sont difficiles à quantifier, entre 200 et 500 m probablement ; la plupart des sédiments jurassiques déposés ont disparu à l'occasion de cette phase sur la feuille Châteaumeillant.

Comme partout en Europe du Nord-Ouest, le bâti structural retombe ensuite au Crétacé supérieur, permettant le dépôt d'environ 800 m de sédiments dans ce secteur du Nord du Massif central et 1 000 m sur le Morvan, à la jonction entre le bassin de Paris et la Téthys. À cette époque,

la plupart des socles dits « anciens » étaient sous la mer : l'Écosse, les Midlands, la Cornouailles, le Massif armoricain, l'Ardenne-Brabant, les Vosges, la Bohême, le Massif central, ... et les bassins nord-ouest européens étaient tous connectés.

Autour de la limite Crétacé-Tertiaire et au début du Paléogène, une nouvelle grande phase d'altération et d'érosion voit le jour, liée au début de la convergence Afrique-Eurasie et l'ouverture de l'Atlantique Nord. La paléosurface continentale paléocène-éocène se façonne entre l'orogène et le bombement de la dorsale océanique en réponse au flambage de la lithosphère. Cette grande émergence et la discordance majeure qui lui est associée s'accompagnent du démantèlement de la couverture du Crétacé supérieur et peuvent entailler des terrains beaucoup plus anciens ; les profils d'altération s'enfoncent à nouveau.

À la fin de l'Éocène (Bartonien-Priabonien), après le démantèlement local des couvertures d'altérites et sédiments antérieurs, la retombée du bâti structural opère à nouveau. Cet épisode correspond à la phase d'ouverture du Rift Ouest Européen dont fait partie le fossé du Cher. Les paysages sont envahis par les sédiments argileux, les bas topographiques deviennent confinés, la silice envahit les paléosols, les argiles magnésiennes, les calcrètes, puis les calcaires lacustres, se déposent dans les bassins.

Une nouvelle décharge détritique importante apparaît au Mio-Pliocène, liée à nouveau au flambage de la lithosphère. La déformation de la chaîne alpine engendre des soulèvements importants et la formation du bourrelet péri-alpin. Ce bourrelet et le volcanisme qui affectent le Massif central, induisent la création de reliefs et de l'érosion et donc une décharge détritique importante à l'aval (jusqu'à la Manche).

Notons que la géodynamique « grande longueur d'onde » qui affecte la lithosphère européenne après l'orogénèse hercynienne est enregistrée dans les dépôts méso-cénozoïques (variations des dépôts centres, augmentation ou ralentissement de la subsidence, etc), mais également dans l'enchaînement des séquences d'altération et épisodes de grande incision des réseaux hydrographiques, répondant à la théorie de R. Wyns (1999, 2002).

Les phases de soulèvement important mais relativement lent s'accompagnent du creusement de profonds et larges réseaux hydrographiques et du développement de profils d'altération lessivante puissants. Les phases de retombée du bâti structural s'accompagnent de sédimentation continentale et de colmatage, voire cessation ou fossilisation des profils d'altération. Les bassins se confinent, les lacs s'installent, puis les dépôts marins arrivent et s'approfondissent si la subsidence est entretenue. Enfin, lors des changements de régime, passant de la subsidence au

soulèvement, ou l'inverse, on assiste à des silicifications par apport absolu de silice aux dépens des sédiments ou altérites respectivement.

L'enfoncement des vallées au Quaternaire termine cette histoire géologique, en réponse aux différents changements climatiques (alternances de phases froides et tempérées) et à divers réajustements tectoniques locaux.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétations et cultures

Le climat est du type continental tempéré et humide (environ 700 mm/an). La végétation naturelle, encore visible dans les haies (« bouchures », en pays berrichon) et les fonds de vallées, comporte le châtaignier, le bouleau, le genêt à balais et l'ajonc, la digitale pourpre, la fougère aigle, plantes caractéristiques des sols dépourvus de calcium (siliceux) ; le hêtre et le chêne sont bien représentés dans les forêts et les haies. Les sols varient selon le substratum géologique et la position géomorphologique.

Sur les altérites du socle hercynien, les sols sont limoneux à limono argileux, localement sableux ou sablo graveleux sur les quartzites, plus caillouteux quand on descend dans les versants (et qu'on se rapproche du socle sain). On y rencontre ainsi des pierres remontées par le soc de la charrue, et appelées « remort » ou « pierre morte » par les agriculteurs. Ces sols peuvent être très lessivés et/ou très argileux au sommet des altérites sur les interfluves, ou dans les fonds topographiques colmatés et imperméables et conduire à des engorgements d'eau temporaires, d'où la présence d'alias localement appelé « hérisson » ou « chameron » et qui a l'aspect d'un grès conglomératique irrégulièrement consolidé par des oxydes de fer. Sur les altérites des micaschistes de l'Arnon, la forte teneur en micas leur confère un brillant, une onctuosité et de bonnes qualités générales (sauf l'acidité), balancées par la teneur en quartz d'exsudation résiduels, qui usent les outils.

Les sols sont limoneux à limono argileux sur les colluvions de vallons et alluvions fines. Les fonds de vallons peuvent être inondés lors des fortes pluies (exemple observé lors des levers début mai 2001). Les sols sont parfois plus caillouteux sur les colluvions de versants. Sous forêt, on observe très localement des rankers (sols peu épais quasiment réduits à l'humus) sur les blocs rocheux du socle hercynien (quartzite notamment) ou les grès grossiers triasiques, voire sur certaines cuirasses sidérolithiques.

Les sols sont sableux, plus ou moins argileux et profonds sur les sables et graves du Trias, du Sidérolithique et du Pliocène et alluvions grossières

quaternaires. Ils sont argileux, souvent hydromorphes et peuvent donner des pseudogleys, voire des gleys et des tourbes sur les terrains argileux du Trias ou du Lias basal, dans les fonds plats de vallées. Les alios sont courants dans ces conditions d'hydromorphie également.

Enfin sur les calcaires et dolomies du Lias, les sols sont calcaires, calciques à bruns eutrophes, voire parfois lessivés, selon leur position dans la toposéquence.

La polyculture a cédé la place à l'élevage, principalement celui des bovins, ovins et caprins et à la grande culture céréalière ou oléagineuse. Malgré une tendance au remembrement, le paysage demeure majoritairement bocager. Depuis les années 1960, incités par des primes et les bas prix, de nombreux agriculteurs sont venus reprendre les terres des anciens domaines découpés, plus largement sur les terrains sédimentaires du Nord de la feuille et à la limite avec le socle hercynien. D'origines géographiques diverses (Normandie, Vosges, Beauce, Sud-Ouest, Berry, Belgique, Hollande...), ils ont apporté leurs techniques agricoles et modifié les modes de culture traditionnels de la région. C'est ainsi que de nombreuses parcelles, autrefois consacrées à l'élevage, ont été labourées, drainées et mises en culture, essentiellement céréalières et oléagineuses, avec plus ou moins de succès, souvent grandement aidé par l'apport d'engrais et l'irrigation, fondée sur des étangs-réserves d'eau. Parfois ces cultures servent à nourrir les bêtes élevées sur place ou dans les fermes voisines. Quelques élevages de vaches laitières, de chevaux et d'ânes ont également récemment été introduits.

On remarque beaucoup de fermes abandonnées sur la zone du socle hercynien au Sud, plus ingrate à cause du relief plus accusé, tandis que les fermes prospèrent toujours sur les terrains sédimentaires du Nord de la feuille, au relief plus plan et donc aux champs plus grands, pour les raisons exposées précédemment.

À la limite socle - couverture, le vignoble, produisant le vin délimité de qualité supérieure, appelé « **Châteaumeillant** », est encore bien présent et tend même à se développer à nouveau. Au Sud et à l'Est de la ville de Châteaumeillant, les cépages Gamay, Sauvignon et Pinot sont cultivés sur les terrains graveleux de la base du Trias, et du Pliocène, ainsi que sur le substratum amphibolitique autour de Beaumerle. Tandis qu'au Sud-Est de la feuille, la vigne est cultivée sur les placages sableux du Cénozoïque, du Trias, voire sur le socle quartzitique. Une tendance à la réimplantation de la vigne se fait jour autour de Vesdun et Saint-Désiré sur les mêmes terrains.

Géographie humaine

La carte est traversée par deux voies d'importance régionale : la D943, qui relie Châteauroux à Montluçon et la D997, de Saint-Amand à Boussac,

via Culan. Aucune industrie d'importance n'existe dans la région couverte par la feuille, dont l'économie est plutôt fondée sur l'agriculture, la viticulture, le tourisme, l'exploitation des forêts et étangs.

Les chefs-lieux de canton, Châteaumeillant (2 600 habitants) et Culan (1 300 habitants) constituent les agglomérations principales de la feuille. Elles possèdent toutes deux des châteaux et musées, à visiter, dont celui de Châteaumeillant pour sa collection d'objets archéologiques. Le château de Culan est particulièrement impressionnant, avec les remparts et tours de sa forteresse médiévale originelle, le tout escarpé au-dessus des gorges de l'Arnon, encaissées dans les micaschistes. Saulzais-le-Potier, l'autre chef-lieu de canton, est connu pour ses carrières et sa route du grès rose. Le village de Vesdun se situe **au centre géodésique de la France** et pratique le tourisme sur ce thème, ainsi que sur la nature et les arts populaires (jardin des mille poètes, théâtre vivant en extérieur chaque été).

Plusieurs charmantes églises romanes parsèment la carte, notamment celle de Saint-Désiré, qui compte aussi la Chapelle Sainte-Agathe, sur la colline du même nom, au sommet duquel on peut découvrir un vaste panorama : jusqu'à la vallée du Cher, Montluçon, Commenry, la forêt de Tronçais, et même par beau temps la Chaîne des Puys. On peut aussi s'y remémorer les paysages décrits par George Sand et Alain Fournier.

L'habitat est dispersé en de nombreux hameaux ou fermes isolées, commandant des « domaines » constitués autrefois de plusieurs centaines d'hectares. Les anciennes demeures des propriétaires de ces domaines sont souvent des petits manoirs ou maisons de maître de caractère, construites en grès rose du Trias, souvent tâchetés en blanc ou ocre, en cuirasse rouge du Sidérolithique, en calcaires du Jurassique, ou dans les différentes roches du socle hercynien, pour peu qu'elles soient appropriées à la taille ou aux moellons.

Bon nombre de ces domaines, autrefois fonctionnant sur le système du métayage, ont été petit à petit revendus et dispersés par lots, notamment après la deuxième guerre mondiale. De plus et dans le même temps, de nombreux enfants des anciens métayers ont quitté la région pour travailler dans les industries plus ou moins proches, par exemple autour de Montluçon. Ces faits ont impliqué un renouvellement démographique important et des changements dans le parcellaire et les modes d'agriculture de cette zone rurale (cf. supra).

Un grand nombre de maisons rurales sont soit abandonnées, surtout au Sud sur le socle, soit transformées en résidences secondaires. La présence du barrage de Sidiailles sur l'Arnon favorise la pratique des sports nautiques. Certains petits manoirs ont été rachetés, rénovés, et pour certains agrémentés

de jardins récemment ouverts à la visite, comme ceux de Drulon ou de La Lande Chevrier par exemple. Tous ces faits engendrent le développement du tourisme vert, et la constante prolifération de nombreux gîtes ruraux et chambres d'hôtes dans la région.

RESSOURCES EN EAU - HYDROGÉOLOGIE

Présentation

La feuille Châteaumeillant recouvre sur les 2/3 méridionaux les formations cristallophylliennes du Massif central, désignées sous le terme de « socle ». Le tiers septentrional correspond aux premières formations sédimentaires, du Trias au Lias, qui plongent vers le Nord, et sont constituées d'argile, de sable ou de calcaire. Des formations récentes reposent en discordance sur ces terrains dans la partie orientale de la feuille : Formations du Sidérolithique d'âge crétacé inférieur et éocène, Formation lacustre de l'Éocène moyen-supérieur et Formation d'Ardenes du Pliocène.

La presque totalité de la surface couverte par la carte correspond à des terrains imperméables, ce qui se traduit dans le paysage : chevelu dense de ruisseaux, étangs, forêts, bocage. Seuls les sables et calcaires pourront renfermer de l'eau souterraine.

Hydrographie

La feuille est traversée du Sud au Nord par de nombreux petits cours d'eau encaissés sur le domaine du socle et s'étalant avec dépôt alluvial dès qu'ils pénètrent sur les terrains sédimentaires, tout au Nord. Le principal de ces cours d'eau est l'Arnon. Ces petits cours d'eau forment un réseau hydrographique dense, témoin de l'imperméabilité du milieu.

De nombreux petits étangs recouvrent le domaine de socle et les argiles du Trias, utilisés comme réserves auprès de fermes.

Ressources en eau dans le socle

Les terrains constituant le « socle » sont pratiquement imperméables, d'où le réseau hydrographique dense, les étangs et le paysage de bocage.

Les conditions les plus favorables correspondent aux arènes gneissiques, granitiques et aux micaschistes altérés, mais elles ne créent que de très faibles réserves. Ces roches dures sont affectées de failles, essentiellement S-N et SSE-NNO, qui donnent naissance à des sources, comme près de Culan.

Aucune information hydrodynamique n'a pu être recueillie sur les points d'eau concernant le socle (sources et puits) sur cette carte. Les données

provenant des feuilles voisines nous renseignent cependant sur les très faibles débits des sources et leur tarissement saisonnier lorsqu'il s'agit des réservoirs d'arènes très superficiels et de faible capacité. En l'absence de nappe aquifère démontrée dans cette région (donc en l'absence de campagne piézométrique), les puits n'ont pas été recensés.

Les analyses physico-chimiques existantes (Culan, Vesdun) témoignent du caractère superficiel de la ressource :

- une résistivité élevée, (8 000 à 11 700 ohms.cm) ;
- une dureté très faible (6 à 8°F).

Très vulnérables, ces eaux ont toujours montré des indices de pollution. En particulier, les teneurs en nitrates présentent une grande variabilité.

Plusieurs communes étaient autrefois alimentées en eau potable par des sources (Culan, Vesdun) ou puits (Châteaumeillant) sur le Socle. Mais ces captages ont été abandonnés du fait de la contamination de l'eau par des produits polluants et de l'impossibilité de protéger ces captages.

Réservoirs des séries sédimentaires

Trias et Rhétien

Les sables et grès du Trias et du Rhétien constituent dans la région un réservoir aquifère notable. Cela ne paraît pourtant pas aux affleurements sur la feuille de Châteaumeillant marqués par les bois, le bocage et les étangs et où l'on ne connaît pas de points d'eau. Les sables sont en effet majoritairement argileux ou silicifiés. Cependant, deux niveaux se présentent plus favorablement : les conglomérats et sables grossiers de la base et les sables du Rhétien au sommet. Ces derniers -dont l'attribution stratigraphique est floue- sont souvent désignés par le terme « Infra-Lias » dans la région. Le réservoir du Trias est paradoxalement mieux connu en profondeur, par les forages de Vicq-Exemplet et de Beddes situés à l'extrémité nord-ouest de la feuille (respectivement 595-1-4 et 5 et 595-1-6).

Au premier forage de Vicq-Exemplet, l'épaisseur globale du Trias est de plus de 40 m et la hauteur cumulée des sables est de l'ordre de 20 m. L'épaisseur du Trias diminue vers l'Ouest, mais augmente vers le Nord en s'enfonçant sous les dépôts sédimentaires du Bassin parisien, constituant un aquifère de très grande importance.

Aux affleurements, les points d'observation sont trop rares pour qu'il soit possible d'établir une carte piézométrique. Dans sa partie captive, à l'angle nord-ouest de la feuille, la nappe est artésienne (débit artésien de 7,5 m³/h à Vicq-Exemplet (595-1-5), et 12 m³/h (595-1-4)).

Le potentiel de ce réservoir est connu uniquement en domaine captif où les débits d'exploitation sont de 35 à 50 m³/h. Les débits spécifiques sont cependant peu élevés (1 à 4 m³/h/m).

Les eaux du Trias sont mal caractérisées :

- un pH de 6 à 7,5 ;
- une faible conductivité (autour de 140 à 220 µS/cm) ;
- une dureté faible (5 à 10°F).

On retrouve d'une part une eau représentative du milieu siliceux, d'autre part une eau relativement carbonatée pouvant traduire une influence du Lias.

En domaine captif, la nappe est bien protégée des activités de surface par la couverture argileuse du Lias, alors qu'aux affleurements la nappe est très vulnérable.

De nombreux puits particuliers atteignent cette nappe, mais ils ne sont guère utilisés. La nappe est très peu exploitée pour l'agriculture en raison principalement de l'occupation des sols qui ne demande pas ou peu d'irrigation, mais aussi à cause de la ressource peu abondante dans le domaine de nappe libre et du coût des forages élevé dans ce type de réservoir en domaine captif. L'eau du Trias n'est exploitée pour l'eau potable qu'en domaine captif (Vicq-Exempt) du fait de la bonne qualité de l'eau et de la bonne protection naturelle de la nappe.

Lias

Les calcaires de l'Hettangien (appelés parfois aussi « Infra-Lias ») constituent un réservoir potentiel qui affleure en un fin liseré à l'extrémité nord-ouest de la feuille. Le calcaire du Sinémurien devient trop argileux pour être considéré comme intéressant. Le calcaire est intrinsèquement compact, mais l'eau est contenue dans les fractures liées aux accidents géologiques ; la ressource est de type discontinu. Ceci explique le très petit nombre de forages productifs dans cette formation.

Ce banc calcaire plonge vers le NNW sous les marnes et argiles du Lias supérieur. Au forage le plus septentrional de Vicq-Exempt, le calcaire est à 27 m de profondeur. À ce même forage, l'épaisseur globale du calcaire franc est de 14 m, mais les arrivées d'eau sont cantonnées à des cotes très rapprochées (2 m au forage 595-1-10).

La nappe est artésienne dans sa partie captive, comme au forage 595-1-10 où l'eau s'écoule naturellement au débit de 7,5 m³/h. Le débit obtenu en pompage sur ce forage est de 59 m³/h, avec un débit spécifique de 2 m³/h/m. Les autres données proviennent de la carte voisine de Saint-Amand-Montrond

où les forages de Châtelet et de Maisonnais ont fourni respectivement jusqu'à 133 et 205 m³/h.

L'eau présente à Vicq-Exmplet des caractéristiques proches de celles du Trias, sans doute par l'influence des grès du Rhétien qui a été atteint par ce forage. Et nous ne disposons pas sur les cartes géologiques voisines à l'Ouest et à l'Est d'informations sur cette formation.

Plusieurs forages agricoles existent sur les affleurements de la base du Lias ; mais faute de coupes géologiques, on ne sait s'ils atteignent le Trias ou non.

Formations sidérolithiques

Avant les levés géologiques de la présente feuille, la puissance des formations détritiques remplissant les paléovallées et géométriquement sous les cuirasses silico-ferrugineuses n'avait pas été reconnue. À l'occasion des nombreux sondages à la mototarière réalisés lors des travaux de reconnaissance géologique, nous avons remarqué que ces formations présentent quelques niveaux de sable relativement bien trié et peu argileux qui renferment de l'eau. Toutefois, leur géométrie que nous présumons lenticulaire d'après les sondages et leur imbrication parmi des niveaux argileux, argilo-graveleux ou sablo-argileux, bien souvent plus épais que les niveaux sableux, induisent la pauvreté de la ressource en eau dans ces formations. À notre connaissance il n'y existe aucun puits, ni aucune source, sauf au niveau des failles (dont le tracé exact reste difficile à démontrer sur le terrain) qui les mettent en contact avec le socle altéré. En revanche, quelques étangs sont installés sur les niveaux argileux. De même, toujours à l'occasion des sondages, nous avons remarqué l'existence de nappes perchées très peu étendues au contact entre les niveaux sableux ou sablo-graveleux meubles, plus ou moins riches en argile, et les cuirasses sus-jacentes.

Formation d'Ardentes

Les sables du Pliocène sont répartis en de multiples petites unités perchées de part et d'autre de l'Arnon, au Nord et à l'Est de la feuille. Le caractère aquifère paraît par les nombreuses sources au contact de ces sables sur les roches imperméables du Socle ou de sa couverture altérée. Peu épais, alimentés uniquement par les pluies efficaces, ils ne constituent que des réservoirs insignifiants atteints uniquement par des puits de ferme. Il n'existe aucun forage d'exploitation d'eau dans cette formation dont on ignore toute caractéristique.

Alluvions

Les alluvions ne sont développées que dans la section aval de l'Arnon, au droit des terrains sédimentaires du Trias. Dans le domaine du Socle, la

rièrre a creusé son lit et les dépôts sont pratiquement absents. Les autres cours d'eau sont de trop faible puissance pour avoir engendré des dépôts alluvionnaires sableux.

Le seul ouvrage recensé dans cet aquifère (595-3-1) indique 5 m environ de sable et graviers. Il s'agit du puits de recherche d'eau potable de Saint-Christophe-le-Chaudry. Le débit s'est révélé très faible (1,5 m³/h) et l'eau de très mauvaise qualité.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Pierres de construction (pierres de taille, moellons)

De nos jours, il n'existe plus d'exploitation de pierres de construction en activité dans le socle hercynien, mais elles furent nombreuses dans le passé. Les roches du socle fournissaient ainsi les moellons des anciennes maisons rurales, à proximité immédiate de celles-ci. Cependant, certains types de lithologie étaient plus recherchés :

- le quartzite micacé et le quartzite pur de la Formation de Saint-Désiré, intercalés dans la Formation de l'Arnon, furent exploités tout autour de Vesdun, comme en attestent les nombreuses carrières encore visibles : environs de Ripolle, Peu de Vesdun, Nord de Saint-Désiré ;
- le quartzite du Peuplé, dans la série gneissique, a été exploité de façon intensive, dans toute une série de carrières, en particulier sur la bande alignée d'Ouest en Est entre le Sud du Bourdeau et Saint-Saturnin ;
- le Granite de Vesdun a également servi pour les moellons de grand appareil : des restes de carrières s'observent au Sud de Vesdun, sur la route de la ferme Lavau ;
- le gneiss amygdalaire a fait aussi l'objet d'exploitation, essentiellement sans doute pour le blocage des routes, mais on le trouve parfois en moellons dans les murs anciens ;
- l'amphibolite d'Armelle a également été exploitée et constitue la majorité des moellons des anciens bâtiments de ce hameau.

Les arkoses du Mésozoïque basal, tachetées par l'altération « sidérolithique », ont été utilisées dans la construction des églises romanes de Châteaumeillant, de Saint-Désiré et de Vesdun ainsi que pour celle de nombreuses maisons. Les carrières, encore visibles, mais maintenant abandonnées, se situaient à proximité de Saulzais-le-Potier, de Vesdun et de Saint-Christophe-le-Chaudry, où une grande carrière, décrite en détail par Courel (1973), est encore accessible (pour en obtenir l'accès, veiller à demander l'autorisation au propriétaire). En revanche des carrières de grès rose ont été réouvertes à Saulzais-le-Potier, pour les rénovations, pierres de

grand œuvre, d'angles, piliers de clôtures, etc. plus des créations décoratives : bancs de jardins et autres, y compris pour les intérieurs.

Les autres roches sédimentaires et paléosols cuirassés ont également largement été utilisées en moellons dans les constructions rurales à l'Est et au Nord de la feuille : cuirasse rouge du Sidérolithique, calcaires et dolomies du Jurassique, calcaires du Cénozoïque, faciès silicifiés autour de Saint-Jeanvrin. Notons par exemple que les calcaires hettangiens exploités à Saint-Jeanvrin au lieu-dit Charasse ont servi à la construction du viaduc de la voie de chemin de fer au-dessus de l'Arnon à Culan.

Granulats concassés

L'importante carrière de Segodet, à 3 km au Sud-Est de Châteaumeillant (x = 591,000 ; y = 2 171,500), exploite sur plus de 60 m de profondeur la migmatite de l'Unité Supérieure et produit divers types de granulats concassés. C'est la seule carrière de granulats encore en activité sur le socle de l'ensemble de la feuille. La carrière de Taissonne (x = 589 840 ; y = 2 165 730) exploitait également autrefois la Formation de Nermond pour granulats concassés, mais est aujourd'hui abandonnée et ses « lacs » utilisés par les clubs de plongée locaux.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

La feuille ne présente que 5 indices miniers.

Le premier fut découvert et exploité au XIX^e siècle, dans la région de Beaumerle, au Sud-Est de Châteaumeillant (x = 589,187 ; y = 2 171,125), dans les amphibolites de l'ensemble migmatitique. Il s'agit d'un réseau d'une dizaine de filons de minerais de cuivre et plomb, reconnu sur 1 500 m, et comportant malachite, azurite, galène et covelline (Lougnon, 1960). Les deux filons principaux sont :

- le filon du puits de Ségelle NW-SE et subvertical de 6 cm de puissance, reconnu sur 16 m de profondeur et 55 m de long ;
- le filon du puits des Cornes, NW-SE, de pendage 82 à 84°SE, de puissance 30 à 60 cm, reconnu sur 30 m de profondeur et 50 m de long.

Les 3 indices miniers suivants concernent des petits gisements d'oxyde de Manganèse découverts sur les communes de Saint-Christophe-le-Chaudry, Châteaumeillant, et Culan. Il s'agit de nodules centimétriques disposés en lits ou dans de petites fissures au sein des dépôts de la base du Trias, non loin du contact avec le socle. Ces oxydes sont la psilomélane, la pyrolusite, plus ou moins mêlés à des oxydes de fer, de la barytine et de la silice ; de très rares occurrences de cryptomélane et hollandite ont été signalées.

Le dernier indice minier concerne une prospection de minerai de plomb réalisée au début des années 1980, suite à l'inventaire minier national. Il se situe sur la commune de Préveranges au lieu-dit le Grand Boueix dans le Gneiss gris plagioclasique à proximité du Gneiss amygdalaire. La carte des anomalies géochimiques ayant révélé au Grand Boueix des tâches anormales à plus de 500 pp de plomb (jusqu'à 1 200 et 1 700), superposées à des axes conducteurs en VLF, des sondages percutants ont confirmé l'extension de la structure minéralisée en plomb et montré la fréquence de galène et pyromorphite. Par la suite deux sondages carottés de 74 et 78 m de profondeur respectives ont traversé des gneiss amygdalaires entrecoupés de zones broyées à mouches de galène entre 45 et 50 m de profondeur et des passages de pyrite presque massive entre 64 et 70 m de profondeur. Le prospect fut abandonné, les sondages n'ayant pas montré de minerai en quantité suffisante.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les ressources géologiques du canton de Châteaumeillant ont été utilisées par les habitants depuis la Préhistoire. Les argiles sidérolithiques ou triasiques que l'on rencontre sur les communes de Reigny et Saint-Christophe et les argiles du Bourbonnais (au sein de la formation d'Ardentes) ont pu servir à la fabrication de poteries au Néolithique, aux Âges des Métaux et à l'époque romaine ainsi qu'aux périodes médiévales et modernes. Des tuileries sont également mentionnées pour ces dernières périodes : une argilière est citée en 1451 à la « Fosse Rousse » sur la commune de Saint-Maur et deux tuileries sont connues par les textes au XVIII^e siècle aux « Pierres » à Sidiailles et à Saint-Jeanvrin dont le four et le séchoir subsistent.

Les grès argileux qui forment le sous-sol de plusieurs communes ont été utilisés pour l'édification de remparts et talus et comme pierre de construction depuis la période gallo-romaine. Plusieurs carrières sont attestées dont la carrière de Saint-Martin à Saint-Christophe-le-Chaudry qui a été exploitée pour la fabrication de meules en grès durant la période antique. Le front de taille, des déchets et ébauches de meules y ont été mis au jour dans les années 1950 et les produits finis ont été diffusés dans plusieurs agglomérations gallo-romaines du Berry (Châteaumeillant, Bruère-Allichamps, Drevant, Argentomagus), mais également sur des sites beaucoup plus éloignés (région de Chartres en Eure-et-Loir). La carrière du domaine cistercien de Chavroche, à Saint-Maur, est mentionnée aux XVII^e et XVIII^e siècles.

L'occupation des environs de Châteaumeillant au Paléolithique et au Mésolithique n'est connue que par les découvertes d'objets isolés (fragment de biface à Reigny et silex taillés du Paléolithique supérieur à Beddes,...) provenant pour l'essentiel des vallées de la Sinaise, de la Riolette ou de l'Arnon. Deux sites Mésolithiques ont été découverts lors de prospections pédestres à Beddes et Saint-Priest-la-Marche, près des sources de l'Indre. La période néolithique voit l'apparition de sites défensifs remarquables comme à Sidiailles le camp de « Chetz » appelé aussi « Camp Romain ». Ce promontoire naturel situé sur la rive gauche de l'Arnon est délimité par deux petits affluents et est défendu par un talus aménagé et un fossé. Le site occupé jusqu'à la période gauloise a livré du mobilier lithique Néolithique.

Le « Tumulus des Chottes » situé sur la commune de Beddes, monument funéraire Néolithique fouillé à la fin du XIX^e siècle, contenait plusieurs sépultures accompagnées de mobilier lithique (silex taillés, grattoirs, deux haches polies, une pointe de flèche et des lames). À Saint-Maur au lieu dit « Mazère » un mégalithe appelé la « Pierre Fade » comprenant une pierre horizontale, grande dalle en grès métamorphique (quartzite ou grès triasique ?) et plusieurs pierres verticales observées au XIX^e siècle est peut-être une sépulture en dolmen. Un autre dolmen signalé en 1882 au lieu-dit « Le Poirier », sur la commune de Châteaumeillant, a disparu depuis. Sur la commune de Sidiailles, la « Grotte du Tisserand » est réputée être un abri sous roche. Dans cette cavité naturelle creusée dans les roches surplombant la vallée de l'Arnon, des silex taillés et de la céramique ont été découverts.

À la période gauloise, l'oppidum de Châteaumeillant constitue un site majeur, l'une des places occupée par la tribu des Bituriges Cubi. Le site défendu par un rempart avec murus gallicus lui même surmonté d'un rempart massif en terre encore bien visible dans le paysage est occupé au II^e et I^{er} siècles avant J.-C. Les découvertes mobilières, notamment des amphores, témoignent d'un commerce prospère avec le Sud de la Gaule et l'Italie. D'autres sites défensifs coexistent à la même période dans l'environnement de l'oppidum. C'est le cas du camp de Chetz et de l'enceinte de Bagneux, sur la commune de Saint-Saturnin.

Durant la période gallo-romaine, ce secteur fait partie de la cité Bituriges qui couvrait les actuels départements du Cher et de l'Indre, le Nord de l'Allier et quelques communes du Sud du Loiret. L'agglomération de Châteaumeillant dont le nom antique Mediolanum est mentionné sur la Table de Peutinger (copie médiévale d'un itinéraire antique) est située sur la voie Poitiers-Clermont par Argentomagus et Nérès-les-Bains qui traverse les communes de Saint-Maur, Reigny et Saint-Christophe-le-Chaudry. Une autre voie attestée par une borne milliaire trouvée à Bruère-Allichamps reliait cette agglomération à Châteaumeillant. De ce site partait également une deuxième voie se dirigeant vers Nérès-les-Bains dont le chemin servait

de limite aux communes de Beddes et Saint-Jeanvrin emprunte le tracé. Une troisième voie se dirigeait vers le Sud, en direction de Boussac et Ahun dont un chemin rural, limite communale entre Préveranges et saint-Priest-la-Marche marque encore le passage.

Les sites antiques découverts dans la région de Châteaumeillant sont assez nombreux, même si le couvert végétal constitué en grande partie de prairies ne facilite pas la reconnaissance et l'identification des vestiges. Des habitats ruraux comportant des édifices importants sont connus à Saint-Jeanvrin, Beddes et Châteaumeillant. Plusieurs nécropoles ont aussi été identifiées, notamment au XIX^e siècle à Reigny et plus récemment à Châteaumeillant, en préalable à la construction de la rocade. De nombreuses sépultures isolées à incinération ont aussi été mises au jour fortuitement. Les coffres destinés à recueillir l'urne funéraire en verre sont taillés dans des blocs de grès ou de granite de forme cylindrique ou de pyramide renversée et tronquée.

La fondation des paroisses au début de l'époque médiévale (entre le VII^e et le XI^e siècles) qui est à l'origine des communes actuelles tient compte de la topographie et de la nature des terrains rencontrés. Ainsi dans la partie sud et centrale du canton de Châteaumeillant où le relief est accidenté et les terrains primaires affleurent, les communes sont très étendues (Saint-Saturnin, Préveranges, Sidiailles comptent plus de 3 000 ha). Plus au Nord, les communes de Reigny et Saint-Maur situées sur le plateau sédimentaire traversé par des cours d'eau coulant du Sud vers le Nord ont une forme allongée. D'autres paroisses plus petites comme Saint-Jeanvrin ou Beddes semblent être le résultat d'un démembrement. D'autres enfin sont des créations plus récentes comme Saint-Christophe-le-Chaudry dont la fondation remonte à 1365. Les agglomérations médiévales de Châteaumeillant et de Culan dominent le territoire sur lequel s'étendent ces paroisses. À Châteaumeillant, une motte et un rempart défendent la ville avant qu'un château en pierre ne soit édifié au XII^e siècle. À Culan, le château succède à un castrum défendant un site fortifié et une chapelle. Préveranges qui occupe un site de hauteur entre les cours supérieurs des vallées de l'Arnon et de la Joyeuse et Saint-Jeanvrin, installé dans le fond de la vallée de la Riolette, comportent une église, un château, mais également une paroisse et sont siège de seigneurie.

Le territoire est également marqué par la présence d'édifices et établissements religieux. Le plus important est l'abbaye cistercienne des Pierres fondée avant le milieu du XII^e siècle à Sidiailles, dans la vallée encaissée de la Joyeuse, sur une terrasse aménagée en surplomb de la rivière. Un établissement Grandmontain est aussi fondé au XII^e à Grandmont, sur la commune de Châteaumeillant. Plusieurs autres prieurés sont aussi attestés aux XII^e et XIII^e siècles, notamment celui de la « Goutte

Noire » situé sur la rive droite du Portefeuille, sur la commune de Saint-Maur, et celui de la « Ville-aux-Moines » à Saint-Priest-la-Marche.

Bien que l'occupation dense de ce territoire à l'époque médiévale se caractérise par la présence de nombreux centres de pouvoir laïc et religieux, une part importante de ce patrimoine a aujourd'hui disparu et il ne subsiste le plus souvent que des ruines qui rendent imparfaitement compte du rôle important que cette période a joué dans la formation des terroirs actuels.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les échantillons de sédiments et altérites prélevés au cours des sondages réalisés lors des levés de la feuille Châteaumeillant sont conservés au BRGM, de même que les échantillons des campagnes de paléomagnétisme.

Toutes les informations concernant les sondages ont été transmises à la BSS et au Programme du Référentiel Géologique de la France afin d'implémenter la base de données des logs validés. Après sélection et validation, elles seront prochainement consultables sur le site Infoterre : www.brgm.fr.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Les itinéraires proposés circulent parmi les sites jugés les plus représentatifs des différentes formations exposées sur la feuille Châteaumeillant. Les conditions d'observations sont celles qui prévalaient lors des levés entre 2000 et 2003. Cependant il importe de rappeler que :

- les carrières, bois et champs sont des propriétés privées, leur accès est donc soumis à une autorisation du propriétaire ;
- la visite d'une carrière présente toujours des dangers d'accidents (chutes de pierres, éboulements, risques de blessures ou de contaminations du fait de matériaux ou décharges qui peuvent y être déversés), soyez prudents ;
- si vous en avez l'autorisation, assurez vous de l'absence d'animaux domestiques éventuellement dangereux (vaches, chevaux, ânes, moutons) avant de pénétrer dans un pré enclos.

Itinéraires dans le socle hercynien

Les gorges de l'Arnon dans les environs immédiats de Culan, et sous le château de Culan, permettent d'observer les affleurements de **micaschistes de la Formation de l'Arnon**. En rive droite et au Nord de Culan, le petit chemin qui mène au Petit Chatelus permet d'observer le passage à la **Formation de Nermond** sus-jacente. Plus au Sud, les rives du lac du barrage de Sidiailles permettent également d'observer la Formation de

l'Arnon. Les carrières de Segondet et de Taissonnes plus au Sud-Ouest offrent de belles coupes respectivement dans la **Migmatite** de l'Unité Supérieure et dans la **Formation de Nermond**.

Une randonnée sur les chemins des Peux (Ripolle, Chambrette, Montmort, etc...certains sont des tronçons de GR) offre de pouvoir observer le **quartzite de la Formation de Saint-Désiré**, roche dure, fine et donnant des sols sableux, secs et acides à la végétation particulière, quelques petites dénivellées presque sportives et surtout des points de vue intéressants sur des paysages variés. L'église romane de Saint-Désiré est construite sur un de ces peux et vaut le détour. Finir la randonnée par la butte de la Chappelle Sainte-Agathe permet d'admirer un vaste panorama : jusqu'à la vallée du Cher, Montluçon, Commentry, la forêt de Tronçais, et même par beau temps la Chaîne des Puys. On peut aussi s'y remémorer les paysages décrits par George Sand et Alain Fournier.

Le **Granite de Vesdun**, affleure dans le village de Vesdun, et notamment sous sa forme altérée (arène) dans l'escalier du sous-sol de la mairie. À la sortie de Vesdun vers le Nord-Est par la D204, en allant vers Champ Mouillé, on voit très bien le **plongement général de la topographie vers le Cher, la faille**, et au fond vers l'Est le bloc soulevé de l'autre côté de la faille.

Itinéraires dans les formations méso-cénozoïques

Une promenade dans les vignes au Sud de Châteaumeillant permet d'observer entre les ceps les nombreux galets des cailloutis du Trias et du Pliocène. Les vignes plus à l'Ouest, près de Vesdun, sont également installées sur des formations graveleuses de faciès et d'âges comparables. Une autre promenade « thématique » vous emmènera à la quête des châteaux, demeures nobles, fermes et maisons bourgeoises construites en **grès roses du Trias**, avec d'Est en Ouest : Saulzais-le-Potier, Frappon, la Lande Chevrier, Saint-Christophe-le-Chaudry, Reigny, Saint-Maur, le Grand Besse, le petit Besse, Grammont, pour finir à Châteaumeillant et ses alentours immédiats. La route des Grès roses (et bariolés) du Trias passe aussi par les carrières (abandonnées ou en activité) de Saint-Martin, Saint-Christophe-le-Chaudry et Saulzais-le-Potier.

Un itinéraire « silex » vous emmènera au Nord-Ouest de la feuille au sommet des buttes couronnant le Lias altéré. Elles s'échelonnent d'ENE vers l'WSW depuis les alentours de Chavroche, le Bois du Pérou, les bois et près au-dessus de Saint-Jeanvrin, le Bois du Fusibet, et le Bois et le Hameau d'Acre.

Enfin **l'itinéraire des cuirasses sidérolithiques rouges** débute au Sud-Est immédiat de Vesdun, sur les bords de l'étang de Lavau, en continuant par les

prés entre Vesdun et Saint-Désiré, un peu à l'Est de la D179, passe par les Souperons, où certains prés montrent de belles dalles de cette cuirasse, au Nord-Est de Saint-Désiré vous emmène à la Villate au fond de la petite gorge et au bord de la route qui mène à l'ancien moulin du Roc, vous expose un faciès très grossier au contact avec le socle, ensuite la route entre Moussais et Loze (et Four Perchat) serpente sur et dans la cuirasse, offrant les plus beaux affleurements, notamment celui où les mesures paléomagnétiques ont permis de dater la cuirasse à l'Est de la rivière la Queugne à Loze. Vers le Nord, la cuirasse sidérolithique est présente à Penserolles, la Fontagrille, dans le Bois de la Lande, et l'on peut rejoindre les affleurements de la feuille voisine (Saint-Vitte, le Petit Villevendret, Champvallier, Nassigny, etc.). Vers le Sud, la cuirasse sidérolithique couvre de grandes surfaces des Brandes de Bron à Mortaret, Chazemais, et jusqu'au Bois de la Chapelaude. Et l'on rejoint les affleurements de la feuille voisine également (bassin de Domérat-Montluçon).

GLOSSAIRE

Peu, plur. **peux** : sommets, terme à rapprocher de « puy », en Auvergne.

Remort, pierre morte : pierres remontées par le soc de la charrue et présentent un délit schisteux.

Bouchure : haie vive, laissée autour des pâturages. L'ensemble des bouchures bouche effectivement le paysage.

Hérisson : alios.

Chameron : alios.

BIBLIOGRAPHIE

AHMADZADEH H., PETITPIERRE E. (1984) – Âge briovérien supérieur, par la méthode au plomb sur galène, d'un niveau de gneiss à amphibole de la série métamorphique du plateau d'Aigurande (unité de Fougères, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 11, p. 491-494.

ANDERS E., GREVESSE N. (1989) – Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.

BARBARAND J., QUESNEL F. (2005) – Thermochronologie traces de fission sur apatite des domaines de socle de France et de Belgique (Massif central, Massif armoricain, Vosges, Ardenne). Contrat BRGM SG/DJ VB 04-249. Rapport d'avancement 2005.

- BARRIER P., BOURCIER S., LEROUGE G., LORENZ J., LORENZ C. (1999) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Belâbre, n° 592, BRGM, Orléans, et Notice explicative par P. Barrier, S. Bourcier, G. Lerouge, J. Lorenz, J.-P. Gély, D. Giot, J.-J. Lebeau et P. Maget, 2000, 189 p.
- BARRIER P., GAGNAISON C., GIOT D. (2005) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Le Blanc, n° 668, BRGM, Orléans, et Notice explicative par P. Barrier, C. Gagnaison, J. Desprié, D. Giot, J. Lorenz, et P. Maget, 2005, 145 p.
- BLOUIN J.-P., PELLATON C. (1967) – Évolution des formations liasiques et antéliasiques entre La Trimouille (Vienne) et La Châtre (Indre), Rap. BRGM, DRMM 67 A10, Orléans.
- BOINEAU J., NICAISE J. (1950) – Les schistes cristallins du Plateau d'Aigurande au Sud de la Châtre et de Châteaumeillant. *Rev. Sc. Nat. Auv.*, Clermont-Ferrand, vol. 16, p. 16-42.
- BETTENAY E., CHURCHWARD H.M. (1974) – Morphology and stratigraphy of the Wiluna Hardpan in arid Western Australia. *J. Geol. Soc. Austr.*, **21**, p. 73-80.
- BOCQUIER G. (1973) – Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique, *Mém. ORSTOM*, **62**, 350 p.
- BOULET R. (1974) – Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta. Équilibres dynamiques et bioclimats. Thèse Sc., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 330 p.
- BOULANGER C. (1844) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Allier, Imp. P.A. Desrosiers, Moulin, 482 p.
- BOUTIN R., MONTIGNY R. (1993) – Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, Série II, p. 1391-1398.
- CAVELIER C., GUILLEMIN C., LABLANCHE G., RASPLUS L., RIVELINE J. (1979) – Précisions sur l'âge des calcaires lacustres du Sud du bassin de Paris d'après les Characées et les Mollusques, *Bull. BRGM*, (2) sect 1, n° 1, p. 27-30.
- CHADWICK O.A., HENDRICKS D.M., NETTLETON W.D. (1989) – Silicification of Holocene soils in northern Monitor Valley, Nevada. *Soil Sci. Soc. Amer.*, **53**, p. 158-164.
- CHATEAUNEUF J.-J. (1977) – Nouvelle contribution de la palynologie à la datation du Tertiaire continental de la Brenne, *Bull. BRGM*, sect 1, n° 4, p. 356-359.
- CHAZELLE A., BUHREN N. DE, CHEVROT J.-F., POULLE P. (1989) – Le Canton de Châteaumeillant - Cher, Images du Patrimoine, n° 189, Inventaire Général des monuments et des richesses artistiques de la France, p. 4-13.

- CHENEVOY M. (1968) – Les gneiss amygdalaires du Massif central français : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 284, série D, 787-790.
- COCHERIE A., FANNING C.H., JÉZÉQUEL P., ROBERT M. (2009) – LA-MC-ICPMS and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from Quaternary tephra from the French Massif Central: Magma residence time and geochemical implications, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, doi: 10.1016/j.gca.2008.11.028.
- COUREL L. (1964) – Identification du Trias marin sur la bordure nord du Massif central, *C.R. somm. Soc géol. Fr.*, fasc 2, p. 87-88.
- COUREL L. (1970) – Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque, Thèse d'État, Faculté des Sciences, Univ. Dijon, 3 volumes.
- COUREL L. (1973) – Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n°118, 150 p.
- DAGINCOURT M. (1881) – Note sur la géologie des environs de Saint-Amand (Cher), *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), IX, p. 223-242.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G. (1992) – L'énigme des buttes de Gron (Champagne berrichonne, Sud du bassin de Paris) : un piégeage de sédiments crétacés dans un graben d'âge liasique réactivé à la fin de l'Éocène, *Bull Inf. géol. bass. Paris*, **29**, 4, p. 57-61.
- DEURBERGUE A. (1984) – Transformations post sédimentaires à l'interface Paléogène – Mésozoïque sur la bordure nord du Massif central. Altérations, diagenèse, concentrations minérales, Thèse 3^e cycle, Université d'Orléans, 152 p., 63 fig., 22 tabl.
- DESCHAMPS M. (1973) – Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés, Thèse Sci., Univ. Paris VI, 1270 p.
- DELORME J., EMBERGER A. (1949) – La série cristallophyllienne renversée du Plateau d'Aigurande (Indre). *Rev. Sci. nat. Auv.*, Clermont-Ferrand, vol. 15, n° 1-2, p. 43-82.
- ELLIS F., SCHLOMS B.H.A. (1982) – A note on the Dorbanks (Duripans) of South Africa. In: *Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands* (Eds. Coetzee J.A. & van Zinderen E.M.), A.A. Balkema, Rotterdam, **15**, p. 149-157.
- FLACH K.W., NETTLETON W.D., NELSON R.E. (1974) – The micromorphology of silica cemented soil horizons in western North America. In: *Soil microscopy* (Ed. Rutherford G.K.), Limestone Press, Kingston, Ontario, p. 715-729.

- ESCHENBRENNER V. (1986) – Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XXII, n° 4, p. 397-408.
- FARJANEL G. (2002) – Analyse palynologique de 24 échantillons de la feuille Châteaumeillant, note BRGM inédite, 2 p.
- FAURE, M., PROST A.E., LASNE E. (1990) – Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le Plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, VI, p. 189-197.
- FRAISSE C., LORENZ C., LORENZ J., PROST A. (1986) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille La Châtre (594). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Fraisse, C. Lorentz, J. Lorentz, A. Prost (1987), 56 p.
- GALLAGHER K., BROWN R., JOHNSON C. (1998) – Fission track analysis and its applications to geological problems, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, p. 519-572.
- GEHRING A.U., KELLER P., HELLER F. (1992) – Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (Western Africa), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **95**, 33-40.
- GIGOT P., DUPRE L., LE GALL J., COUTARD J.-P., OZOUF J.-C., PAY T., LECOINTRE A., DESLOGES J., DEROIN J.-P. (1999) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Falaise, n° 176, BRGM, Orléans, et notice explicative, 154 p.
- GIOT D., QUESNEL F., WYNS R., ROGER J., ROBELIN C., CASANOVA J., NEGREL P., BRULHET J. (2003) – La paléooaltération anté-albienne au forage de Villers-le-Tourneur (feuille Rethel, Ardennes, France) : un témoin décisif dans la reconstruction des paléosurfaces au Nord-Est du bassin de Paris, ASF 2003 – 9^e congrès ASF, Bordeaux, Livre des résumés, *Publ. ASF*, Paris, **38**, p. 232-233.
- GUERROT C. (1994) – Datation Pb-Pb par évaporation directe du plomb sur monocristaux de zircon. Application aux séries d'Aigurande, Nord du Massif central, rapport BRGM inédit, 14 p, 3 fig, 1 tabl., 14 photos de zircons, 1 annexe.
- HOFMANN A.W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- IDNURM M., SENIOR B.R. (1978) – Paleomagnetic ages of late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromanga Basin, Queensland, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **24**, p. 263-277.
- JEZEQUEL P (2000) – Étude minéralogique de 4 échantillons en provenance de la carte de Châteaumeillant (Massif central), rapport BRGM, ANA/CMI/NT, 12 p.

- JEZEQUEL P., PEDROLETTI V. (2002) – Étude minéralogique de 10 échantillons en provenance de la carte de Châteaumeillant (Massif central), rapport BRGM, ANA/CMI/NT/02/080, 17 p.
- JEZEQUEL P., PEDROLETTI V. (2003) – Étude minéralogique de 11 échantillons en provenance de la carte de Châteaumeillant (Massif central), rapport BRGM, ANA/CMI/NT/03/006, 14 p.
- JOUBERT J.-M., THIÉBLEMONT D., KARNAY G., WYNS R. (2000) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Montreuil-Bellay, n° 512, BRGM, Orléans, et Notice explicative par J.-M. Joubert, D. Thiéblemont, G. Karnay, R. Wyns, 2000.
- LABLANCHE G. (1982) – Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne (étude cartographique, pétrographique, reconstitution du milieu de sédimentation), Documents du BRGM, 49, 127 p, 4 cartes hors texte.
- LABLANCHE G. (1994) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saint-Amand-Montrond (572). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Lablanche, D. Marchand, A. Lefavrais-Raymond, S. Debrand-Passard, Y. Gros, N. Debeglia, P. Maget, D. Lallier (1994), 81 p.
- LASNIER B. (1965) – Étude pétrographique de la région d'Éguzon. Coupe du versant nord de l'anticlinal du Plateau d'Aigurande à zonéographie inverse. D.E.S. Poitiers.
- LAUNAY L. (de) (1892-93) – Etude sur le plateau central. I. La vallée du Cher dans la région de Montluçon, *Bull. serv. Carte géol. Fr.*, 30/4, p. 289-328.
- LAUNAY L. (de) (1892) – Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille Montluçon. Réimpression en 1939.
- LORENZ C., LORENZ J., BAVOUZET F., DEBRAND-PASSARD S. (1975) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Ardentes (571). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Lorenz, C. Lorenz, S. Debrand-Passard, (1975), 12 p.
- LOUGNON J.-L. (1960) – Note sur les minéralisations en Plomb et Cuivre du Plateau d'Aigurande (Indre et Cher), Rapport BRGM, R4027, 26 janvier 1960.
- MAHER B.A. (1986) – Characterization of sols by mineral magnetic measurements, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **42**, p. 76-92.
- MAURIZOT P., AUFFRET J.-P., BAIZE S., DEROIN, J.-P., DUGUE O., FILY G., LE GALL J., LELIEPAULT F., MAZENC B., PELLERIN J. (2000) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bayeux-Courseulles, n° 119, BRGM, Orléans, et Notice explicative.
- MELOUX J.-L., REMY J. A., SUDRE J., TURLAND M. & VIANEY-LIAUD M. (1996) – Découverte d'une faune à *Palaeotherium* et *Anoplotherium* dans le bassin tertiaire de Domérat (Allier), *Géologie de la France*, **1996-2**, p. 69-78.

- MILNES A.R., WRIGHT M.J., THIRY M. (1991) – Silica accumulations in saprolites and soils in South Australia. *In: Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulations in soils* (Ed. Nettleton W.), *Soil sci. soc. Amer., Special Publ.*, **26**, p. 121-149.
- MIYASHIRO A. (1974) – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**, p. 321-355.
- MOURET G. (1923) – Révision de la feuille Clermont-Ferrand au 1/320 000. *Comptes-rendus des collaborateurs. Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 27, n° 151, p. 203-214.
- MOUTERDE R. (1952) – Études sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-ouest du Massif central français, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236, t. L 63-521.
- MULLINS C.E. (1977) – Magnetic susceptibility of the soils and its significance in soil science - A review, *Journal of Soil Science*, **28**, p. 223-246.
- OBERT D., GELY J.-P., TOURY-LEROUGE A., BRULHET J., MATHIS V., NORMAND M., TROUILLER A., ROBIN M. (1997) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Charenton-du-Cher (573). Orléans : BRGM. Notice explicative par D. Obert, J.-P. Gély, V. Mathis., A. Trouiller, P. Freytet, (1997), 82 p.
- PAL D.K., DESHPANDE S.B. (1987) – Genesis of clay minerals in a Red and Black soil complex of southern India, *Clay Research*, **6/1**, p. 6-13.
- PARCERISA D., THIRY M., SCHMITT J.M. (2009) – Albitization related to the Triassic unconformity in igneous rocks of the Morvan Massif (France). *Intern. Journal Earth Sciences*, Doi: 10.1007/s00531-008-0405-1.
- PASTRE J.-F., CANTAGREL J.-M. (2001) – Téphrostratigraphie du Mont Dore (Massif Central, France) *Quaternaire*, **12**, 4, p. 249-267.
- PETITPIERRE E., DUTHOU J.L. (1980) – Âge westphalien, par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande, Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, Série D, p. 163-166.
- QUENARDEL J.-M., BOUVIER P., FREYTET P., LANGANEY C., LE CŒUR C., LEROUGE G., SCHMITT P. (1991) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Boussac (618). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Cohen-Julien, J.-M. Quenardel, P. Freytet, D. Lemaire, G. Lerouge, Le Cœur C., R. Delbos, C. Vautrelle (1991), 91 p.
- QUENARDEL J.-M., BOUVIER P., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1991) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Aigurande (617). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.-M. Quenardel, M. Cohen-Julien, P. Freytet, D. Lemaire, G. Lerouge, J.-P. Peulvast, J. Constans, C. Vautrelle (1991), 100 p.

- QUESNEL F., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THEVENIAUT H., WYNS R. (2003) – Paléopaysages sidérolithiques au nord du Massif central, ASF 2003 – 9^e congrès Français de Sédimentologie - Bordeaux - France - 14-16/10/2003.
- QUESNEL F., YANS, J., DUPUIS C., WYNS R., THEVENIAUT H., DEMOULIN A. (2006) – Paléoaltérations mésozoïques et cénozoïques en Ardenne et ses bordures : caractérisation, datation et reconstitution géométrique des paléosurfaces associées et analyse de leurs déformations successives, *Géologie de la France*, 2006, 1-2, p. 99-102, 3 fig.
- RICORDEL C. (2007) – Datation par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse Doctorat 3^e cycle. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 154 p.
- ROGER J., DELFOUR J., QUESNEL F., D. MARCHAND, F. GAUDRY (2006) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saint-Saulge, n° 522, BRGM, Orléans. Notice explicative par Roger J., Delfour J., Quesnel F. Bonijoly D., F. Hanot, D. Marchand, F. Gaudry.
- ROGER J., DELFOUR J., QUESNEL F., BONIJOLY D., HANOT F., MARCHAND D., GAUDRY F. (2006) – Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saint-Saulge, n° 522, BRGM, Orléans.
- ROLIN P., DUTHOU J.L., QUENARDEL J.M. (1982) – Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase tectonique tangentielle sur le Plateau d'Aigurande. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, Série II, p. 799-802.
- ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1980) – Nouvelle interprétation de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, Série D, p. 17-20.
- SCHMIDT P.W., PRASAD VANKA, RAMAM P.K. (1983) – Magnetic ages of some Indian laterites, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **44**, p. 185-202.
- SCHMITT J.M. (1992) – Triassic albitization in southern France: an unusual mineralogical record from a major continental paleosurface. In: Mineralogical and geochemical records of paleoweathering, IGCP 317, Schmitt J.M. & Gall Q., Eds, ENSMP, *Mém. Sci. Terre*, 18, p. 115-132.
- SCHWERTMANN U. (1988) – Goethite and hematite formation in the presence of clay mineral and gibbsite at 25°C, *Journal of Soil Science Society of America*, **52**, p. 288-291.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J.M. (1997) – Variety and relationships of weathering features along the Early Tertiary palaeosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitain Basin, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **129**, p. 51-79.

- SIMON-COINÇON R., THIRY M. (1999) – Reconnaissance des formations sidérolithiques de la feuille de Châteaumeillant à 1/50 000. Analyses minéralogiques. *Rapport École des Mines de Paris*, LHM/RD/99/43, 28 p.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., QUESNEL F. (2000) – Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C.R. Acad. Sci., Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 330/10, p. 693-700.
- TARDY Y. (1993) – Climats, paléoclimats et biogéodynamique du paysage tropical, *In*: Paquet H., Clauer N. (éds), *Colloques Acad. Sci. et Cadas*, Paris, Coll. « Sédimentologie et géochimie de la surface » à la mémoire de Georges Millot, p. 141-177.
- THÉVENIAUT H. (2003) – Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete): theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe. *In*: Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region – Preizerdaul, Luxembourg, 14-17 mai 2003. *Géologie de la France*, 2003, 1, p. 89-90.
- THÉVENIAUT H., FREYSSINET P. (1999) – Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **148**, p. 209-231.
- THÉVENIAUT H., FREYSSINET P. (2002) – Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **178**, p. 91-117.
- THÉVENIAUT H., QUESNEL F., WYNS R., HUGUES G. (2007) – Palaeomagnetic dating of the “Borne de Fer” ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **253**, 271-279, doi:10.1016/j.palaeo.2007.01.010.
- THIEBLEMONT D. (1998) – Caractérisation géochimique de huit amphibolites du plateau d’Aigurande (cartes Argenton-sur-Creuse, La Châtre et Châteaumeillant). Rapport BRGM inédit, 11 p, 1 tabl., 4 fig.
- Thieblemont D., Chèvremont P., Castaing C, Feybesse J.L. (1994) – La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d’après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.
- THIRY M. (1999) – Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *Special Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, 27, p. 87-127.

- THIRY M., SIMON-COINÇON R., FORETTE N. (2001) – Reconnaissance des formations sidérolithiques de la feuille de Châteaumeillant à 1/50 000. Analyses minéralogiques des sondages (2^e série). Rapport École des Mines de Paris, LHM/RD/01/24, 39 p.
- THIRY M. SCHMITT J.-M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) – Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure nord du Massif central, *Rev. Géol. Dynam. Géogr. phys.*, 24, 5, p 381-395.
- THIRY M., TURLAND M. (1985) – Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolithique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat), *Géologie de la France*, 2, p 175-192.
- THIRY M., FORETTE N. (2003) – Reconnaissance des formations sidérolithiques de la feuille de Châteaumeillant à 1/50 000. Analyses minéralogiques des sondages (3^e série). Rapport École des Mines de Paris, LHM/RD/03/15, 24 p.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R., RICORDEL C., PARCERISA D., BRUXELLES L. (2006a) – Paléosurfaces et paléoreliefs mésozoïques et cénozoïques du Massif central : décryptage d'un transect nord-sud. Rapport technique École des Mines de Paris, R060529MTHI, Centre de Géosciences, École des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 102 p.
- THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNS R., VERGARI A., THÉVENIAUT H., SIMON-COINÇON R., MOREAU M.-G., GIOT D., DUPUIS C., BRUXELLES L., BARBARAND J. & BAELE J.-M. (2006b) – Continental France and Belgium during the Early Cretaceous: Palaeoweathering and palaeolandscapes, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 177/3, 155-175.
- TURLAND M., COJEAN R., MICHAËLI B., KISSEL C., BOUDAL C., NEBOUT P., BRULHET J., DEYRIEUX G., MORICE E., GROLIER J., LACOUR A., HOTTIN A.-M., PIBOULE M. (1989) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Hérisson (596). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Turland, A.-M. Hottin, R. Cojean, ducreux j.-l., N. Debeglia N., D. D'arcy, V. Mathis, J.-P. Carroue, M. Piboule (1990), 118 p.
- TURLAND M., FEYS R., DESTHIEUX F., VIRLOGEUX D., SCANVIC J.-Y., HOTTIN A.-M., GIOT D., LE NINDRE Y.-M. (1988) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Montluçon (619). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Turland, A.-M. Hottin, R. Feys (1989), 116 p.
- VERNHET Y., MAURIZOT P., LE GALL J., GIGOT P., DUPRET L., BARBIER G., LEROUGE G., BESOMBES J.-C., PELLERIN J. (2002) – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Villers-Bocage, n° 145, BRGM, Orléans, et Notice explicative, 232 p.
- WIELEMAKER W.G. (1984) – Soil formation by termites: a study in the Kisii area, Kenya. Doctoral thesis, Department of soil Sciences and Geology, Agricultural University, Wageningen, (XII), 132 p.

- WYNS R. (1999) – Contraintes géologiques et géomorphologiques à l'histoire de la mobilité verticale de la lithosphère continentale en Europe de l'ouest depuis le Crétacé : Relations avec la genèse des grabens et du volcanisme tertiaires. *In*: Nehlig P., Coord., Colloque « Volcanismes, sédimentations et tectoniques cénozoïques périalpins », Aurillac, sept. 1999, *Doc. BRGM*, **291**, p. 46-47.
- WYNS R. (2002a) – Géologie de la surface (0-100 m), Impact des paléoaaltérations sur les propriétés des roches, Formation BRGM, 100 p.
- WYNS R. (2002b) – Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France, *Bull. Inf. AGBP*, **39**, 2, p. 5-16.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) – Major weathering in France related to lithospheric deformation. *In*: Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region – Preizerdaul, Luxembourg, 14-17/mai/2003, *Géologie de la France*, 1, p. 79-97.

*DOCUMENTS INÉDITS CONSULTÉS (THÈSES, RAPPORTS
DE STAGES, DIPLÔMES D'ÉTUDES APPROFONDIES)*

- BOULOTON J. (1974) – Étude géologique de la région d'Aigurande. Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand.
- CHAZELLE A., BUHREN N. DE, CHEVROT J.-F., POULLE P. (1989) – Le Canton de Châteaumeillant - Cher, Images du Patrimoine, n° 189, Inventaire Général des monuments et des richesses artistiques de la France, 1989, p. 4-13).
- LASNE E. (1988) – Aspect cinématique des déformations ductiles du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). D.E.A. de l'Université d'Orléans, 107 p.
- PETITPIERRE E. (1979) – Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte métamorphique et structural (plateau d'Aigurande, Massif central français). Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 227 p.
- ROLIN P (1981) – Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (Nord-Ouest du Massif central français). Thèse 3^e cycle, Université Orsay, 229 p.

AUTEURS

F. QUESNEL, Ingénieur géologue au BRGM, pour les formations superficielles sur le socle hercynien et les terrains sédimentaires, le Trias, les formations sidérolithiques, le Tertiaire et la coordination.

A.E. PROST, Maître de Conférences, Laboratoire de Géologie Structurale, Faculté des Sciences de l'Université d'Orléans et URA DU CNRS 1366, pour les terrains métamorphiques et granitiques. Adresse actuelle : 28, rue de la République. 25000 BESANCON.

G. LABLANCHE, Ingénieur géologue au BRGM pour les terrains sédimentaires (Jurassique, Formation lacustre, Formation d'Ardentes et alluvions en domaine sédimentaire).

M. THIRY et R. SIMON-COINÇON, de l'ENSMP, Centre des Géosciences et du CNRS pour la sédimentologie, la pétrographie et la caractérisation des assemblages minéralogiques (par diffraction des rayons X sur roche totale et fraction argileuse) et le début de la cartographie des formations sidérolithiques, des paléaltérations et les silicifications.

P. MAGET, Ingénieur hydrogéologue au BRGM, pour le chapitre Ressources en Eau-Hydrogéologie de la notice.

H. THÉVENIAUT, Ingénieur géologue au BRGM, pour l'étude paléomagnétique des cuirasses sidérolithiques.

J. BARBARAND, Maître de conférence, Laboratoire IDES de l'Université d'Orsay, pour la thermochronologie par traces de fissions sur apatites réalisée sur le granite de Vesdun.

C. CRIBELLIER, ingénieur-archéologue au service régional de l'archéologie de la DRAC Centre, pour le paragraphe consacré à l'archéologie.

REMERCIEMENTS

– pour leur courage et leur abnégation dans les sondages à la mototarière - plus de 2 500 m de série traversée-, souvent en conditions difficiles : Daniel Dupuy et Jean-François Lozach, foreurs au BRGM ;

– pour l'étude pétrographique de quelques lames minces : Philippe Chevremont et Philippe Rossi, ingénieurs au BRGM ;

- pour la datation par la méthode Pb-Pb sur monocristaux de zircon des gneiss amygdalaires à quartz bleu de Nermond et de la métavolcanite de Nouzier de la Série inférieure des gneiss : Catherine Guerrot, ingénieur au BRGM ;
- pour la caractérisation géochimique des amphibolites de l'Unité Supérieure des gneiss : Denis Thiéblemont, ingénieur au BRGM ;
- pour l'étude des minéraux lourds et la reconnaissance des minéraux volcaniques : Pierre Jezequel, ingénieur au BRGM ;
- pour les analyses biostratigraphiques sur des sédiments sidérolithiques : Geneviève Farjanel, Danièle Fauconnier, Chantal Bourdillon et Monique Bonnemaïson, ingénieurs au BRGM, de la société ERADATA et consultante ;
- pour les analyses paléomagnétiques sur les cuirasses sidérolithiques : Gérard Hugues et Pierre-Yves Ruellan, techniciens au BRGM et doctorant de l'ENSMP ;
- pour les données de forages, diagraphies et quelques données géophysiques, les bureaux d'études SEMM (M. Gaudiani), Géocentre, Monsieur Cohen-Skali, hydrogéologue à Salbris, la Société d'Autoroutes en charge des études avant travaux de l'A71 ;
- pour les informations recueillies et autorisations de sondages à la mototarière : tous les cultivateurs, habitants, retraités et maires rencontrés lors des levers.
- pour la vectorisation et toutes les corrections sur la version vectorisée de la carte, la réalisation de la légende et la préparation de la maquette : Claudine Kluijver, Christian Duteil, Françoise Bouilly, Frédéric Chêne, Jean-Michel Pelé.

ANNEXES

Les annexes sont sur un CD-Rom fourni avec cette notice.

ANNEXE 1

En annexe n° 1 figurent les 2 tableaux simplifiés des sondages récupérés en BSS ou auprès de divers organismes et bureaux d'étude et de tous ceux réalisés pour les levés de cette feuille, ainsi que les cartes de position de tous ces sondages.

Le tableau 1 concerne les altérites de socle traversées en forages avec ou sans couverture sédimentaire. Les forages sont simplifiés et classés par épaisseurs d'altérite décroissantes.

Le tableau 2 concerne les formations sédimentaires et dépôts superficiels. Les forages sont simplifiés et les colonnes donnent les altitudes du mur des formations identifiées ainsi que leurs épaisseurs.

La carte reprend l'ensemble de ces informations données par les sondages, reportées sur le schéma structural, elle les synthétise sous forme simplifiée (cf. légende).

ANNEXE 2

En annexe n° 2 sont fournies les 6 coupes géologiques dessinées à travers cette feuille et passant par les sondages réalisés pour les besoins des levés de la présente feuille. Le plan de position de ces 6 coupes est également fourni dans cette annexe.

Deux de ces coupes débordent sur la feuille voisine de Hérisson à l'Est, où des sondages postérieurs aux levés et à l'édition de la carte (n° 596), effectués dans les explorations avant la réalisation de l'autoroute A71, permettent de mieux illustrer la structure et les failles associées au hémigraben du Cher.

L'une de ces deux coupes, la plus longue et complexe, est également dessinée en couleurs sous la carte Châteaumeillant ; son tracé figure en pointillés sur le schéma structural.

ANNEXE 3

En annexe n° 3 est fournie la carte en isohypses du mur des paléovallées et petits bassins. Cette carte, ainsi que les coupes géologiques, sont fondées sur les cotes à l’affleurement des contacts entre les formations qui remplissent les paléovallées et leurs substrats et l’étude des sondages compilés et réalisés pour le lever de cette feuille.

ANNEXE 4

En annexe n° 4 est fournie la carte de position de toutes les mesures structurales ponctuelles (majoritairement dans le socle, très rares mesures de failles dans les formations mésozoïques), ainsi que les linéaments et failles cassantes post hercyniennes et les points où les mesures paléomagnétiques ont été réalisées dans les cuirasses sidérolithiques.

ANNEXE 5

En annexe n° 5 sont fournies sous forme de logs toutes les données DRX des coupes qui ont été produites par M. Thiry, R. Simon-Coinçon et N. Forette, dans les sédiments sidérolithiques en majorité, mais aussi dans certains faciès triasiques, rhétiens et liasiques altérés, dans les altérites de granite et de micaschistes, dans les faciès lacustres éocènes et les dépôts fluviaux de la Formation d'Ardentes.

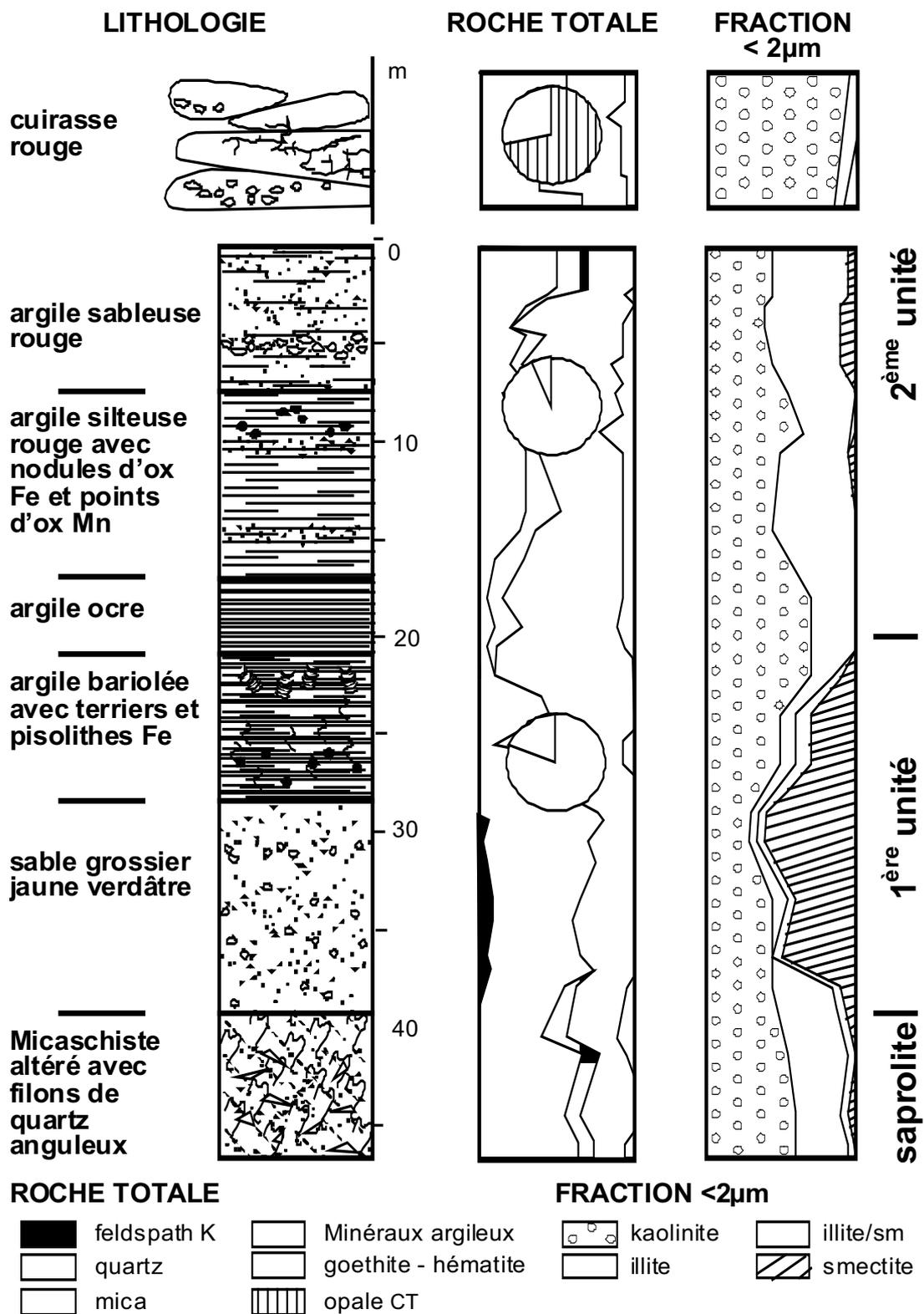


Fig. 11 - Lithologie et composition minéralogique des dépôts sidérolithiques du sondage à la mototarière S22 à la Ferme de Passau (modifié d'après Simon-Coinçon *et al*, 2000). L'Unité inférieure est constituée de sédiments relativement bien triés avec feldspath et smectite, la seconde unité est formée par des sédiments mal triés à la composition minéralogique similaire aux altérites de micaschistes, avec une fraction argileuse riche en illite-mica

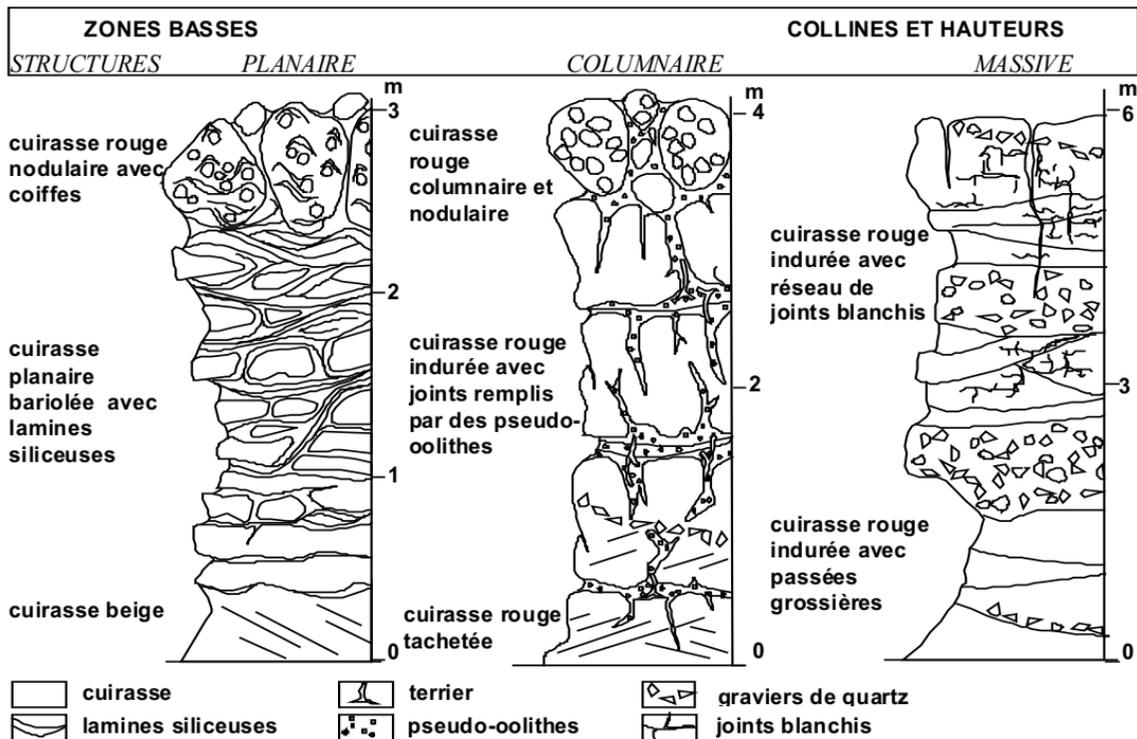


Fig. 13 - Reconstitution schématique des cuirasses rouges autour des paléoreliefs sidérolithiques. Sur les zones hautes, contre des paléoreliefs vigoureux, les cuirasses sont épaisses et massives avec peu de traits pédogéniques ; sur les sédiments recouvrant les paléoglacis, les cuirasses rouges sont caractérisées par une structure columnaire ; à l'aval, interstratifiées dans les sédiments sidérolithiques, les cuirasses sont bariolées et montrent une structure planaire (modifié d'après Thiry et Turland, 1985 et Thiry 1999)

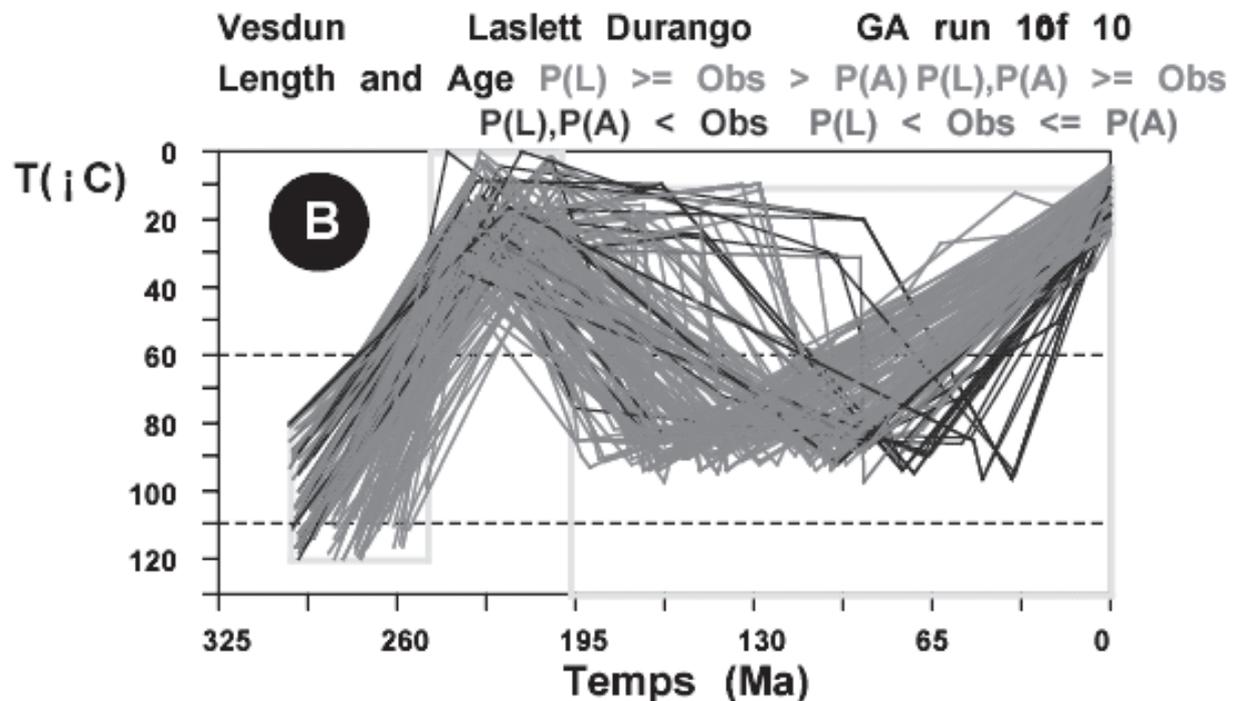
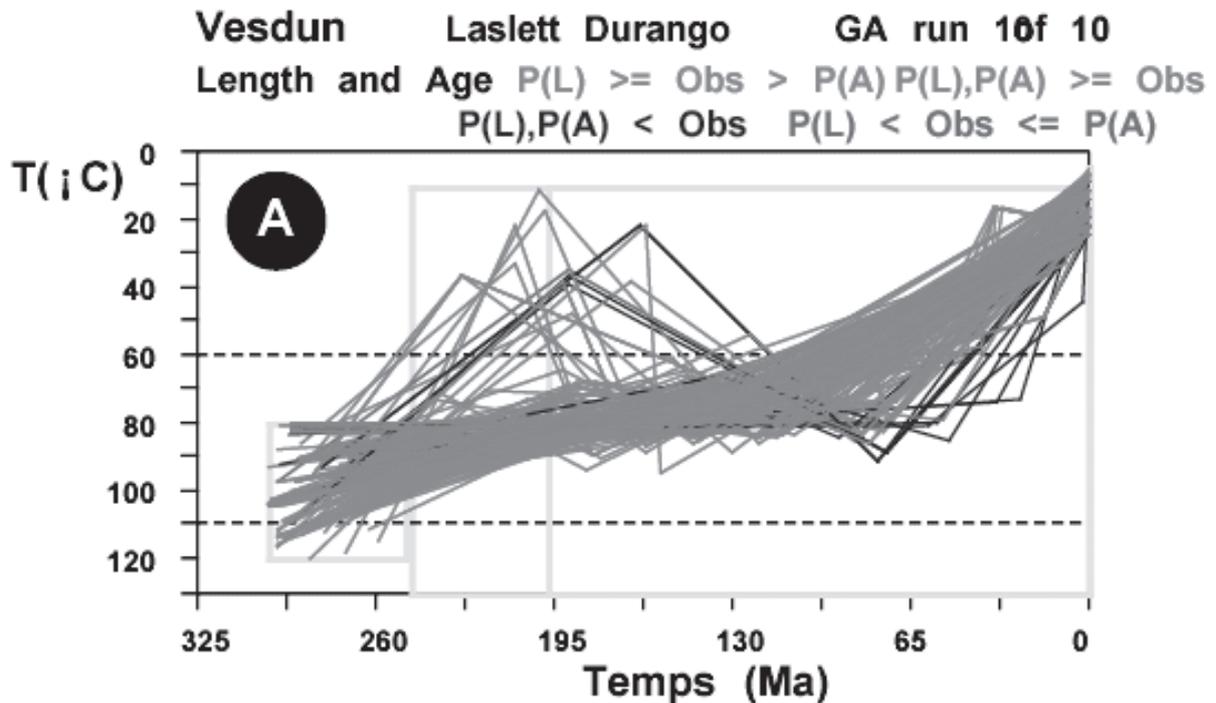
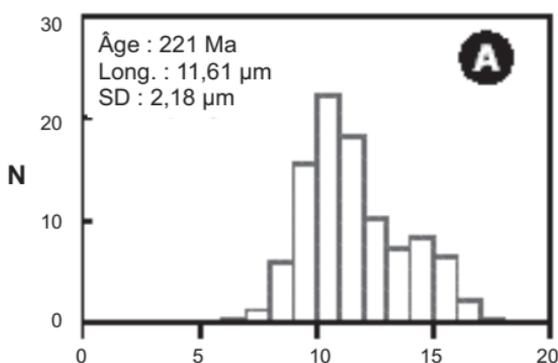
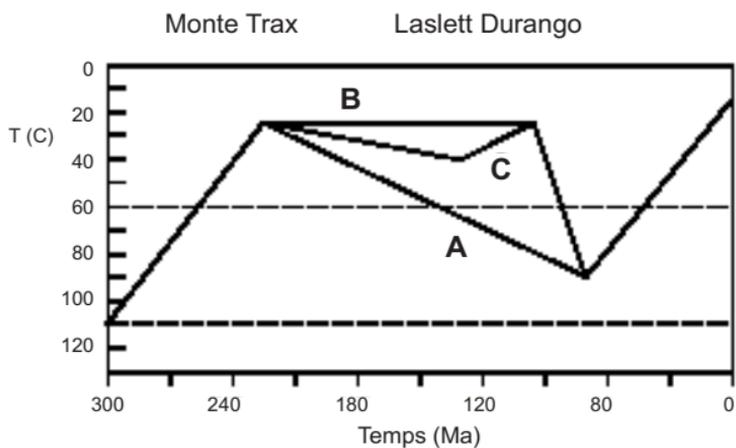


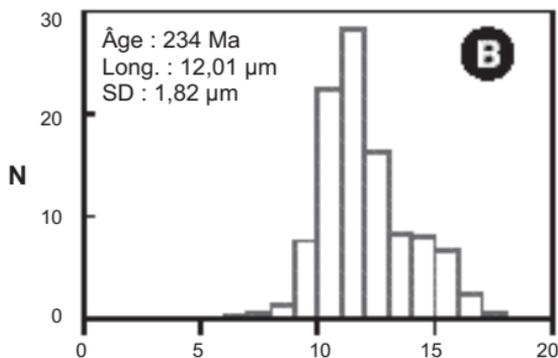
Figure 17 - Modélisation de l'histoire thermique du granite de Vesdun. Les modélisations ont été réalisées à l'aide de Monte Trax en utilisant le modèle des algorithmes génétiques qui permet de faire converger les modèles vers les résultats qui satisfont les données plus rapidement qu'une analyse Monte Carlo simple. Deux scénarii ont été envisagés :

A - les contraintes de cette modélisation sont faibles : un échantillon en profondeur (> 110 °C) au Permien et un échantillon en surface actuellement. Deux boîtes recouvrant le domaine 125 ± 125 Ma et 70 ± 60 °C laissent le modèle libre.

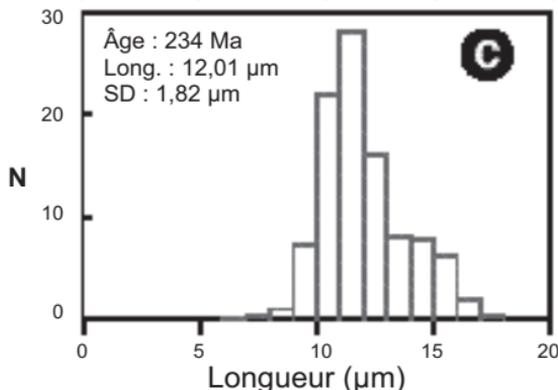
B - cette histoire impose la présence de l'échantillon proche de la surface au Trias (boîte 225 ± 25 Ma et 20 ± 20 °C). Les autres boîtes sont identiques au modèle A. Le résultat principal est que, quel que soit le modèle envisagé, l'histoire thermique indique des températures élevées (80 °C) jusqu'à la fin du Crétacé



0.00 Ma 15 C
70 Ma 00 C
225 Ma 25 C
300 Ma 110 C



0.00 Ma 16 C
70 Ma 00 C
95 Ma 25 C
225 Ma 25 C
300 Ma 110 C



0.00 Ma 16 C
70 Ma 90 C
95 Ma 25 C
130 Ma 40 C
225 Ma 25 C
300 Ma 110 C

Fig. 18 - Essais de modélisation directe pour préciser la phase anté-maximum de température de l'échantillon de Granite de Vesdun par les traces de fission.

Trois scenarii ont été envisagés :

- A** - un enfouissement continu depuis le Trias,
- B** - le dépôt d'un peu de Jurassique, puis une légère érosion au Crétacé inférieur avant enfouissement au Crétacé supérieur,
- C** - un enfouissement seulement au Crétacé supérieur

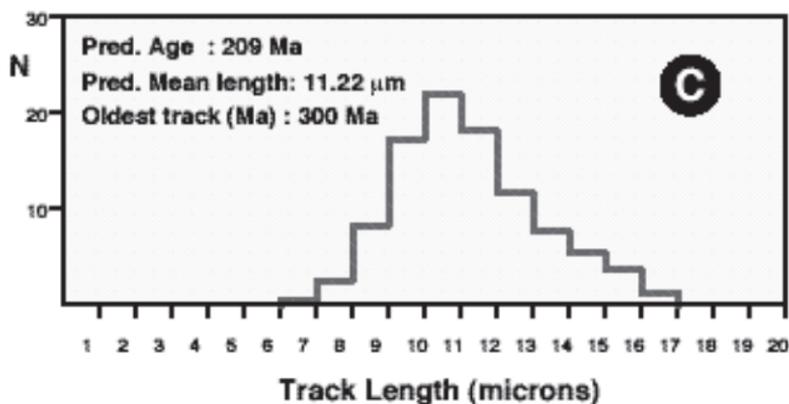
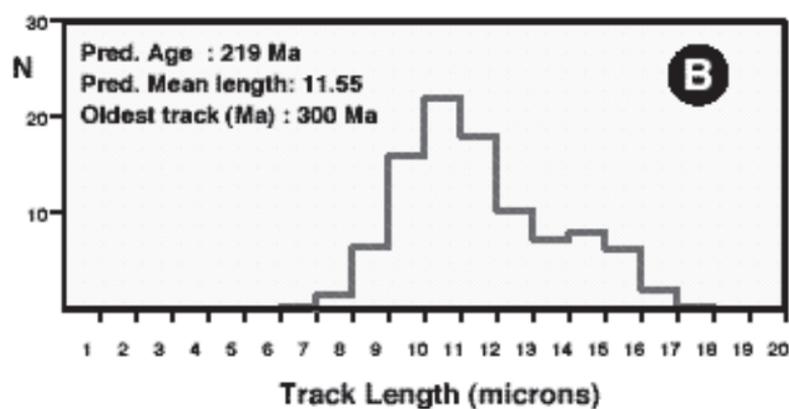
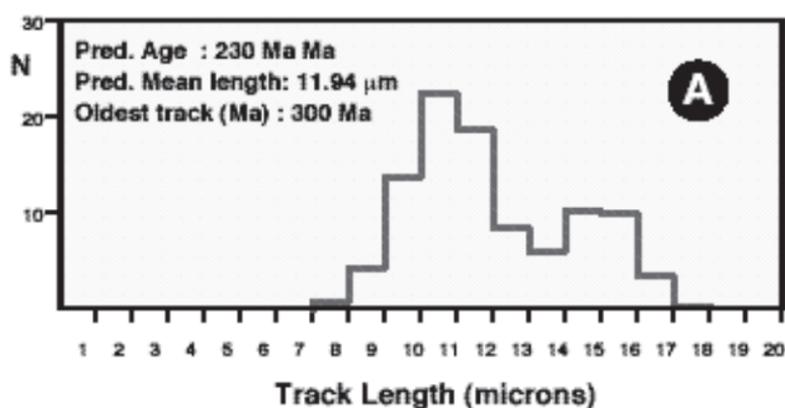
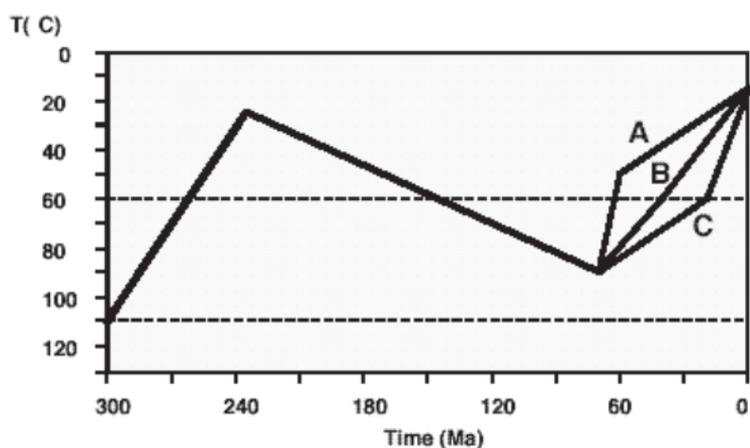


Fig. 19 - Essais de modélisation directe pour préciser l'histoire de la remontée de l'échantillon de Granite de Vesdun dans le domaine de températures d'environ 60 à 90 ° C.

Les trois scénarii suivants ont été envisagés :

A - remontée rapide à la fin du Crétacé, puis plus lente à partir de 60 Ma,

B - remontée moyenne de la fin du Crétacé à aujourd'hui,

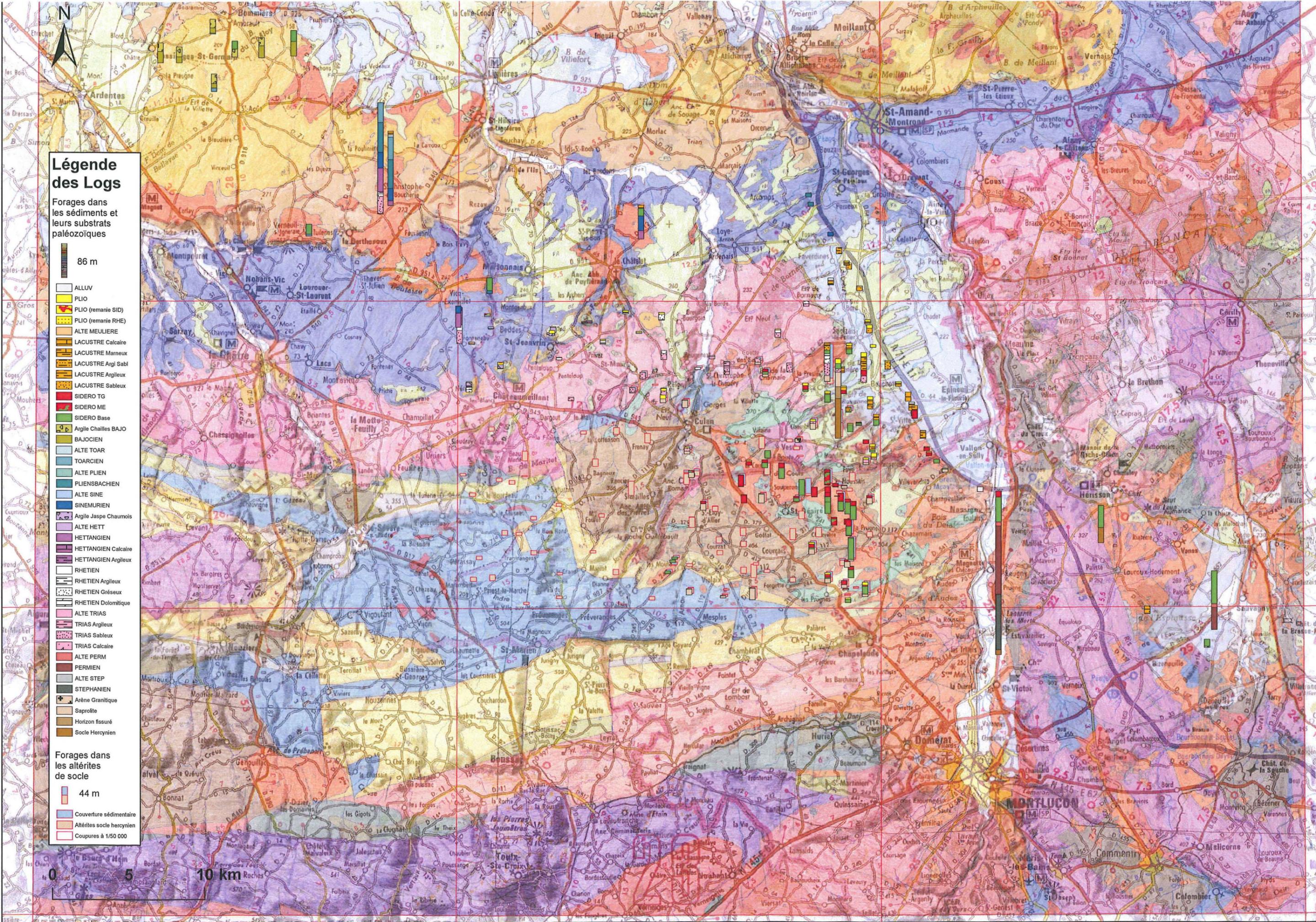
C - remontée lente à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, puis rapide à partir de 25 Ma environ

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





Légende des Logs

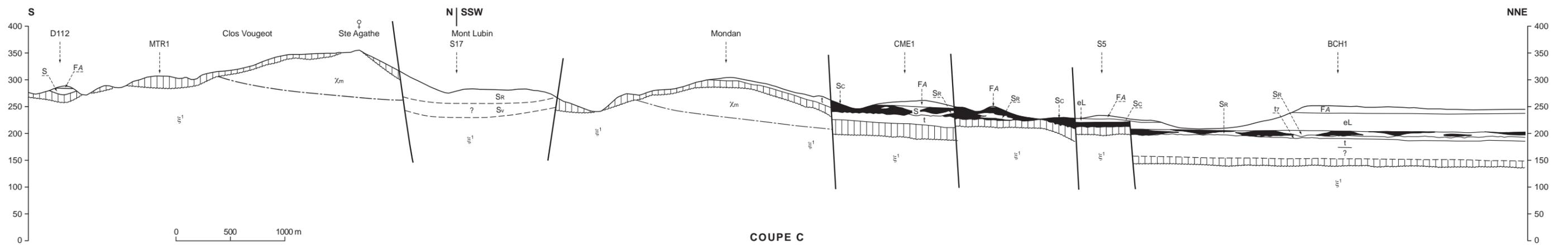
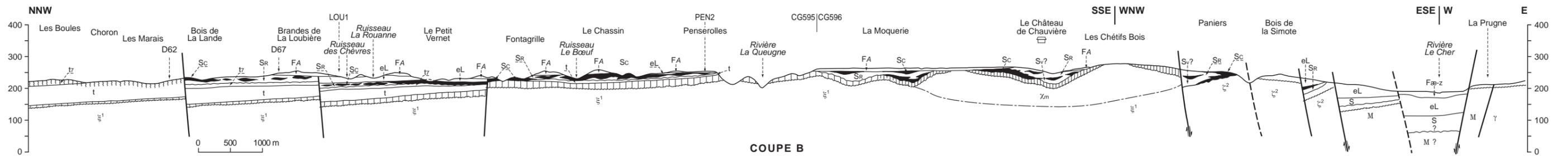
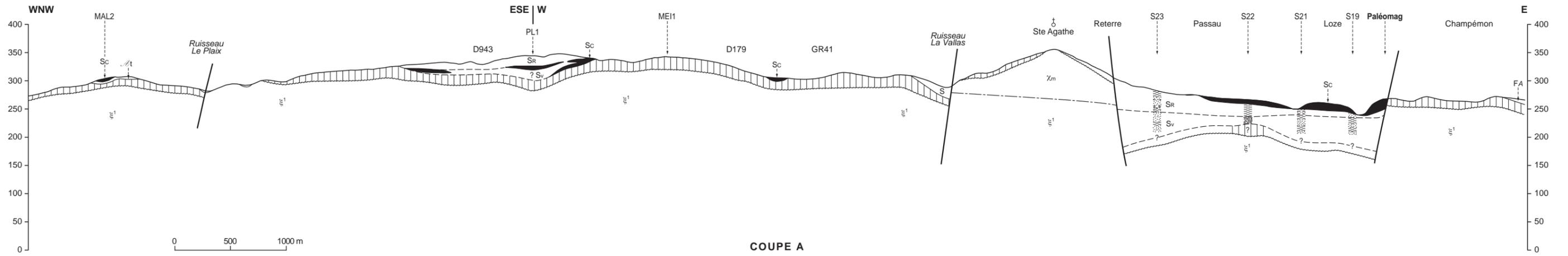
Forages dans les sédiments et leurs substrats paléozoïques

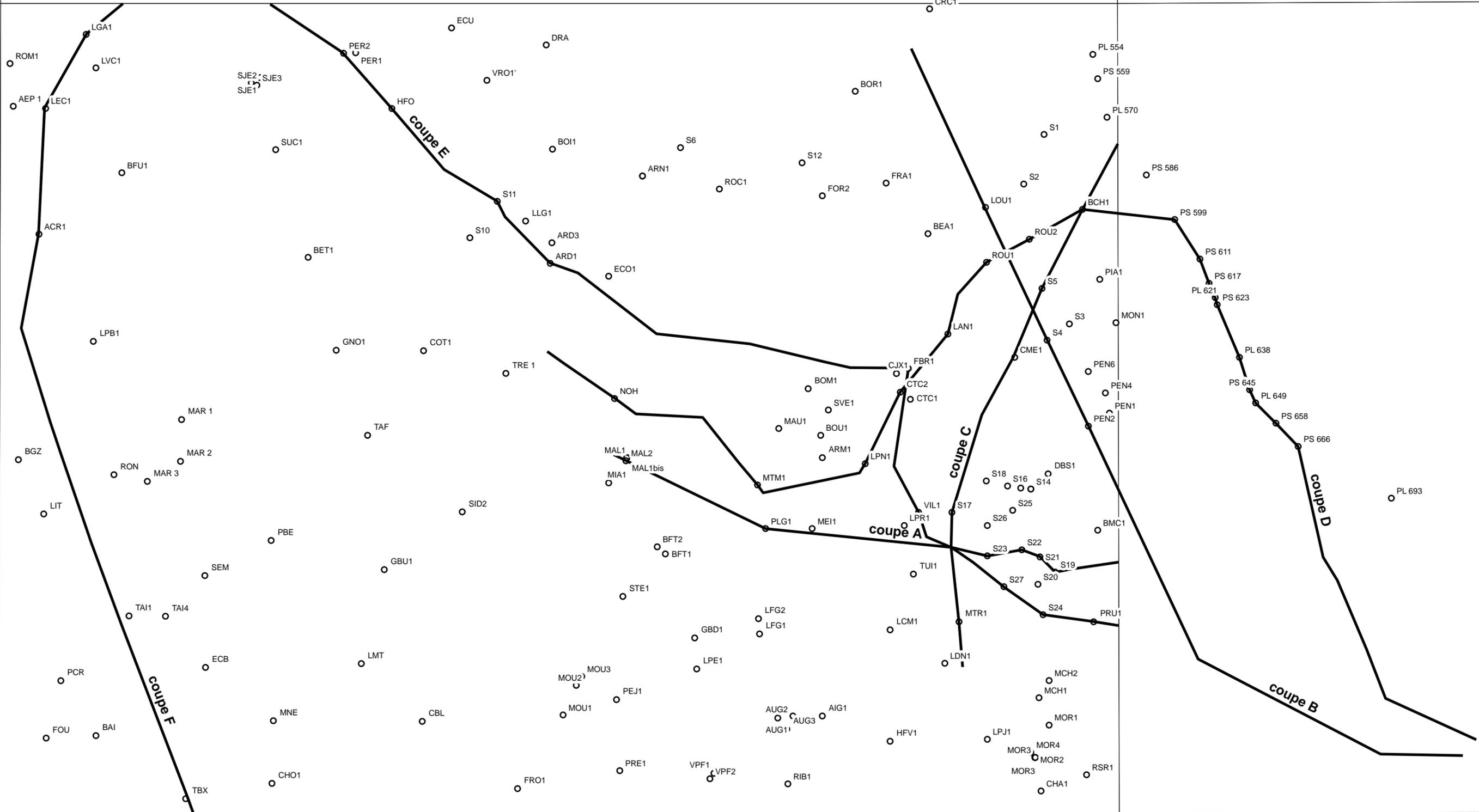
- 86 m
- ALLUV
 - PLIO
 - PLIO (remarie SID)
 - PLIO (remarie RHE)
 - ALTE MEULIERE
 - LACUSTRE Calcaire
 - LACUSTRE Marneux
 - LACUSTRE Argi Sabl
 - LACUSTRE Argileux
 - LACUSTRE Sableux
 - SIDERO TG
 - SIDERO ME
 - SIDERO Base
 - Argile Chailles BAJO
 - BAJOCIEN
 - ALTE TOAR
 - TOARCEN
 - ALTE PLIEN
 - PLIENSACHIEN
 - ALTE SINE
 - SINEMURIEN
 - Argile Jaspe Chaumoï
 - ALTE HETT
 - HETTANGIEN
 - HETTANGIEN Calcaire
 - HETTANGIEN Argileux
 - RHETIEN
 - RHETIEN Argileux
 - RHETIEN Gréseux
 - RHETIEN Dolomitique
 - ALTE TRIAS
 - TRIAS Argileux
 - TRIAS Sableux
 - TRIAS Calcaire
 - ALTE PERM
 - PERMIEN
 - ALTE STEP
 - STEPHANIEN
 - Arène Granitique
 - Saproliite
 - Horizon fissuré
 - Socle Hercynien

Forages dans les altérites de socle

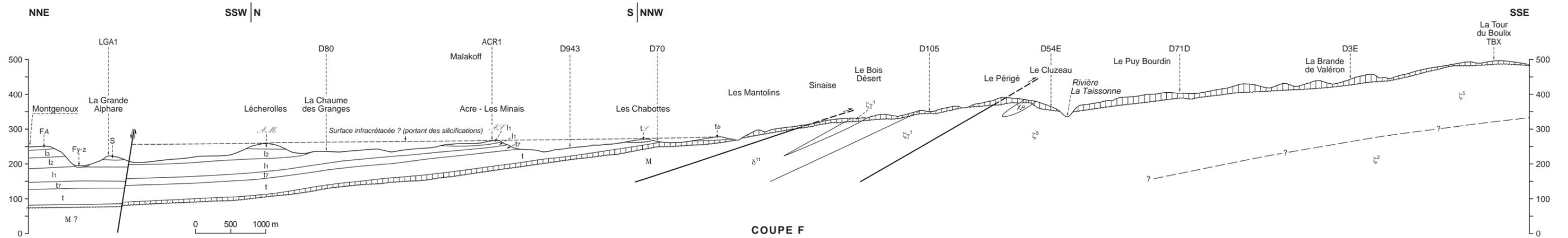
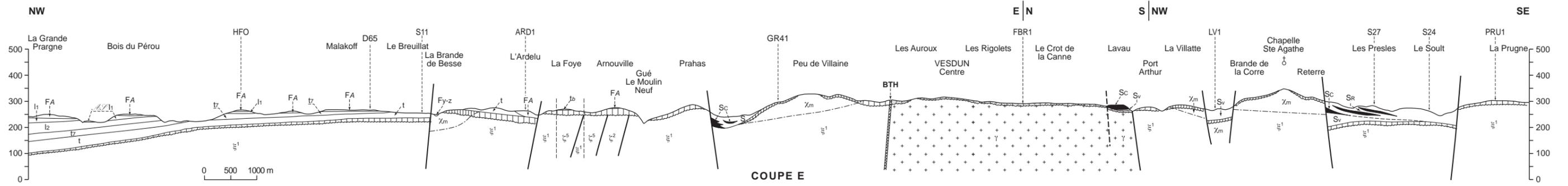
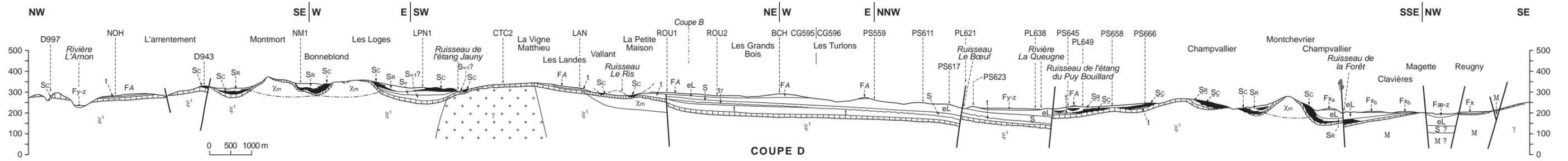
- 44 m
- Couverture sédimentaire
 - Altérites socle hercynien
 - Coupures à 1/50 000

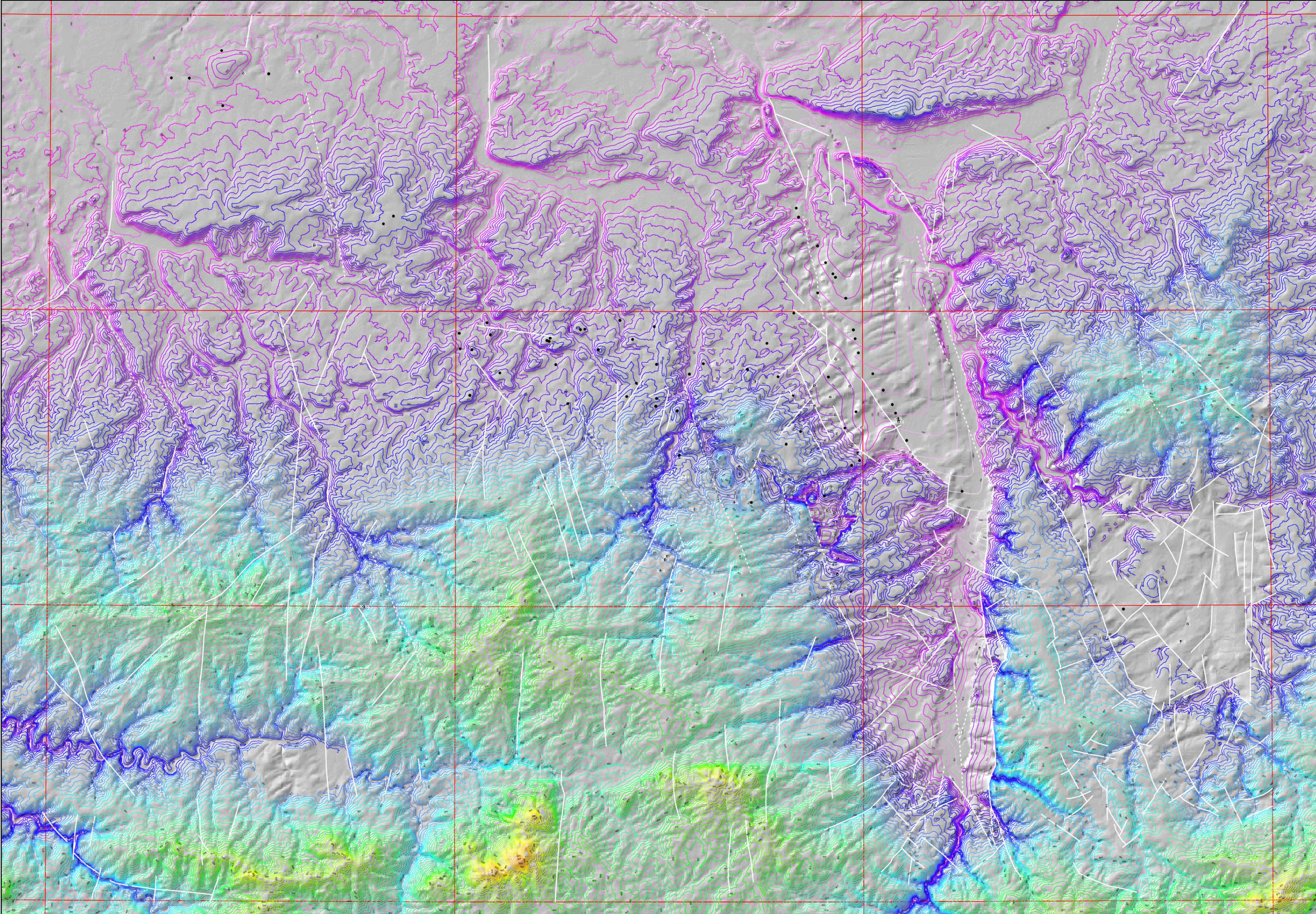






EST1

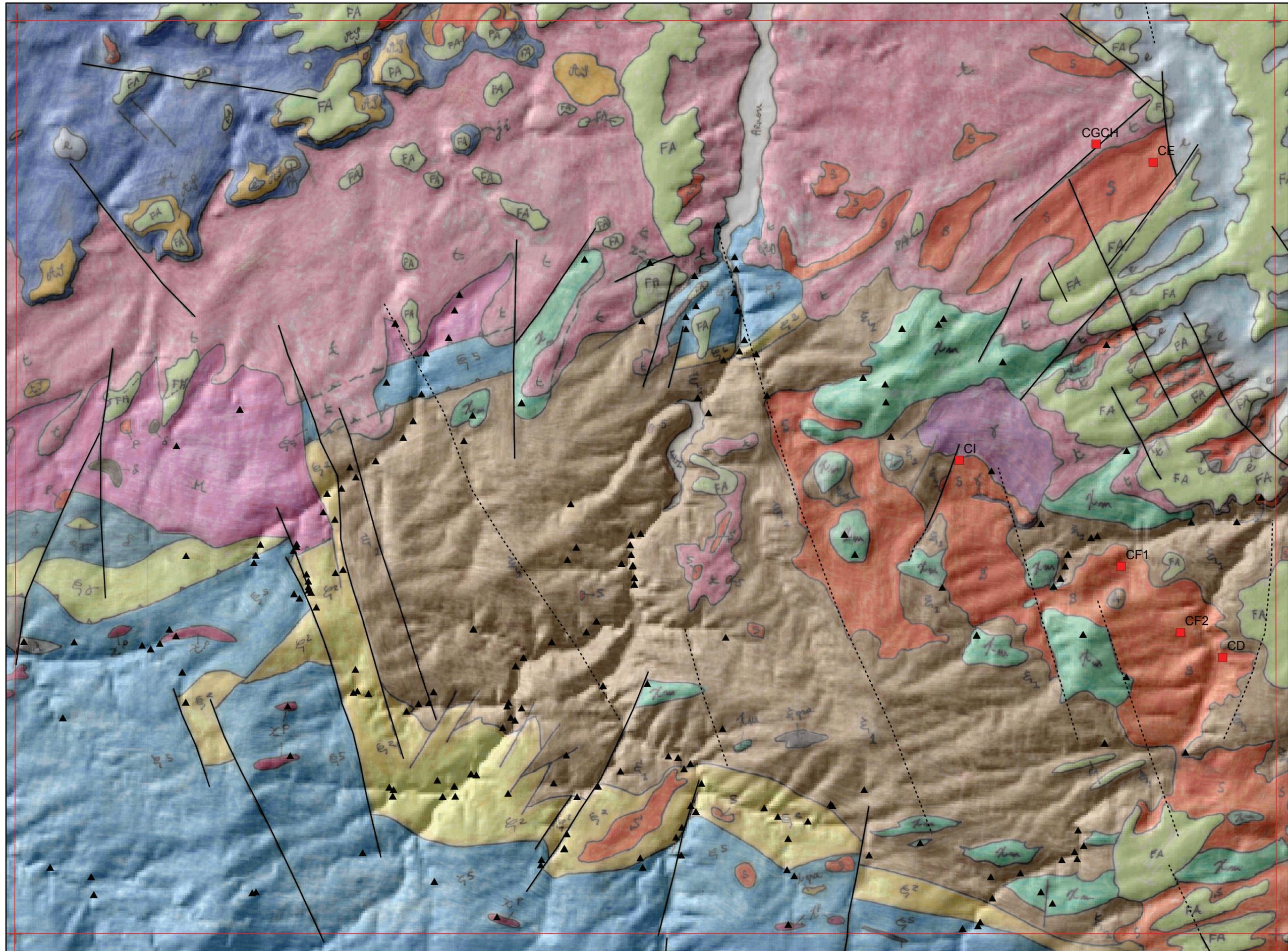
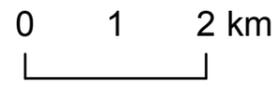






Légende

- ▲ points structuraux
- mesures paléomag
- Failles ou linéaments
- - - - Failles ou linéaments supposés



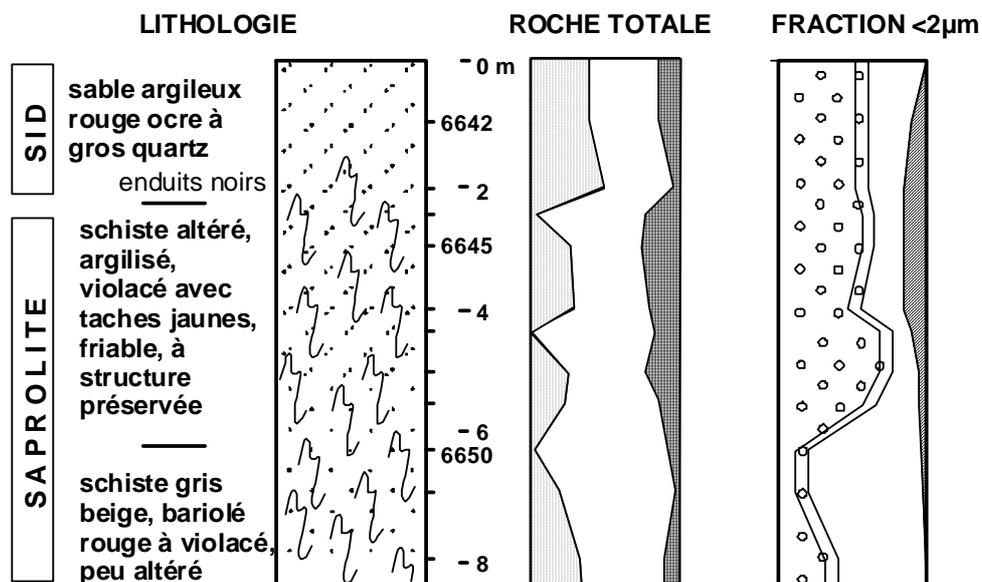
Lithologie et Minéralogie des sondages réalisés au cours des levés de la feuille Châteaumeillant et étudiés à l'ENSMP de 1999 à 2003 (modifié d'après Simon-Coinçon et al, 1999 ; Thiry et al, 2001 ; Thiry & Forette, 2003)

Interprétation en formations lithostratigraphiques par F. Quesnel à partir des levés détaillés des sondages géologiques et des données analytiques

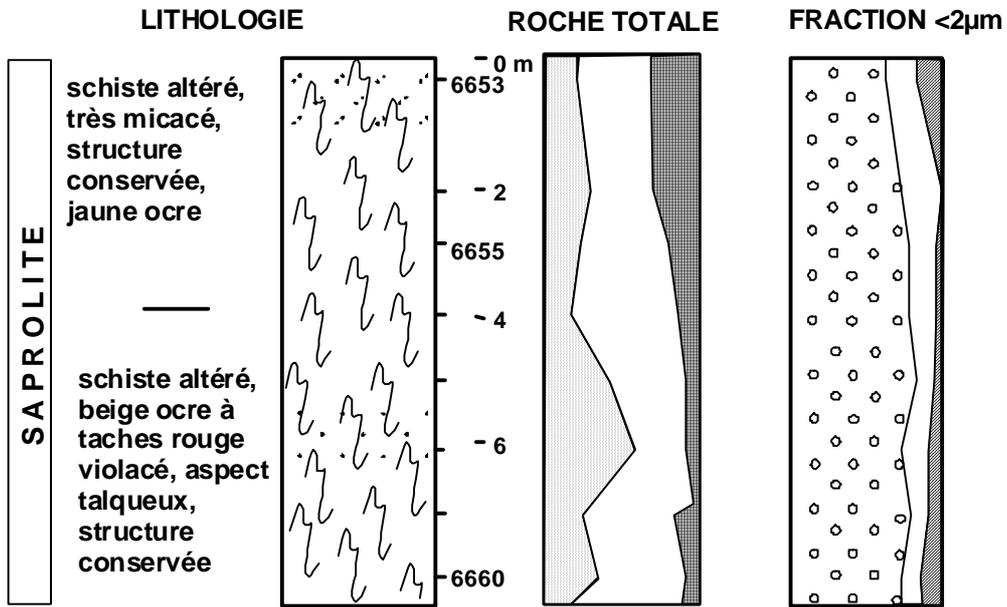
Légende des figures

LITHOLOGIE	ROCHE TOTALE	FRACTION <2µm
cuirasse rouge	feldspath K plagioclase	kaolinite
débris schistes	quartz	illite
sable	mica	illite/smectite
argileux	argile	smectite
argilite	goethite hématisation	chlorite/smect.
quartz	calcite	
traces racines	dolomite	
pisolithes	opale CT	
altérite sableuse		
schiste altéré		

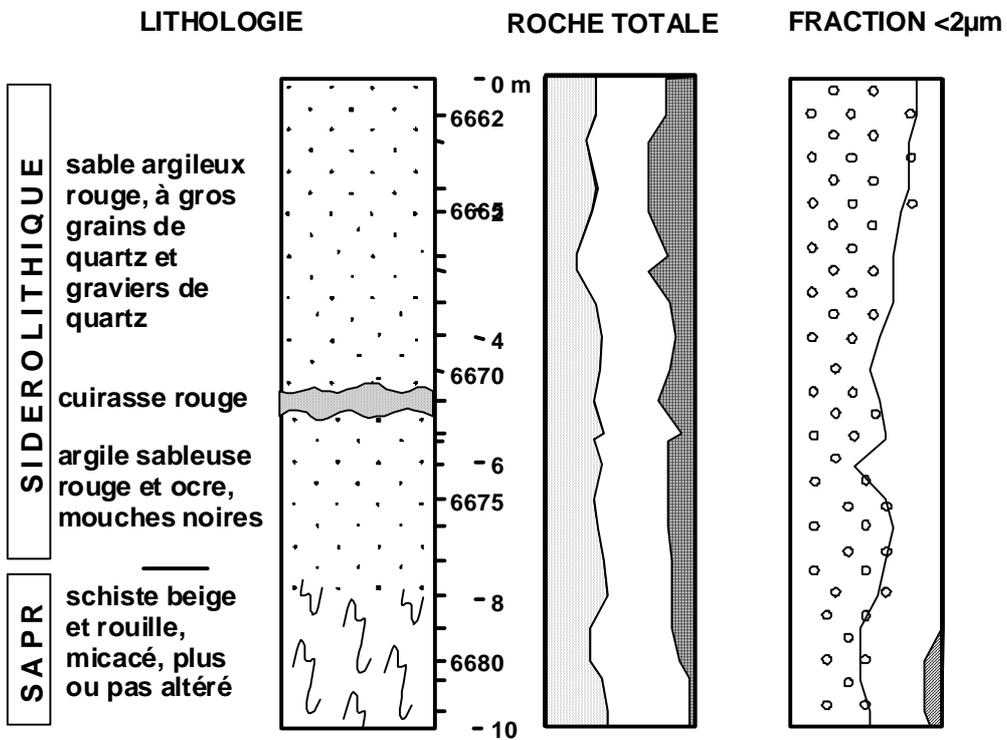
S14 - sur le plateau au-dessus de Moussais - Grand-Domaine



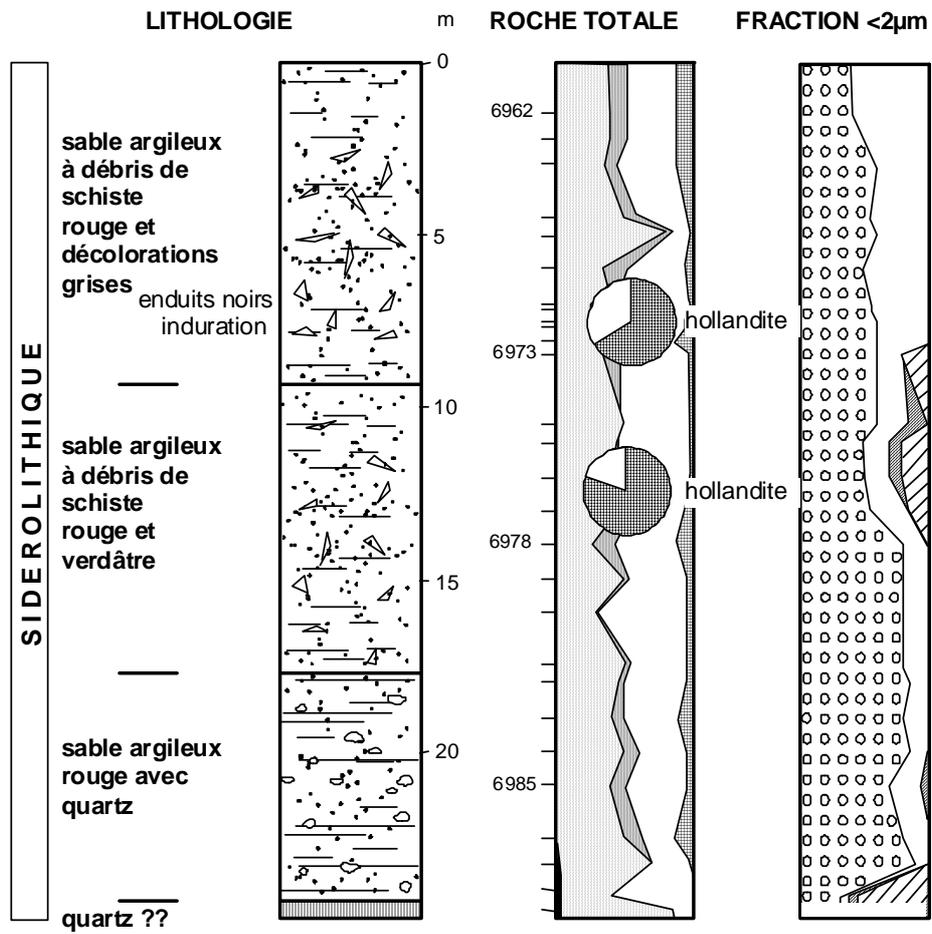
S15 - sur le plateau au-dessus de Moussais - Grand-Domaine



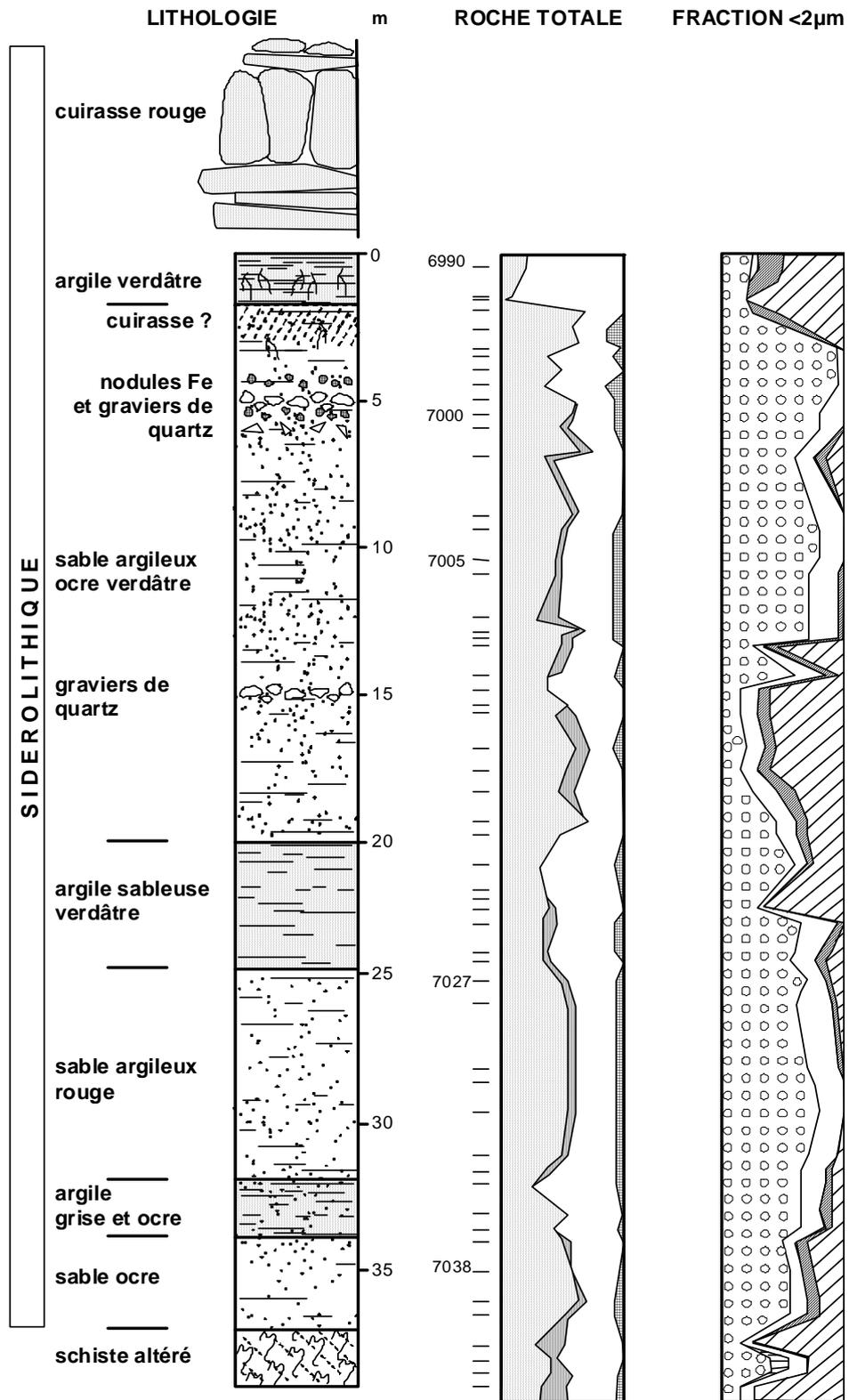
S16 - Moussais - Grand-Domaine près de la nouvelle étable



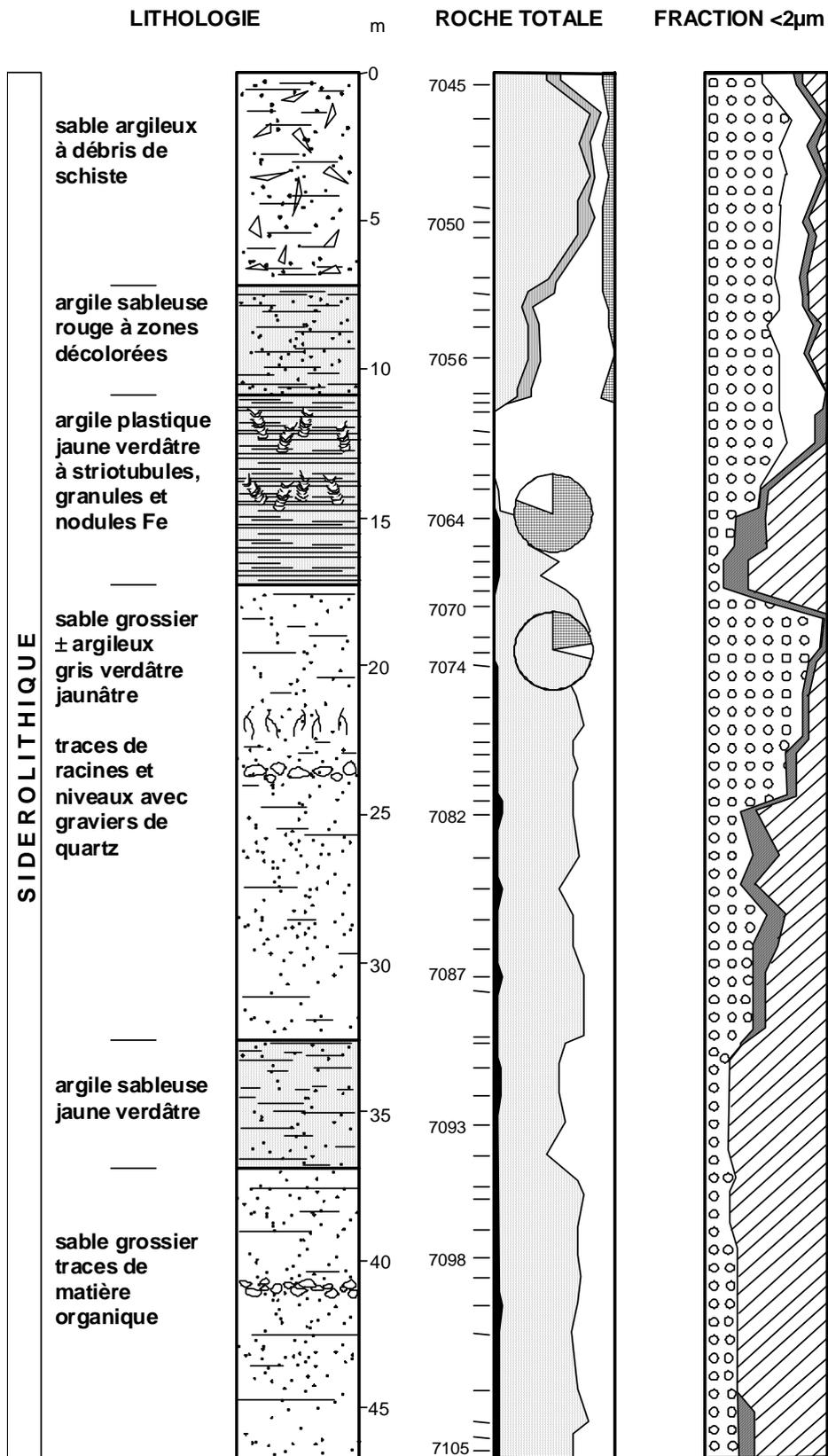
S17 - Le Gozy – 100 m amont de l'étang



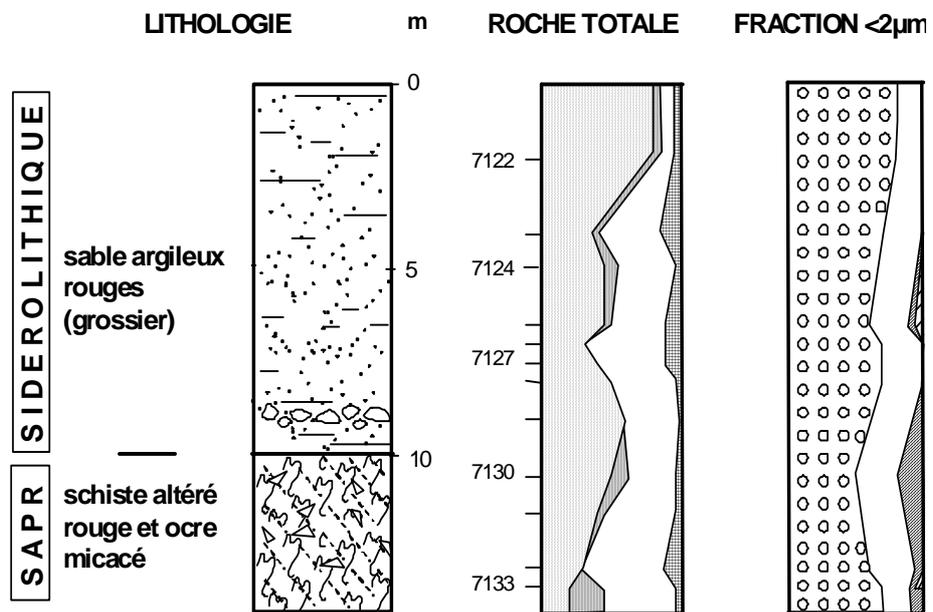
S18 - Moussais – 150 m nord du carrefour



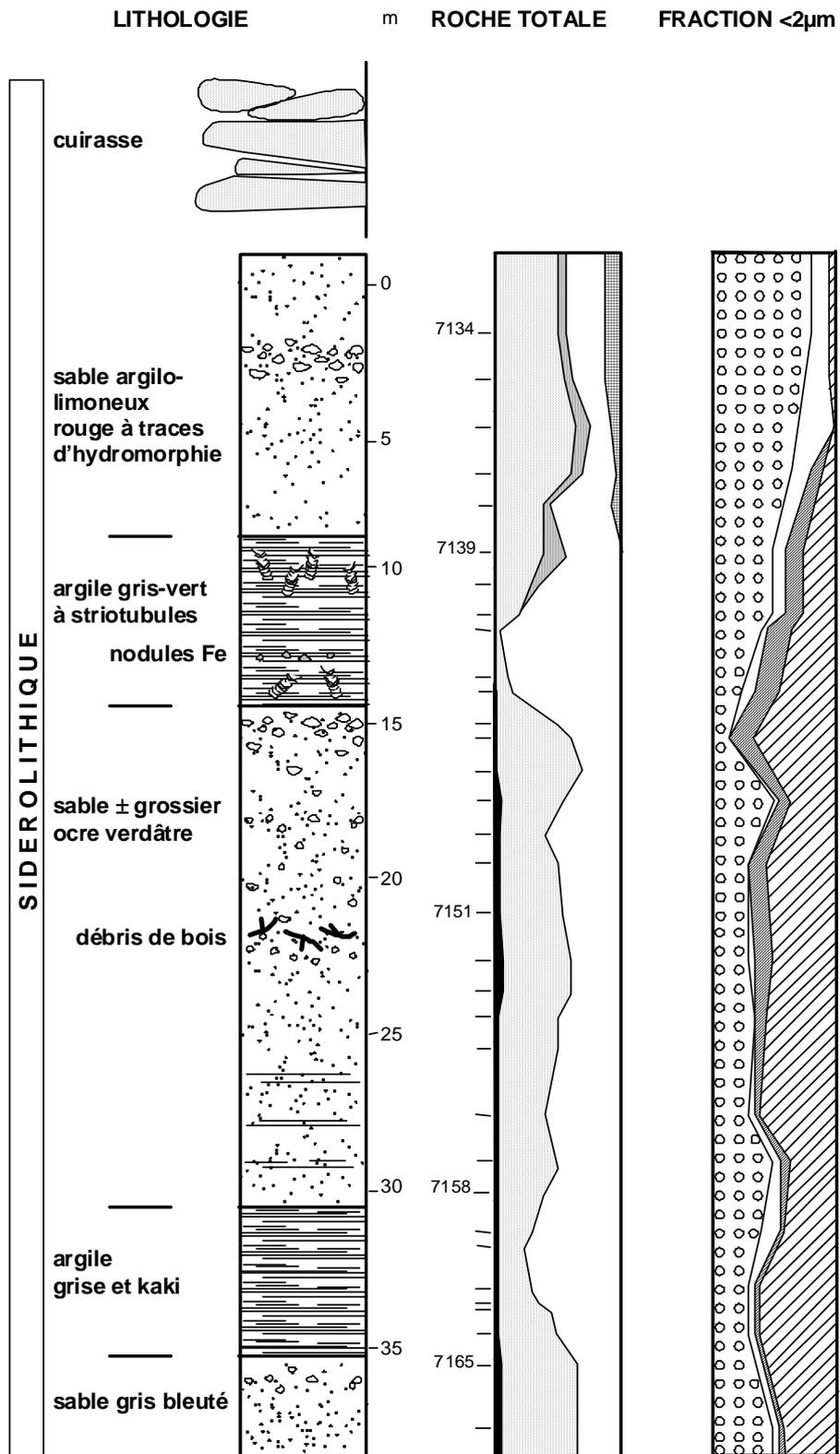
S19 - Lozes – carrefour en patte d’oie



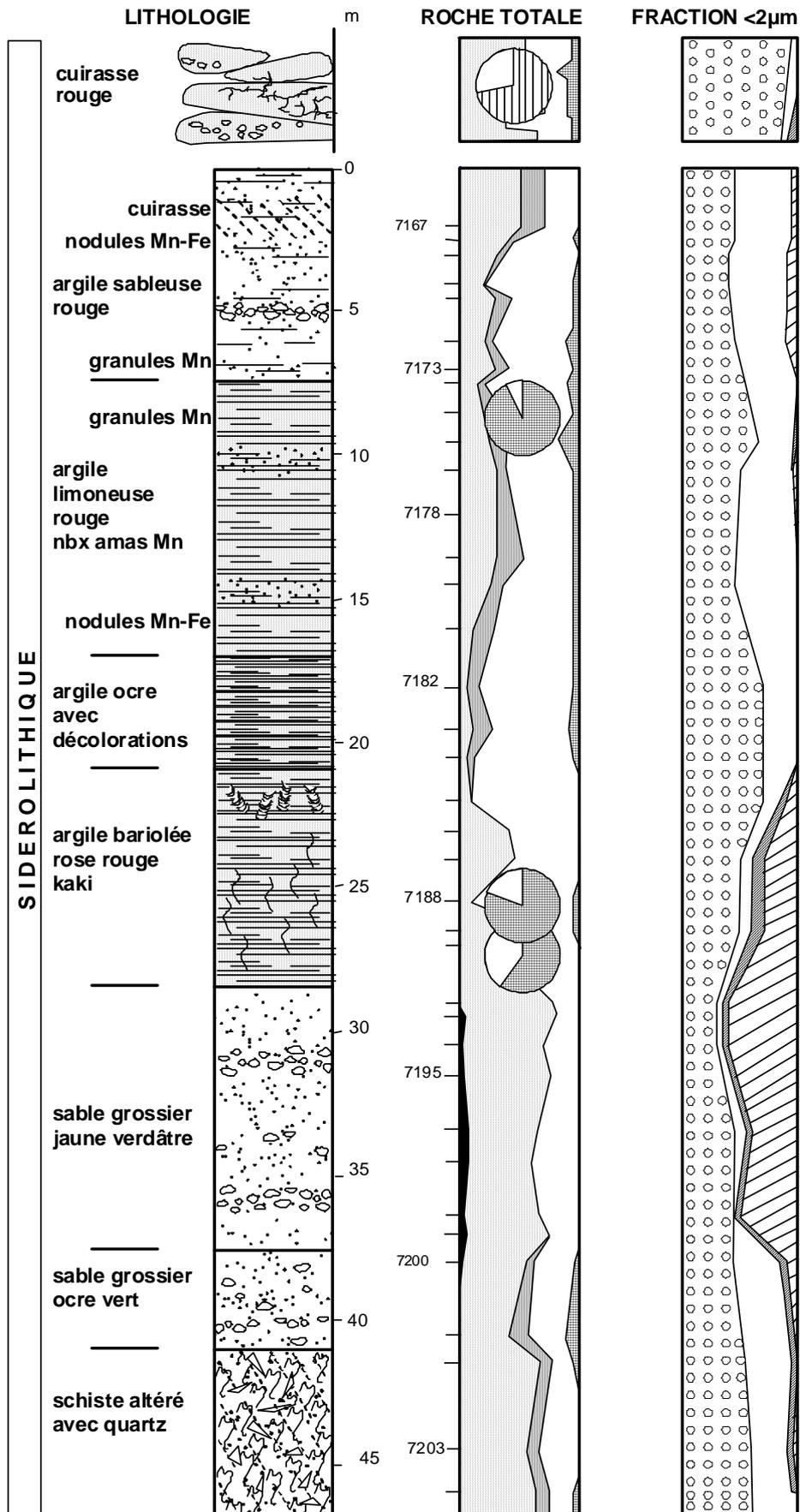
S20 - Lozes – chemin des Presles

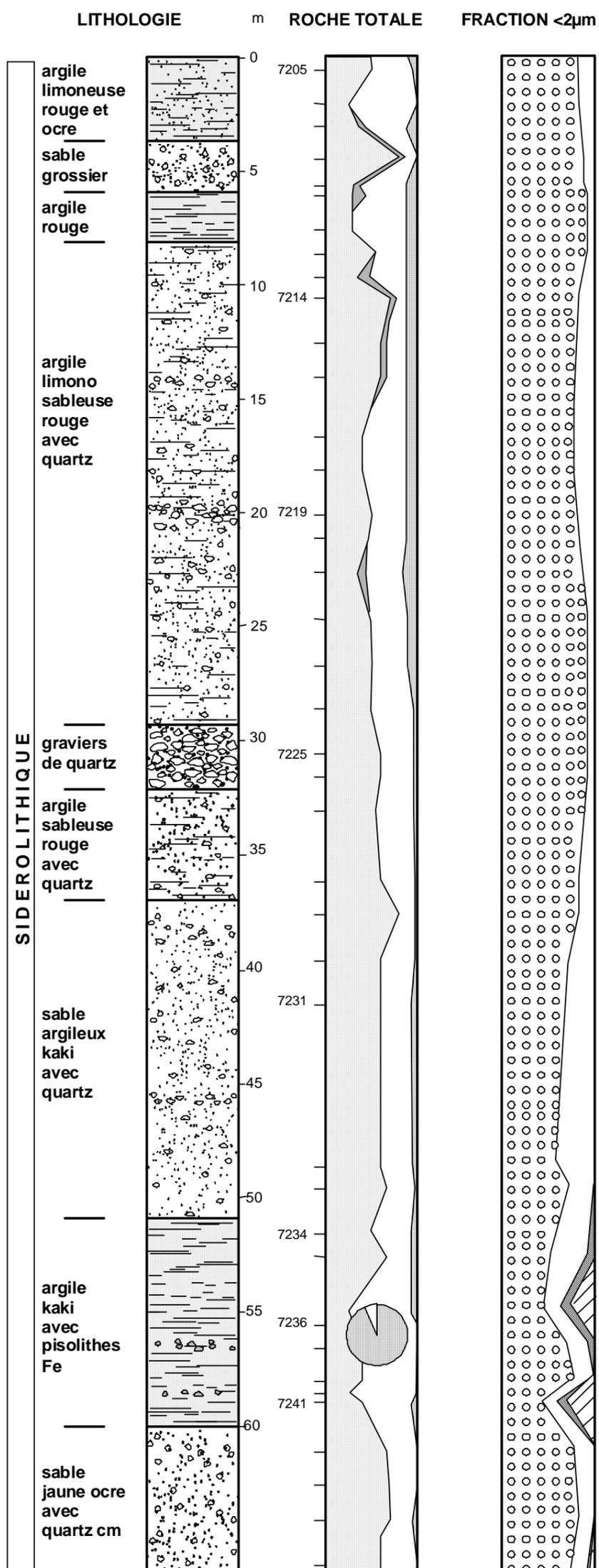


S21 - Lozes – près de l'étang

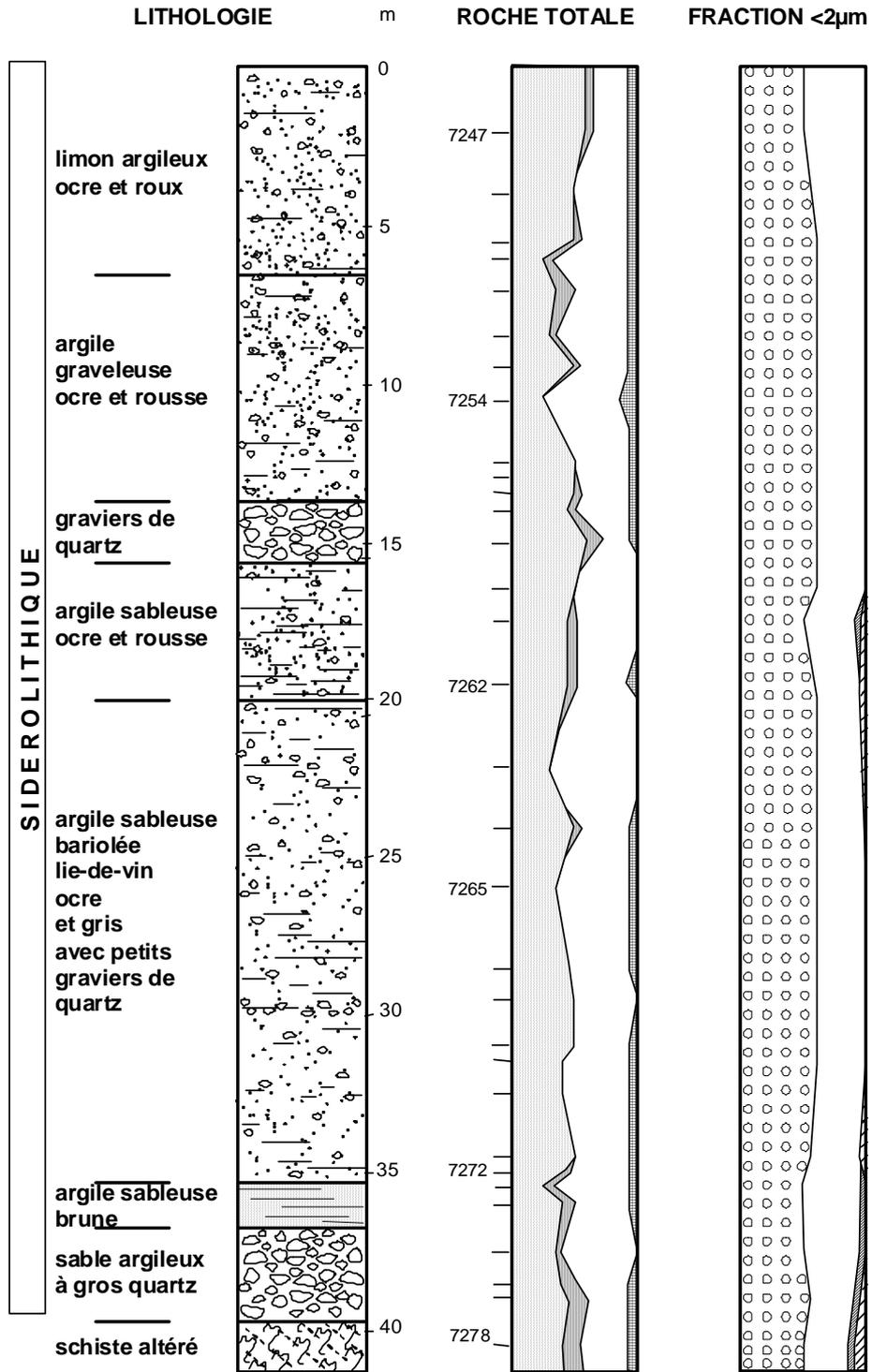


S22 - ferme de Passau – près de l'étang

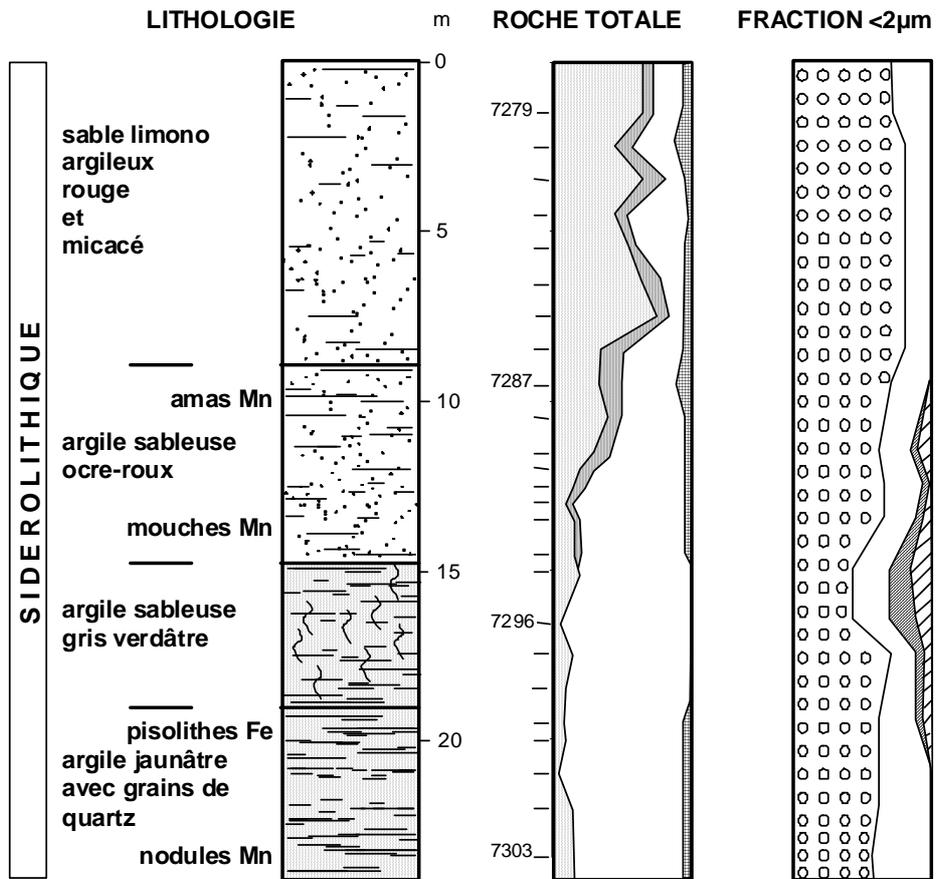




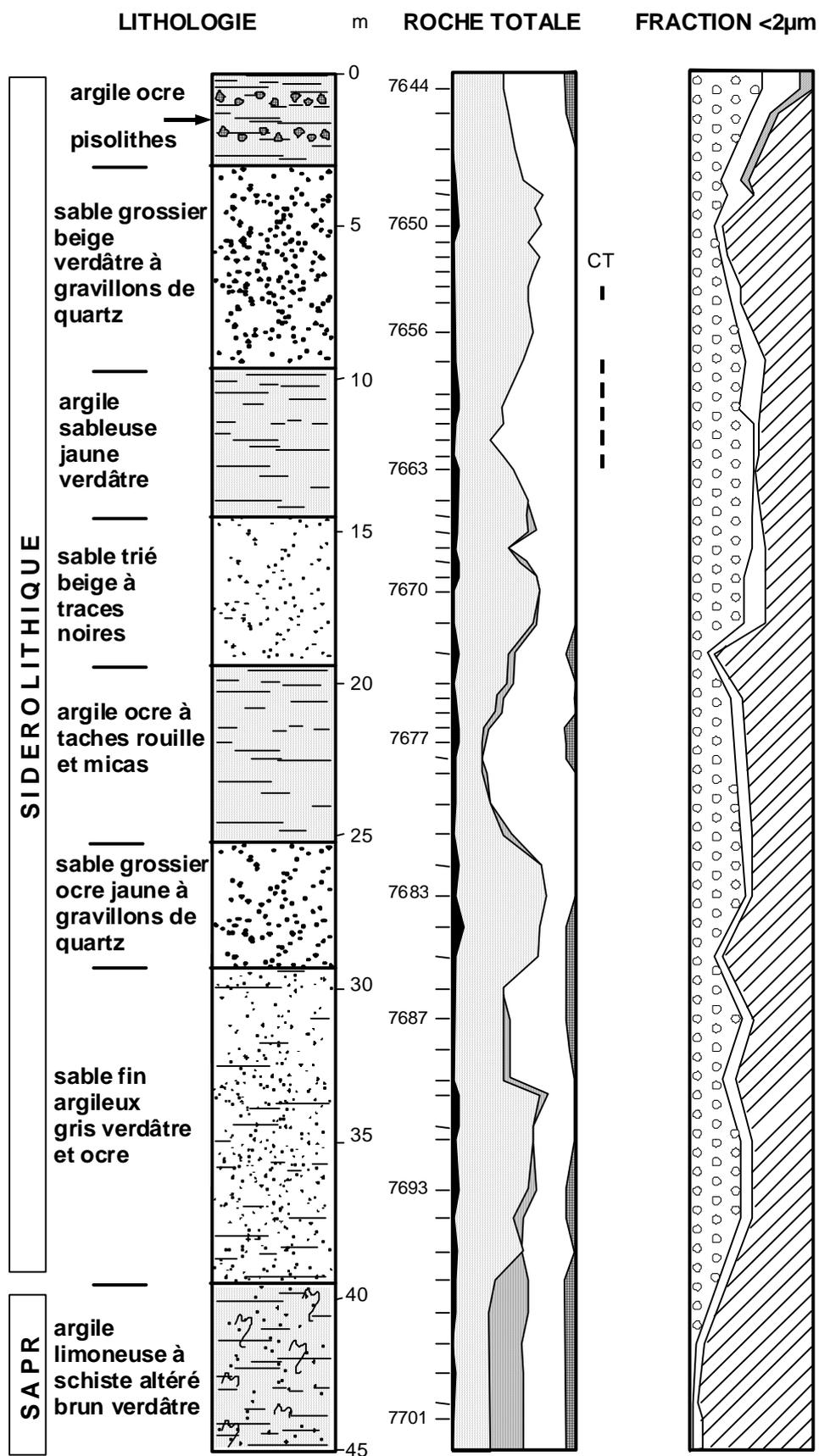
S24 - Le Soult – près de la mare communale



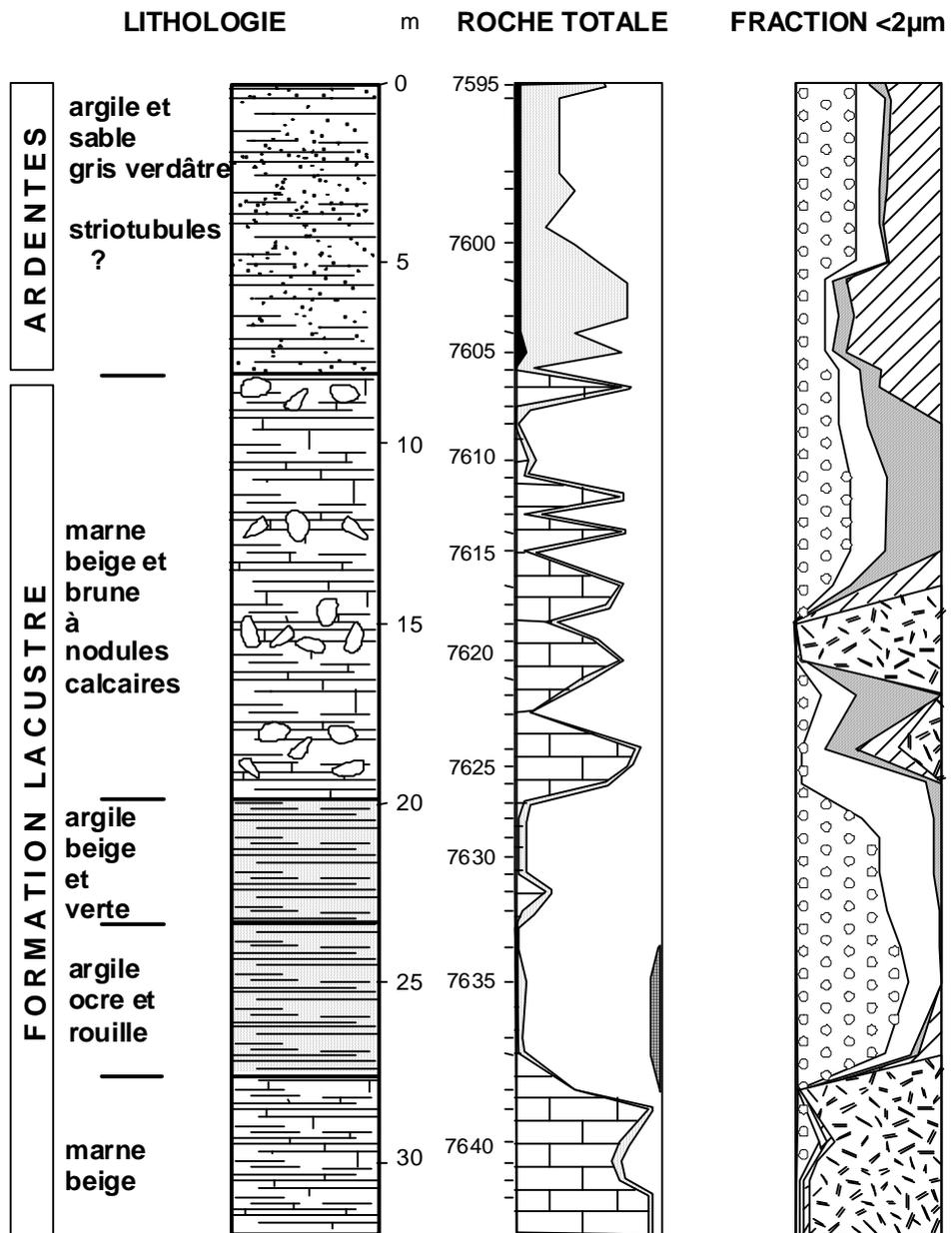
S26 - La Roussille – creux vers Reterre



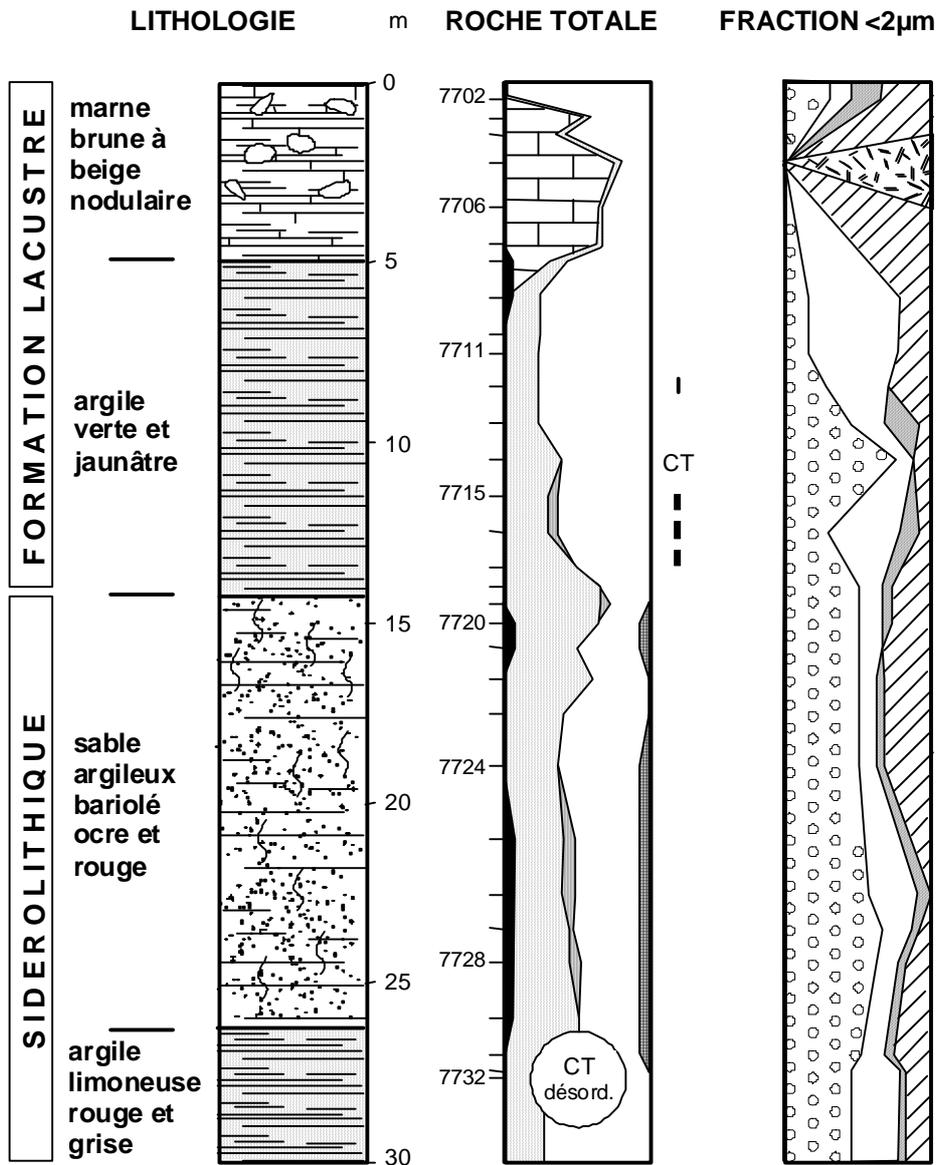
VIL1 – La Villatte 1



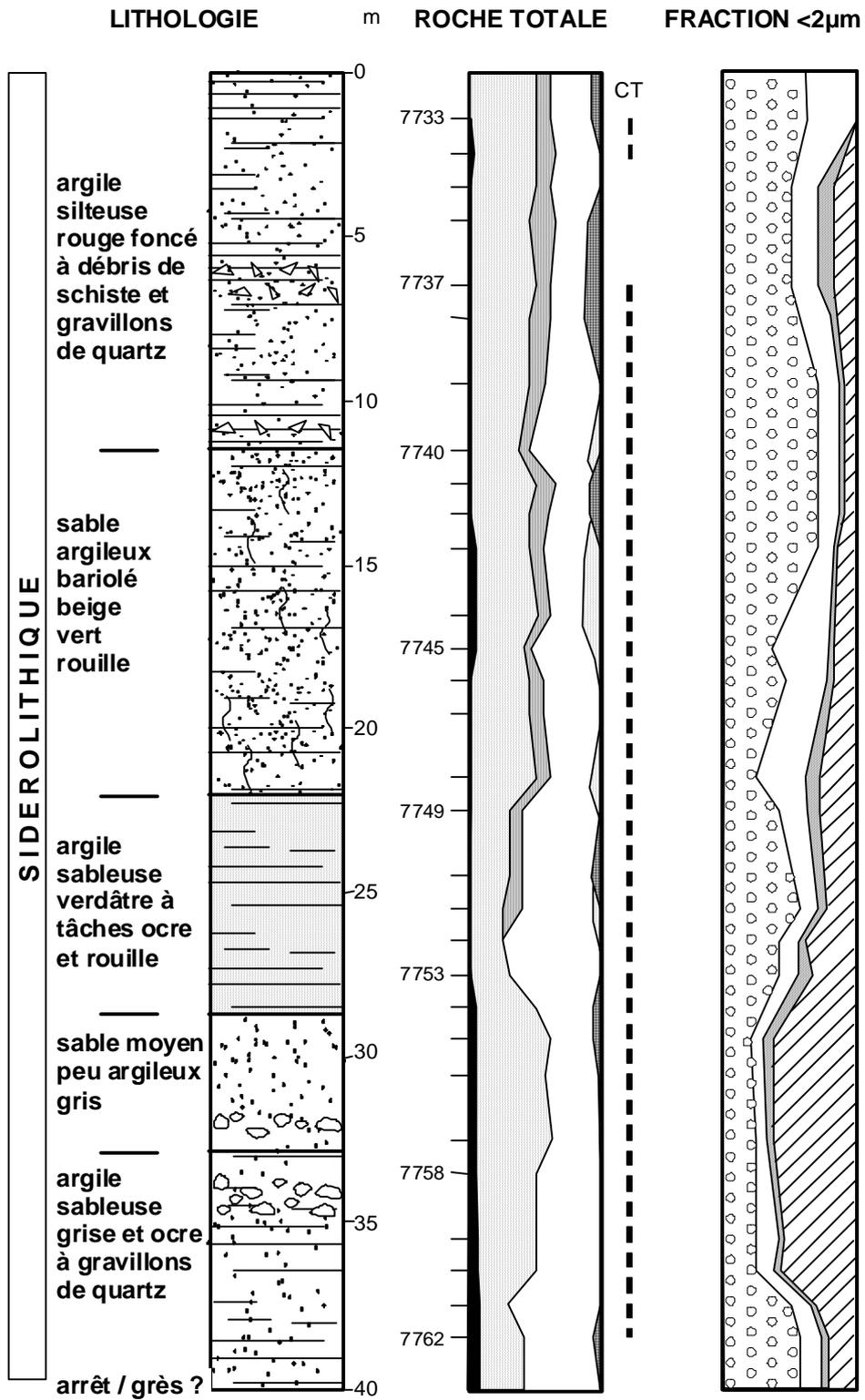
PIA1 – Piaujean 1



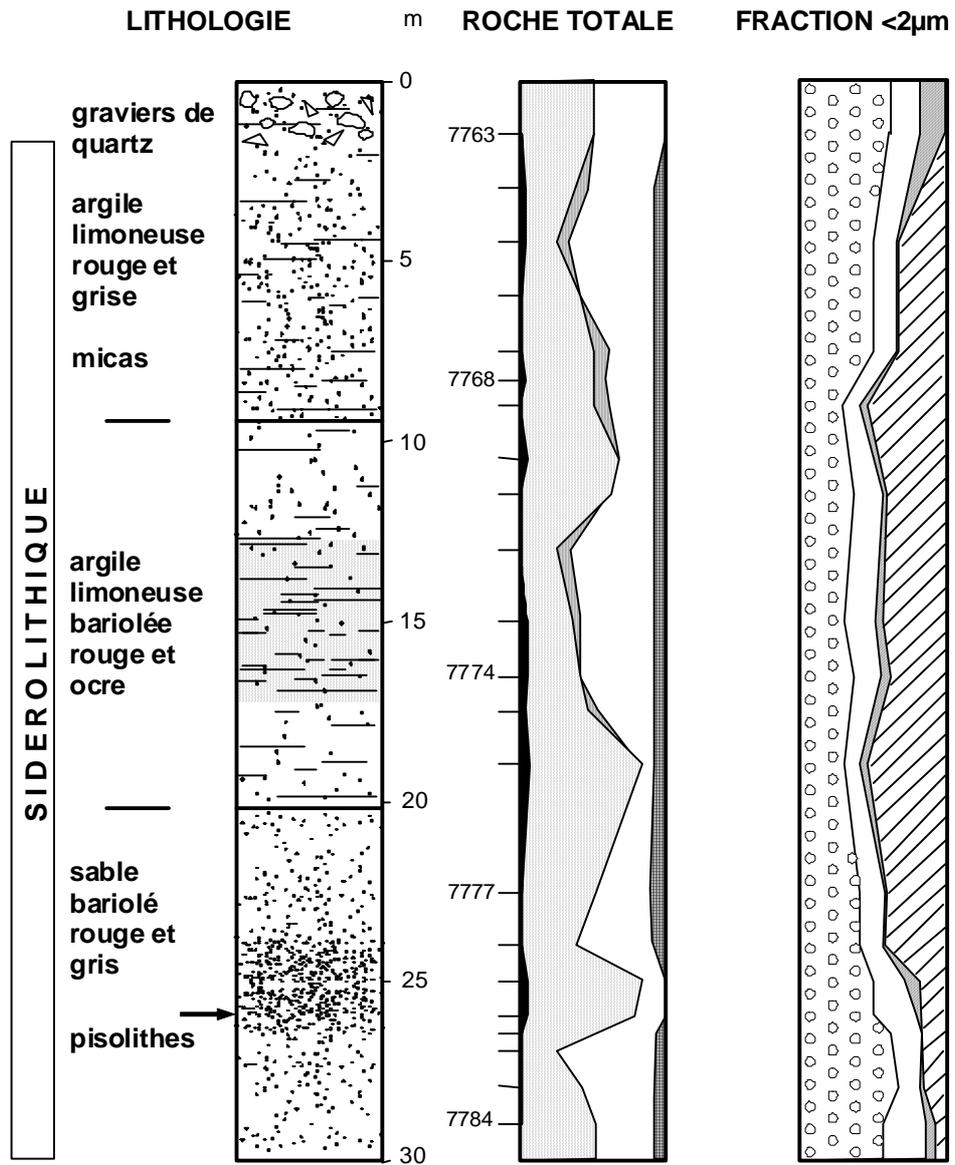
MON1 – Montaigut 1



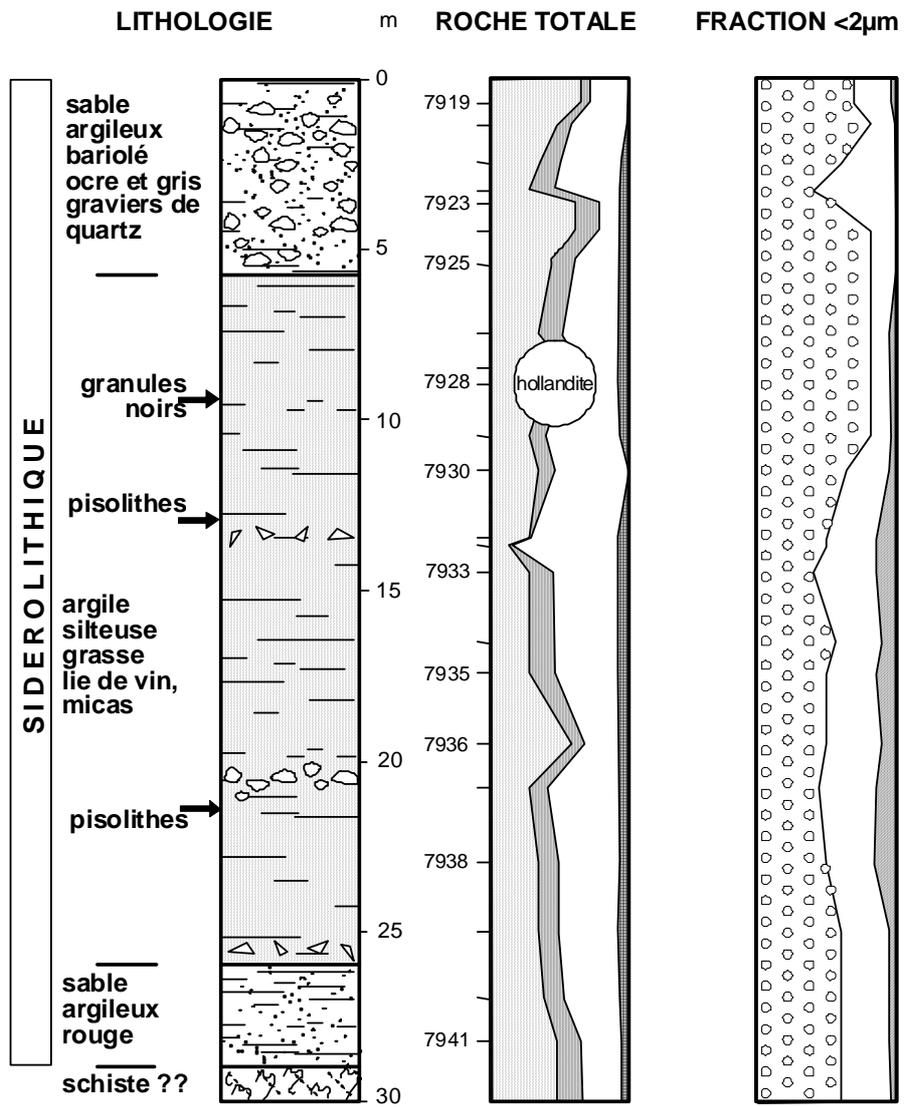
LPN1 – Le Paturail Neuf 1



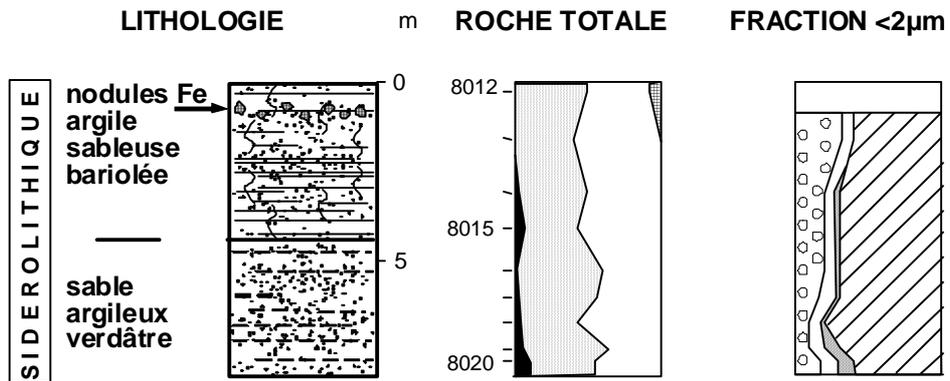
MOR 1 – Mortaret 1



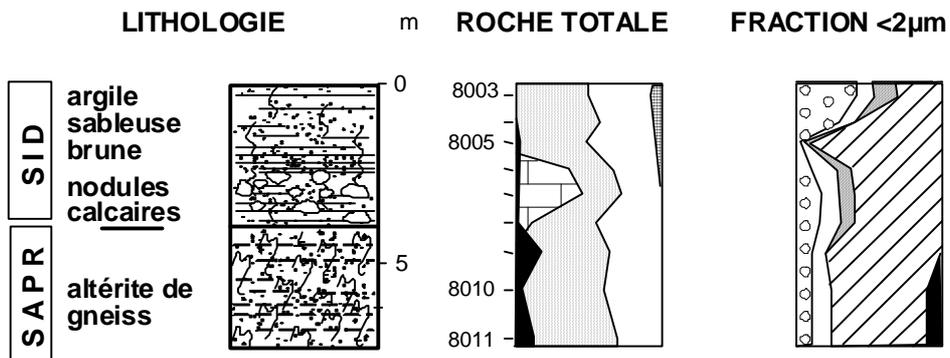
MTM1 – Montmort 1



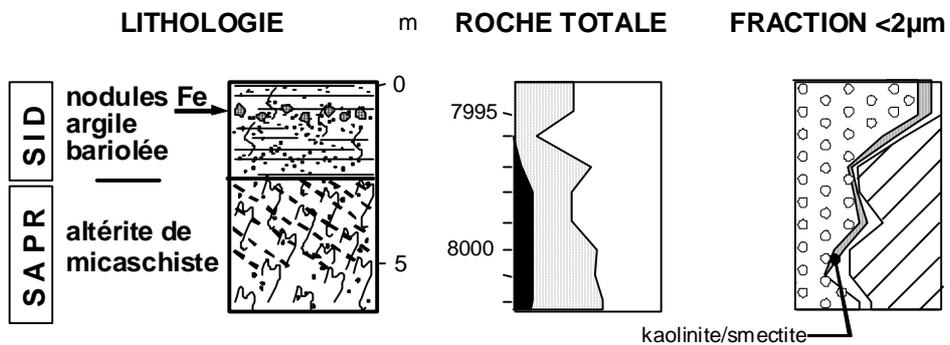
MOU1 – Les Moutats 1



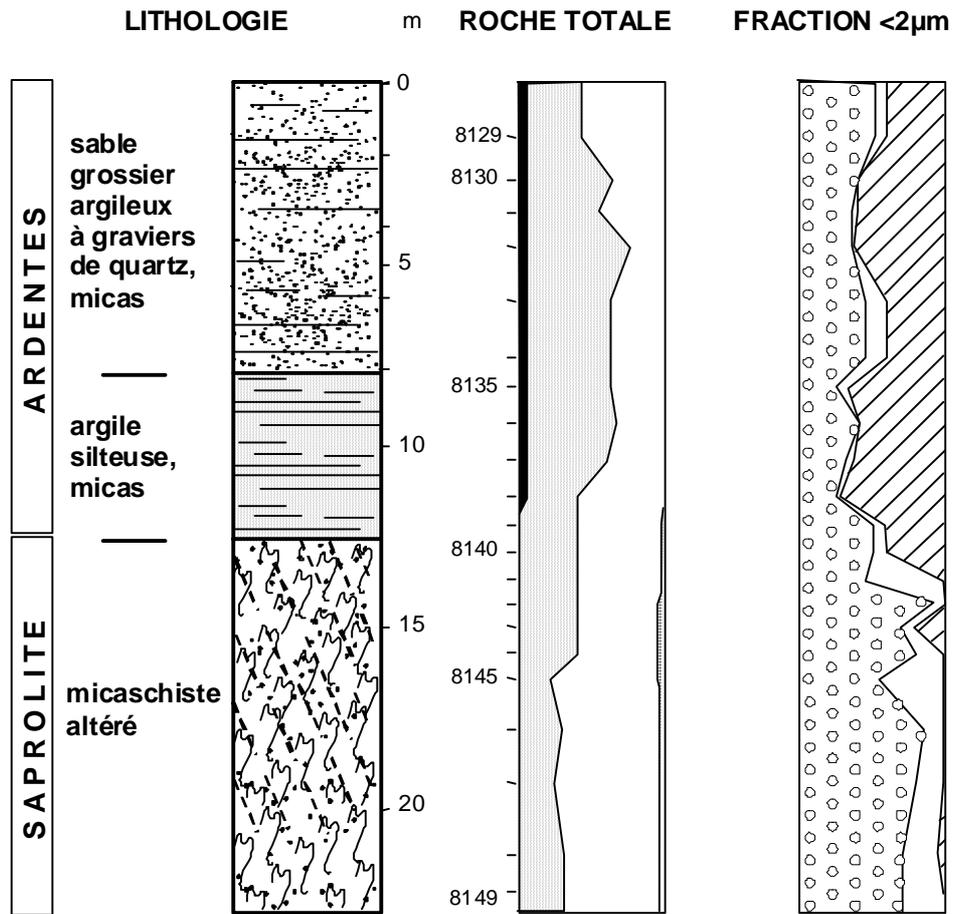
MOU2 – Les Moutats 2



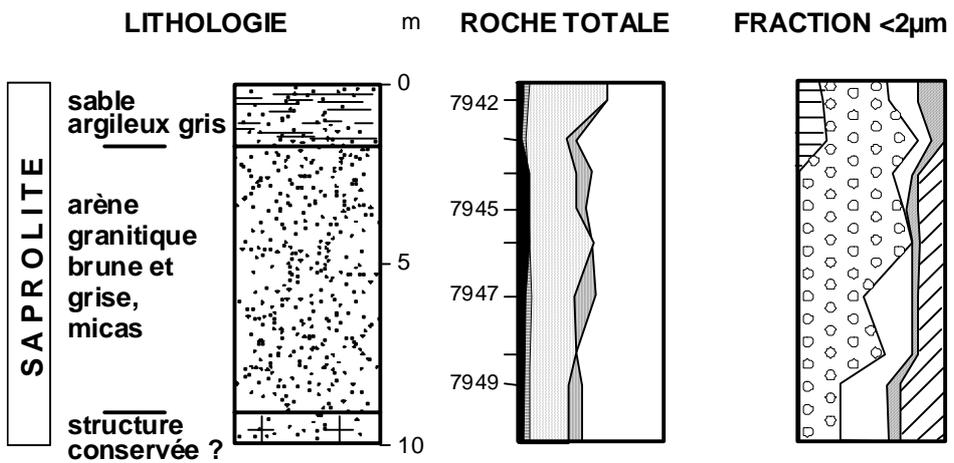
MOU3 – Les Moutats 3



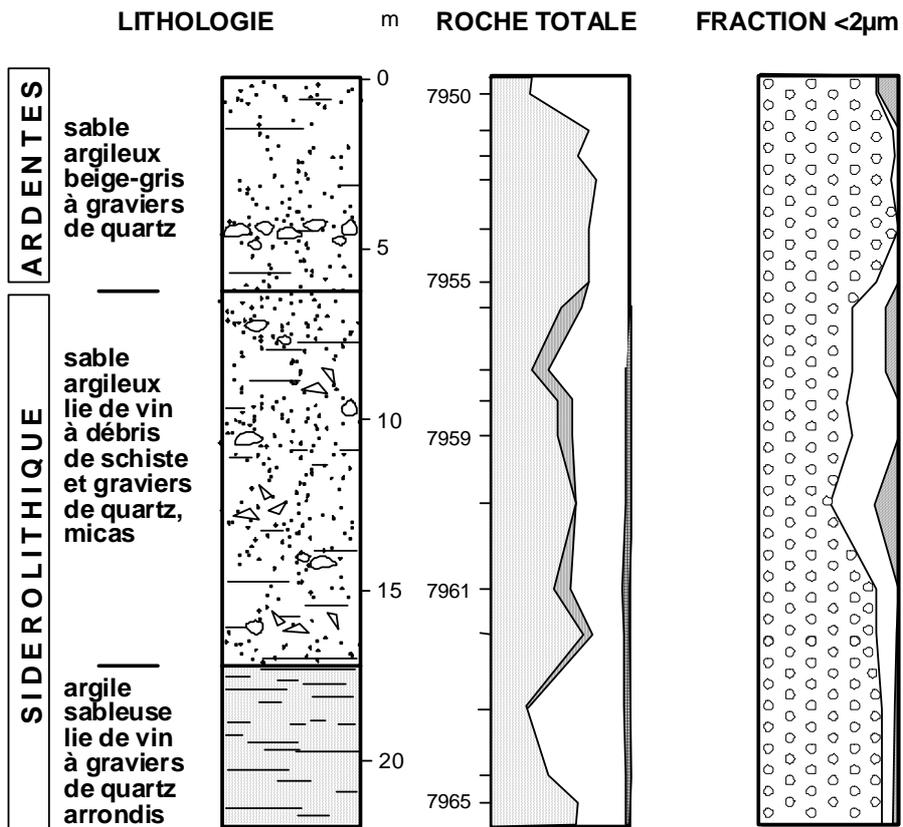
ARD 1 - Ardelu 1 – pied de la carrière



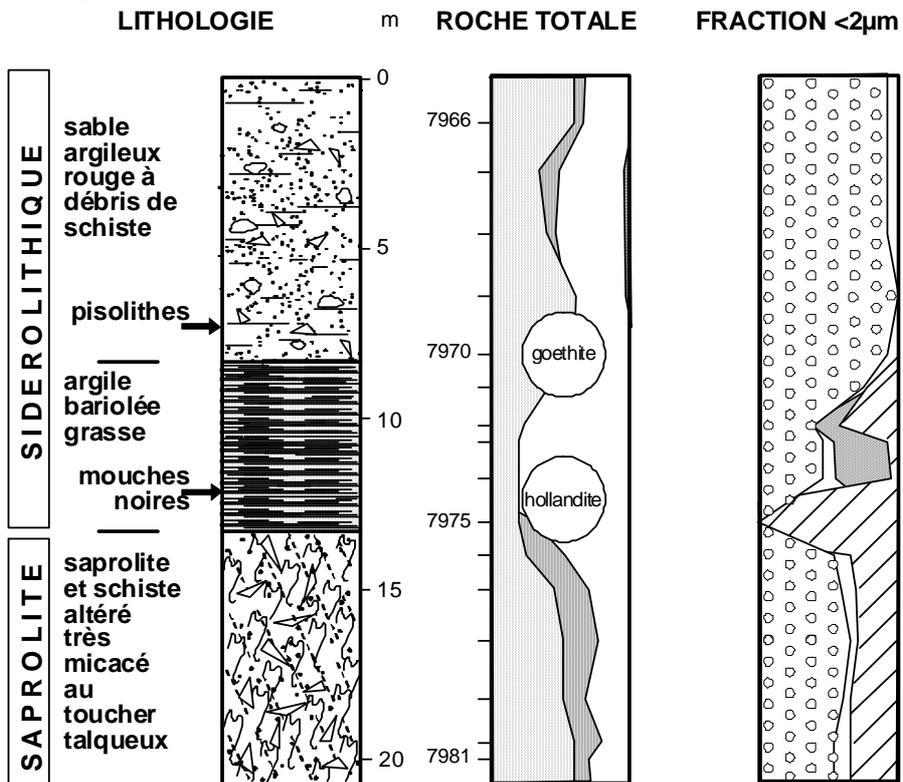
CTC2 - Le Crot de la Canne 2



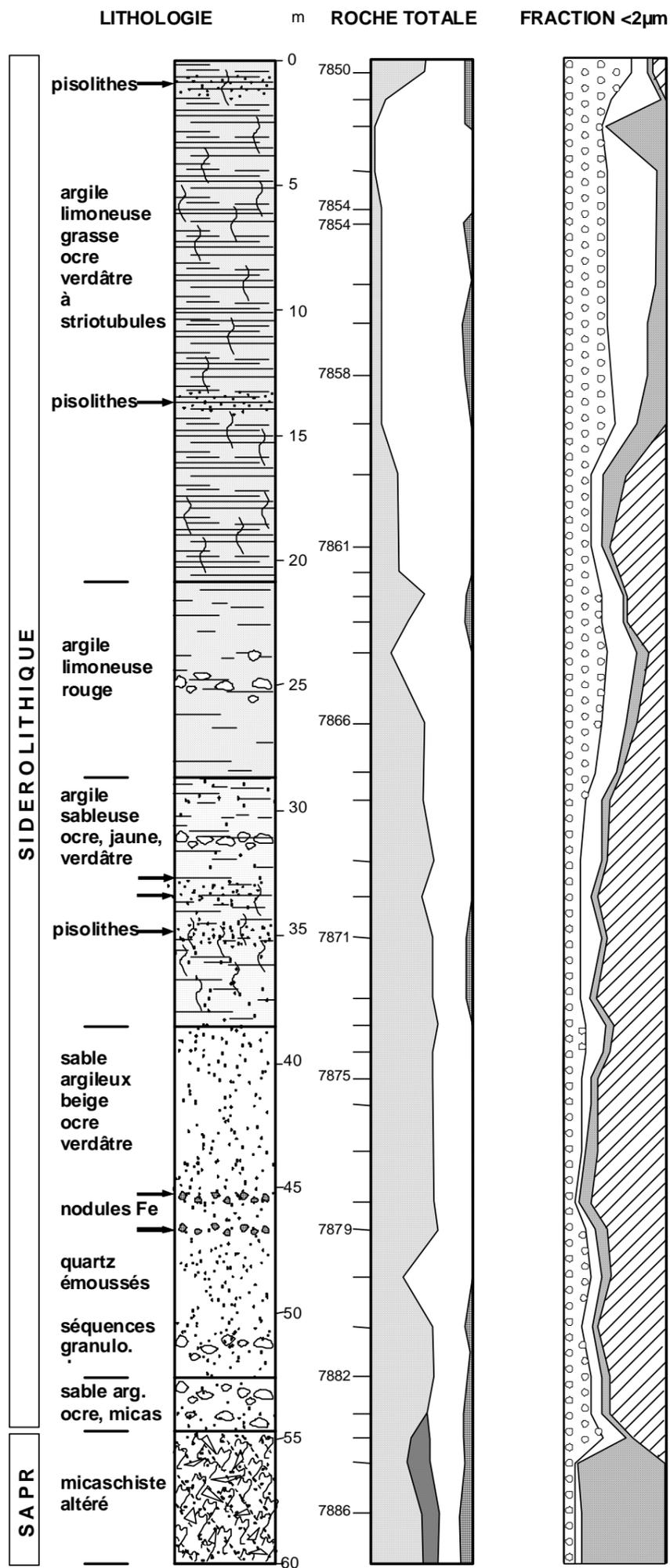
BEA1 - Les Beaublins 1 (Vignes Vesdun)

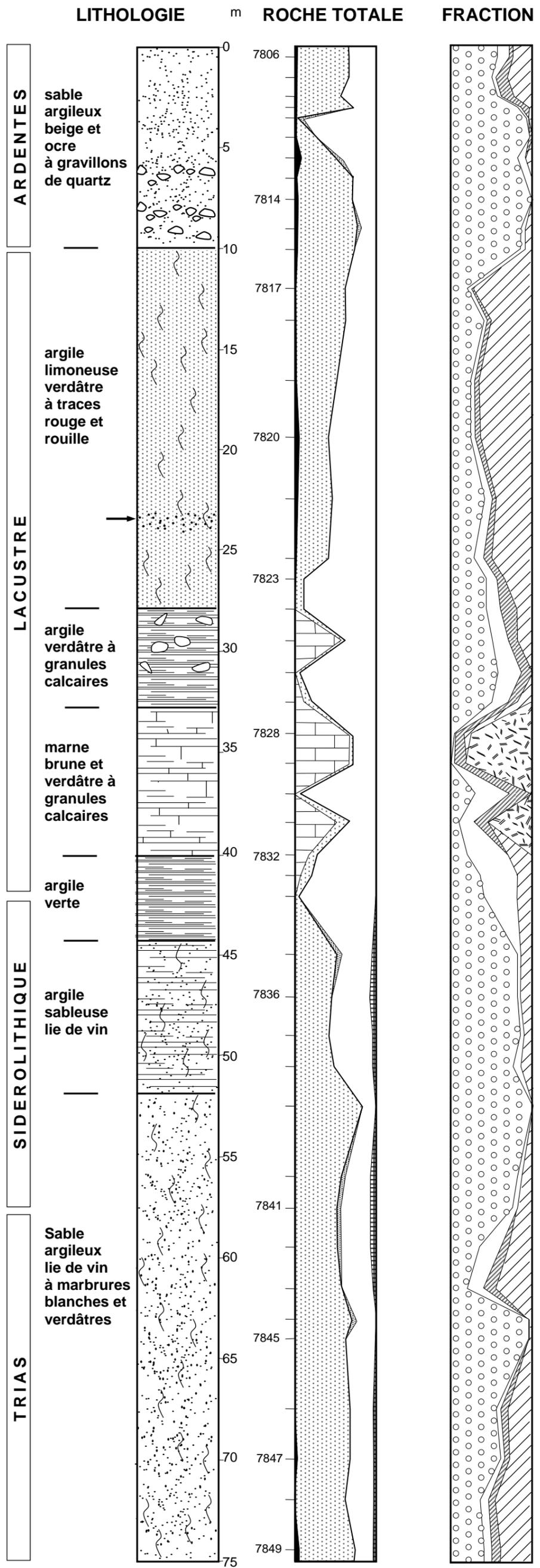


FOR2 - Les Forges 2

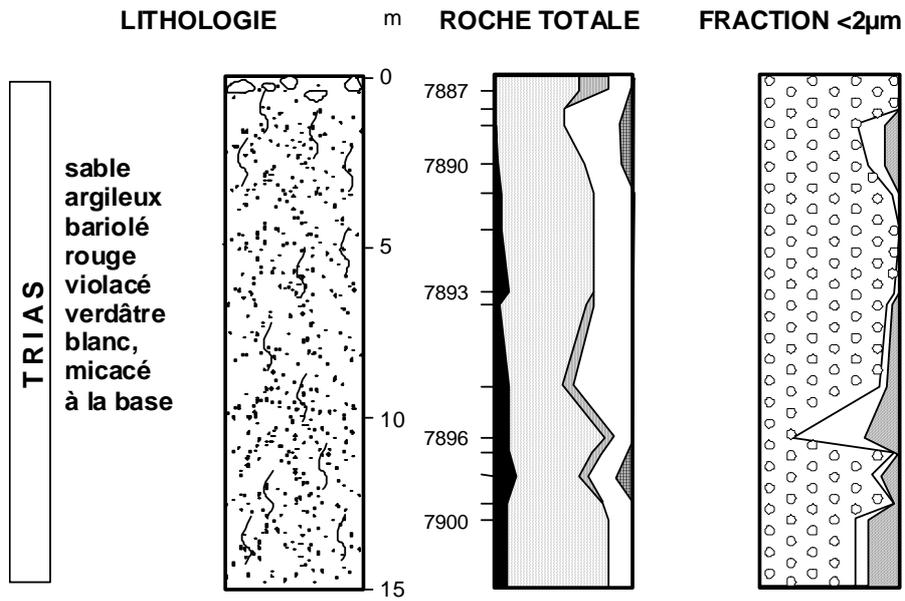


MCH2 - Mortaret de Chazemais 2

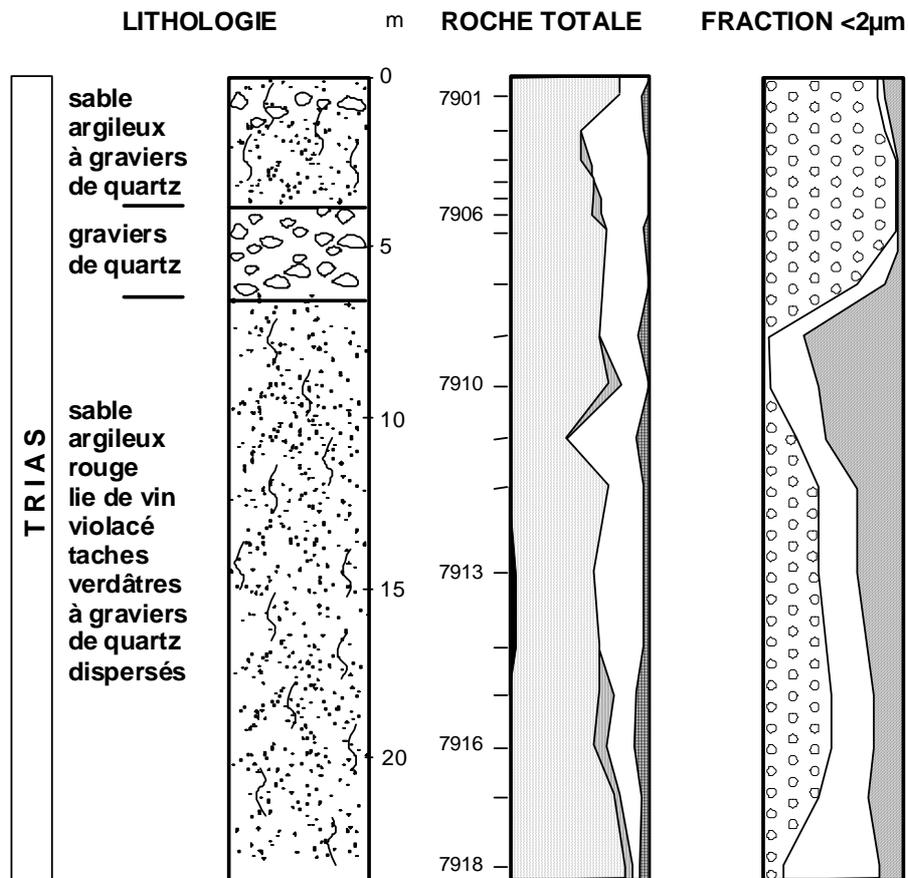




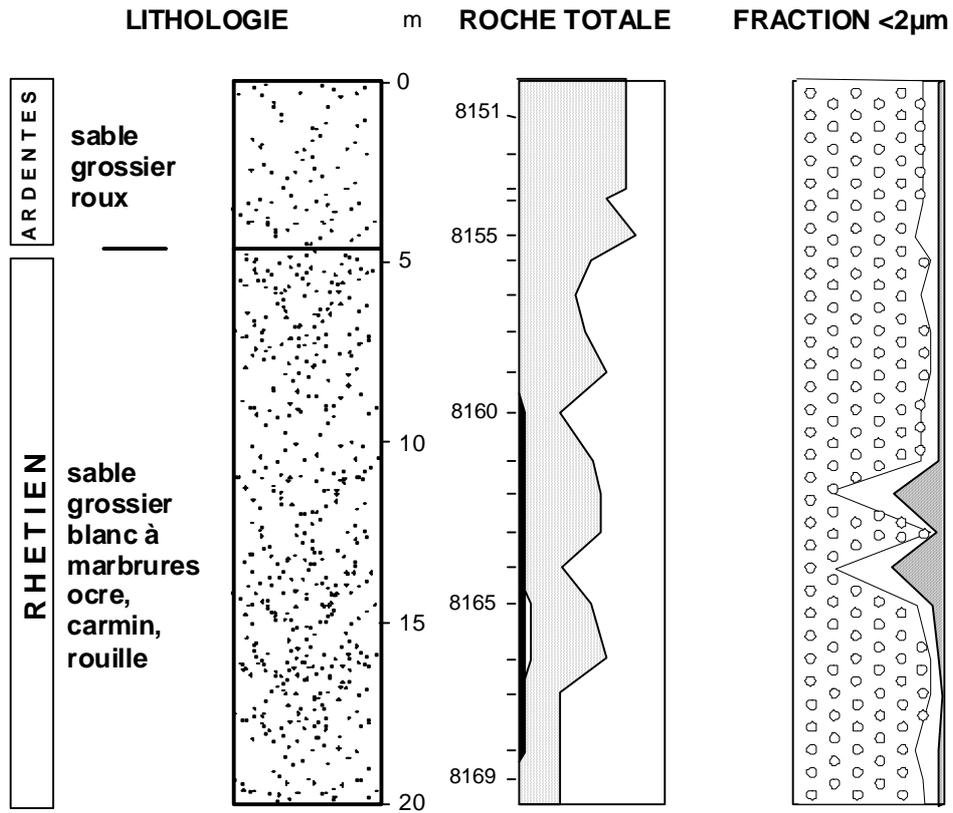
CRC 1- La Croix Compas 1



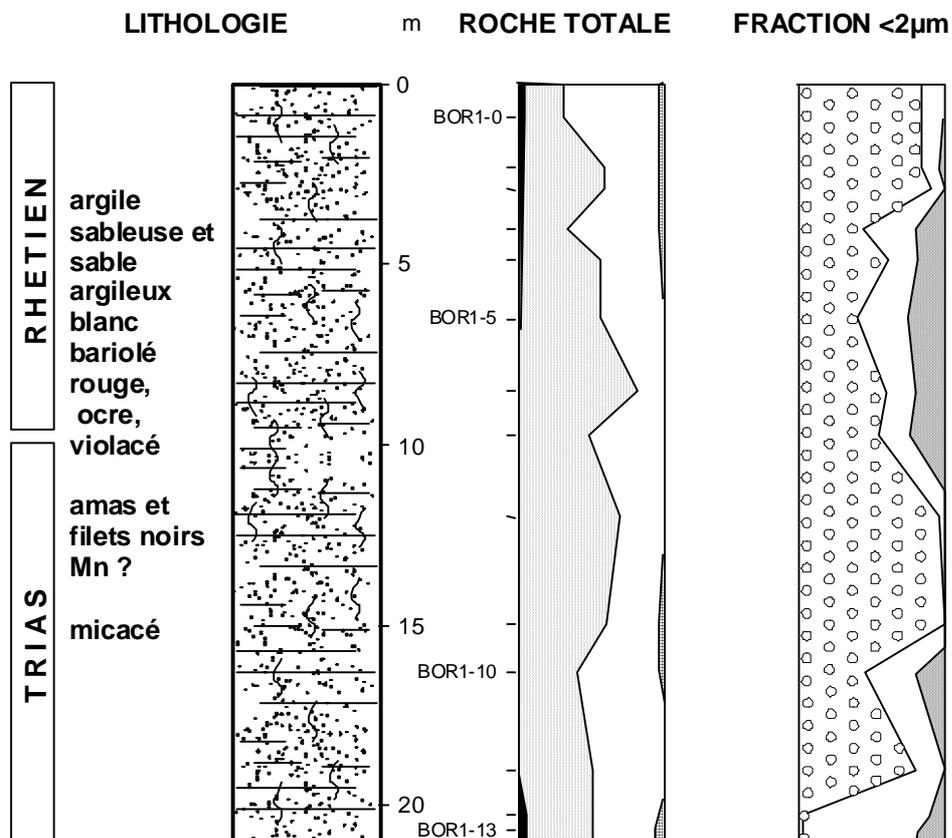
FRA1 – Frappon 1



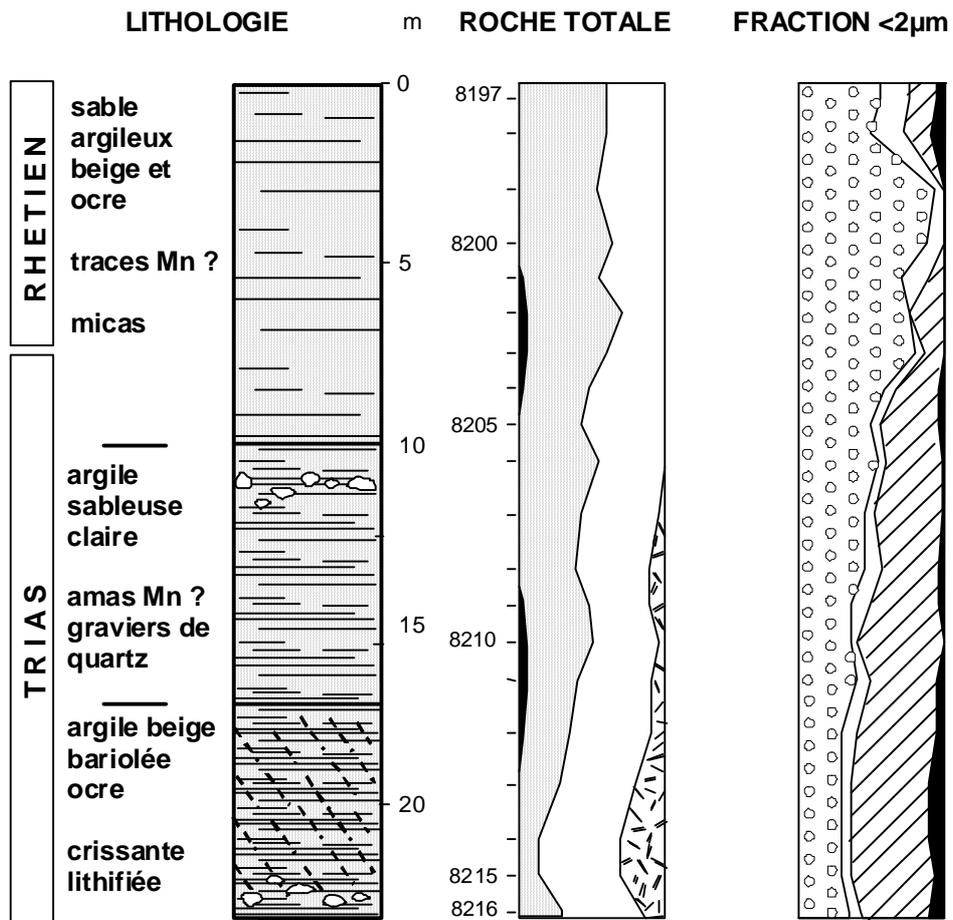
DRA1 - Le Draineur 1



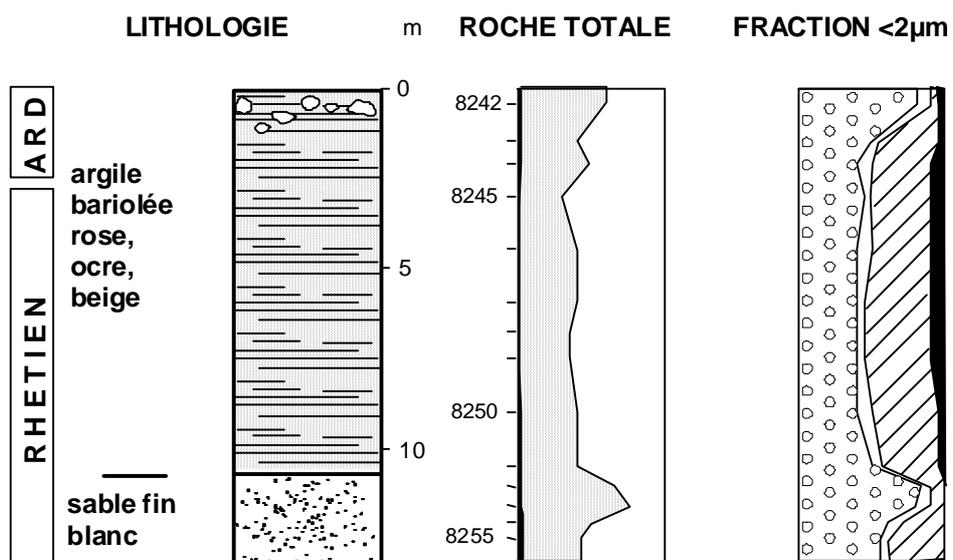
BOR1 - Bornacq 1



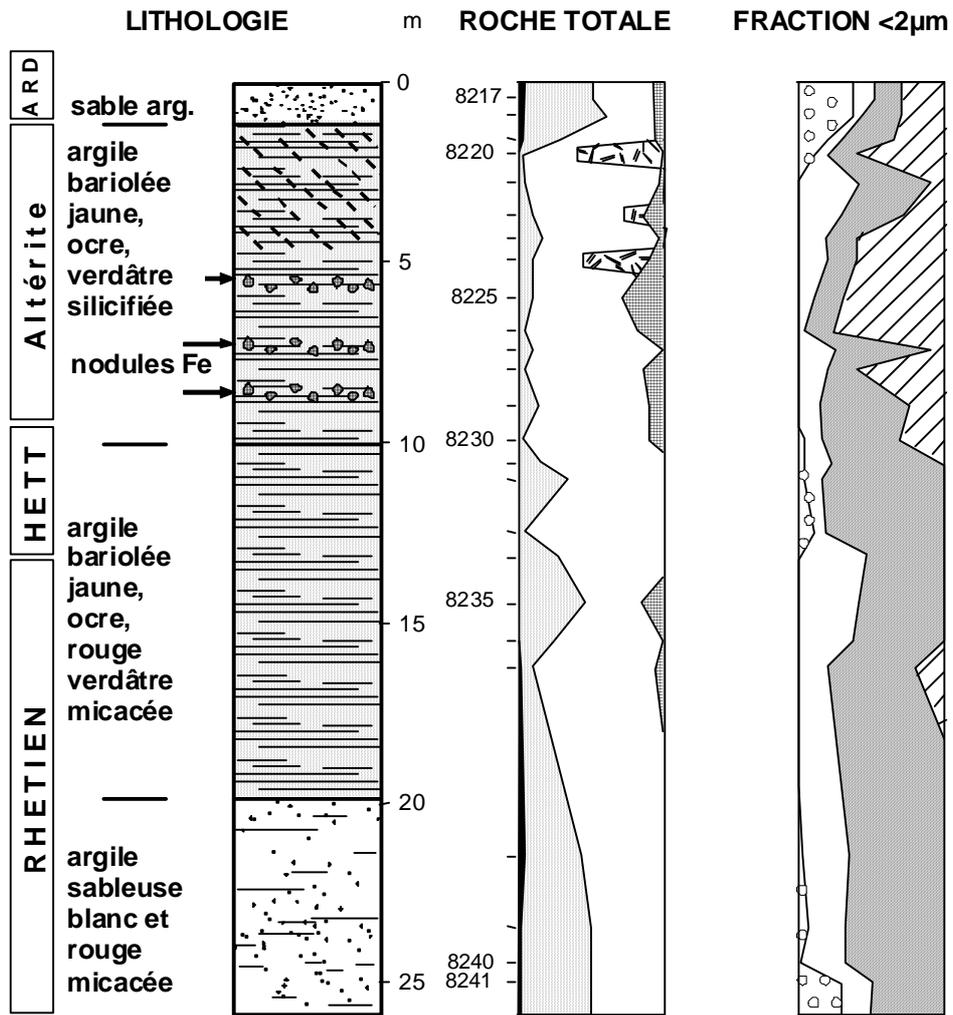
BOI1 - La Boirée 1



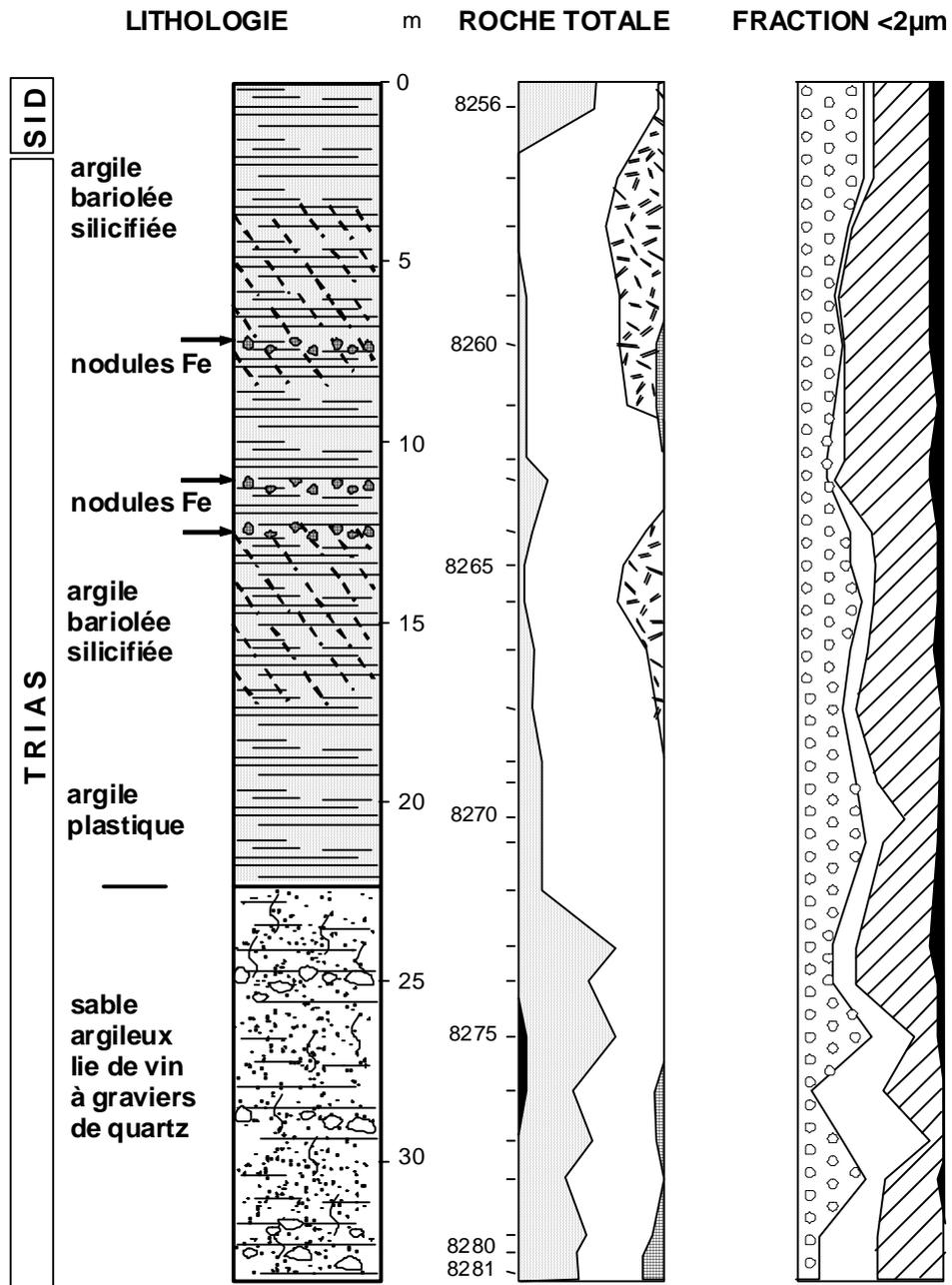
HFO 1 - La Haute Foule 1



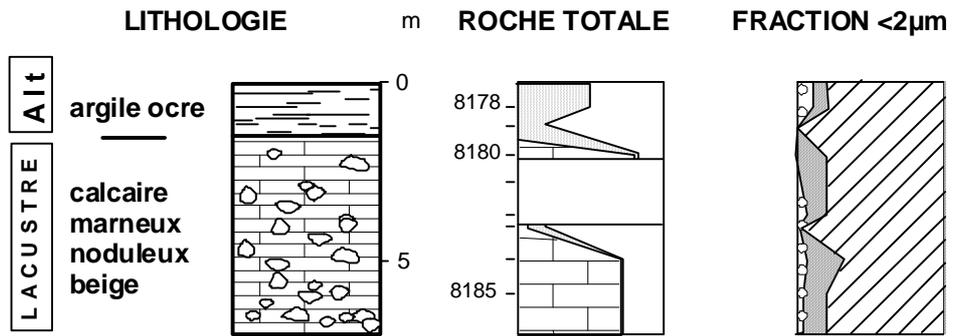
ACR1 - Acre 1 (les Minais)



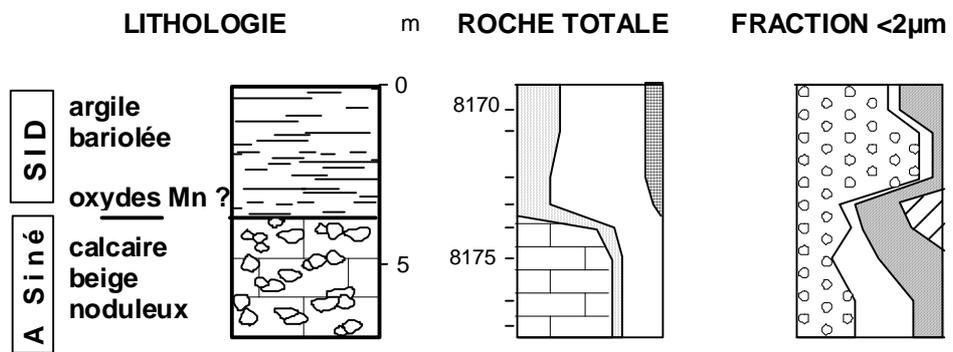
ROC1 - Les Rocs 1



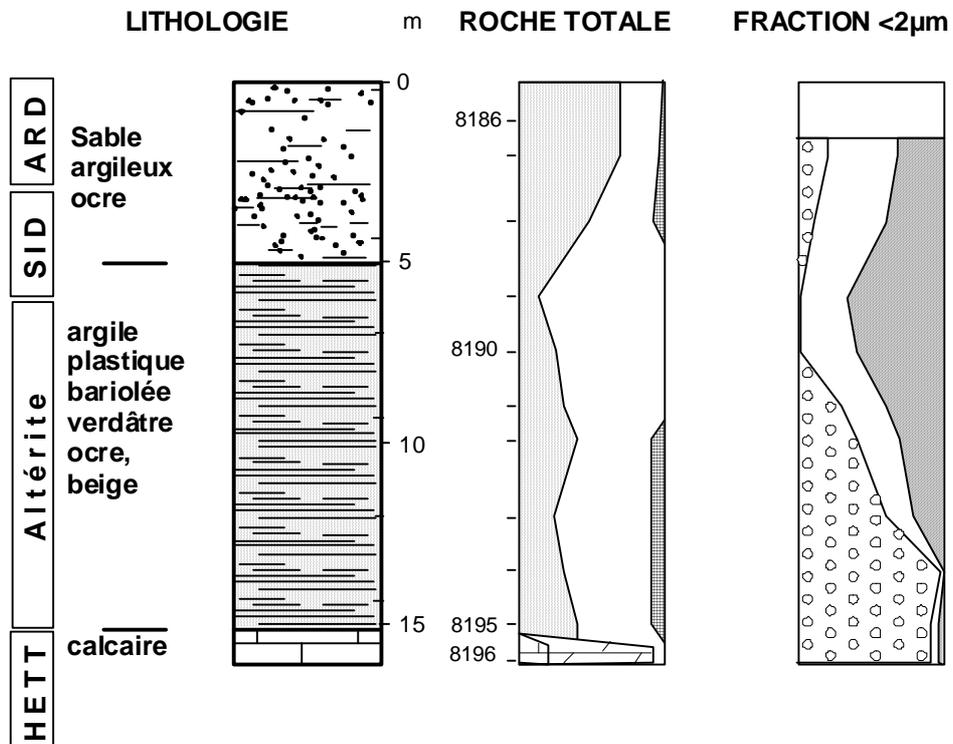
LEC1 - La butte de Lécherolles 1



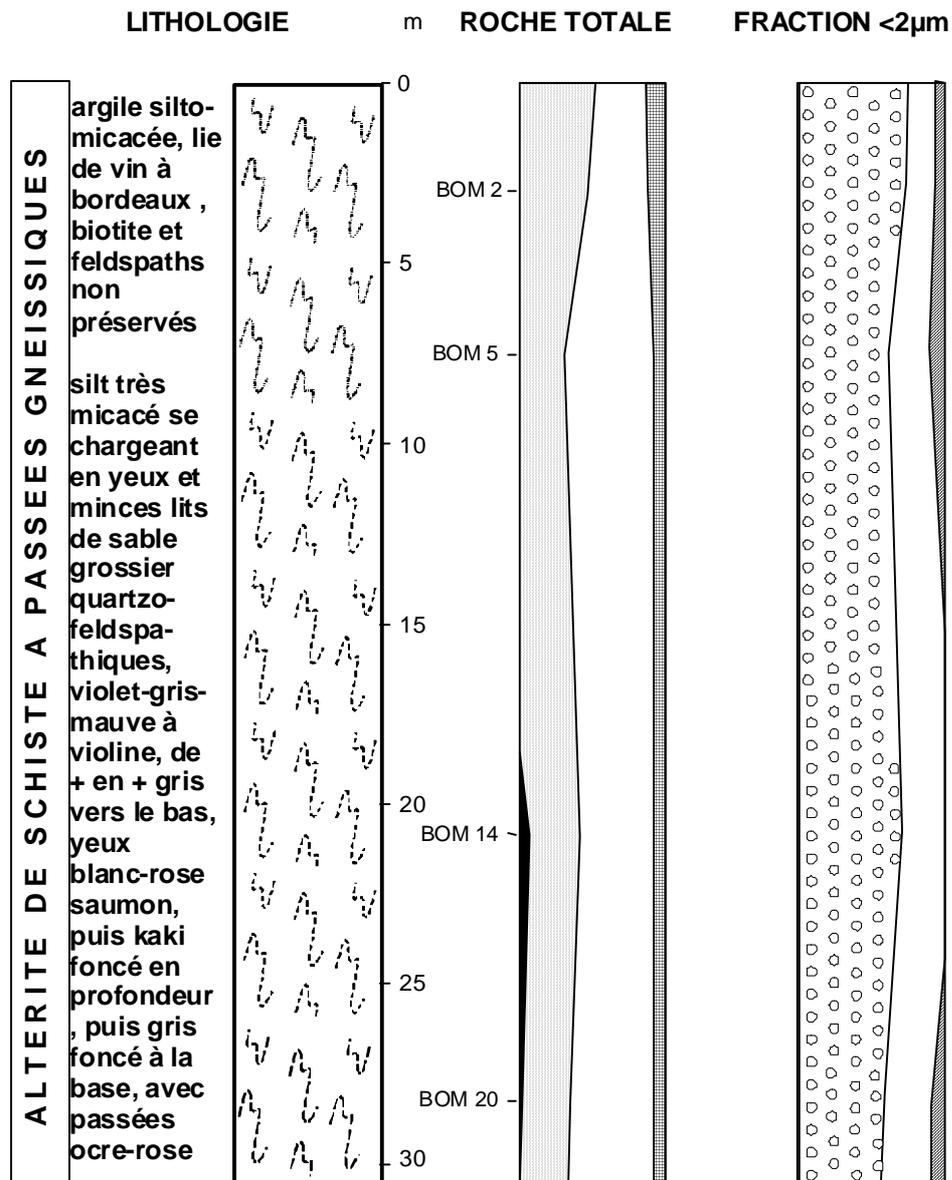
LGA1 - La Grande Alphare 1



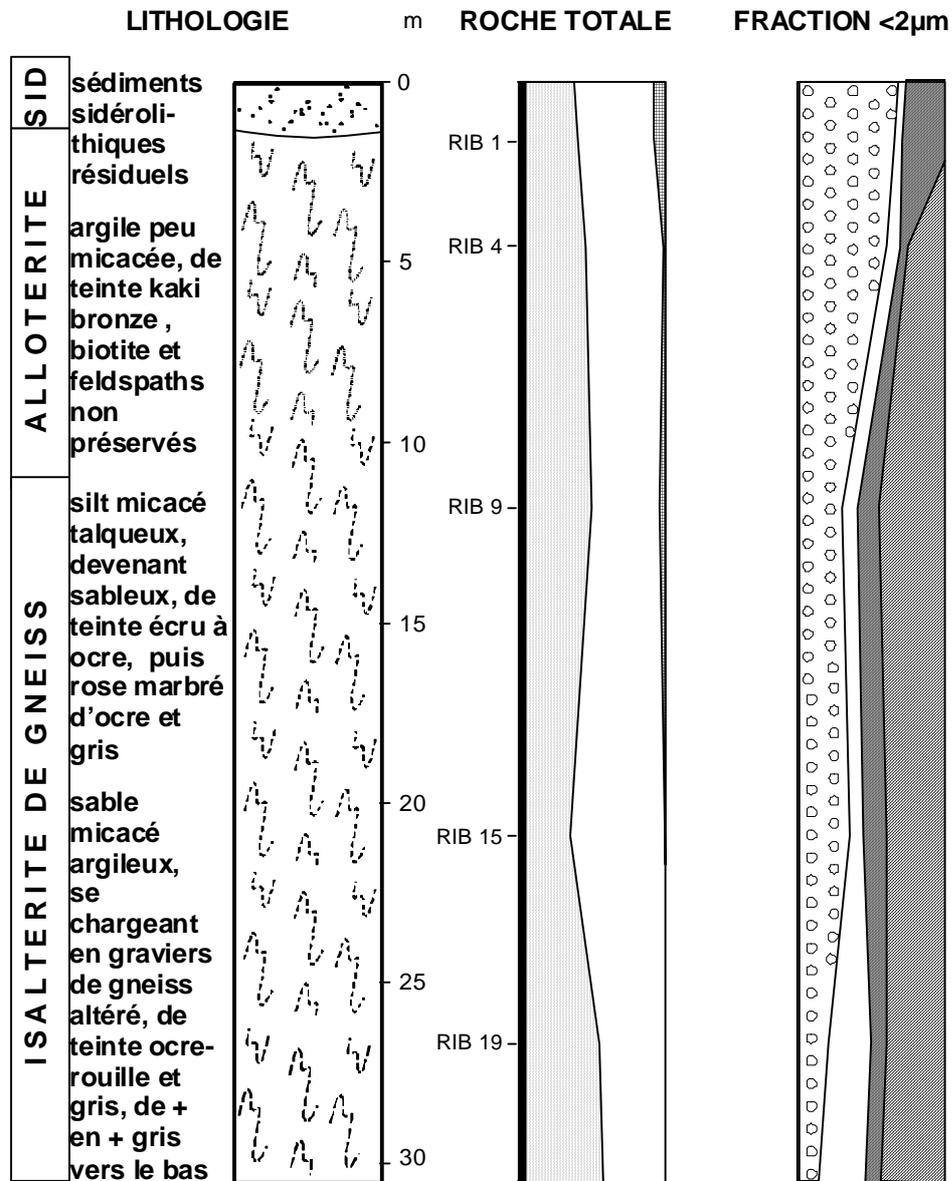
BFU1 - Bois du Fusibet 1



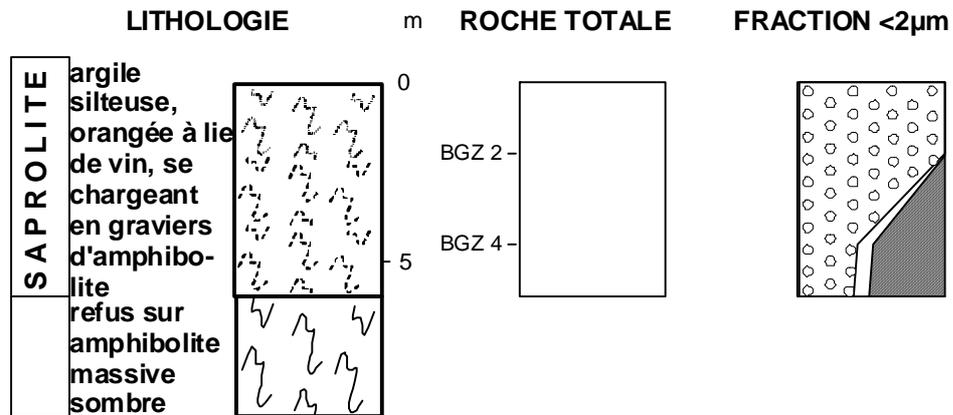
Bon Merle BOM1



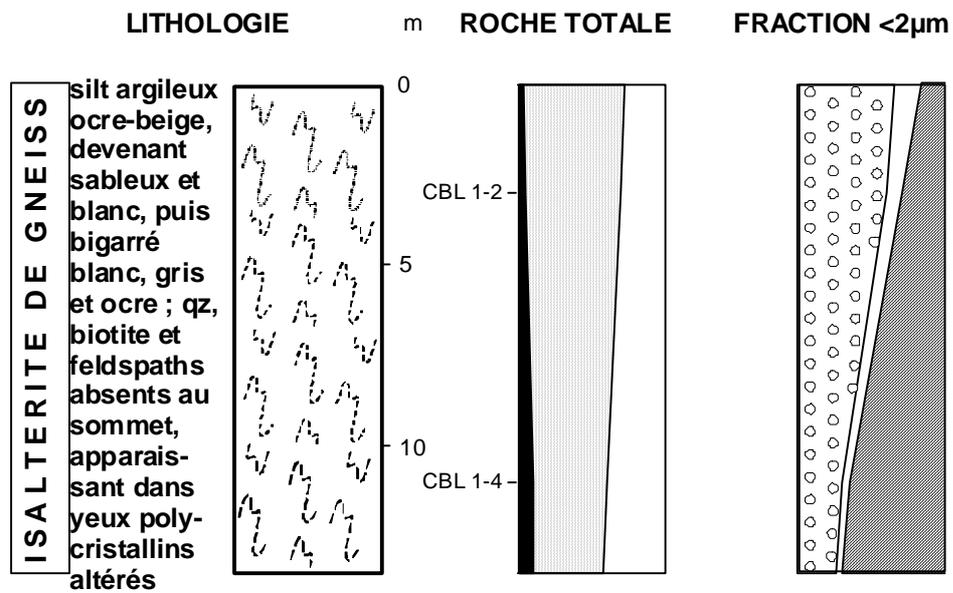
Riau Berton RIB1



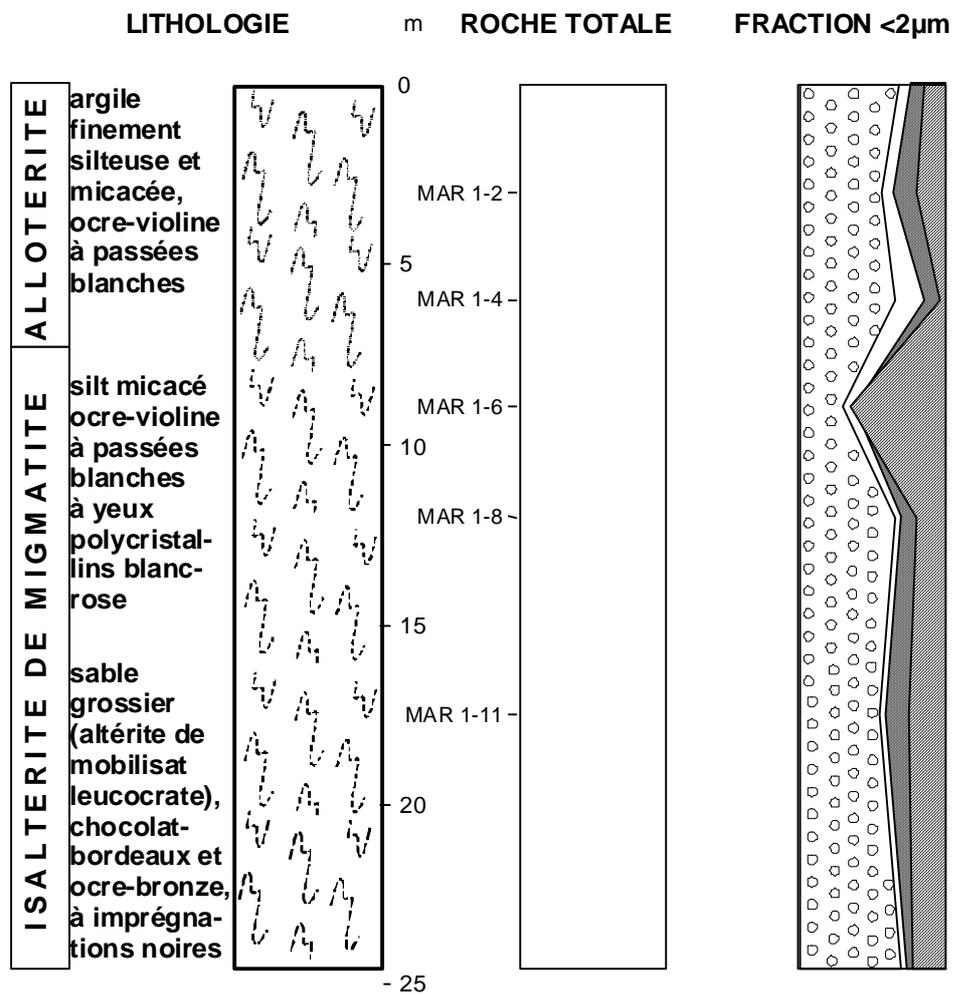
Bougazeau BGZ



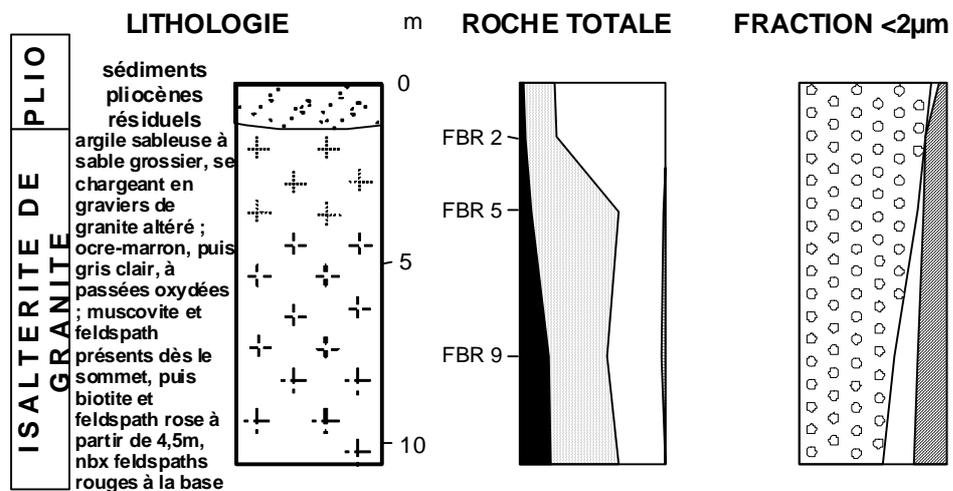
La Chaume Blanche CBL1



Maritet 1 MAR1



La Font Berthomier FBR1





CHÂTEAUMEILLANT

La carte géologique à 1/50 000
CHÂTEAUMEILLANT est recouverte
par la coupure MONTLUÇON (N° 145)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Ardennes	Saint-Amant-Montrond	Charanton-du-Cher
La Châtre	CHÂTEAUMEILLANT	Hérisson
Aigurande	Boussac	Montluçon