



HAL
open science

Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif Central et de ses bordures : implications géodynamiques

Caroline Ricordel-Prognon

► **To cite this version:**

Caroline Ricordel-Prognon. Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif Central et de ses bordures : implications géodynamiques. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007. Français. NNT : . tel-00741773

HAL Id: tel-00741773

<https://theses.hal.science/tel-00741773>

Submitted on 15 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

*"Je suis Gargantua, le bon géant,
je parcours la France à grands pas...*

*[...]Un peu plus loin, je regardais les truites
et les saumons qui dansaient dans la rivière Allier.
Ces beaux saumons qui remontent la rivière, pour
mettre au monde leur progéniture, animent la rivière
par leurs sauts.
Voulant en attraper quelques-uns, je me suis coupé le
bout du doigt contre un gros bloc de granit. Aïe ! Aïe !
Aïe ! tout mon sang s'est enfuit...
Une goutte par-ci, une goutte par-là et hop !
maintenant la terre de la rive gauche de l'Allier, de
Langogne à Alleyras, est devenue toute rouge, pour
toujours »*

Contes et légendes de l'Allier

Remerciements

Cette thèse a bénéficié du soutien financier de l'ANDRA dans le cadre des études de géoprospective réalisées pour le projet HAVL Argile, site Meuse/Haute Marne. Le BRGM a apporté son soutien logistique avec la mise à disposition d'une sondeuse pour l'étude des formations du Lembron.

En premier lieu je tiens à remercier mon directeur de thèse, Médard Thiry, qui m'a proposé ce sujet sur les paléaltérations et accueilli au sein de son équipe. Mille mercis pour sa grande disponibilité, son enthousiasme et ses précieux conseils qui ont fait progresser cette thèse ... le tout relevé de la découverte des églises romanes du Massif central, des champignons et des délices du terroir sancerrois. Mes remerciements ne seront jamais à la hauteur de son implication dans ce travail.

Je tiens à exprimer mes remerciements sincères à Marie Gabrielle Moreau qui a co-dirigé cette thèse, m'a accueillie au sein du laboratoire de Paléomagnétisme de l'IPGP, m'a initiée aux méthodes et techniques du paléomagnétisme et m'a accompagnée sur le terrain. Sa rigueur et sa patience sont connues de tous, sa confiance m'a permis d'avancer. Qu'elle soit assurée de toute mon estime et de mon profond respect.

Si je n'ai pas eu de contact direct avec Jean-Pascal Cogné, il m'a néanmoins fourni l'un des mes plus précieux outils de travail : le logiciel Paléomac. Je suis touchée de l'honneur qu'il me fait en acceptant de juger ce travail et d'en être rapporteur.

Je remercie Christian Dupuis pour avoir accepté de rapporter cette thèse et ainsi apporter sa grande connaissance des paléaltérations du Nord de la France et de la Belgique. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Je tiens aussi à exprimer mes sincères remerciements à David Gomez Gras pour sa participation chaleureuse à une campagne de terrain dans le Morvan et l'apport de sa connaissance du Trias. C'est avec plaisir que je le retrouve dans mon jury de thèse.

Je remercie Jacques Brulhet pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail. Les discussions que nous avons échangées lors de réunions et exposés ont toujours été agréables et efficaces. Qu'il accepte mes plus vifs remerciements pour sa présence dans ce jury

Mes remerciements s'adressent également à Hervé Théveniaut qui a fait les premiers pas dans la datation de ces paléaltérations et a payé les pots cassés ! J'ai bénéficié de son expérience et il m'a donné « libre accès » aux données sur Châteaumeillant.

Comment ne pas remercier Florence Quesnel pour son entrain et son dynamisme. Les échanges et les discussions que nous avons eus ont toujours été enrichissants et précieux. Je la remercie d'avoir accepté de participer à mon jury de thèse, qu'elle soit assurée de toute mon estime.

Je tiens également à remercier spécialement Régine Simon-Coiçon pour l'attention qu'elle a portée à mon travail et pour avoir partagé avec moi sa grande connaissance de l'évolution continentale du Massif central. Nos discussions ont toujours été particulièrement enrichissantes et je la considère comme faisant moralement partie du jury.

Moltes Gracies à David Parcerisa pour le temps qu'il m'a consacré sur les granites du Morvan et de Bretagne, son expertise pétrographique, les longues discussions cet été au labo, et surtout merci pour sa bonne humeur et son sourire communicatifs.

Je tiens aussi à remercier France Lagroix pour sa collaboration, ses suggestions. J'espère que notre collaboration n'en est qu'à ses débuts et que nos échanges se poursuivront. Qu'elle reçoive mes plus sincères remerciements.

Je remercie Bernard Henry et Maxime Le Goff qui m'ont accueillie au laboratoire de Saint-Maur, avec gentillesse et disponibilité de tous les instants.

J'adresse aussi toute ma gratitude à Catherine Kissel qui m'a accueillie au LSCE à Gif sur Yvette pour quelques jours d'analyse. J'en retiens disponibilité et sympathie.

Restent au bout de la liste, mais haut dans mon cœur, tous les "hommes de l'ombre " sans qui aucun travail scientifique ne serait ce qu'il est. Un grand merci à André Raulo qui n'a jamais hésité une seconde à "se mouiller" (de pluie et/ou de sueur !) pour prélever nos précieux échantillons. Son soutien et sa gentillesse m'ont été précieux pendant ses trois années. C'est autour de lui que se résolvent les petits et grands tracas quotidiens. Nicole Forette est remerciée pour l'extrême gentillesse de son accueil au laboratoire d'analyse par diffraction des RX. Mes remerciements s'adressent également à Lin-Thy Mingaut qui a été une "complice" de bureau. Son aide et sa bonne humeur m'ont accompagnée lors des interminables séances de microsonde. Je n'oublie pas tous ceux qui ont contribué à créer une ambiance de travail agréable, Sabine, Vincent, Christelle et toutes les personnes du laboratoire. Je tiens aussi à exprimer mes plus sincères remerciements à Daniel Dupuis et Jean-François Lauzac les "sondeurs" du BRGM, toute la France connaît leur faconde, ... je veux souligner leur opiniâtreté à aller toujours plus profond.

Je tiens à témoigner ma sympathie à tous les thésards "géotrucs" ou "morphotrucs". Nos séances de psychologie collective aux Martin's resteront à jamais d'excellents souvenirs.

Mes plus sincères remerciements à Hugues Bauer. Son humour renversant, son soutien quotidien m'ont toujours mis du baume au cœur, qu'il soit convaincu de ma plus profonde amitié. Un grand merci à tous mes amis, qu'ils soient parisiens ou nantais pour m'avoir écoutée et soutenue.

Tout mon cœur se tourne vers ma famille et ma belle-famille, pour leur soutien sans faille, leurs encouragements. Sans vous rien n'aurait été possible.

Enfin, je te remercie tout particulièrement François, tu as toujours été mon plus grand soutien. Je te remercie du fond du cœur pour ta patience sans cesse renouvelée, pour ta compréhension et ta confiance absolue.

Résumé

Les paléosurfaces continentales constituent des points de repères majeurs pour évaluer les taux d'ablation des régions de socle et modéliser les dynamiques crustales à l'origine de la subsidence des bassins sédimentaires adjacents. La datation des paléoaltérations développées sur les socles cristallins a toujours été la pierre d'achoppement pour intégrer les surfaces continentales des régions cristallines dans les modèles géodynamiques.

Le paléomagnétisme s'avère être une méthode adaptée pour dater les paléoaltérations continentales qui sont très souvent ferrugineuses. C'est dans ce but que les méthodes de datation par paléomagnétisme ont été appliquées aux paléoaltérations reposant sur le socle du Massif central, à celles affectant le socle lui-même dans le Morvan et aux grès ferrugineux crétacés de la bordure sud-est du Bassin de Paris. Les datations ont été obtenues en comparant les directions d'aimantation rémanente portées par les minéraux magnétiques cristallisés au cours des processus d'altération avec la courbe de dérive apparente du pôle de l'Eurasie.

Les formations rouges kaolinitiques du Massif central, classiquement rapportées au Sidérolithique (Eocène-Oligocène), s'appuient contre des escarpements de faille, remplissent des paléovallées ou arment des paléoreliefs de socle. Elles sont sablo-argileuses, indurées, imprégnées par des oxydes de fer, et présentent des structures pédologiques marquées. Leur étude macro et micromorphologique a permis de montrer que ce sont des paléoprofils *in situ*. Les datations de ces cuirasses par paléomagnétisme indiquent des âges s'échelonnant entre 160 Ma dans le bassin de Naussac (centre du Massif central) et 140 Ma au Lembron (bordure sud-ouest de la Limagne). Les profils sont donc datés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

Les formations ferrugineuses crétacées de la bordure sud-est du Bassin de Paris, en Puisaye et en Sologne, se présentent comme des grès à ciment ferrugineux (Sables et Grès ferrugineux de l'Albien inférieur, Sables de la Puisaye). Les grès sont principalement à ciment de goethite et n'ont pas permis d'obtenir des datations, car la goethite présente une aimantation instable. En revanche, un niveau hématitique, à la base des argiles de Myennes, a fourni un âge sub-récent (0-3 Ma). Cet âge pourrait correspondre à l'oxydation d'un niveau pyriteux suite à l'écoulement de la nappe phréatique lors de l'entaille des paysages actuels.

Le socle cristallin du Massif central et du Morvan présente des faciès albitisés qui touchent indifféremment les granites, les gneiss, les rhyolithes et par endroit les sédiments du Permo-Carbonifère. Sur granite, les faciès s'organisent selon une succession d'horizons, tachetés roses à la base à moucheté rouge au sommet. Ils sont caractérisés par l'albitisation des plagioclases primaires et la chloritisation des biotites primaires. L'albite et la chlorite secondaires présentent de petites inclusions de minéraux secondaires comme de l'hématite qui a pu être datée par paléomagnétisme. La disposition des faciès selon la paléosurface triasique pointait pour une formation supergène de ces albitisations. Les datations par paléomagnétisme des profils du Morvan ont confirmé l'âge triasique de ces faciès albitisés. Ces datations confirment l'origine superficielle de ces faciès et excluent les hypothèses tardimagnétiques et hydrothermales classiquement avancées pour expliquer leur origine.

Les analyses paléomagnétiques ont permis de dater un large spectre de paléoaltérations pour lesquelles aucune datation objective n'était disponible à ce jour. L'ancrage spatio-temporel des paléoaltérations et des paléosurfaces qui leur sont liées permet de préciser des traits majeurs de l'évolution géodynamique du Massif central.

- Sur de vastes régions du Massif central les paléosurfaces du Trias, du Jurassique terminal et du Tertiaire sont confondues. Il n'y a donc pas eu d'érosion conséquente du socle entre le Trias et la période actuelle, puisque la paléosurface albitisée au Trias est encore présente sur de très grandes surfaces du massif.
- Les datations du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur des paléoaltérations "sidérolithiques" soulignent que le Massif central ne présentait pas de couverture sédimentaire à cette époque. Il en résulte que le massif n'a vraisemblablement jamais supporté une couverture sédimentaire conséquente (supérieure à 500 m ?) au cours du Mésozoïque.

La reconnaissance et la datation de ces paléosurfaces continentales témoignent de longues périodes de continentalisation du socle et de la relative stabilité du Massif central tout au long du Mésozoïque.

Abstract

Continental unconformities are essential to estimate erosion rates of crystalline basement and to model the crust dynamics that control subsidence of surrounding sedimentary basins. Dating such unconformities has always been the stumbling block to constrain geodynamical models.

Paleomagnetism is a great tool to date ferruginous paleoweathering. This method has been applied: to paleoweathering occurrences resting on the Massif central crystalline basement and reaching the Morvan crystalline basement ; and to the Cretaceous ferruginous sandstones of the Southeast border of the Paris Basin. Relative dating of these azoic formations have been acquired by comparing the recorded paleomagnetic poles from the samples with the apparent polar wander path (APWP) of the Eurasian plate

The thick red kaolinitic formations from the Massif central have classically been ascribed to the “Siderolithic” (Eocene-Oligocene). These formations are arranged in clear paleolandscape features: around basement paleoreliefs, leaned against fault scarps, infilling paleovalleys, etc. It show well preserved pedogenic features (termites burrows, illuviation and hydromorphic features, nodules...). Macro and micromorphological observations show that these formations are *in situ* paleosoils. Paleomagnetic datings provide ages ranging from 160 Ma (Late Jurassic) in the Naussac Basin (centre of the Massif central) to 140 Ma (Early Cretaceous) in the Lembron region (Southwest border of the Limagne graben).

The Cretaceous ferruginous deposits from the Southeast border of the Paris Basin, in the Puisaye and Sologne areas are made up of sandstones with ferruginous cement (Early Albian Sands and Ferruginous Sandstones, La Puisaye Sands). The cement is mainly goethitic. No dating were obtained because of the instable magnetization of this mineral. A hematitic layer located at the base of the Myennes Clays gave a recent age (0-3 Ma). It could be related to the oxidization of a pyretic layer subsequent to groundwater flow during the formation of the present-day landscapes.

The Massif central and the Morvan crystalline basements show albitized facies. It affects granites, gneiss, rhyolites and Permo-Carboniferous sediments. On granites, albitized facies are layered, with pinkish mottling at the base and reddish spotting to the top. These horizons are marked by albitization of primary plagioclases and chloritization of primary biotites. Secondary albite and chlorite contain secondary minute hematite inclusions, which have been dated by paleomagnetism to be Triassic in age. The albitized facies are related to the Triassic unconformity. Both datings and geographic distribution of the albitized formations argue for a superficial origin of these facies. Therefore, the post-magmatic or hydrothermal hypothesis classically proposed to explain their origin can be excluded.

Paleomagnetic analyses allowed to date a large range of paleoweathering formations for which no objective datings was available. The space and time distribution of the formations and the related unconformities gives elements to highlight the geodynamic evolution of the Massif central.

- Triassic, Late Jurassic and Tertiary unconformities are superimposed on large areas of the Massif central. It implies very little erosion of the crystalline basement since Triassic times, as shown by the widespread albitized triassic unconformity outcropping at present.
- Datings points out that no Mesozoic cover was present on the basement of Massif central during development of the red kaolinitic paleosoils during the Late Jurassic/Early Cretaceous period. Consequently, the Massif central did probably not support an important (more than 500 m) sedimentary cover during the Mesozoic.

In conclusion, identification and dating of such continental unconformities give evidences for long lasting continental evolution and landscape stability of the Massif central all along the Mesozoic.

Sommaire

CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1. PROBLEMATIQUE GENERALE	1
1.2. PALEOALTERATIONS DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES	2
1.2.1. Les paléooaltérations « imprimées » dans le socle	3
1.2.2. Les paléooaltérations reposant sur le socle	4
1.2.3. Les ferruginisations des sables sur les bordures du bassin de Paris.....	4
1.3. METHODES DE DATATIONS DES PALEOALTERATIONS	5
CHAPITRE 2 DATATIONS PAR PALEOMAGNETISME	7
2.1. PRINCIPE	7
2.2. DETERMINATION DU SIGNAL PALEOMAGNETIQUE	8
2.2.1. Echantillonnage.....	8
2.2.2. Définition de la paléohorizontale	8
2.2.3. Définition de l'aimantation rémanente naturelle (ARN)	9
2.3. IDENTIFICATION DES PORTEURS DE L' AIMANTATION	11
2.3.1. Acquisition des courbes d'aimantation rémanente isotherme (ARI)	12
2.3.2. Acquisition de cycles d'hystérésis.....	13
2.3.3. Méthode mixte : méthode de Lowrie.....	14
2.4. LES PORTEURS DE L' AIMANTATION DES FORMATIONS "SIDEROLITHIQUES"	14
2.4.1. Coupe de référence : les Mottes (Boudes, 63).....	15
2.4.2. Distribution des porteurs magnétiques dans la coupe des Mottes.....	17
2.4.3. Homogénéité de la distribution des porteurs magnétiques dans les échantillons	18
2.4.4. Nature des porteurs de l'aimantation.....	19
2.4.5. Porteurs de l'aimantation rémanente des formations "sidérolithiques".....	24
CHAPITRE 3 LES CUIRASSES "SIDEROLITHIQUES" DU MASSIF CENTRAL.....	27
3.1. CADRE GEOLOGIQUE	27
3.2. DESCRIPTION DES FORMATIONS	29
3.2.1. Caractères généraux.....	29
3.2.2. Minéralogie	34
3.2.3. Micromorphologie des paléosols.....	35
3.2.4. Interprétations des structures	45
3.2.5. Les paléoenvironnements.....	46
3.3. LES COUPES ETUDIEES	46
3.3.1. Naussac (Langogne, 48).....	47
3.3.2. Le Rouget (Saint-Alban-sur-Limagnole, 48)	49
3.3.3. Chassefeyre (Saint Alban sur Limagnole, 48).....	49
3.3.4. La Brosse (Tortezais, 03).....	50
3.3.5. Châteaumeillant (Fossé du Cher, 18).....	50
3.4. ANALYSE PALEOMAGNETIQUE	51
3.4.1. Les directions paléomagnétiques enregistrées	51
3.4.2. Interprétation des directions paléomagnétiques.....	55
CHAPITRE 4 LES FORMATIONS "SIDEROLITHIQUES" DU LEMBRON.....	59
4.1. CADRE GEOLOGIQUE	59
4.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX	60
4.2.1. Les anciens travaux	60
4.2.2. Les travaux récents.....	61
4.3. DESCRIPTION DES FORMATIONS	61
4.3.1. Les sables et argiles bariolées non indurés	61
4.3.2. Les formations silicifiées	72
4.4. LES COUPES ETUDIEES.....	74
4.4.1. Les formations rouges indurées.....	75
4.4.2. Les sables et argiles bariolées.....	76
4.4.3. Les formations silicifiées.	77
4.5. ANALYSE PALEOMAGNETIQUE	78
4.5.1. Les directions paléomagnétiques enregistrées	78
4.5.2. Interprétations des directions paléomagnétiques.....	91

CHAPITRE 5	GRES FERRUGINEUX DU SUD-EST DU BASSIN DE PARIS	95
5.1.	CADRE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE	95
5.2.	DESCRIPTION	97
5.2.1.	<i>Caractères généraux et macromorphologie</i>	97
5.2.2.	<i>Minéralogie</i>	100
5.2.3.	<i>Micromorphologie</i>	101
5.3.	COUPES ETUDIEES	105
5.3.1.	<i>Les Beaux-Arts (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 89).</i>	105
5.3.2.	<i>Guédelon (Guédelon, Saint Sauveur en Puisaye, 89).</i>	106
5.3.3.	<i>Les Proux de la route (Moutiers en Puisaye, 89).</i>	106
5.3.4.	<i>Les Chézeaux (Le Vernet, Santranges, 18).</i>	106
5.3.5.	<i>Château et stade de Vailly-sur-Sauldre (Vailly sur Sauldre, 18).</i>	106
5.4.	ANALYSE PALEOMAGNETIQUE	107
5.4.1.	<i>Les directions paléomagnétiques enregistrées</i>	107
5.4.2.	<i>Interprétation des directions paléomagnétiques</i>	110
CHAPITRE 6	LES ALTERATIONS PROFONDES DU SOCLE DU MORVAN	113
6.1.	LES ALBITISATIONS TRIASIQUES	113
6.2.	CADRE GEOLOGIQUE	113
6.3.	DESCRIPTION DES PROFILS	114
6.3.1.	<i>Description d'un profil albitisé synthétique</i>	114
6.4.	COUPES ETUDIEES	116
6.5.	LE PORTEUR DE L'AIMANTATION	117
6.5.1.	<i>Principales caractéristiques pétrographiques de l'hématite</i>	117
6.5.2.	<i>Formation d'hématite au cours du chauffage</i>	118
6.6.	ANALYSE PALEOMAGNETIQUE	120
6.6.1.	<i>Comportement magnétique des échantillons au chauffage</i>	120
6.6.2.	<i>Les directions paléomagnétiques enregistrées</i>	121
6.6.3.	<i>Interprétation des directions paléomagnétiques</i>	124
CHAPITRE 7	INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DES DATATIONS	127
7.1.	NATURE DE L'EVENEMENT DATE	127
7.1.1.	<i>Redistribution du fer dans les formations "sidérolithiques" du Massif central</i>	127
7.1.2.	<i>Cimentation des sables et grès de la bordure sud-est du Bassin de Paris</i>	128
7.1.3.	<i>Altération superficielle du socle du Massif central</i>	129
7.2.	COUVERTURE SEDIMENTAIRE MESOZOIQUE DU MASSIF CENTRAL	131
7.2.1.	<i>Données relatives aux formations "sidérolithiques" du Massif central</i>	132
7.2.2.	<i>Epaisseur et extension des dépôts mésozoïques</i>	132
7.2.3.	<i>Les données relatives à la thermochronologie</i>	134
7.2.4.	<i>Discussion</i>	135
7.3.	GEODYNAMIQUE DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES	136
7.4.	SIGNIFICATION DES PALEOALTERATIONS "SIDEROLITHIQUES"	138
7.4.1.	<i>Extension des paléoaltérations</i>	138
7.4.2.	<i>Interprétation paléoclimatiques</i>	139
CHAPITRE 8	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	141
8.1.	DIFFICULTES D'ANALYSE LIEES AUX PALEOSOLS	141
8.2.	ANCIENNETE DES PALEOSURFACES	141
8.3.	PERSPECTIVES	142
BIBLIOGRAPHIE		143
LISTE DES FIGURES		155
LISTE DES TABLEAUX		157
ANNEXE 1		159
ANNEXE 2		161

CHAPITRE 1 Introduction

1.1. PROBLEMATIQUE GENERALE

Contrairement à ce que l'on pourrait penser, les terres émergées constituent des surfaces bien plus vastes que les aires marines subsidentes où s'accumule l'essentiel des dépôts sédimentaires. Malgré cela, les données géologiques relatives aux anciens continents sont rares, pour certaines complètement absentes, et souvent brouillées par des évolutions successives superposées. Au mieux, les continents ne conservent que des vestiges restreints de leur évolution et n'offrent qu'un patchwork de formes de relief et d'altérites discontinus dans le temps et dans l'espace. Pourtant, l'étude des paléaltérations et des paléopaysages est fondamentale, une part importante des dépôts des bassins sédimentaires étant d'origine continentale. De ce point de vue, les paléaltérations sont de la première importance : elles alimentent les bassins en composés solubles et matériel détritique, elles permettent d'appréhender les paléoenvironnements, les paléoclimats et les paléogéographies. Elles fonctionnent aussi comme une interface d'échange avec l'atmosphère et participent ainsi aux changements globaux.

Nombre de formations mésozoïques et tertiaires ont subi de profondes altérations et transformations pendant ou après leur dépôt. L'étude de ces paléaltérations peut permettre de :

- préciser les mécanismes géochimiques de surface pour les altérations dont on ne connaît pas d'équivalent dans la nature actuelle ou dont les vitesses de formation sont trop faibles pour permettre d'appréhender le fonctionnement dans les paysages actuels ;
- reconstruire les paléoclimats et les paléomorphologies qui prévalaient lors du développement de ces paléaltérations ;
- donner des repères spatio-temporels sur la position des paléosurfaces continentales successives et de là, préciser l'évolution géodynamique régionale et en particulier d'évaluer les taux d'ablation et la puissance des terrains érodés.

Les aspects paléoenvironnementaux ont été les sujets primordiaux de l'étude des paléaltérations lors des dernières décennies. Les aspects géodynamiques sont actuellement mis en avant car ils trouvent leur application directe dans des problèmes posés par l'industrie extractive et par les études de faisabilité des sites d'enfouissement de déchets radioactifs. Ces connaissances ont pour intérêt de permettre d'évaluer le degré de stabilité d'un secteur tant sur le plan tectonique que sur celui de sa vulnérabilité vis à vis de l'érosion. Actuellement ce sont les sédiments accumulés dans les bassins qui fournissent les contraintes pour l'étude de l'évolution géodynamique d'une région. Peu de choses sont disponibles sur la périphérie des bassins et sur les régions de socle où l'altération et l'ablation dominant (Fig. 1).

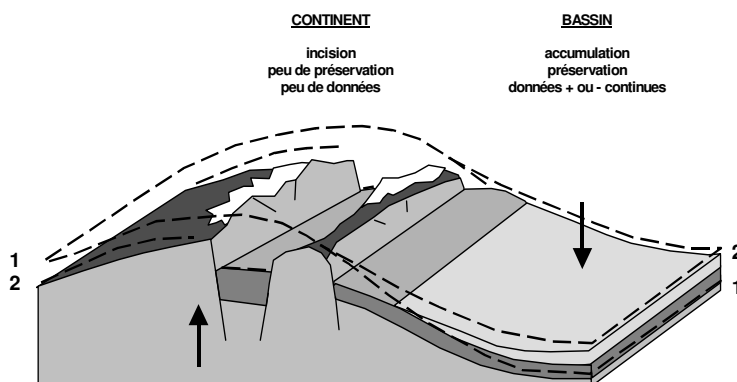


Figure 1 - Problématique de l'étude des paléaltérations. Etendre des lignes isochrones, tracées au sein du bassin, jusque sur les socles périphériques permet de contraindre fortement les modèles dynamiques d'évolution du bassin sur ses bordures

Fig. 1 - Paleoweathering studies : set of problems. Drawing isochroneous lines from basin to basement areas would hardly constrain geodynamical models used to evaluated the evolution of basins and their edges

Etendre des lignes isochrones, tracées au sein du bassin, jusque sur les socles périphériques constituerait un moyen de contraindre fortement les modèles dynamiques d'évolution du bassin, en prenant en compte non seulement la subsidence dans le bassin lui-même mais aussi les surrections et érosions sur sa bordure. A terme, la datation des paléaltérations devrait aussi permettre de bâtir une "stratigraphie" continentale des anciens climats et des évènements géomorphologiques.

1.2. PALEOALTERATIONS DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES

D'importantes surfaces du Massif central sont couvertes par des formations issues de paléaltérations. Ce sont des jalons de l'histoire particulièrement précieux pour reconstituer l'évolution géodynamique du massif au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Cette évolution est en effet complètement différente selon que l'on fait l'hypothèse que le massif n'a jamais eu de couverture sédimentaire importante comme l'admettent « classiquement » les anciens auteurs (Thévenin, 1903 ; Rouire et Rousset, 1980 ; Lefavrais *et al.*, 1990) ou que l'on estime au contraire que le massif a été recouvert par une puissante couverture mésozoïque comme l'ont suggéré des travaux récents sur la diagenèse des formations de l'Ardèche (Sizun *et al.*, 1993 ; Pagel *et al.*, 1997), mais aussi des Grands Causses (Peyaud, 2002) et l'étude de l'évolution thermique du socle (Barbarand *et al.*, 2001 ; Barbarand, 2003 ; Peyaud *et al.*, 2005).

Dans la première hypothèse, on estime que le massif n'a supporté qu'une couverture peu épaisse et que les dépôts sont épicontinentaux, de faciès peu profonds. Dans ce cas, le massif est relativement stable, la submersion du massif essentiellement commandée par l'eustatisme. La subsidence du bassin est relativement régulière. La zone de déformation est limitée à une flexure en bordure du massif (Fig. 2). Dans la seconde hypothèse, on estime que le massif a supporté une couverture épaisse avec des faciès relativement profonds. Le massif s'enfonce beaucoup et présente donc une subsidence au moins égale à celle du bassin. Si plus est, le massif a été émergé à certaines périodes, il faut alors admettre des périodes pendant lesquelles le massif présente une subsidence égale à celle du bassin, augmentée du différentiel entre l'altitude du départ et la profondeur de fond marin. Le mouvement relatif entre bassin et massif est obligé de s'inverser. Les contraintes tectoniques sont fortes. Les mouvements tectoniques cénozoïques pour parvenir à l'état actuel de dénudation et de surrection sont d'autant plus amples.

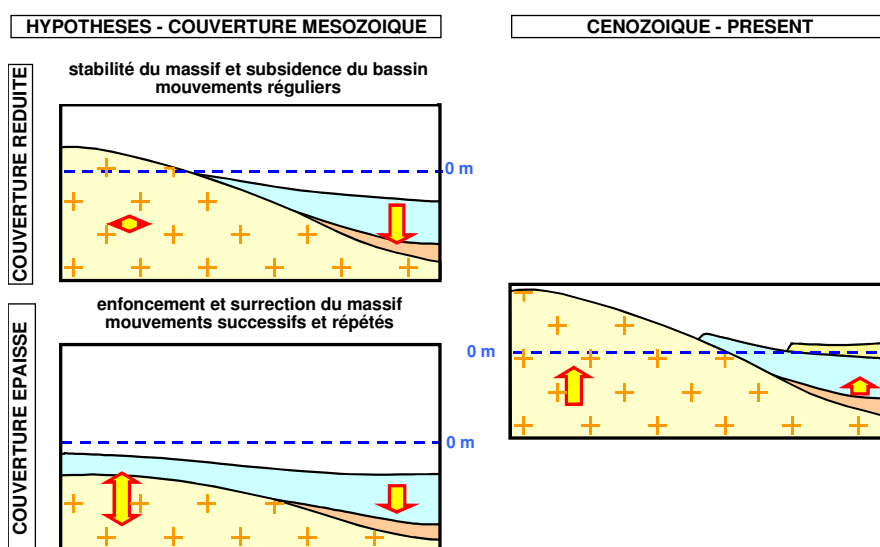


Figure 2 - Schéma des hypothèses concernant l'évolution géodynamique du Massif central selon que l'on admet que le massif est resté découvert ou avec une couverture sédimentaire peu épaisse et de faciès épicontinental ou que l'on considère que le massif a supporté une couverture épaisse et de faciès profond.

Fig. 2 – Schematic sketches showing the hypothesis concerning Massif Central geodynamical evolution if we consider a thin sedimentary cover of epicontinental facies or a thick cover.

L'évolution géodynamique du Massif central et de ses bordures s'est inscrite dans trois types de paléaltérations de natures très différentes :

- des paléaltérations affectant le socle cristallin du massif avec préservation de la cohérence et des structures des roches ;
- des paléaltérations développées sur le socle ou sur les sédiments reposant sur le socle et qui présentent des caractères de paléoprofils d'altération supérogène ;

- des ferruginisations des formations sableuses sur les bordures du Bassin de Paris, sur la flexure entre le massif et le bassin subsident.

1.2.1. Les paléoaltérations « imprimées » dans le socle

Des paléoaltérations profondes et inhabituelles affectent le socle paléozoïque du Massif central. Ces paléoaltérations affectent aussi bien les granites que les roches volcaniques et sédimentaires permo-carbonifères. Les paléoprofils d'altération sont caractérisés par l'albitisation des plagioclases primaires, par la chloritisation des biotites primaires et par la précipitation d'hématite.

Les profils sont tout à fait particuliers, avec préservation de la pétrofabrique des roches cristallines, pénétration en profondeur le long de fentes et épaisseur totale des profils comprise entre 100 et 200 m. Ces paléoaltérations ont été décrites dans le Sud du Massif central (Yerle et Thiry, 1979; Schmitt et Simon-Coinçon, 1985; Schmitt, 1992). Les auteurs ont montré que ces paléoaltérations étaient liées à la paléosurface triassique, qu'elles présentaient un profil avec des faciès différenciés depuis la surface vers la profondeur et s'atténaient puis disparaissaient complètement en profondeur (Fig. 3). Les paragenèses minérales ont été datées du Trias (Bonhomme *et al.*, 1980; Schmitt *et al.*, 1984).

Les auteurs interprètent ces paléoaltérations comme étant liées à la surface, sous des conditions géodynamiques très stables, sous climats à fort déficit hydrique et à l'apport d'embruns depuis la côte (Schmitt, 1994). Malgré les arguments géométriques et les datations, l'origine des faciès est controversée. Les paragenèses de ces faciès sont identiques à celles de la saussuritisation et des albitisations rapportées à des transformations tardimagmatiques et hydrothermales. Dans cette hypothèse, les fluides à l'origine de ces altérations seraient d'origine profonde et la distribution spatiale des faciès directement liés à des fractures et aux zones périphériques des massifs granitiques (Fig. 3). Dans ce cas, il n'y a aucune relation entre les faciès altérés et la paléosurface triassique qui recouperait tardivement les faciès altérés et non altérés.

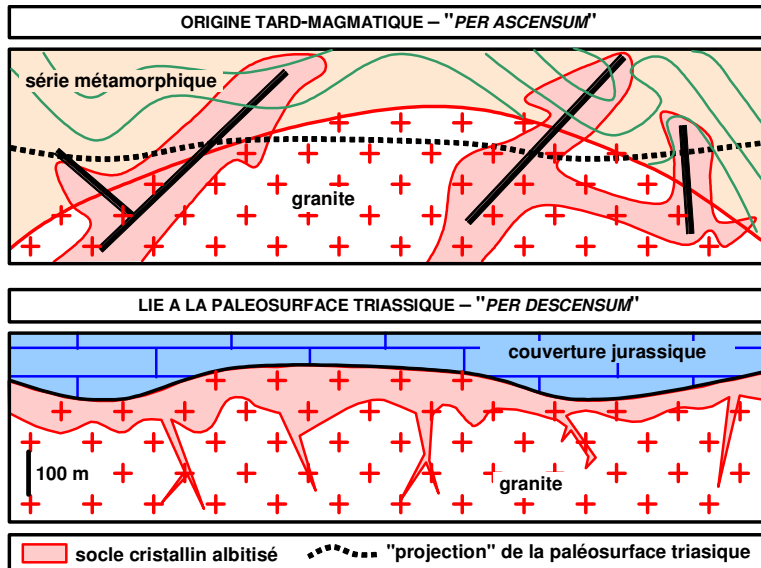


Figure 3 - Schéma illustrant les deux hypothèses relatives à l'origine des faciès albitisés affectant le socle cristallin du Massif central : origine profonde (hydrothermale ou tardimagmatique) ou origine superficielle.

Fig. 3 - Steches showing the two hypothesis proposed to explain the origin of Massif Central cristalline basement albitized facies : deep origin (hydrothermal or tardimagmatic) or superficial origin.

Des datations complémentaires sur la roche totale (et non pas sur la fraction spécifique comme pour les datations radiochronologiques qui ont été faites précédemment) devrait permettre d'étayer la réflexion sur les phénomènes à l'origine de la formation de ces paléoaltérations particulières. Par ailleurs, si des datations venaient à confirmer un âge triasique de ces altérations (qui seraient donc de surface, le massif étant découvert à cette période) elles constitueraient un repère dans l'évolution géodynamique du Massif central et contraindraient fortement le taux d'ablation du massif depuis cette époque.

1.2.2. Les paléoaltérations reposant sur le socle

De puissantes formations d'altération reposent directement sur le socle dans plusieurs secteurs du Massif central. Il s'agit d'argiles rutilantes et de cuirasses ferrallitiques présentant des caractères spécifiques d'altération *in-situ*. Ce sont les formations dites "sidérolithiques" (Deschamps, 1973).

Leur attribution stratigraphique a toujours été basée d'une part sur leur occurrence en bordure des fossés d'effondrement et sous les sédiments oligocènes des fossés et d'autre part sur une corrélation avec les sédiments continentaux à kaolinite, souvent ferrugineux, connus à la base des sédiments tertiaires des bassins périphériques (argiles des Charentes en Aquitaine, argiles plastiques du Bassin de Paris) dont ils constitueraient le matériel parental. Une analyse objective de la position de ces paléoaltérations sur le socle du Massif central montre qu'elles peuvent avoir tous les âges compris entre le Trias et l'Oligocène (Fig. 4).

Les reconstitutions paléogéographiques du Massif central sont très fortement conditionnées par l'occurrence de ces faciès d'altération attribués à la base du Tertiaire. Ces formations forment le point d'ancrage de l'évolution continentale du Massif central et de l'attribution d'un certain nombre de paléosurfaces voire même d'une très large majorité des morphologies actuelles du massif. La datation de ces paléoaltérations est donc d'une importance cruciale.

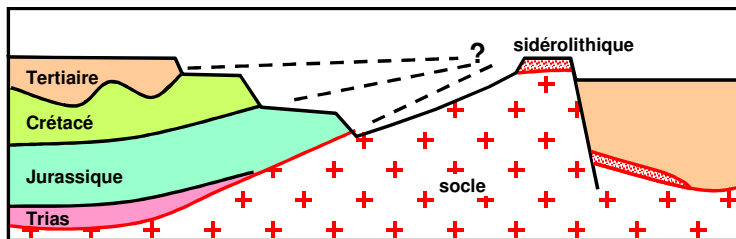


Figure 4 – Disposition des paléo-altérations "sidérolithiques" sur le socle du Massif central et corrélations possibles avec les dépôts sédimentaires des bordures et des grabens.

Fig. 4 – Layout of the «Siderolithic» paleoweathering profiles on the Massif Central basement and possible correlations with sedimentary deposits at the edges of grabens.

1.2.3. Les ferruginisations des sables sur les bordures du bassin de Paris

En bordure du Massif central, et plus particulièrement sur la bordure sud du bassin de Paris, la couverture mésozoïque a été profondément altérée au cours des périodes de régression du Crétacé inférieur (Thiry *et al.*, 2005, 2006) et après le retrait de la mer au Crétacé supérieur. Des épaisseurs considérables de formations mésozoïques ont été altérées / érodées et il ne subsiste plus que des formations résiduelles, essentiellement argiles à chailles et argiles à silex.

La couverture argilo-sableuse du Crétacé inférieur est essentiellement azoïque et présente de nombreux faciès ferrugineux. Ces formations ont longtemps été interprétées comme des dépôts continentaux or, certaines d'entre elles montrent des caractères de dépôts marins (glauconie, terriers de callianas, traces de fossiles marins, etc.) (Ferry *et al.*, 2001). Certains de ces faciès ferrugineux doivent donc être interprétés comme des paléoaltérations ayant affecté des faciès marins. Se pose la question de l'âge de ces altérations (Fig. 5) :

- altérations précoces, avant le retour de la transgression du Crétacé supérieur, pendant les oscillations de la transgression, les émergences auraient donc été plus longues que ce qu'il est généralement admis, éventuellement répétées ;

- altérations tardives, cénozoïques, marquant les étapes de la dénudation des auréoles du Bassin de Paris.

La datation des ces ferruginisations fournirait là aussi un repère pour l'histoire géodynamique de cette bordure de bassin.

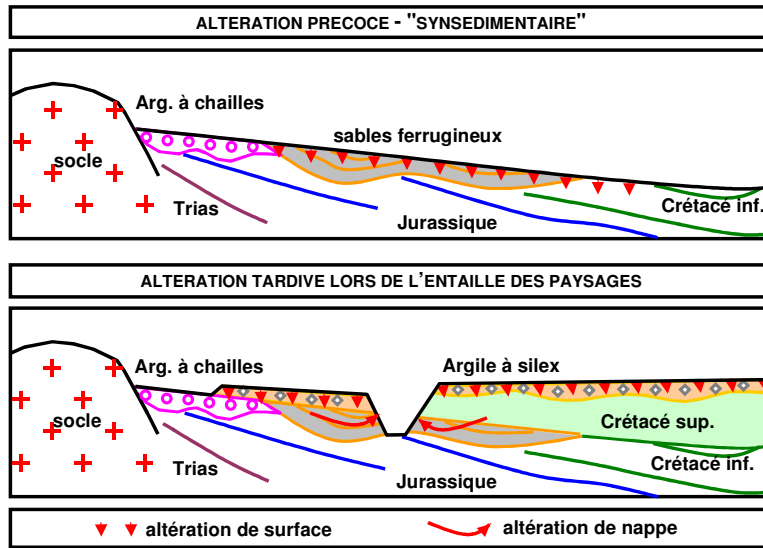


Figure 5 – Schéma illustrant les deux hypothèses concernant la ferruginisation des sables du Crétacé inférieur de la bordure sud-est du bassin de Paris : altération précoce avec le dépôt de la couverture du Crétacé supérieur ou altération tardive lors de l'évolution continentale cénozoïque et l'incision des paysages.

Fig. 5 – Sketches drawing the two hypothesis concerning cretaceous sands ferruginisations in south-eastern Paris Basin: early weathering during the deposition of the upper Cretaceous cover or late weathering during cenozoic continental evolution and landscapes incision.

1.3. METHODES DE DATATIONS DES PALEOALTERATIONS

Les paléaltérations sont presque toujours azoïques et souvent interstratifiées dans des formations d'âge très éloigné. Leur datation a toujours été la pierre d'achoppement de toutes les études les concernant. Sans datation, aucune corrélation n'est possible, ni avec les autres formations sédimentaires, ni avec les évènements géodynamiques ou environnementaux (Fig. 6).

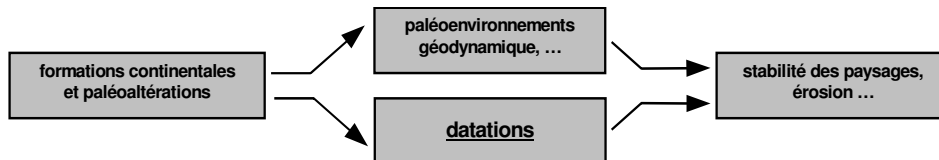


Figure 6 - L'étude des paléaltérations renseigne sur les conditions paléoenvironnementales et sur l'évolution géodynamique des aires continentales. La datation des paléaltérations est la clé de leur interprétation.

Fig. 6 – Paleoweathering study give some informations on paleoenvironmental conditions and geodynamical evolution of continental areas. Dating of paleoweathering features is always a key for their interpretation.

Plusieurs méthodes peuvent être envisagées pour dater les paléaltérations.

- Corrélation de paléaltérations spécifiques (bauxites, ferricrètes...) avec des évènements globaux connus (changements climatiques, composition de la paléatmosphère, variations eustatiques...).
- La radiochronologie K/Ar ou Ar/Ar peut être utilisée si des minéraux spécifiques comme par exemple l'alunite ou des oxydes de manganèse sont néoformés au cours de l'altération (Brinhall et Alpers, 1988; Dammer *et al.*, 1999; Hénocque *et al.*, 1998; Vasconcelos *et al.*, 1992; Vasconcelos *et al.*, 1994,). Cependant ces minéraux sont rares dans les paléaltérations.
- La variation des rapports entre certains isotopes stables dans le temps et dans l'espace peut également être utilisée. C'est en particulier le cas des isotopes du carbone qui présentent des variations fortes au cours du Cénozoïque et dont les rapports ont souvent été utilisés pour les datations de calcrètes (Koch *et al.*, 1985 ;

Quade *et al.*, 1989 ; Cerling, 1999 ; Cojan *et al.*, 2000 ; Magioncalda *et al.*, 2004). Les rapports isotopiques de l'oxygène et du deutérium ont également été utilisés en rapportant le rapport mesuré dans les kaolinites à la variation paléolatitudinale du rapport isotopique rapporté à la courbe de dérive des continents (Bird et Chivas, 1988; Bird et Chivas, 1989; Gilg, 2000).

- Les nucléides cosmogéniques (Kirchner *et al.*, 2006) ou les défauts induits par la radioactivité dans les quartz (Electron Spin Resonance) (Zeller *et al.*, 1967 ; Ikeya, 1975) peuvent être utilisés pour dater des paléosurfaces du Pliocène au Quaternaire mais ne sont pas applicables à des formations plus anciennes.
- Le paléomagnétisme appliqué aux oxydes et hydroxydes de fer peut constituer un autre moyen de dater les paléoaltérations. C'est le positionnement des paléopôles virtuels sur une courbe de référence de dérive apparente du pôle au cours du temps qui permet la datation des formations. Les oxydes de fer étant une composante ubiquiste de nombreuses altérations, on peut espérer pouvoir appliquer l'outil paléomagnétisme dans des contextes géologiques variés.

Dans le présent travail, nous nous sommes attachés à explorer les possibilités de datation par le paléomagnétisme des 3 types de paléoaltérations décrits ci-dessus et développés à des époques et dans des contextes géomorphologiques et climatiques différents :

- paléoaltérations "sidérolithiques" qui reposent sur le socle du Massif central ;
- albitisation du socle cristallin du Morvan ;
- ferruginisation des sables crétacés de la bordure sud-est du bassin de Paris.

CHAPITRE 2

Datations par paléomagnétisme

2.1. PRINCIPE

Les paléaltérations ferrugineuses résultent d'altérations de surface le plus souvent sous conditions tropicales. Ces altérations de type latéritique se marquent essentiellement par l'accumulation relative d'oxydes de fer et d'aluminium pouvant aller jusqu'à la formation de cuirasses. La plupart des minéraux primaires sont dissous et des oxydes secondaires précipitent pendant l'altération. 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). Ils acquièrent alors une aimantation chimique rémanente, dans la direction du champ géomagnétique ambiant. Cette direction permet de calculer la position du PGV (pôle géomagnétique virtuel) attaché au site où les minéraux magnétiques ont précipité. La datation par paléomagnétisme s'obtient en comparant le PGV d'un site à la courbe de dérive apparente du pôle du continent sur lequel ce site est situé.

Les datations par positionnement sur la courbe de dérive apparente du pôle (CDAP) sont directement tributaires de la vitesse de dérive des continents. La datation n'est possible que s'il y a dérive du continent pour la période considérée. La résolution des datations est d'autant meilleure que la dérive du continent est importante et rapide. C'est ainsi que les premières datations de formations continentales par positionnement du paléopôle du site étudié sur la courbe de dérive apparente du pôle ont été effectuées en Inde et en Australie. Ces continents présentent en effet une courbe de dérive très rapide au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Fig. 7). Ces continents ont connu des migrations latitudinales respectivement de plus de 30° et près de 90° au cours des 100 derniers millions d'années (Besse et Courtillot, 2003). La courbe de dérive apparente du pôle de l'Europe est plus complexe, elle forme une boucle entre 50 Ma et 100 Ma. La dérive est relativement faible. La latitude du pôle reste comprise entre 70°N et 80°N. L'incertitude sur une datation est plus importante.

En utilisant cette méthode sur des profils d'altération latéritiques Schmidt *et al.*, (1976) et Idnurm et Senior (1978) ont obtenu des âges Eocène et Oligocène supérieur pour deux profils d'Australie. Une étude similaire réalisée en Inde par Schmidt *et al.*, (1983) et Idnurm et Schmidt (1986) a permis de distinguer deux paléosurfaces, l'une d'âge Crétacé supérieur et l'autre d'âge Tertiaire. D'autres travaux ont été réalisés par la suite sur des profils australiens (Schmidt et Ollier, 1988 ; Nott *et al.*, 1991 ; Acton et Kettles, 1996). L'approche a aussi été appliquée sur des cuirasses noduleuses de latérites d'Afrique de l'Ouest (Gehring *et al.*, 1992) ainsi que sur des profils latéritiques de Guyane (Théveniault et Freyssinet, 1999,2002) mais aussi en France (Théveniault, 2003).

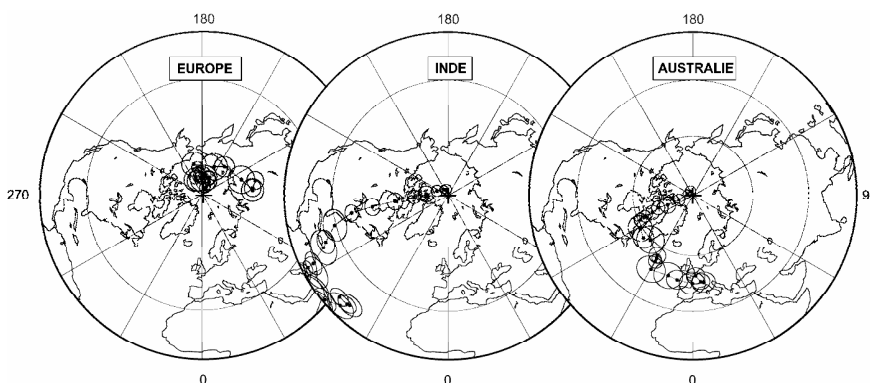


Figure 7 - Comparaison des courbes de dérive apparente du pôle de l'Europe, de l'Inde et de l'Australie entre 0 et 200 Ma. Les courbes de l'Inde et de l'Australie sont plus favorables à la datation par paléomagnétisme en raison de la dérive importante et rapide du pôle.

Fig. 7 – Comparison between European, Indian and Australian apparent polar wander path from 0 to 200 Ma. Indian and Australian curves are more favorable to paleomagnetism dating because of the important and fast pole drift.

La datation des profils présente par ailleurs des difficultés inhérentes au fonctionnement même des sols. Les profils d'altération ne sont pas isotropes. Ils présentent des horizons successifs depuis la surface jusqu'à la roche mère. Ils s'enfoncent progressivement dans les paysages, avec les horizons profonds plus jeunes et les horizons de surface plus anciens. Cette "stratification" des sols a été particulièrement bien mise en évidence par les datations radiochronologiques sur les épais profils établis sur les cratons africains (Vasconcelos *et al.*, 1994 ; Hénocque *et al.*, 1998), brésiliens (Ruffet *et al.*, 1996) australiens (Dammer *et al.*, 1999) et les épaisses paléoaltérations du massif ardennais (Yans, 2003). Ces datations ont mis en évidence la très longue durée de certains profils avec des horizons supérieurs d'âge Eocène, même Crétacé inférieur, et des horizons inférieurs datés du Mio-Pliocène.

Ainsi, l'aimantation rémanente enregistrée par les échantillons de paléosols risque de présenter de multiples composantes. Nous exposons ci-dessous les différentes analyses que nous avons effectuées d'une part les méthodes pour définir le signal magnétique enregistré, et d'autre part pour identifier et caractériser les minéraux porteurs du signal paléomagnétique.

Dans cette revue des techniques d'analyse du paléomagnétisme, l'accent est mis sur la finalité de ces techniques dans le problème qui nous préoccupe, et non sur une présentation exhaustive de la technique elle-même.

2.2. DETERMINATION DU SIGNAL PALEOMAGNETIQUE

2.2.1. Echantillonnage

Les échantillons ont été collectés avec à une carotteuse montée sur un moteur thermique entraînant un foret diamanté de 2.5 cm de diamètre, lubrifié à l'eau. Après carottage, les échantillons encore en place ont été repérés dans le système de coordonnées géographiques locales. La génératrice du plan méridien de la carotte a été repérée, sa direction et son inclinaison mesurées à l'aide d'une boussole. Quand cela a été possible, la direction du soleil et l'heure exacte ont été notés pour vérifier qu'aucune interférence magnétique n'a agi sur la mesure à la boussole et corriger l'azimut de la déclinaison du champ magnétique actuel. Après orientation la carotte a été marquée de la génératrice repérée. La précision des mesures est de l'ordre de 2°.

Le nombre d'échantillons prélevés et analysés est très variable d'un site à l'autre. Cette variabilité de la "densité" d'échantillonnage résulte de deux facteurs :

- la taille des sites conditionne le nombre d'échantillons prélevés, en règle générale les échantillons prélevés sont en moyenne espacés de 20 à 40 cm ;
- les sites qui ont fourni une proportion importante d'échantillons présentant une aimantation rémanente naturelle instable à haute température, ont été rééchantillonnés pour augmenter le nombre d'échantillons à signal exploitable et donner un poids statistique suffisant aux interprétations.

2.2.2. Définition de la paléohorizontale

Dans le cas de paléosols anciens et qui ont été recouverts par des dépôts sédimentaires, seuls les horizons plus ou moins indurés sont conservés, les horizons meubles de surface ont été érodés. La structure du matériel y est souvent imperceptible. Il est rare de retrouver une trace nette de stratification comme pour les séries sédimentaires classiques. Les paléoprofils montrent le plus souvent des structures très hétérogènes avec des horizons à transition graduelle, des organisations verticales, prismatiques, mais aucun repère horizontal net. Aussi, dans la plupart des affleurements il n'existe pas de paléohorizontale de référence nécessaire pour le paléomagnétisme. Dans ce cas, des doutes peuvent subsister sur d'éventuels basculements et déplacements des profils.

Les anisotropies de susceptibilité magnétique en champ faible (ASM) peuvent être mesurées pour mettre en évidence d'éventuels basculements imperceptibles à l'affleurement. La plupart des paléosols sont riches en argiles et les porteurs de l'aimantation rémanente sont à forte coercivité. De ce fait, la susceptibilité en champ faible est principalement celle des argiles. L'anisotropie mesurée peut donc résulter de l'orientation des plaquettes d'argiles, l'axe de susceptibilité minimum sera alors

perpendiculaire à l'orientation des argiles, tandis que les axes de susceptibilité maximum et moyenne seront dispersés dans le plan des feuillets argileux. L'anisotropie de susceptibilité peut également résulter de stress tectoniques. Ce type d'ASM secondaire a été mis en évidence dans des séries de grès rouges et semble être caractérisé par un regroupement des axes de susceptibilité maximum et moyenne (Henry, 1971; Kligfield *et al.*, 1981; Kligfield *et al.*, 1982). L'ASM peut être utilisée comme marqueur de paléohorizontale dans les cas où les axes de susceptibilité maximum et moyenne sont dispersés dans un plan oblique par rapport à l'horizontale et que l'axe de susceptibilité minimum s'écarte de la verticale. Ce type de configuration n'a jamais été rencontré dans notre étude.

2.2.3. Définition de l'aimantation rémanente naturelle (ARN)

2.2.3.1. Principe

L'aimantation rémanente naturelle des roches est l'aimantation acquise par les roches au cours de leur histoire. La source de cette ARN est le champ magnétique terrestre dans la plupart des cas. Son mode d'acquisition diffère selon les roches.

Parmi d'autres méthodes, un échantillon peut être désaimanté par chauffe. Pour l'analyse paléomagnétique, les échantillons sont chauffés jusqu'à la disparition totale de l'aimantation rémanente naturelle. Des chauffages par paliers jusqu'à 600-700°C conduisent à une désaimantation progressive de l'échantillon et peuvent permettre de séparer les composantes d'aimantation portées par différents minéraux. Des paliers plus serrés peuvent être effectués autour des températures de Curie ou de Néel des principaux minéraux susceptibles d'être rencontrés (Tab. I)

Mineral	Composition	T _c (°C)
Magnetite	Fe ₃ O ₄	575-585
Hematite	αFe ₂ O ₃	675
Maghemite	γFe ₂ O ₃	~600
Goethite	FeOOH	~120

Tableau I - Températures de Curie ou de Néel des principaux oxydes de fer rencontrés dans les paléosols

Tab. I – Curie and Neel temperature of the principal iron oxydes in paleosols.

Les résultats des désaimantations thermiques par paliers sont représentés à l'aide de projections orthogonales dites de Zijderveld (Zijderveld, 1967a) et de projection stéréographiques ou à aires conservées selon la représentation choisie. Les conventions graphiques utilisées sont les suivantes : sur les projections de Zijderveld, les symboles pleins correspondent à la projection des directions dans le plan horizontal tandis que les symboles vides correspondent à la projection des directions dans le plan vertical. Les représentations du type projections à aires conservées seront utilisées dans cette étude. Les cercles pleins réfèrent aux directions dans l'hémisphère inférieur (les directions sont normales), tandis que les cercles vides réfèrent aux directions dans l'hémisphère supérieur (les directions sont inverses). Des exemples théoriques de courbes de désaimantation thermiques sont donnés sur la figure 8.

- 1) Dans le cas idéal où une seule aimantation est détruite (composante 1), les points se déplacent sur une droite qui tend vers l'origine (Fig. 8a). En projection à aires conservées, les points sont groupés.
- 2) Quand plusieurs composantes à température de blocage bien distinctes (composante 1 et 2) sont présentes dans un échantillon, les points de mesure de l'ARN se déplacent sur une ligne brisée (Fig. 8b). Chaque segment correspond à une composante d'aimantation présente dans l'échantillon. En projection à aires conservées on retrouve un groupement de points correspondant à la dernière composante et la trace d'un grand cercle correspondant à la première composante.

- 3) Quand plusieurs aimantations d'âges différents, et donc de directions différentes, sont portées par le même minéral (par exemple de l'hématite) avec des températures de déblocage voisines, une courbe est obtenue et il est souvent impossible d'en séparer les composantes (Fig. 8c). La projection à aires conservées est plus utile. S'il n'y a que deux composantes d'aimantation, le vecteur résultant se trouve dans le plan passant par ces deux composantes. La projection de ce plan sur la sphère est un grand cercle passant par les directions d'aimantation de ces deux composantes.

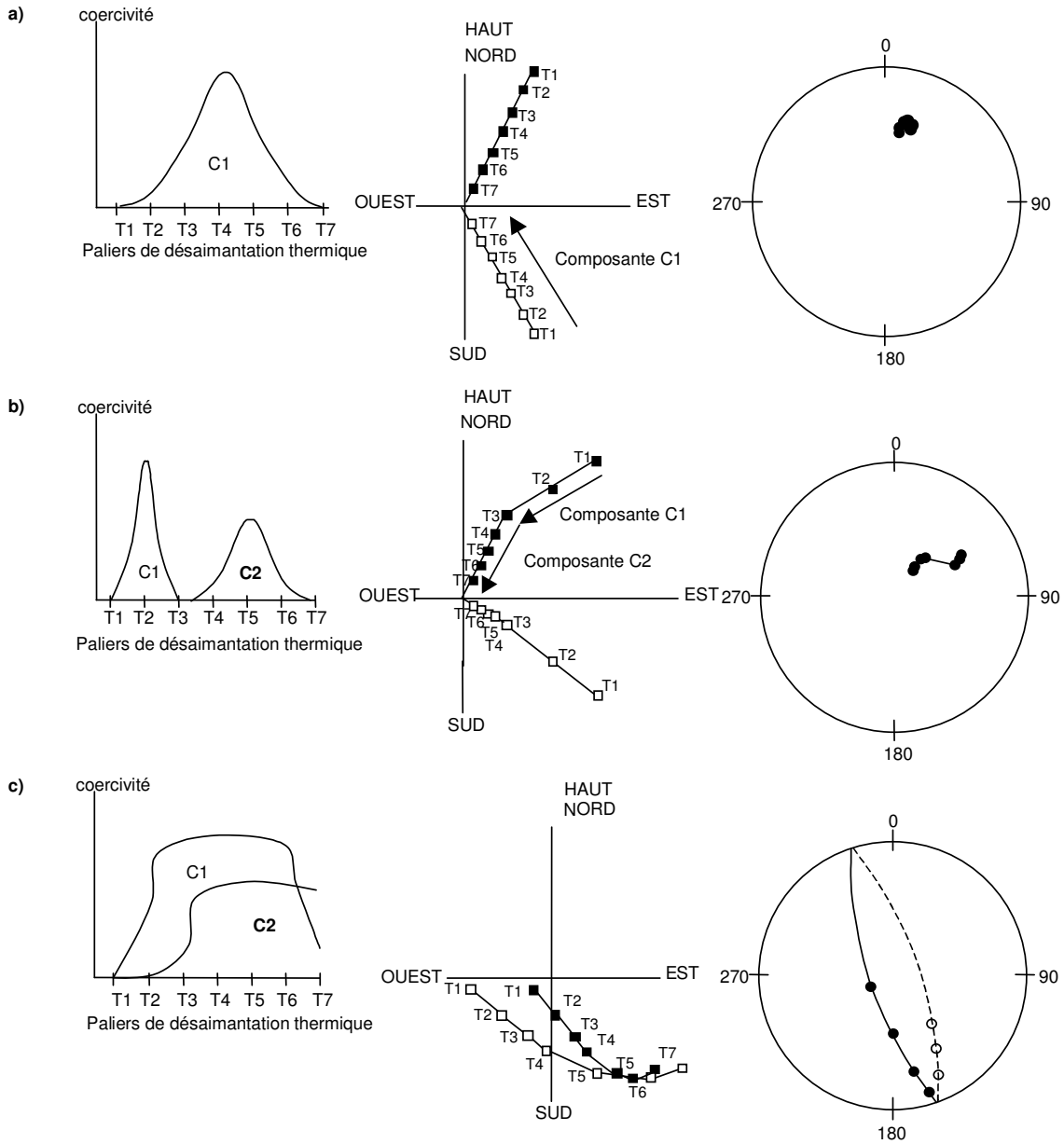


Figure 8 - Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers. a) Dans le cas où une seule composante d'aimantation est détruite. b) Dans le cas où 2 composantes aux spectres de coercivité bien distincts sont désaimantées. c) Dans le cas où deux composantes présentent des températures de blocage et des spectres de coercivité semblables.

Fig. 8 – Schematic representation of thermal demagnetization in stages. a) when only one magnetization component is destroyed. b) when 2 component with distinct coercivity spectra are demagnetized. c) when 2 component with similar unblocking temperatures and coercivity spectra are present.

2.2.3.2. Traitement des données et conventions graphiques

L'interprétation des désaimantations thermiques de l'aimantation rémanente naturelle a été effectuée grâce au logiciel Paleomac 5 (Cogné, 2003). Les directions caractéristiques d'aimantation, représentées sur les diagramme de Zijderveld, sont calculées par régression de moindres carrés (Kirschink, 1980), notées DirKir dans les données (Annexes). Lorsque les données sont bruitées, les droites de régression sont forcées vers l'origine, et notées DirOKir dans les données. Lorsque, durant la désaimantation la direction de l'aimantation se déplace selon un grand cercle en projection à aires conservées, les paramètres de ce grand cercle sont calculés (McFadden et McElhinny, 1988) et notés GC dans les données. Pour chaque site, la direction moyenne est calculée par la méthode de Fisher (1953) ou McFadden et McElhinny (1988) si les grands cercles ont été définis. Différents paramètres statistiques permettent d'appréhender l'incertitude sur la direction moyenne calculée. Si les directions d'aimantation suivent une loi de Fisher, adaptation à la sphère de la loi normale ou loi de Gauss sur un plan (Fisher, 1953), le rayon du cône de confiance à 95% autour de la moyenne est calculé. Il est noté α_{95} dans les données. Pour être fisherienne, la distribution doit présenter une symétrie de révolution autour de la direction moyenne. Un paramètre k de groupement des mesures est calculé, si k est grand, la distribution sera très serrée, si k est petit, la répartition sera étalée.

Les directions moyennes obtenues pour chaque site sont transformées en pôle géomagnétique virtuel (PGV) (coordonnées Latitude et Longitude) et comparées à la courbe de dérive apparente du pôle (CDAP) de l'Eurasie pour dater l'acquisition de l'aimantation rémanente naturelle. Des paramètres statistiques sont utilisés pour déterminer l'incertitude sur la position du pôle calculé. D_p et d_m sont les paramètres correspondant aux valeurs des axes de l'ellipse de confiance à 95%. Lorsqu'un PGV moyen est calculé à partir de plusieurs PGV, l'incertitude sur sa position est illustrée grâce aux paramètres K et A95 correspondant respectivement au paramètre de Fisher et au rayon du cercle de confiance autour du PGV moyen.

Le test de McFadden et de McElhinny (1990) peut être utilisé pour comparer deux moyennes.

2.3. IDENTIFICATION DES PORTEURS DE L'AIMANTATION

La superposition éventuelle de plusieurs signaux magnétiques pendant de longues périodes d'évolution des profils est une difficulté supplémentaire pour la datation d'un paléoprofil d'altération par paléomagnétisme. La séparation de signaux superposés n'est possible que dans des cas simples, mais le plus souvent, les signaux sont inséparables et il est impossible de discriminer les directions d'aimantation.

La complexité minéralogique et structurale d'un paléosol soulève en effet des questions méthodologiques. Dans les sols et paléosols, l'aimantation peut être celle des oxy-hydroxydes de fer secondaires ayant précipité pendant l'altération et/ou celle des oxydes primaires pouvant avoir conservé leur aimantation d'origine. Plusieurs types d'oxydes peuvent coexister dans un même échantillon. Du fait de l'évolution lente des sols, des oxydes de fer de même nature minéralogique mais d'âges différents peuvent coexister dans un même profil et/ou échantillon. De plus, au cours de l'évolution des paléosols, les grains d'oxydes peuvent être désorientés mécaniquement en relation avec les mouvements du sol : bioturbations, dilatations/retrait, illuviations...

On peut espérer résoudre les problèmes en identifiant les différents porteurs potentiels de l'aimantation rémanente de manière à les rapporter à des processus relatifs au développement des paléosols. La nature des porteurs magnétiques peut être précisée par plusieurs méthodes.

Les minéraux magnétiques susceptibles de porter une aimantation présentent une signature bien distincte caractérisée principalement par deux paramètres qui sont :

- La **coercivité de rémanence** (B_{CR}) définie comme l'intensité du champ magnétique nécessaire pour réduire l'aimantation rémanente à saturation (ARS) jusqu'à zéro.
- La **température de Curie ou de Néel** (T_C ou T_N) défini comme la température au-dessus de laquelle le matériau perd ses propriétés magnétiques. Au-delà de cette température les matériaux sont dans un état désordonné dit paramagnétique. Par exemple, la température de Néel de la goéthite est de 120°C, la température de Néel de l'hématite est de 680°C et la température de Curie de la magnétite de 580°C.

Plusieurs méthodes permettent de caractériser ces deux paramètres et donc de déterminer quels minéraux sont susceptibles de porter l'aimantation.

2.3.1. Acquisition des courbes d'aimantation rémanente isotherme (ARI)

L'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme (ARI) permet d'avoir accès au spectre de coercivité d'un échantillon. Cette méthode d'acquisition simple permet de distinguer les grandes familles minéralogiques usuellement présentes dans les sédiments (Dunlop, 1972). Par exemple, une aimantation portée par de la magnétite sature essentiellement aux environs de 0,1 T et jusqu'à 0,3T, alors qu'une aimantation portée par de l'hématite n'est pas saturée à 1,5 T.

Kruiver *et al.*, (2001) ont développé une méthode particulièrement utile lorsque plusieurs porteurs magnétiques sont présents dans un échantillon avec des spectres de coercivité se recouvrant (Kruiver *et al.*, 2001). La méthode est basée sur l'analyse des courbes d'acquisition d'ARI (Fig. 9). Si les interactions magnétiques entre les grains sont négligeables, chaque composante magnétique dans un assemblage minéralogique est caractérisé par sa saturation (ARS), la valeur du champ pour laquelle la moitié de la saturation est atteinte ($B_{1/2}$) et la dispersion de la distribution (DP). Les données brutes sont reportées sur trois types de graphiques: LAP (linear acquisition plot), GAP (gradient acquisition plot), SAP (standardized acquisition plot). A partir de ces trois graphiques, une ou plusieurs composantes sont déterminées. Les courbes sont ensuite déconvoluées, c'est à dire décomposées en composantes simples et le nombre de composantes est optimisé pour obtenir le meilleur accord entre l'enregistrement et la recombinaison des courbes primaires. Les valeurs de ARS, $B_{1/2}$ et DP ainsi fixées pour chaque composante permettent de définir les minéraux rencontrés dans un échantillon ainsi que leurs proportions relatives.

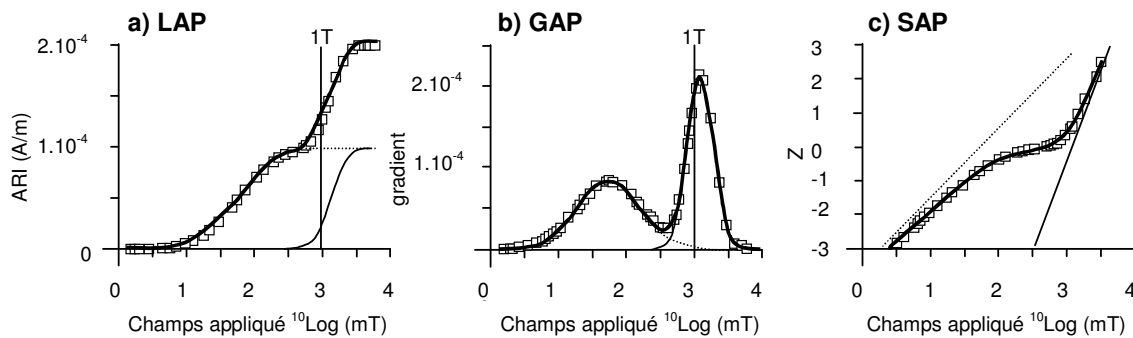


Figure 9 – Analyses des courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI) selon la méthode de Kruiver *et al.* (2001). Les courbes présentées sont relatives à un échantillon présentant deux composantes. La composante 1 (trait pointillé fin) correspond à de la magnétite (ARS=0.1 A/m, $\log(B_{1/2})=1.76$, DP=0.48). La composante 2 correspond a de la goéthite (trait pointillé épais) (ARS=0.1 mA/m, $\log(B_{1/2})=3.11$, DP=0.19) (Kruiver *et al.*, 2001). La somme des deux composantes est représentée par le trait gras. Elle est parfaitement corrélée avec les points de mesures (carrés vides).

Fig. 9 – Isothermal remanent magnetization curves (Kruiver *et al.*, 2001). The curves shown here are relative to a sample with two component. Component 1 (thin dotted line) corresponds to magnetite (ARS=0.1 A/m, $\log(B_{1/2})=1.76$, DP=0.48). Component 2 (thick dotted line) corresponds to goethite (ARS=0.1 mA/m, $\log(B_{1/2})=3.11$, DP=0.19). The sum of the two component is represented with a bold line. It perfectly correlates with the experimental points (empty squares).

2.3.2. Acquisition de cycles d'hystérésis

L'acquisition de cycles d'hystérésis aide à la caractérisation de minéraux de coercivité différente. L'allure du cycle et les paramètres obtenus (Fig. 10) (B_c : coercivité, B_{cr} : coercivité de rémanence, M_s : aimantation à saturation, M_{rs} : aimantation rémanente à saturation) sont fonction de la taille et de la nature des minéraux ferromagnétiques. Il existe plusieurs formes de cycles d'hystérésis. Ainsi, un cycle d'hystérésis linéaire est typique d'un échantillon au comportement paramagnétique pour lequel il n'y a pas de phénomène de rémanence. Les argiles ferrifères que l'on rencontre dans les sols présentent ce type de comportement (Fig. 10a). Un cycle d'hystérésis à allure sigmoïdale est typique d'un échantillon au comportement superparamagnétique. Le superparamagnétisme correspond au passage d'un état ordonné d'un matériau ferromagnétique à un état désordonné dû à l'agitation thermique. Les grains superparamagnétiques sont de très petite taille ($<0,05\mu\text{m}$ pour des grains sphériques d'hématite à 20°C) (Fig. 10b).

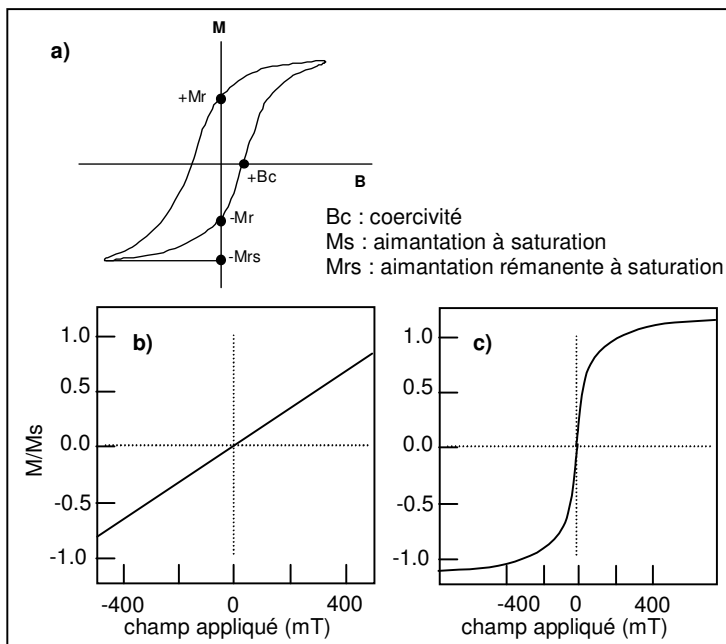


Figure 10 – Définition des paramètres d'hystérésis (a) et allure de cycles d'hystérésis caractéristiques : (b) d'un échantillon au comportement paramagnétique ; (c) d'un échantillon au comportement superparamagnétique.

Fig. 10 – Hysteresis parameter definition (a) and characteristic hysteresis loops: (b) of a paramagnetic sample; (c) of a superparamagnetic sample.

Les cycles d'hystérésis donnent des indications sur la nature minéralogique du porteur de l'aimantation. En effet, un cycle large est révélateur de la présence de minéraux de forte coercivité (goéthite, hématite) (Fig. 9a) alors qu'un cycle plus fin révèle la présence de minéraux de plus faible coercivité comme par exemple la magnétite (Fig. 11b).

Dans les cas simples où un seul minéral est présent, hématite ou magnétite par exemple, les cycles ne présentent pas de constriction. Dans les paléosols évolués, le signal est généralement porté par différents minéraux en mélange et de tailles variées. Cela entraîne des distorsions des cycles d'hystérésis. Par exemple, un mélange entre des grains de coercivité différente (hématite et magnétite) se présentera sous la forme d'un cycle dit « goose-necked » (Fig. 11c) et un mélange de deux hématites de coercivités différentes sous la forme d'un cycle à taille de gouge plus ou moins prononcée (Fig. 11d).

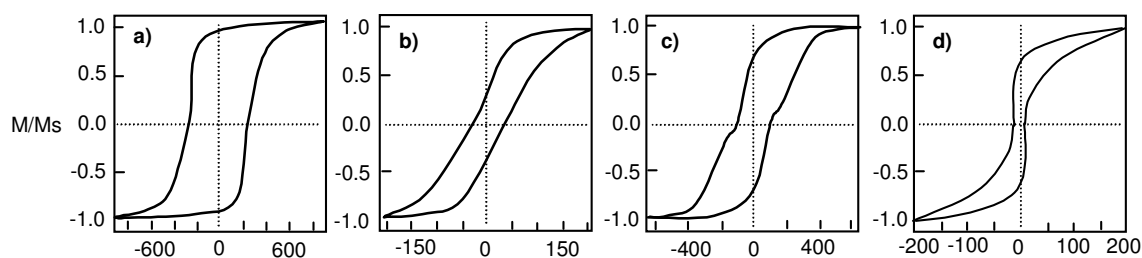


Figure 11 - Exemples de cycles d'hystérésis caractéristiques : a) d'hématite ; b) de magnétite ; c) d'un mélange hématite et magnétite ; d) d'un mélange de deux hématites de coercivités différentes.

Fig. 11 – Characteristic hysteresis loops : a) for haematite; b) for magnetite; c) for a mixture of haematite and magnetite; d) for a mixture of two haematite with different coercivities.

2.3.3. Méthode mixte : méthode de Lowrie

L'acquisition de l'ARI d'une part et les désaimantations thermiques de l'ARN d'autre part ne suffisent pas toujours à déterminer la nature minéralogique des porteurs. Un couplage des spectres de coercivité et de désaimantation thermique peut être obtenu avec la méthode développée par Lowrie (1990). Le principe en est simple. On soumet l'échantillon à 3 champs différents dans 3 directions orthogonales. Le champ maximum disponible en laboratoire dans notre cas, 1,2 T, est en général choisi comme premier champ. L'ensemble des minéraux ferromagnétiques acquiert alors une aimantation rémanente isotherme dans cette direction. Le second champ est ensuite appliqué perpendiculairement et mobilisera les minéraux intermédiaires, la valeur 0,3 T est retenue. Le champ le plus faible appliqué dans la dernière direction (0,12 T) remobilisera les minéraux de faible coercivité. L'ensemble est enfin désaimanté thermiquement, l'aimantation est mesurée sur chacun des axes à chaque étape de chauffe afin de déterminer le spectre de température de déblocage sur chacune des composantes.

Le champ coercitif dépendant fortement de la taille des grains (Argyle et Dunlop, 1990 ; Dunlop, 1986 ; Worm et Markert, 1987), une même espèce minérale possède un spectre plus ou moins large de coercivité. La coercivité sera d'autant plus forte que la taille des grains est petite, jusqu'à ce que les grains soient trop petits pour conserver une aimantation rémanente stable, les grains sont alors superparamagnétiques. La magnétite, par exemple, pourra être identifiée sur l'axe des moyennes et l'axe des faibles coercivités. L'hématite sera principalement identifiée sur l'axe à haute coercivité, avec des températures de déblocage supérieures à 600°C, et la goéthite, sur le même axe, mais avec une température de déblocage de 120°C. La désaimantation selon 3 axes permet donc d'obtenir des informations à la fois sur la nature et sur la taille des grains ferromagnétiques. Les fractions les plus fines, superparamagnétiques et donc sans aimantation rémanente sont invisibles.

2.4. LES PORTEURS DE L'AIMANTATION DES FORMATIONS "SIDÉROLITHIQUES"

Les formations "sidérolithiques" du Massif central correspondent à des profils pédologiques évolués mis en place durant de longues périodes. Elles présentent des figures pédologiques typiques de sols (illuviations, marbrures) et d'importantes traces de bioturbations (traces de racines, terriers, nids d'insectes...). Une telle hétérogénéité pose le problème de l'enregistrement du signal paléomagnétique au sein de ces formations. L'évolution pédologique longue et complexe peut entraîner la coexistence de plusieurs oxydes et hydroxydes de fer au sein d'un même profil, avec des caractéristiques minéralogiques différentes et des âges différents. Il est donc légitime de s'attendre à obtenir un signal paléomagnétique complexe.

Cependant, les datations par paléomagnétisme des formations rouges "sidérolithiques" du Massif central ont fourni un signal relativement net. Des âges cohérents et homogènes ont pu être obtenus sur la plupart des coupes étudiées, ce malgré un grand nombre d'échantillons rejetés au cours des analyses. En effet, certains échantillons ont présenté un signal instable et d'autres ont fourni des directions d'aimantation caractéristiques proche du champ dipôle actuel (CDA).

Des analyses de minéralogie magnétique ont donc été entreprises pour comprendre la signification des âges obtenus et appréhender la nature exacte de l'évènement daté (mise en place des profils ou évènement ultérieur ?). Les analyses ont été effectuées dans 3 laboratoires distincts (Annexe 1) :

- 1) les mesures mettant en œuvre les techniques de chauffage ont été réalisées à l'Institut de Physique du Globe de Paris au laboratoire de Paléomagnétisme ;
- 2) les mesures d'induction en champ fort sur macro-échantillons ont été réalisés à l'Institut de Physique du Globe de Paris dans les laboratoires de Saint-Maur ;
- 3) les mesures sur petits échantillons au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement à Gif-sur-Yvette.

2.4.1. Coupe de référence : les Mottes (Boudes, 63)

Le site des Mottes (Boudes, 63), situé dans le Lembron le long de la bordure sud-ouest du graben des Limagnes a été choisi pour cette étude détaillée des porteurs de l'aimantation des formations "sidérolithiques" en raison de la grande variété de faciès qu'elle présente. Epaisse d'une vingtaine de mètres, elle présente des horizons bien différenciés par leur granulométrie, couleur, induration, etc. Les coupures lithologiques ont été prises comme critères pour la subdiviser en 8 unités (Fig. 12). Une description plus détaillée des faciès est présentée plus loin (Chapitre 4) lors de l'étude du paléomagnétisme de cette coupe.

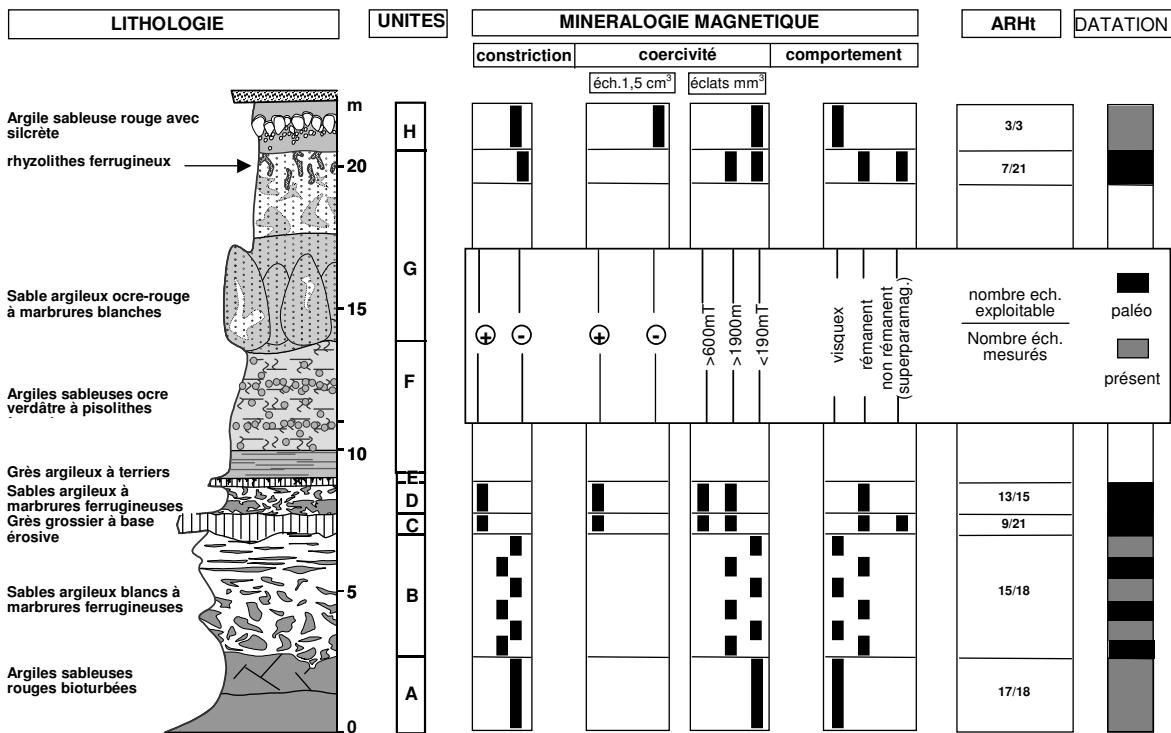


Figure 12 – Lithologie de la coupe des Mottes (Boudes, 63), définition des unités de référence pour l'échantillonnage et principaux résultats obtenus lors de l'étude de la minéralogie magnétique des échantillons. ARHt / TOT = nombre d'échantillons retenus pour le calcul de la moyenne des directions paléomagnétiques d'aimantation rémanente haute température sur le nombre d'échantillons soumis aux désaimantations thermiques

Fig. 12 – Lithology of the les Mottes section (Boudes, 63), reference units definition of sampling and principal results obtained with magnetic mineralogy study. ARHt / TOT = number of samples retained to calculate mean paleomagnetic directions of high temperature remanent magnetization compare to the number of samples used for thermal demagnetization.

Des analyses de diffractométrie aux RX ont été entreprises sur des échantillons représentatifs afin de mettre en évidence les oxydes et hydroxydes de fer dans chaque unité. La goethite n'a été identifiée que dans l'unité F. Elle forme l'essentiel des pisolithes de cette unité. Ailleurs, seule de l'hématite a été identifiée. Elle forme près de 90 % des rhyzolithes de l'unité G.

Des observations pétrographiques en lames minces ont été effectuées pour mettre en évidence ces oxy-hydroxydes de fer et décrire leur distribution. Différents types d'hématite ont été mis en évidence (Fig. 13) :

- des cristaux bien développés de 2 μm à 10 μm dispersés dans la matrice, présentant parfois un cœur sombre et une frange externe translucide, ont été retrouvés dans les unités A, B et H ;
- des cristaux granulaires d'environ 1 μm de diamètre sans limite de cristaux nette, sont présents dans les unités B et G ;
- des pigments d'hématite dont on ne distingue pas la taille au fort grossissement du microscope optique (<1 μm) sont présents dans les unités C et D où ils colorent les cutanes d'illuviation et imprègnent la matrice.

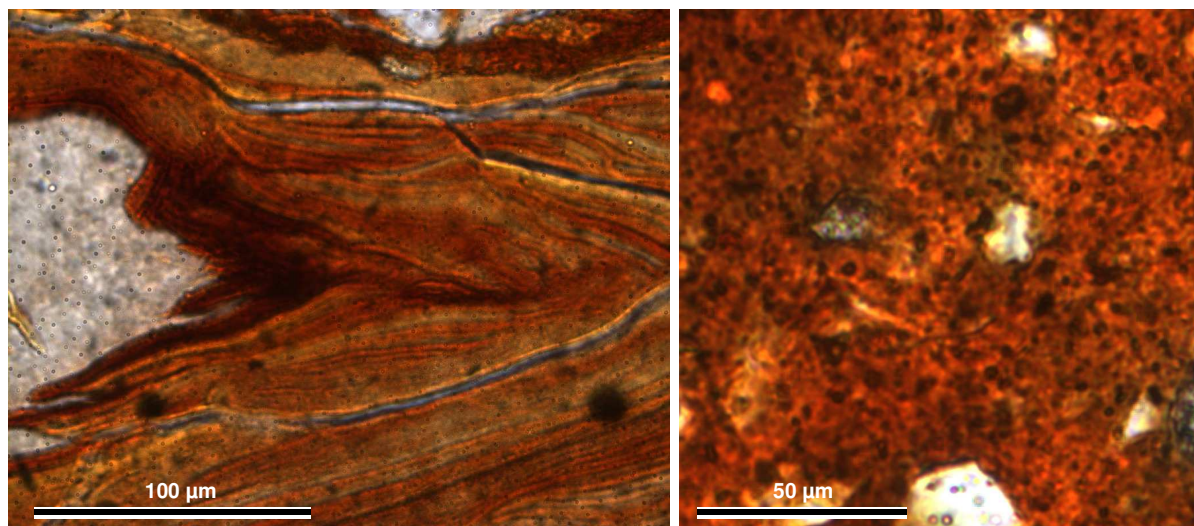


Figure 13 – Observations pétrographiques des oxyde de fer des échantillons des Mottes. a) pigments d'hématite mêlés à des argiles dans une illuviation (Me50). b) cristaux d'hématite de taille comprise entre 5 et 10 μm (Me6) dispersés au sein de la matrice.

Fig. 13 – Iron oxides petrographic observations of les Mottes samples. a) haematite pigments and clay mixture in a thin laminated illuviation structure (Meb50b). b) haematite crystals from 5 to 10 μm .

Des analyses de minéralogie magnétique ont été effectuées sur la coupe de référence des Mottes. Elles ont été conduites sur les « chutes » de carottes disponibles après analyse de l'ARN. Les argiles ocre-verdâtre à pisolithes de l'unité F n'ont pas été échantillonnées pour l'analyse du paléomagnétisme car le niveau n'était pas induré et présentait des traces de glissement. Par conséquent, la minéralogie magnétique de ce niveau essentiellement goéthitique n'a pas été faite. L'unité E n'a pas fait l'objet d'analyses de minéralogie magnétique en raison du peu d'échantillons disponibles et de l'absence de chutes. Le détail des analyses effectuées est présenté dans le tableau II et les résultats obtenus sont décrits ci-dessous.

Tableau II – Nature et distribution des analyses de minéralogie magnétique effectuées sur la coupe des Mottes. Me6, Meb 20 = numéro des échantillons ; 17/18 ech. = nombre d'échantillons retenus pour le calcul de la moyenne des directions paléomagnétiques d'ARHt sur le nombre d'échantillons soumis aux désaimantations thermiques.

Tab. II – Nature and distribution of magnetic mineralogy analyses performed on les Mottes section. Me 6, Meb 20 = number of samples ; 17/18 ech. = number of samples retained for mean paleomagnetic direction calculation.

Unités	Susceptibilité champ faible	ARN	Lowrie	ARI	Hystérésis	
					1.5 cm ³	grains
A	Me6	17/18 ech.	-	Me6	Me6	Me6
	-		Me19	-	-	-
	-		-	-	Me30	Me30
B	-	15/18 ech	-	Meb20	-	Meb20a
	-		-	-	Meb20b	
	-		-	Me25	-	
C	Me50	9/21 ech.	-	Me50	Me50	Me50
D	-	13/15 ech.	Me59	Me59	Me59	Me59a
	-		-	-	-	Me59b
	-		-	Me61	Me61	Me61
	-		Me62	-	-	-
	-		Me66	-	-	-
G	-	7/21 ech.	-	Meb11	-	Meb11a
	-		-	-	Meb11b	
	-		-	Me70	-	
	-		-	-	-	
	-		-	-	-	
H	-	3/3 ech.	Meb16	Meb16	Meb16	Meb16

2.4.2. Distribution des porteurs magnétiques dans la coupe des Mottes

L'allure des cycles d'hystérésis et les paramètres d'hystérésis sont principalement contrôlés par la minéralogie et la taille des grains. Des analyses ont été effectuées sur des échantillons de taille standard (15 x 15 mm) et sur des échantillons de petite taille (environ 2 x 4 mm) obtenus par éclatement à partir des chutes de carottes. Les cycles d'hystérésis sont représentés sur la figure 14. Les courbes ont été décomposées et la composante paramagnétique éliminée. Deux types de cycles d'hystérésis caractérisent les échantillons des Mottes : les cycles d'hystérésis sans constriction et les cycles d'hystérésis avec constriction (taille de guêpe).

Les cycles d'hystérésis sans constriction caractérisent une **distribution unimodale** de coercivité. Seuls les échantillons de l'unité G présentent des cycles sans constriction. Les cycles sont larges, suggérant qu'il s'agit d'une phase de forte coercivité (Fig. 14a).

Des cycles d'hystérésis à constriction (taille de guêpe) caractérisent une **distribution bimodale** de la coercivité (Tauxe *et al.*, 1996). Elle peut être due à la présence de deux phases minérales distinctes de coercivités différentes ou bien à une seule phase minérale présente sous forme de grains de taille différente induisant des coercivités différentes. De tels cycles à constrictions ont été

identifiés dans les unités A, B, C, D et H. Ainsi, dans l'unité A, certaines parties de l'unité B, et l'unité H, les cycles présentent une taille de guêpe peu marquée et sont relativement fins, caractérisant la présence de deux phases de relativement faibles coercivités (Fig. 14b). Les échantillons des unités C et D présentent des tailles de guêpe très marquées suggérant la coexistence de deux phases de coercivités très différentes, l'une de haute coercivité, l'autre de faible coercivité (Fig. 14c, d).

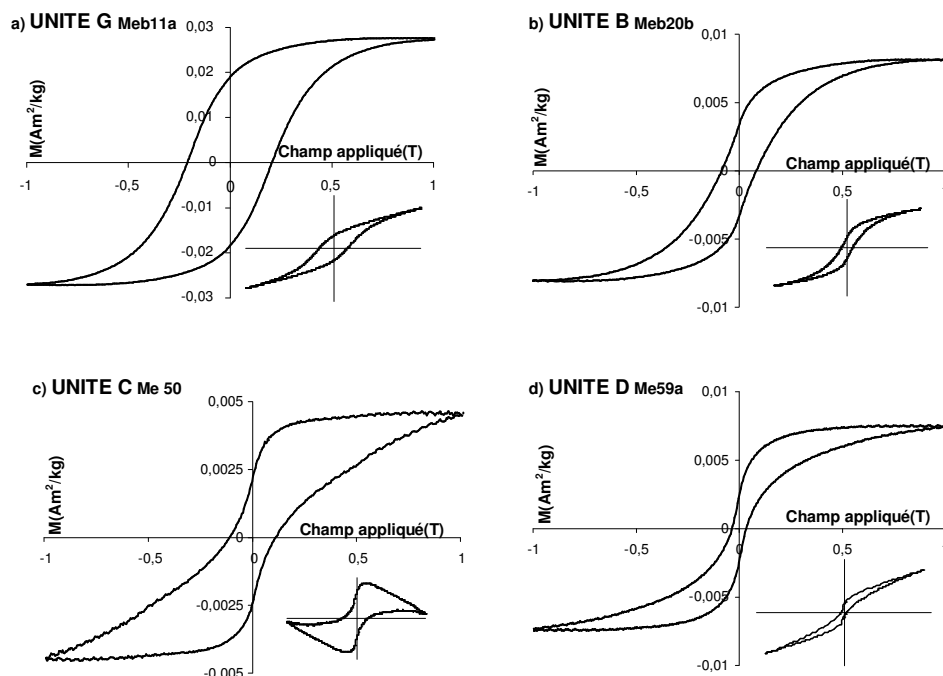


Figure 14 - Cycles d'hystérésis pour différents échantillons des Mottes. Deux type de cycles sont identifiés : des cycles sans constriction caractéristiques d'une seule phase de coercivité (a) et des cycles à constriction (taille de guêpe) caractéristiques d'une distribution bimodale de la coercivité (b, c et d).

Fig. 14 – Hysteresis loops for different samples of les Mottes section. Two types of loops are identified : loops without constriction characteristic of one coercivity phase (a) and constricted loops (wasp-waisted loops) characteristic of a bimodal coercivity distribution (b, c and d).

2.4.3. Homogénéité de la distribution des porteurs magnétiques dans les échantillons

L'analyse des cycles d'hystérésis sur des échantillons de taille différente (volumes dans un rapport de 1/30) permet de tester l'homogénéité de la distribution des porteurs magnétiques dans les échantillons. En effet, si les cycles d'hystérésis sont comparables pour des échantillons de taille différente, la distribution des porteurs magnétiques sera homogène. Par contre, si les cycles d'hystérésis sont différents, la distribution des porteurs sera hétérogène.

Pour les unités A et H, les cycles d'hystérésis (Fig. 15a) sont fins et présentent des tailles de guêpe peu marquées, autant sur les échantillons de $1,5 \text{ cm}^3$ que sur les petits éclats de quelques mm^3 . L'homogénéité des cycles entre les gros et les petits échantillons indique que la distribution des oxydes porteur de l'aimantation sont répartis de façon homogène dans ces unités.

Pour les unités B, C et D, l'allure des cycles d'hystérésis varie entre les gros échantillons et les petits éclats. Pour l'unité B, les cycles d'hystérésis des échantillons de $1,5 \text{ cm}^3$ présentent des tailles de guêpes relativement marquées alors que les cycles d'hystérésis des échantillons plus petits présentent des tailles de guêpe très peu marquées. Par conséquent cette unité présente des porteurs magnétiques avec un large spectre de coercivité et distribués de façon relativement hétérogène au sein des échantillons avec des zones millimétriques plus homogènes. Pour les unités C et D, les gros échantillons présentent des cycles d'hystérésis à taille de guêpe marquées alors que les petits échantillons présentent différents degrés de constriction (Fig. 15b). Même les petits éclats présentent une distribution hétérogène des porteurs magnétiques.

En résumé, les échantillons de paléosols de la coupe des Mottes montrent une hétérogénéité dans la distribution des porteurs magnétiques à l'échelle de la coupe mais également à l'échelle des échantillons millimétriques.

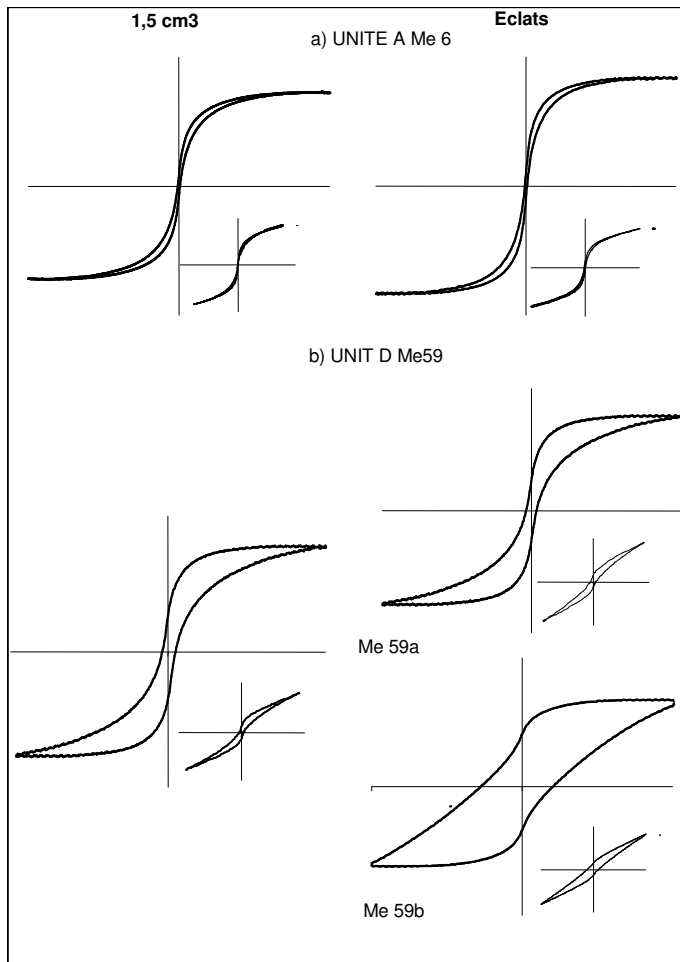


Figure 15 - Comparaison des cycles d'hystérésis obtenus sur des échantillons de volumes différents. Les résultats obtenus soulignent l'hétérogénéité de distribution des différentes phases de coercivité au sein des échantillons de certaines unités. L'axe des abscisses correspond au champ appliqué en Tesla, l'axe des ordonnées à l'aimantation en Am^2/kg

Fig. 15 - Comparison of hysteresis loops obtained on different samples volumes . Results underlined the heterogeneous distribution of coercivity phases in samples of some units. X-axis corresponds to applied field in Tesla, Y-axis corresponds to magnetization in Am^2/kg .

2.4.4. Nature des porteurs de l'aimantation

2.4.4.1. ARI

L'acquisition de courbes d'aimantation rémanente isotherme (ARI) permet de distinguer différents minéraux en fonction de leur coercivité et donc de déterminer la nature minéralogique des porteurs de l'aimantation. Les courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme présentées ci-dessous ont été normalisées à 1 T. Deux comportements reflétant la présence de minéraux plus ou moins coercitifs sont mis en évidence (Fig. 16).

Certains échantillons montrent essentiellement une composante de faible coercivité mise en évidence par une augmentation rapide de l'ARI entre 0 et 0,3 T.. La saturation n'est pas tout à fait atteinte à 1 T. Les échantillons des unités A, B et G et H présentent ce type de comportement. La **magnétite** ou la **maghémite** peuvent être les porteurs de l'aimantation acquise dans un champ inférieur à 0,3 T. La maghémite peut se transformer en hématite à partir de 300°C à la faveur d'un changement de phase (Freer et O'Reilly, 1980 ; Moskowitz et Banerjee, 1981). Elle perd alors son aimantation. La magnétite ou la maghémite n'ont pas été détectés aux RX car dans ces paléosols très argileux les oxy-hydroxydes de fer sont généralement mal cristallisés et présentent de faibles pics de diffraction. La sensibilité de la détection de la magnétite est plus importante que la sensibilité de détection de l'hématite dans les méthodes paléomagnétiques. En effet, l'aimantation à saturation de la magnétite est 200 à 300 fois supérieure à celle de l'hématite.

D'autres échantillons présentent une composante de forte coercivité dominante. Ils sont caractérisés d'une part par une augmentation graduelle et continue de l'ARI aussi bien au-dessous et au-dessus de 0,3 T et d'autre part par le fait que la saturation n'est pas atteinte à 1 T. Les échantillons des unités C et D présentent ce type de comportement. **Goethite** ou **hématite** peuvent être les porteurs de l'aimantation.

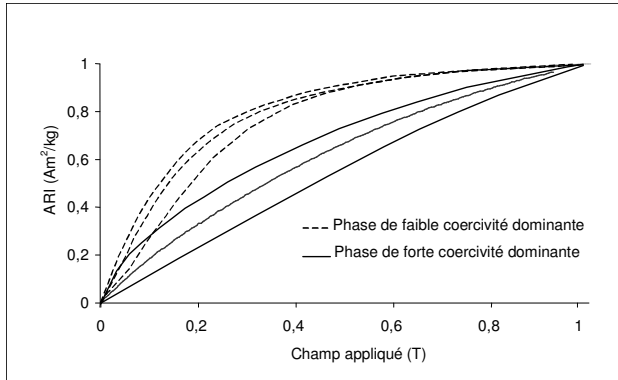


Figure 16 - Courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme pour des échantillons de la coupe des Mottes. Deux principaux comportements sont mis en évidence.

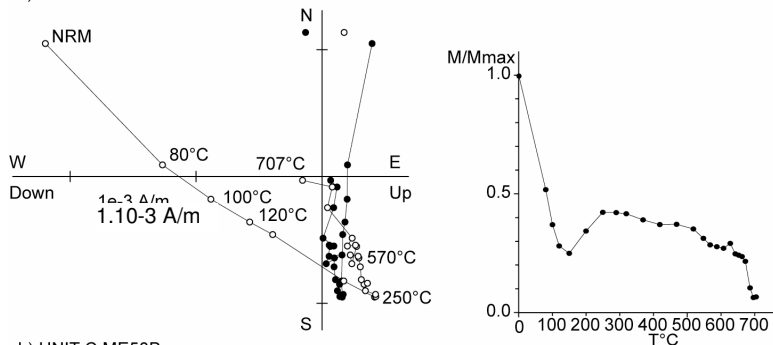
Fig. 16 - Isothermal remanent magnetization acquisition curves for the Mottes section samples. Two principal behaviour are described.

2.4.4.2. Désaimantation de l'ARN

L'analyse des composantes de l'aimantation rémanente naturelle a permis de mettre en évidence la contribution d'**hématite** mais n'a pas permis de mettre en évidence une contribution de magnétite ni de maghémite. La maghémite est difficile à identifier car elle se transforme au cours du chauffage avant son véritable point de Néel.

Les désaimantations thermiques montrent la contribution d'une composante basse température à l'aimantation (Fig. 17). Des changements d'intensité sont en effet observés entre 80°C et 250°C (Fig. 17). Cette composante présente une direction d'aimantation proche du CDA et correspond probablement à de la maghémite ou de l'hématite au comportement visqueux. La plupart de l'aimantation des échantillons est portée par l'hématite. L'aimantation est en effet détruite entre 520°C et 680°C, températures correspondant aux températures de blocage de l'hématite.

a) UNIT D ME59



b) UNIT C ME50B

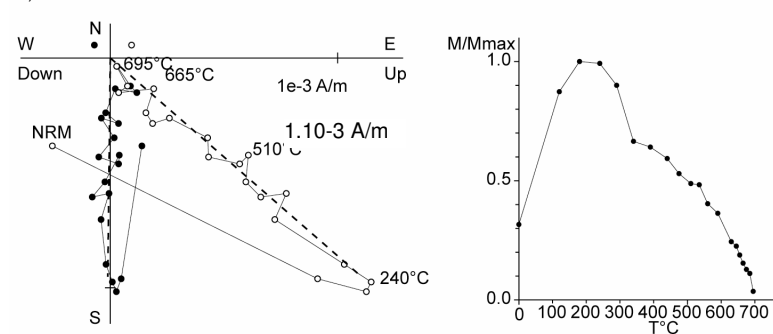


Figure 17 - Diagrammes de Zijderveld représentatifs pour deux échantillons représentatifs des Mottes. La plupart de l'aimantation est portée par l'hématite (désaimantation entre 580°C et 680°C). Il existe une aimantation détruite à basse température dont la direction est proche du champ dipôle actuel.

Fig. 17 - Zijderveld diagram for two samples of the Mottes section. Most of the magnetization is carried by haematite (demagnetization between 580°C and 680°C). A magnetization destroyed at low temperature exists and shows a present-day direction pole.

2.4.4.3. Analyse des composantes des courbes d'acquisition d'ARI

La méthode permettant de mettre en évidence les interactions magnétiques entre les grains n'a pas été appliquée, mais l'intensité de l'aimantation à saturation, pour la plupart des échantillons, nous a amené à supposer qu'aucune interaction magnétique existe entre les grains. Trois composantes ont été mises en évidence : une composante de forte coercivité (~600 à 870 mT), une composante de coercivité intermédiaire (~160 à 300 mT) et une composante de faible coercivité (~25 à 60 mT) (Tab. III).

La **composante de forte coercivité** ($B_{1/2} > 600$ mT) est particulièrement bien visible sur les représentations de type "GAP". Cette composante domine dans les unités C et D et contribue pour 50 à 80 % à l'aimantation totale des échantillons (Fig. 18a).

La **composante de coercivité intermédiaire** est invariablement présente dans les échantillons de l'ensemble de la coupe. Elle domine dans les unités A, B, G et H et deux groupes d'échantillons peuvent être distingués.

- Des échantillons avec des coercivités de rémanence comprises entre 190 mT et 300 mT (Fig. 18b). Cette composante est retrouvée dans les marbrures rouges de l'unité B et dans les unités C, D et G. Elle est dominante dans les marbrures rouges de l'unité B et dans les rhyzolites de l'unité G (Fig. 18b, c).
- Des échantillons avec des coercivités de rémanence d'environ 160 mT (Fig. 18d). C'est la composante dominante de l'unité A, des faciès blanchis de l'unité B et de l'unité H.

La **composante de faible coercivité** a été détectée tout le long du profil. Elle contribue au maximum pour 20 % à l'aimantation des échantillons. Les porteurs d'aimantation dont la coercivité varie entre 25mT et 60mT pourraient être de la maghémite.

La composante de forte coercivité correspond probablement à de l'hématite. La goéthite, même si elle est présente, ne contribue probablement pas à l'ARI, compte tenu des champs relativement faibles appliqués (1T) lors des acquisitions d'ARI. La composante de coercivité intermédiaire correspond également à de l'hématite. La composante de faible coercivité peut être attribuée à de la maghémite-magnétite. Les analyses des courbes d'ARI révèlent donc la coexistence de deux hématites. Leur différence de coercivité peut s'expliquer par une taille de grains différentes. En effet, les unités où l'hématite de coercivité intermédiaire domine correspondent aux unités qui présentent des hématite de taille comprise entre 2 et 10 μm (mesures optiques). Les unités C et D où l'hématite de forte coercivité domine présente majoritairement des hématites pigmentaires.

Tableau III - Analyses des composantes d'ARI : principaux paramètres

Tab. III – IRM component analyses : main parameters

Ech.	Unité	Composante de très faible coercivité					Composante de faible coercivité					Composante de forte coercivité				
		ARS	Log (B1/2)	B1/2	DP	%	ARS	Log (B1/2)	B1/2	DP	%	ARS	Log (B1/2)	B1/2	DP	%
Me6	A	0,25	1,40	25,1	0,60	20	1,0	2,2	158,5	0,46	80					
Me33	B	1,50	1,60	39,8	0,65	15	8,4	2,22	166,0	0,39	85					
Me38	B	1,20	1,60	39,8	0,65	16	6,0	2,29	195,0	0,38	84					
Meb20a	B	2,80	1,68	47,9	0,65	21	10,8	2,35	223,9	0,34	79					
Meb20b	B	0,65	1,70	50,1	0,60	20	2,6	2,39	245,5	0,34	80					
Meb50a	C	0,22	1,60	39,8	0,70	8	0,95	2,30	199,5	0,46	34	1,62	2,83	676,1	0,32	58
Me59a	D	0,60	1,60	39,8	0,72	20	0,8	2,32	208,9	0,45	33	1,15	2,78	602,6	0,30	47
Me59b	D	0,35	1,60	39,8	0,80	1,7	3,6	2,32	208,9	0,65	17,9	16,2	2,94	871,0	0,39	80,4
Me61a	D	0,42	1,6	39,8	0,74	11	1,6	2,31	204,2	0,45	41,9	1,80	2,82	660,7	0,29	47,1
Meb11a	G	1,10	1,7	50,1	0,50	6	17,9	2,45	281,8	0,26	94					
Meb11b	G	1,40	1,7	50,1	0,55	16	7,4	2,36	229,1	0,32	84					
Meb13	G	0,40	1,60	39,8	0,60	7	5,7	2,28	190,5	0,28	93					
Meb15	G	1,2	1,75	56,2	0,50	7	15,8	2,48	302,0	0,28	93					
Meb16	H	0,4	1,5	31,6	0,7	12,1	2,9	2,2	158,5	0,45	87,9					

Les unités sont: ARS (mAm^2/kg); $\log(B1/2)$ et $DP :^{10}\log$ (mT); B(1/2) : mT. %: contribution de chaque composante à l'aimantation totale en pourcentages, Ech : échantillon

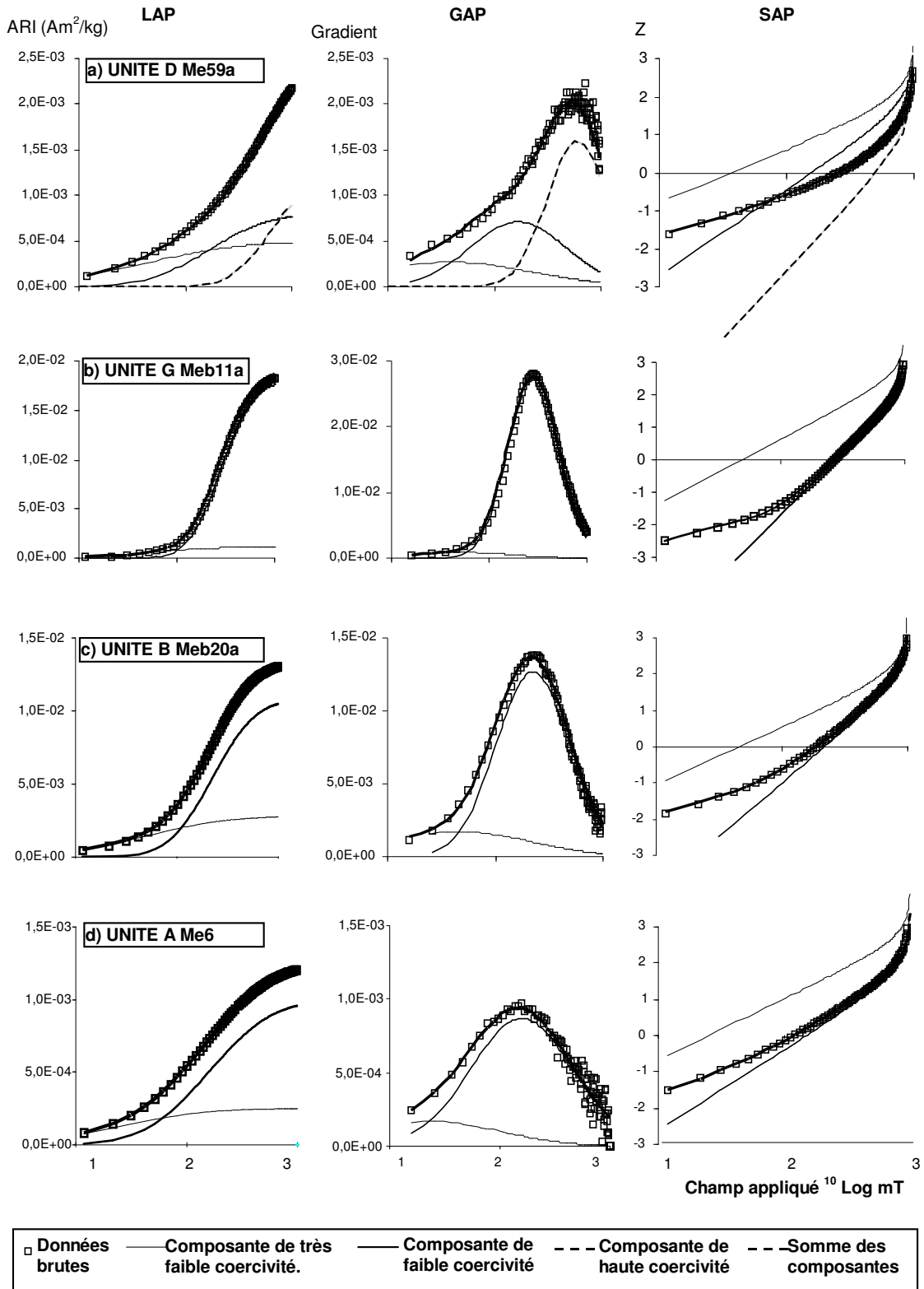


Figure 18 - Analyses des composantes d'ARI: LAP, GAP, SAP pour 4 échantillons des Mottes. 3 composantes de coercivités différentes ont été mises en évidence.

Fig. 18 – IRM component analyses : LAP, GAP, SAP for samples of les Mottes section. 3 coercivity components are shown.

2.4.4.4. Méthode mixte : méthode de Lowrie

La méthode de Lowrie (1990) a été appliquée sur une dizaine d'échantillons. La présence d'une très faible quantité de goéthite est confirmée puisque la perte d'intensité à 120°C pour la composante haute coercivité est très faible (Fig. 19). Au-dessus de cette température, les courbes de désaimantation thermiques des trois phases ont des comportements relativement similaires, avec une décroissance douce à très douce jusque 600°C, suivie d'une décroissance plus rapide jusque 675°C. Pour certains échantillons des Mottes, deux pics de désaimantation ont été mis en évidence : un pic à 645°C et un pic à 665°C. Les pics sont plus ou moins prononcés selon les échantillons. Le porteur correspond à de l'**hématite** sous forme plus ou moins coercitive. Une différence de taille des grains d'hématite ou de cristallinité pourrait expliquer le léger décalage des pics de désaimantation.

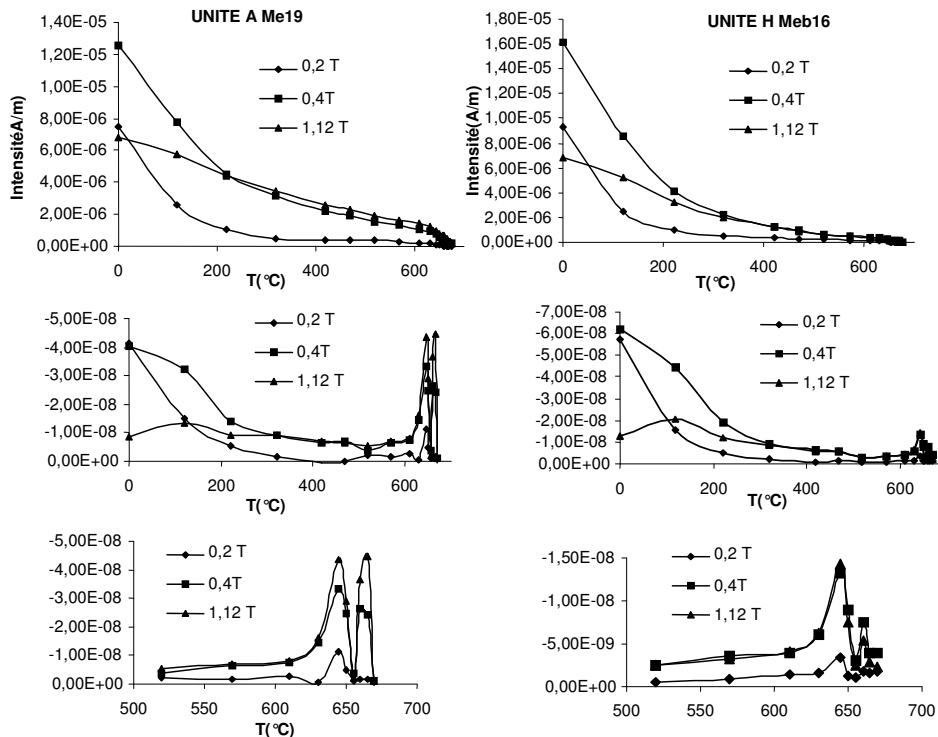


Figure 19 - Courbes de désaimantation thermique (Lowrie, 1990), de trois aimantations rémanentes isothermes (ARI) orthogonales acquises dans des champs de 1,2 T, 0,4 T et 0,12 T. La dérivée des courbes est également représentée, entre 0 et 700°C et entre 500 et 700°C.

Fig. 19 – Thermal demagnetization curves (Lowrie, 1990), of 3 orthogonal isothermal remanent magnetization (IRM) acquired in field of 1,2T, 0,4T and 0,12 T. Derivated curve is shown between 0 and 700°C and between 500 and 700°C.

2.4.5. Porteurs de l'aimantation rémanente des formations "sidérolithiques"

Les analyses de minéralogie magnétique ont mis en évidence la présence de plusieurs porteurs magnétiques au sein des échantillons de la coupe des Mottes. Les principaux minéraux porteurs de l'aimantation sont :

- **la goéthite** à l'état de traces en dehors de l'unité F;
- **la maghémite** n'est probablement présente qu'en faibles quantités dans la coupe et contribue peu à l'aimantation ;
- **l'hématite** est le principal porteur de l'aimantation au sein de la coupe des Mottes, on identifie une hématite de forte coercivité et une hématite de faible coercivité qui présentent des températures de blocage différentes.

L'hématite est le principal porteur de l'aimantation des échantillons des Mottes. Elle est susceptible d'avoir conservé une aimantation rémanente chimique ou de cristallisation. Les plus gros grains d'hématite observés grâce aux méthodes optiques peuvent avoir un comportement visqueux et se réaimanter dans le champ actuel. C'est probablement ce type d'hématite qui domine dans les nombreuses coupes ou les directions paléomagnétiques portées par l'hématite sont proches du CDA. L'hématite en grains très fins, ($<0,05 \mu\text{m}$) a probablement un comportement superparamagnétique et n'a donc pas été détectée au cours des analyses de la rémanence. Lors des désaimantations thermiques de l'ARN, l'hématite très proche de ce seuil peut bruite fortement les mesures car elle acquiert une aimantation instable dans le moindre champ ambiant, de direction aléatoire. L'hématite de granularité intermédiaire (comprise entre $0,05 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$ (?)) est susceptible de garder l'aimantation acquise lors de sa précipitation. C'est probablement la cristallisation de cette hématite qui est enregistrée par paléomagnétisme.

CHAPITRE 3 Les cuirasses "sidérolithiques" du Massif central

3.1. CADRE GEOLOGIQUE

De puissantes formations d'altération reposent directement sur le socle dans plusieurs secteurs du Massif central. Nombre de ces formations ferrugineuses et paléoaltérations cuirassées rouges ont été attribuées au Sidérolithique, sous-entendu au Tertiaire et plus précisément à la période Eocène-Oligocène (Boulanger, 1844; de Launay, 1892-93; Deschamps, 1973). Elles sont principalement localisées en bordure de grands fossés tectoniques : le fossé du Cher, la Limagne, le bassin du Puy, le bassin de St-Flour/Aurillac, mais aussi de fossés plus limités tels que le bassin de Naussac, le fossé du Malzieu/St-Léger et ses satellites de St-Alban sur Limagnole/Le-Rouget et de Saugues (Fig. 20).

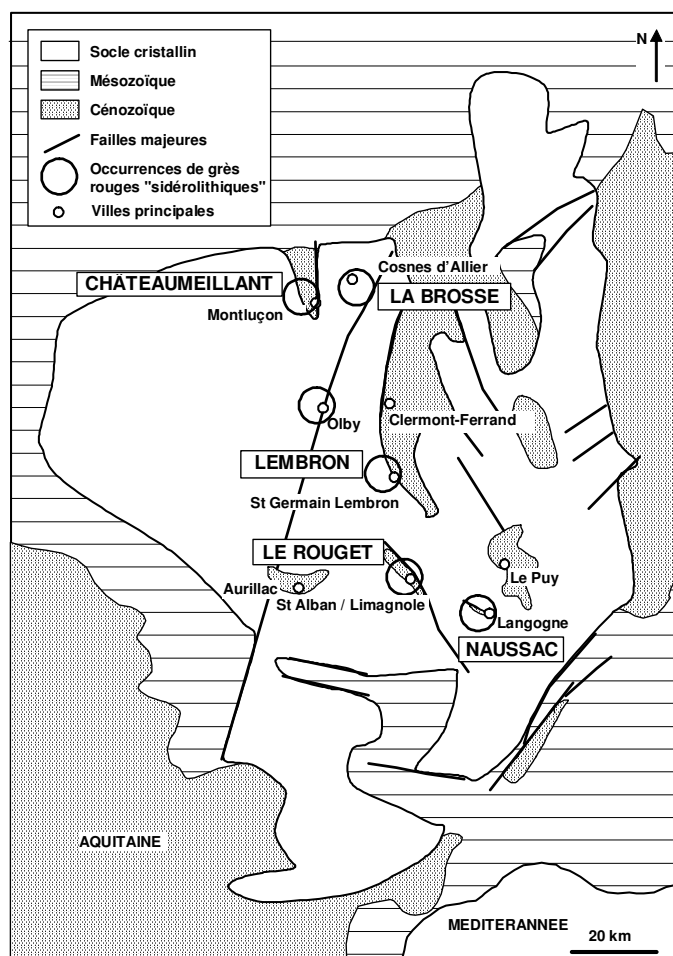


Figure 20 – Carte géologique schématique du Massif central. Les formations gréseuses rouges "sidérolithiques" sont principalement localisées en bordure de grands fossés tectoniques à remplissage tertiaire.

Fig. 20 – Schematic geological map of the Massif central. Red siderolithic formations are localised at the edge of tertiary grabens.

L'inventaire le plus complet de ces occurrences de grès rouges a été fait par Deschamps (1973), mais bien des travaux isolés et locaux se sont intéressés dès la fin du XIX^{ème} siècle à ces formations rouges. Plusieurs coupes ont été décrites en détail au cours des dernières années, dans le bassin de Cosnes-d'Allier (Thiry *et al.*, 1983), le fossé du Cher et ses bordures (Montluçon et St-Désiré) (Thiry et Turland, 1985 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000), le Lembron dans le Sud de la Limagne (Thiry *et al.*, 2004) et dans celui du Malzieu (Simon-Coinçon *et al.*, 1997) ainsi que le petit bassin d'Olby sur le Sillon houiller.

Les argiles rutilantes et les cuirasses "sidérolithiques" sont toujours azoïques. En raison de leur richesse en kaolinite et en oxydes de fer elles ont été rapportées à des paléoaaltérations latéritiques en place ou remaniées. Leur disposition par rapport aux divers paléoreliefs est caractéristique. Ces formations gréseuses s'appuient contre des escarpements de faille, remplissent des paléovallées qui entaillent et pénètrent le socle. Elles se disposent en couronne autour des reliefs de socle comparables à des inselbergs, entourées par les formations rouges indurées (Fig. 21). Les dispositions de ces formations "sidérolithiques" montrent qu'elles sont totalement déconnectées de la sédimentation des Limagnes tertiaires, mais qu'elles appartiennent à une phase plus ancienne de l'évolution du Massif central.

La datation de ces formations permettra de fournir un point d'ancrage de l'évolution continentale du Massif central et d'envisager une reconstitution des paléosurfaces continentales.

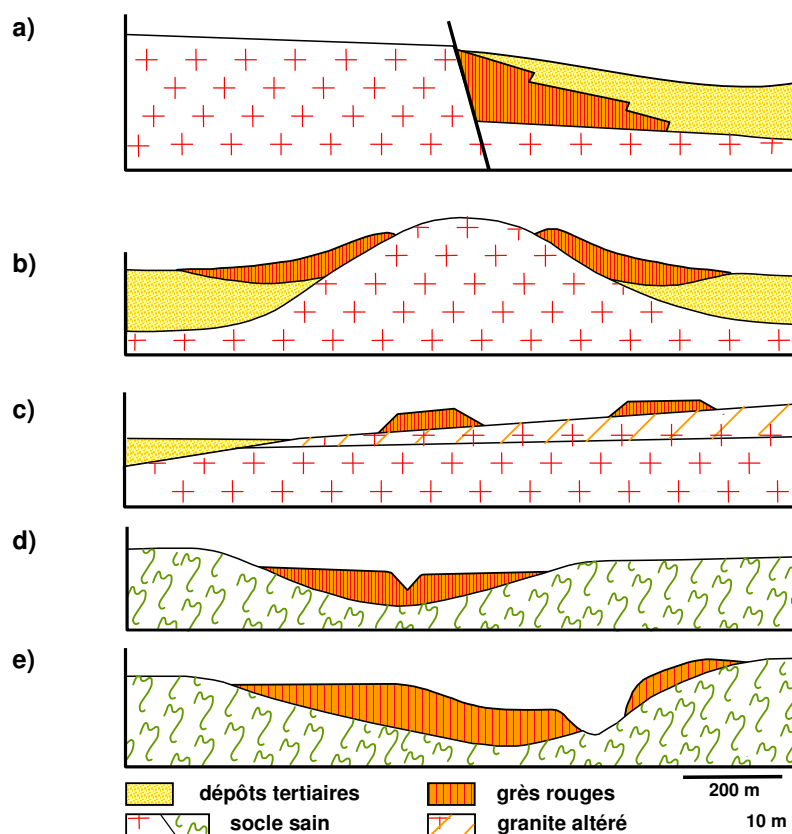


Figure 21 - "Fossilisation" de différents types de paléoreliefs du socle par les formations rouges "sidérolithiques" du Massif central: a) appuyées contre un escarpement de faille; b) contre un paléorelief de socle (inselberg); c) buttes résiduelles sur le socle altéré; d, e) en remplissage de paléovallées (d'après Thiry et Turland, 1985).

Fig. 21 – Layout of the the Massif Central red siderolithic formations against basement paleoreliefs: a) against a fault scarp; b) against inselbergs; c) as residual domes on the basement; d,e) as paleovalleys infilling (after Thiry and Turland, 1985).

Ci-après, nous examinerons en détail les formations rouges indurées caractéristiques du "Sidérolithique" en mettant en exergue leurs caractères spécifiques de profil d'altération *in situ*. Les formations sidérolithiques du Lembron seront traitées dans un chapitre séparé car les faciès y sont plus diversifiés. On y rencontre en effet des formations rouges indurées comme dans les autres secteurs du Massif central, mais aussi des formations argilo-sableuses et des formations silicifiées .

3.2. DESCRIPTION DES FORMATIONS

3.2.1. Caractères généraux

3.2.1.1. Les grès

Les formations rouges "sidérolithiques" indurées ne montrent en général pas de stratification nette. Elles sont formées d'un grès à grain moyen (millimétrique) sans granoclassement apparent, à matrice argileuse importante (Fig. 22c). Néanmoins, ces grès sont cohérents et cimentés, formant quelquefois des escarpements naturels de plusieurs mètres de hauteur (Loze, 18 ; Tortezaïs, 03). Les faciès les moins évolués sont homogènes et monotones (Le Rouget, 48, Saint Alban sur Limagnole, 48). Les faciès les plus évolués sont noduleux, avec des débits prismatiques, colonnaires et planaires.

Des dépôts grossiers existent aussi, par exemple à Naussac (Langogne, 48) ou à Châteaumeillant (Châteaumeillant, 18). Ce sont des grès à quartz millimétriques et contenant des éléments grossiers de 1 à 10-20 cm de diamètre, sans tri granulométrique. Les éléments grossiers "flottent" au sein des grès rouges (Fig. 22a, b). Ces organisations suggèrent une mise en place des dépôts par écoulement de nappe (sheet flood), plutôt que de vrais dépôts torrentiels. Néanmoins, les éléments grossiers sont quelquefois alignés et disposés en tuile (éléments aplatis imbriqués) indiquant une mise en place dans un environnement fluvial. Les gros éléments sont essentiellement constitués de quartz laiteux, de quartz filoniens, de barytine silicifiée, etc. Des chailles ont été reconnues dans les sédiments du Nord du Massif central sur la coupe du Petit-Villevandret dans le fossé du Cher. Les grès sont formés de grains de quartz millimétriques à centimétriques, anguleux, sans arrondi apparent et dispersés dans la matrice argilo-ferrugineuse (Fig. 22d). Des passées plus fines et plus argileuses, sans gros quartz s'interstratifient régulièrement entre les passées grossières qui les ravinent presque systématiquement. Ces matériaux plus fins ont été très souvent fortement blanchis postérieurement à leur dépôt (Fig. 22e).

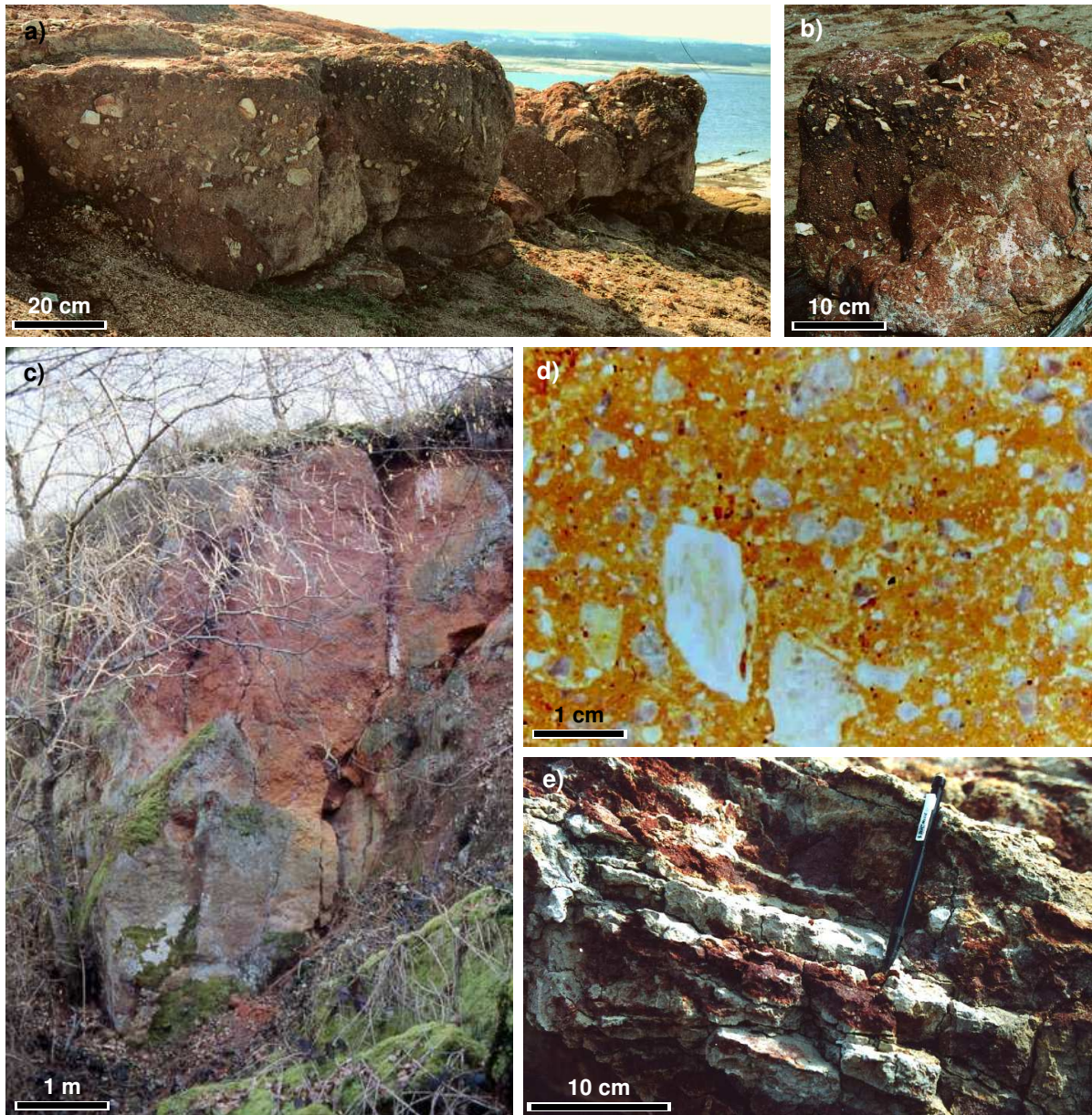


Figure 22 - Faciès des grès rouges "sidérolithiques". a) Grès grossiers à stratification irrégulière et gros éléments de quartz anguleux qui "flottent" au sein du grès. Noter l'alignement et le "tuilage" de quartz grossiers (Naussac, 48). b) Grès grossier sans organisation particulière des éléments détritiques. Les structures verticales et diverticulées vers la base du niveau sont des terriers à remplissage de grès blanchis (Naussac, 48). c) Grès rouge moyen, argileux, sans stratification marquée. Les fentes verticales qui déterminent un débit colonnaire montrent des remplissages noduleux et des terriers (Petit-Villevandret, Fossé du Cher, 03). d) Echantillon de grès rouge scié. Les grains de quartz millimétriques à centimétriques sont anguleux, sans arrondi apparent, non triés et sont souvent imprégnés par des oxydes de fer (Naussac, 48). e) Dépôts fins, relativement bien lités, latéraux aux chenaux d'écoulement majeur. Les blanchiments le long des litages affectent très souvent les dépôts plus argileux (Naussac, 48).

Fig. 22 – Siderolithic red sandstones facies. a) coarse sandstones with irregular stratification and angular quartz elements floating in the sandstones. Note the alignment of coarse quartz (Naussac, 48). Coarse sandstones without any particular organisation of detritic elements. Vertical and diverticulated structures at the base are burrows infilled with bleached sandstones (Naussac, 48). c) red argillaceous sandstones without stratification. Vertical fractures form columnar structures, nodular infillings and burrows (Petit-Villevandret, Fossé du Cher, 03). d) Sawed section of red sandstones. Millimetric and centimetric quartz grains are angular, unsorted and are often impregnated by iron oxides (Naussac, 48). e) Thin deposits. Bleaching along sedimentary planes affects argillaceous deposits (Naussac, 48).

3.2.1.2. Les bioturbations

L'une des particularités de ces coupes est la présence de très nombreuses bioturbations qui affectent certains niveaux gréseux (Fig. 23a). Ces bioturbations se marquent d'autant mieux qu'elles sont souvent soulignées par des blanchiments postérieurs à leur mise en place, mais certains niveaux rouges peuvent aussi en être pétris, ils sont simplement moins évidents à distinguer. Les bioturbations les plus fréquentes sont constituées de terriers irréguliers, de diamètre centimétrique, sans structuration particulière des parois, et qui se recoupent les uns les autres (Fig. 23b, c, e). Ils confèrent un débit noduleux aux grès (Naussac, Ravines de Madriat dans le Lembron). Ils se concentrent dans certains niveaux, souvent leur densité devient plus importante vers la base des niveaux gréseux, au-dessus de niveaux plus argileux sous-jacents, les terriers d'allongement horizontal y prédominent alors. Leur disposition et leur constitution les apparentent à des terriers de termites bien connus dans les sols actuels (Wielemaker, 1984 ; Eschenbrenner, 1986) et les formations anciennes (Genise et Bown, 1994 ; Rayot, 1994). D'autres terriers montrent des parois construites avec des matériaux plus fins, plus argileux et à surface interne bien lisse (Fig. 23f, g). Ces ichnotraces s'apparentent à des nidifications d'insectes (Genise et Bown, 1994 ; Martin, 1995 ; Hasiotis, 2003), déjà décrites précédemment dans les formations rouges du Fossé du Cher dans la carrière de Ste Alix au Nord de Montluçon (Ducreux *et al.*, 1988). Existente aussi des structures plus importantes correspondant à des remplissages de vides pluridécimétriques et qui pourraient être rapportées à des terriers de vertébrés (Fig. 23d).

3.2.1.3. Les structurations post-dépôt

Débit colonnaire. Les niveaux gréseux présentent souvent un débit en "colonnes" de diamètre décimétrique à métrique. Les fentes verticales qui délimitent les colonnes sont quelquefois dépourvues de structuration particulière, mais le plus souvent sont le siège de bioturbations plus intenses et quelquefois montrent des remplissages noduleux ou même « d'aspect bréchrhique ». Pour les débits colonnaires avec fentes verticales structurées, le sommet des colonnes présente un profil bombé "plongeant" vers les fentes verticales (Fig. 24a). En surface, les fentes verticales forment un réseau polygonal de taille décimétrique à métrique qui évoque des réseaux de fentes de dessiccation (Fig. 24b). Néanmoins, ces fentes ne se limitent pas à de simples phénomènes de dessiccation. Elles présentent des organisations plus complexes, avec bioturbation, mais aussi structures d'illuviations et blanchiments. Ces organisations se superposent éventuellement à des fentes de dessiccation, mais correspondent à des transformations pédologiques plus profondes du matériel.

Dans les faciès les plus matures (évolués) le développement du débit colonnaire s'accompagne de la formation de faciès nodulaires et de grandes illuviations de matériaux fins (Fig. 24c). Des illuviations se forment en base des vides et des pores et au sommet des nodules (Fig. 24d). A terme, l'extension des illuviations basales et des coiffes conduit à la formation de raies onduleuses pluricentimétriques à décimétriques qui viennent littéralement envelopper les nodules (Fig. 24e).

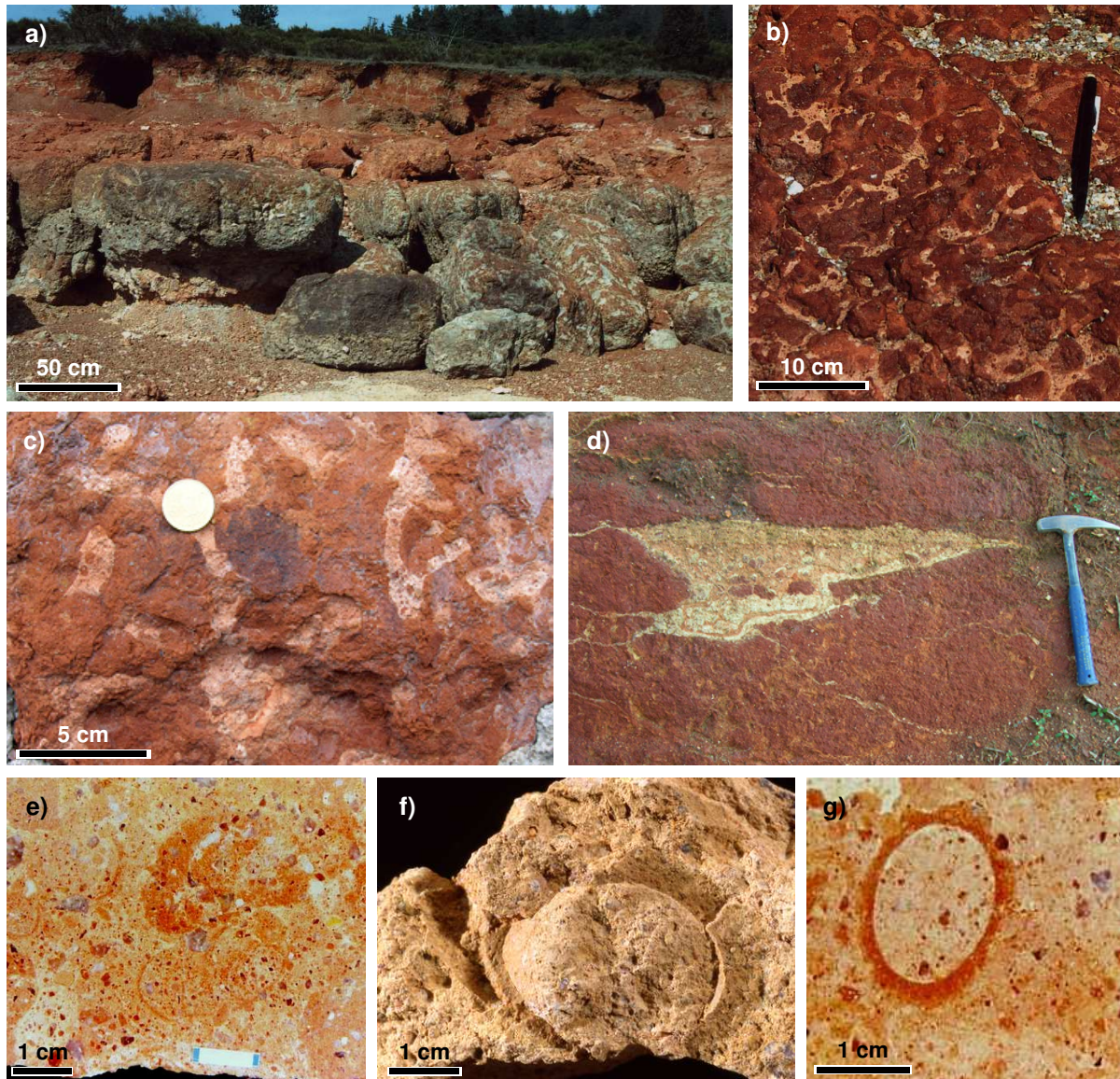


Figure 23 – Bioturbations des grès rouge "sidérolithiques". a) Niveau gréseux rouge entièrement bioturbé par des terriers de termites à remplissage blanchi (Naussac, 48). b) Terriers de termites dans grès rouge. Les terriers à remplissage gréseux blanc sont les plus visibles, mais ils coexistent avec d'autres terriers à remplissage rouge qui ne se distinguent guère de la matrice des grès encaissants. Les observations de détails indiquent que les remplissages des terriers ont été blanchis après leur formation, le blanchiment semble affecter les remplissages plus granulaires et donc plus poreux, il déborde souvent sur l'encaissant gréseux. Vue par au-dessus (Naussac, 48). c) Détail des remplissages de terriers (dans le mur d'une maison à Passat, Saint Victor, 03). d) Remplissage d'une structure de taille décimétrique (terriers de vertébrés ?) avec des éléments grossiers et structuration avec illuviations successives (coiffes) (route D943, Courçais, Saint Victor, 03). e) Coupe d'un grès montrant des terriers qui se recoupent (Naussac, 48). f, g) Coupes dans des traces ichnologiques à paroi construite. La paroi cimente les grains du grès et présente une surface lisse vers l'intérieur. Il s'agit probablement de nidifications d'hyménoptères ou de coléoptères (Ste Alix, Fossé du Cher, 03).

Fig. 23 – Bioturbations in siderolithic red sandstones. a) Red sandstones bioturbated with burrows infilled with bleached sandstone (Naussac, 48). b) Termite burrows in red sandstones. Burrows with white sandstones infillings are the most obvious, but it coexists with other burrows with red infillings. Detailed observations show that the white burrows results from bleaching of primary red burrows, bleaching affecting granular and more porous infillings (Naussac, 48). c) Details of burrows infillings (Passat, Saint Victor, 03). d) Infilling of a decimetric structure (vertebrate burrow?) with coarse elements and successive illuviations (D943 road, Courçais, Saint Victor, 03). e) Section in sandstones showing crossing burrows (Naussac, 48). f, g) Section in ichnotraces with built walls. It corresponds to hymenoptere or coleoptere nidifications (Ste Alix, Cher, 03).

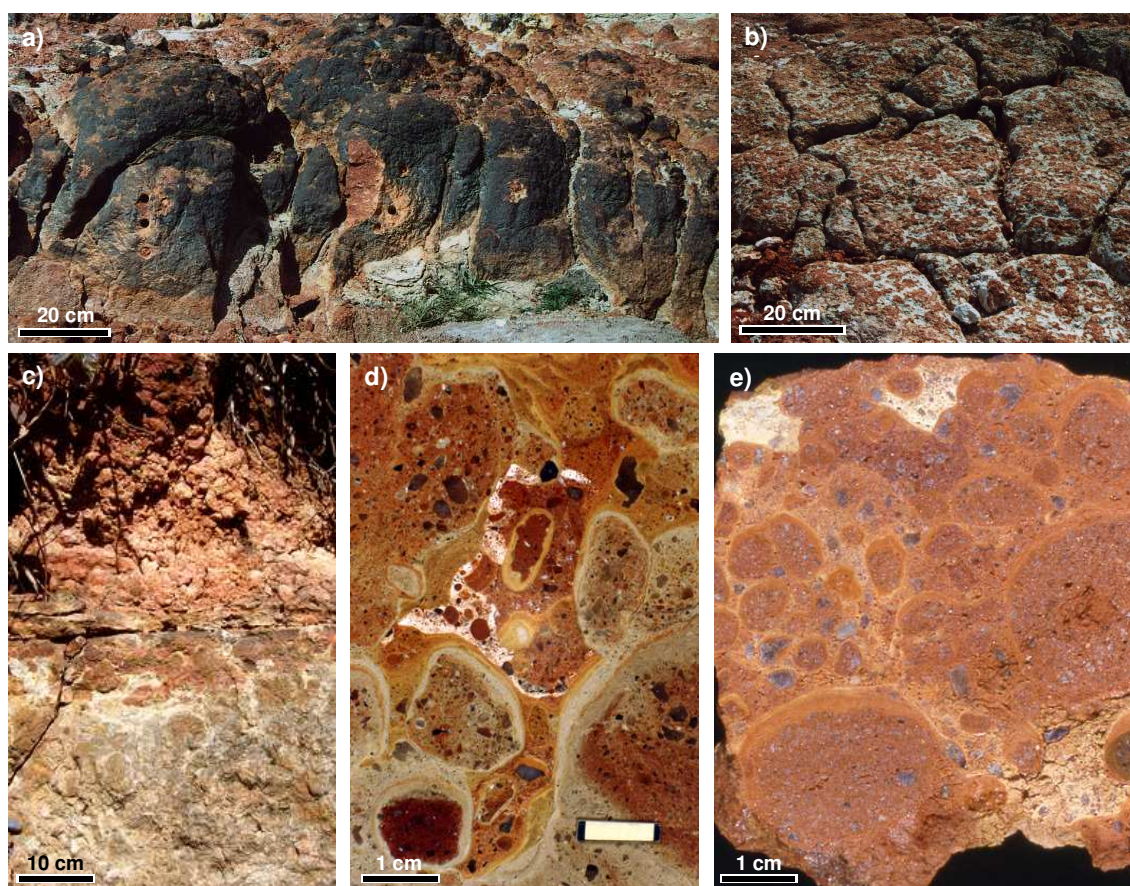


Figure 24 - Aspect colonnaire des niveaux gréseux. Les niveaux gréseux présentent souvent un débit colonnaire résultant des transformations au sein d'un sol avec fentes verticales plus pédoturbées que le corps des colonnes et structures de coiffe au sommet des colonnes. a) Débit colonnaire du niveau de grès (Naussac, 48). Noter les points de prélèvement pour les mesures paléomagnétiques. La patine noire des grès est acquise en milieu immergé. b) Débit colonnaire vue par le dessus. Niveau gréseux fortement bioturbé par des terriers de termites et blanchi (Naussac, 48). c) Aspect noduleux des faciès colonnaires sommitaux (Passat, Saint Victor, 03). d) Faciès noduleux avec grandes illuviations de matériaux fins en base des vides et en coiffe dans les nodules (Le Bouchet, Olby, 63). e) Faciès noduleux similaires avec extension des illuviations jusqu'à former des raies qui "enveloppent" plusieurs nodules (Naussac, 48).

Fig. 24 – Columnar aspect of sandstones. Sandstones horizons show a columnar splitting corresponding to transformations in a soil with vertical fractures more affected than the column. a) columnar splitting in sandstones (Naussac, 48). b) Columnar structure (top). Sandstones bioturbated by termites burrows and bleached (Naussac, 48). c) Nodular aspect of columnar facies (Passat, Saint Victor, 03). d) Nodular facies with illuviations features of fine materials at the base or pores and cappings at the top of the nodules (Le Bouchet, Olby, 63). e) Nodular facies with extension of illuviations to form stripes around nodules (Naussac, 48).

Blanchiments et fentes planaires. Les blanchiments des grès rouges sont une des caractéristiques remarquables de ces formations. Ils affectent souvent les terriers comme cela a été signalé plus haut, mais sont particulièrement bien développés dans des niveaux à fentes planaires. Ces faciès à fentes planaires et blanchiments peuvent se développer à différents niveaux dans les coupes (Fig. 25a). Les fentes plates, espacées de 5 à 10 cm, sont irrégulières, se recoupent et se développent dans les faciès de grès rouge plus fins et plus argileux. Les bordures des fentes sont décolorées et entièrement blanchies.

Dépôts de silice. Les fentes planaires montrent souvent des pellicules blanches de 0,1 à 2-4 mm d'épaisseur, qui à l'analyse s'avèrent être des dépôts de silice (opale-CT) (Fig. 25b). Les dépôts de silice dans les fentes planaires peuvent devenir importants dans certaines coupes en position aval par rapport aux paléoreliefs. C'est le cas de la coupe du Bouchet dans le bassin d'Olby et de certaines coupes du fossé du Cher (Thiry et Turland, 1985 ; Thiry, 1999) où des dépôts de silice atteignent 2 à 3 cm d'épaisseur et "miment" des stratifications laminaires fines alors que le matériel hôte est une arkose grossière (Fig. 25c, d). Les échantillons sciés montrent que les blanchiments et les dépôts de silice se font soit dans les faciès gréseux poreux, soit dans les fentes développées dans les faciès plus argileux (Fig. 25d, e, f).

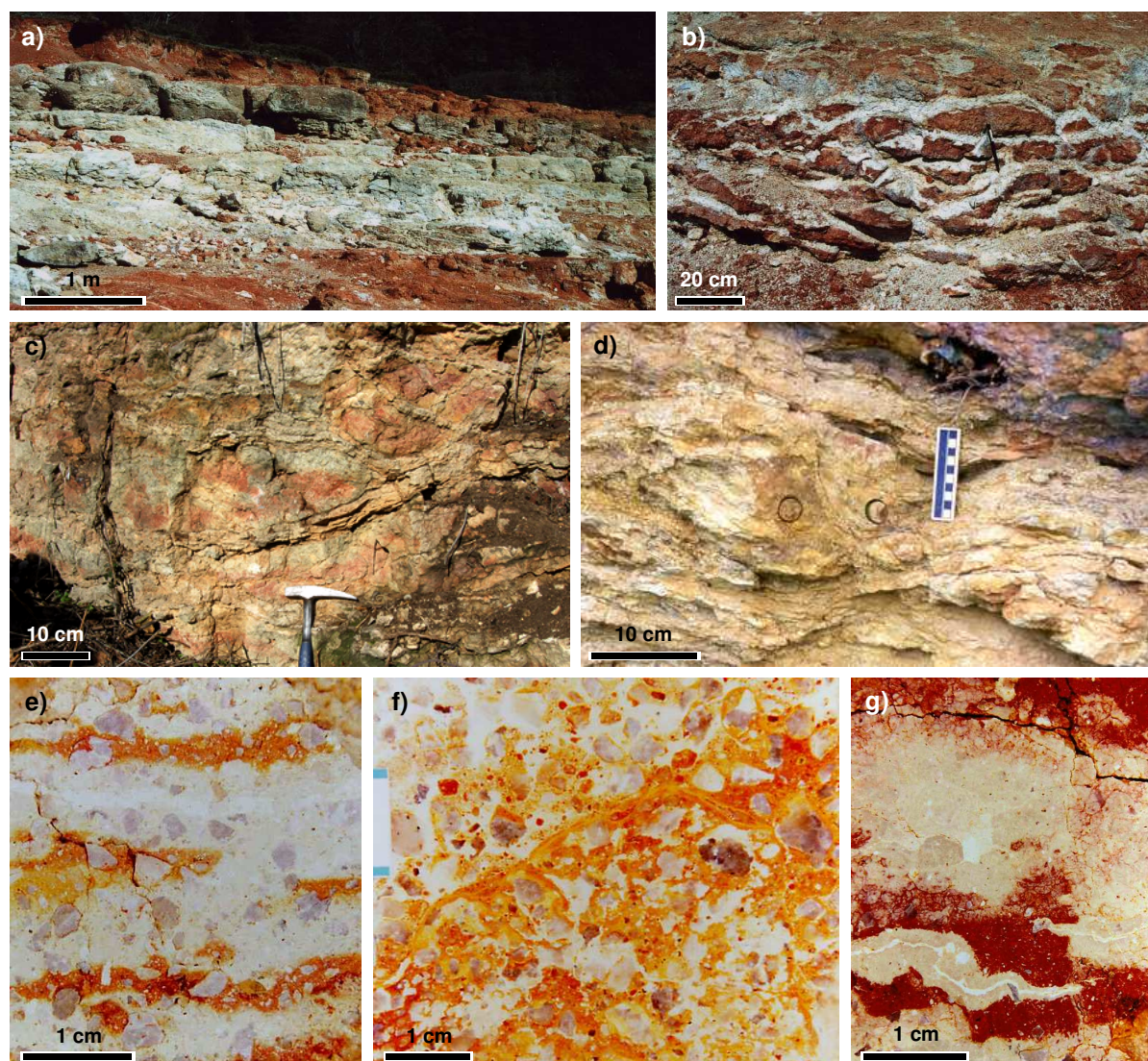


Figure 25 - Fentes planaires blanchies et dépôts de silice associés. a) Niveaux blanchis à prédominance de structures planaires, surmontés par un niveau gréseux fortement bioturbé et à débit colonnaire fruste (Naussac, 48). b) Fentes planaires développées dans un niveau gréseux fin et argileux. Le blanchiment des grès rouges s'accompagne du dépôt de fines plaquettes siliceuses dans les fentes (Naussac, 48). c) Dépôts laminés de silice dans des fentes plates au sein d'une arkose argileuse d'un profil en position aval (Passat, Saint Victor, 03). d) Dépôt laminé de silice dans les arkoses à la base des grès rouges noduleux (Petit-Villevandret, Villevandret, 03). e, f, g) Sections sciées montrant le blanchiment des formations rouges (blanc-beige) accompagné du dépôt de silice (blanc franc) dans des fentes (e, f), mais aussi dans la porosité du grès (e) (Naussac, 48).

Fig. 25 – Planar bleached cracks with silica deposits. a) Bleached horizon with planar structures dominant, surmounted by bioturbated sandstones with columnar structure (Naussac, 48). b) Planar cracks developed in fine grain argillaceous sandstones. Bleached come with fine silica plates deposits (Naussac, 48). c) Laminated silica deposits in planar cracks in argillaceous arkose (Passat, Saint Vitor, 03) d) Laminated silica deposits in arkoses at the base of nodular red sandstones (Petit-Villevandredt, Villevandret, 03). e, f, g) sections showing bleaching of red formations (white-beige) with silica deposits in cracks (white) (e, f), and in sandstones porosity (e) (Naussac, 48).

3.2.2. Minéralogie

La minéralogie des formations rouges est monotone. Les grès rouges sont presque exclusivement formés de quartz et de kaolinite. Si des feldspaths potassiques sont présents sporadiquement, leur teneur n'atteint jamais 5 % de la roche totale. Les oxydes de fer sont essentiellement sous forme d'hématite, mais de la goéthite est également présente, surtout à proximité des faciès blanchis. L'anatase forme entre 1 et 2 % de la roche totale de façon très régulière, comme dans la plupart des formations d'altération kaolinique, anciennes ou actuelles.

Les faciès blanchis et les faciès planaires se distinguent par la présence d'opale-CT. C'est une constante de ces faciès (Thiry et Turland, 1985). Les plaquettes siliceuses des fentes planaires sont souvent formées exclusivement d'opale-CT, ou d'opale-CT accompagnée de kaolinite. La smectite est également plus abondante dans les faciès blanchis.

3.2.3. Micromorphologie des paléosols

La terminologie utilisée pour les descriptions des lames minces est celle de Brewer (1964), dont le vocabulaire francisé a été précisé (Boulet, 1978). Quelques définitions sont rappelées ici.

- **Squelette** : minéraux primaires de taille suffisante pour être identifiables au microscope optique.
- **Plasma** : matière à granulométrie trop fine pour être déterminée optiquement. Elle comprend essentiellement la phase argileuse et les oxy-hydroxydes de fer.
- **Traits pédologiques** : unités morphologiques qui se distinguent du matériel environnant (concentration et différenciation de certaines fractions du plasma, différences d'arrangement, etc.). En général on distingue des **cutanes d'illuviation**, des **néocutanes** d'imprégnation du plasma en bordure des vides, des **squeltanes** autour des grains de squelette, des **cutanes de contrainte** avec orientation du plasma en bordure de fentes, etc. Les **nodules** sont des concentrations indifférenciées, les **concrétions et pisolithes** ont au contraire une structure concentrique, les concentrations d'argile uniformément orientées ou zonées sont désignées sous le nom de **papules**.
- Le **plasma** contient généralement des cristallites trop petits pour être distingués, mais dont l'orientation relative d'ensemble peut entraîner l'apparition de domaines orientés, se manifestant par une extinction en lumière polarisée. On parle de **plasma asépique** quand il n'y a pas d'orientation nette, l'extinction est ponctuelle ; de **plasma masépique** quand l'extinction est striée selon une direction ou **bimasépique** quand il l'est selon deux directions ; de **plasma squelsépique** s'il y a striation seulement autour des grains de squelette et parallèle à leur surface.
- Le **fond matriciel** est constitué par le plasma, le squelette et les vides, à l'exclusion des traits pédologiques.

3.2.3.1. Le fond matriciel

Le fond matriciel des grès rouges est éminemment variable. Il est généralement ferrugineux, pigmenté par de l'hématite, de couleur rouge-orangé à rouge franc dans certains échantillons, moucheté ou tacheté d'ocre, avec des zones décolorées qui apparaissent en beige sous le microscope.

Certains faciès ou zones, correspondant à des nodules, montrent des plasmas asépiques, sans organisation propre. Quand le fond matriciel est relativement important par rapport aux grains de squelette, ou quand ceux-ci sont plus petits, ce sont des fonds matriciels orientés (masépiques et/ou bimasépiques) qui se développent généralement (Fig. 26a, b). Le long de fentes se développent parfois de grandes orientations, centimétriques qui correspondent vraisemblablement à des fentes de glissement liées à des gonflements/retraits sous l'effet d'hydratations/dessiccations successives. Dans les niveaux à plasma important se développent aussi des orientations d'argiles autour des gros grains de squelette, plasma squelsépique, dont l'épaisseur peut atteindre 100 µm. Ces orientations squelsépiques sont souvent mieux développées au voisinage de fentes avec porosité centrale.

Des glaebules ou papules d'argiles s'individualisent au sein des faciès les plus argileux, ils résultent soit d'une "bréchification" d'un plasma primaire par pédoplasmation, soit de bioturbations. Les papules se distinguent le plus souvent par leur concentration en oxydes de fer différente de celle du plasma.

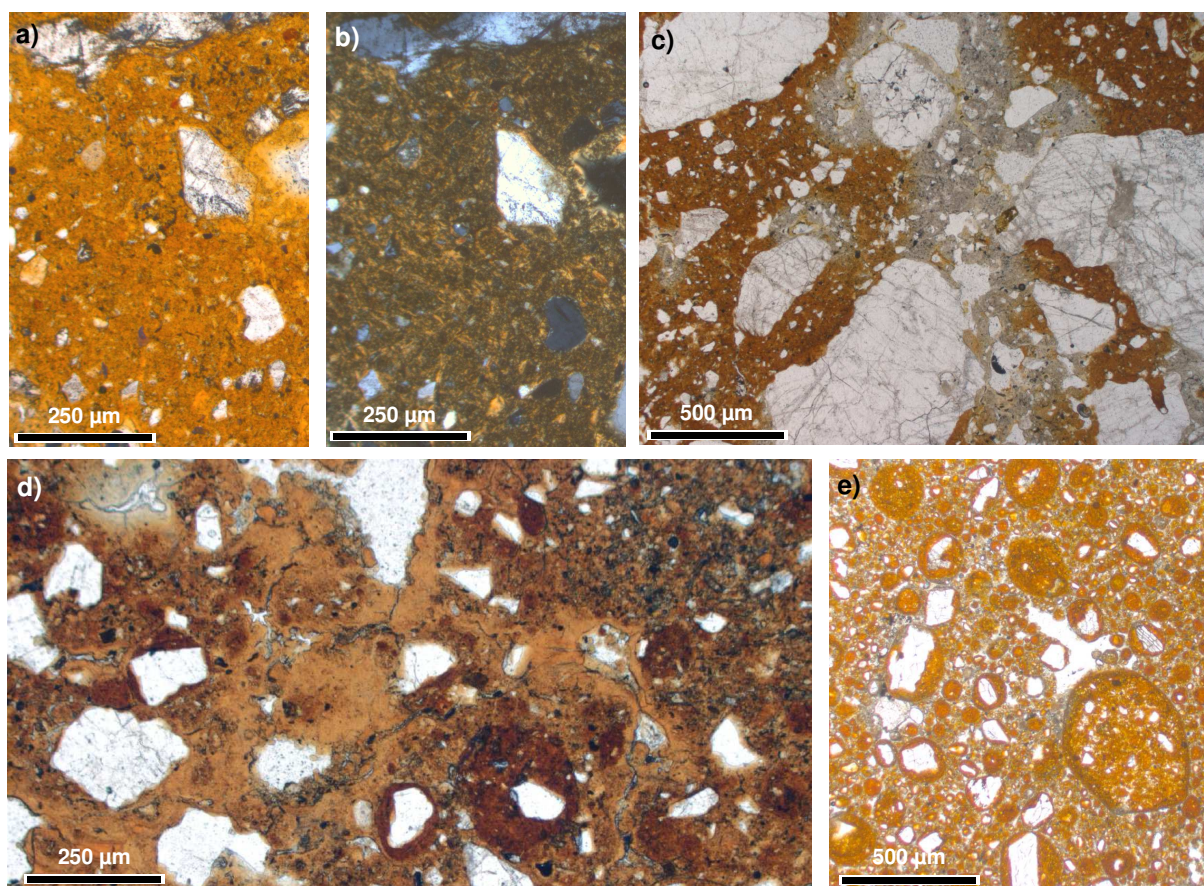


Figure 26 – Matrice et grains de squelettes des grès rouges "sidérolithiques". a, b) Le plasma entre les grains de quartz du squelette est formé d'argile pigmentée d'oxydes de fer, de structure masépique (une orientation privilégiée) et contient de petits grains de quartz (10-20 µm) (Naussac, 48) (a = lumière polarisée ; b = lumière analysée). c) Grains de quartz détritiques, anguleux, quelques fois échancrés par des golfes de corrosion. L'accumulation de grains grossiers sub-jointifs s'accompagne d'une porosité qui ne se "referme" pas et qui a induit la décoloration ultérieure de la matrice (Naussac, 48) ; lumière polarisée. d) Des grains d'origine pédologique, telles des gravelles issues de l'activité des termites, peuvent jouer le rôle de grains de squelette au sein du plasma (Naussac, 48) ; lumière polarisée. e) Certains horizons sont presque exclusivement formés de gravelles en assemblage granulaire, dépourvu de plasma, ménageant une porosité importante (Naussac, 48) ; lumière polarisée.

Fig. 26 – Matrix and grains in red siderolithic sandstones. a,b) Plasma between quartz grains is composed of iron oxide pigmented clays, of masepic structure and contain small quartz grain (10-20 µm) (Naussac, 48) (a= plane polarized light ; b= cross polarized light). c) Detritic quartz grains, anguleous, with corrosion gullies. Coarse grains accumulation come with porosity that do not "close" and which later gives way to bleaching (Naussac, 48) ; plane polarized light. d) Pedologic grains, as gravels from termites activity, can play an important role as skeleton grains in the plasma (Naussac, 48) ; plane polarized light. e) Some horizons are entirely formed by gravels as granular assemblages, devoid of plasma, with an important porosity (Naussac, 48) ; plane polarized light.

Les analyses à la microsonde électronique du fond matriciel permettent d'en préciser les caractères (Tab. IV). Elles ont été réalisées sur des lames-minces polies d'échantillons de la coupe de Naussac. Ce sont des analyses de mélange qui présentent toujours une certaine variabilité et hétérogénéité. Aussi, pour chaque zone analysée, au minimum 3 analyses ponctuelles ont été réalisées afin de s'assurer de la représentativité des analyses. Les résultats sont présentés sous forme de moyennes pour chacune des composantes micromorphologiques de chaque lame mince.

Les teneurs en Fe_2O_3 des matrices sont variables, avec un facteur de plus de 10 entre certaines analyses de matrices claires à faible teneur et celles de matrices fortement imprégnées par les oxydes de fer. Ce sont les matrices accolées aux gros grains de quartz, souvent préservées dans les golfes de corrosion et les anfractuosités de ces grains, qui présentent les teneurs les plus fortes en oxydes, avec des teneurs supérieures à 20 % de Fe_2O_3 dans certains échantillons. Ces matrices ont vraisemblablement été héritées à partir des paléosols remaniés. Les matrices rouges qui constituent l'essentiel des grès "sidérolithiques" contiennent en moyenne 7 % de Fe_2O_3 , alors que les zones claires, blanchies et décolorées en contiennent environ 3 %.

Les teneurs en Aluminium permettent de calculer la teneur en argile. Si on fait l'hypothèse que les argiles sont uniquement constituées de kaolinite, le pourcentage de kaolinite calculé à partir des teneurs en Al_2O_3 correspondra à une teneur en kaolinite calculée par excès. Il peut être considéré comme le pourcentage minimum de minéraux argileux sachant qu'un faible pourcentage d'illite et de smectite est toujours présent. Les teneurs en argile des matrices sont de l'ordre de 60 à 80 %.

Les teneurs en K_2O , MgO et CaO restent faibles et permettent d'estimer que les teneurs en illite/mica des matrices sont d'environ 10 % et les smectites très subordonnées, ce qui est conforme aux estimations à partir de la diffraction des RX sur la fraction argileuse orientée. Enfin, les teneurs en TiO_2 sont de l'ordre de 0,5 % comparables à ce qu'elles sont dans les sols ferrugineux kaoliniques de la zone tropicale (Karpoff *et al.*, 1973 ; Boulet, 1978).

Les calculs pétrochimiques basés sur les dosages à la microsonde électronique indiquent que les matrices contiennent environ 10% de silice « libre ». Par ailleurs, la régularité des teneurs dosées empêche d'envisager que ces excès de silice puissent être imputés à la présence de petits grains de quartz "touchés" par la sonde. Les matrices gréseuses montrent toujours une cassure franche et une cohésion remarquable au sciage et à la confection des lames-minces qui n'ont pas besoin d'être indurées. L'excellente tenue de matériaux aussi argileux est vraisemblablement la traduction de liens très étroits entre les particules argileuses et le ciment siliceux et/ou ferrugineux qui amène l'inhibition du caractère spécifique des argiles. Comme les faciès décolorés présentent la même "tenue" il est vraisemblable que c'est surtout une imprégnation générale des matrices par de la silice qui est à l'origine de ce comportement. C'est ce que semblent confirmer les valeurs relativement élevées des rapports Si/Al qui avoisinent souvent 1,5 (Tab. IV). Pour atteindre de telles valeurs du rapport Si/Al il faudrait que la matrice argileuse soit composée d'au moins 50 % de smectite et/ou illite. Des valeurs aussi élevées ne peuvent pas être envisagées, ni au vu des diagrammes de RX, ni par les calculs pétrochimiques à partir des teneurs en K_2O , CaO et MgO dosés à la microsonde électronique. La silice dosée en excès par rapport à l'aluminium des minéraux argileux est à imputer à une silicification qui imprègne la matrice et lui confère sa cohérence. Il s'agit vraisemblablement d'opale.

Tableau IV - Composition chimique des différents traits pédologiques individualisés dans les matériaux "sidérolithiques" de Naussac. Analyse à la microsonde électronique. Composition en % pondéral, correction ZAF, balayage 6x6 µm. Ech = échantillon analysé ; N = nombre de points analysés.

Tab. IV – Chemical composition of different pedological features in siderolithic materials of Naussac. Microprobe analysis.

Ech.	N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	total	% kaol	Si/Al
matrice Fe sur quartz												
2377	2	36,36	27,03	0,07	0,14	24,05	0,30	0,87	0,17	89,26	68,39	1,14
2379	1	38,69	29,01	0,11	0,12	20,27	0,53	0,82	0,19	90,09	73,39	1,13
2411	6	34,21	22,52	0,25	0,12	29,04	0,59	1,02	0,08	88,28	56,98	1,29
moyenne	9	36,42	0,14	0,13	24,45	0,47	0,90	0,15	89,21	66,25	1,19	36,42
matrice rouge-orangé												
2377	6	48,44	29,85	0,19	0,13	5,78	0,83	1,17	0,09	86,70	75,52	1,40
2380	9	42,16	29,05	0,22		9,28	0,70	1,11	0,06	83,00	73,50	1,24
2403	2	54,98	28,02	0,23	0,27	4,79	0,47	1,33	0,12	90,76	70,88	1,67
2379	7	48,84	31,16	0,44	0,12	5,06	0,46	1,04	0,03	87,40	78,83	1,34
2405	14	52,11	27,91	0,35	0,25	7,51	0,48	1,32	0,08	90,28	70,62	1,59
moyenne	29	49,31	29,20	0,25	0,18	6,48	0,59	1,19	0,07	87,63	73,87	1,45
matrice claire												
2380	9	52,28	26,12	0,26	0,18	2,75	0,56	0,93	0,05	83,39	66,09	1,78
2411	5	55,11	28,00	0,45	0,52	4,06	0,57	1,38	0,12	90,59	70,84	1,68
2377	7	49,46	32,17	0,25	0,14	2,18	0,56	1,32	0,13	86,41	81,39	1,31
moyenne	21	52,28	28,76	0,32	0,28	2,99	0,56	1,21	0,10	86,80	72,77	1,59
enveloppes gravelles rouges												
2380	1	42,72	29,16	0,20	0,12	9,76	0,81	1,17	0,08	84,41	73,77	1,25
2408	1	54,96	26,82	0,23	0,12	6,71	1,25	1,46	0,08	91,93	67,86	1,79
moyenne	2	48,81	27,99	0,41	0,12	8,23	1,03	1,31	0,08	87,98	70,81	1,52
enveloppes gravelles claires												
2379	3	53,41	23,67	0,49	0,08	2,13	0,41	0,90	0,22	81,53	59,88	2,19
2408	1	54,19	29,66	0,19	0,17	5,39	0,53	1,00	0,10	91,58	75,04	1,55
moyenne	4	53,80	26,66	0,34	0,13	3,76	0,47	0,95	0,16	86,55	67,46	1,87
illuviations orangées												
2379	3	45,66	30,40	0,78	0,17	4,51	0,49	1,44	0,42	84,08	76,91	1,28
2380	7	41,89	28,66	0,26	0,14	5,78	0,43	1,18	0,05	78,77	72,50	1,24
2403	3	50,78	29,95	0,32	0,24	3,99	0,31	1,09	0,08	87,02	75,77	1,44
moyenne	13	46,11	29,67	0,45	0,18	4,76	0,41	1,24	0,19	83,29	75,06	1,32
illuviations claires												
2380	3	47,67	29,29	0,30	0,21	3,14	0,43	1,09	0,10	82,45	74,10	1,38
2405	11	52,73	26,83	0,31	0,26	3,66	0,32	0,99	0,09	85,39	67,89	1,67
2411	6	52,11	28,71	0,31	0,40	4,54	0,60	1,25	0,03	88,34	72,63	1,54
moyenne	20	50,84	28,28	0,30	0,29	3,78	0,45	1,11	0,07	85,39	71,54	1,53
illuviations jaunâtre												
2377	1	56,46	17,37	0,75	0,42	4,86	0,17	1,04	0,07	81,41	43,93	2,77
silice granuleuse translucide												
2380	3	68,56	5,89	0,15	0,25	1,09	0,13	0,33	0,03	76,53	14,91	10,79
2403	5	70,42	12,14	0,18	0,21	1,73	0,15	0,63	0,05	85,72	30,72	5,21
moyenne	8	69,49	9,02	0,17	0,23	1,41	0,14	0,48	0,04	81,12	22,81	8,00
Silice granuleuse sombre												
2403	2	92,05	2,70	0,05	0,12	0,35	0,01	0,28	0,04	95,76	6,84	39,02
2405	4	75,47	2,67	0,13	0,35	0,89	0,04	0,06	0,01	79,73	6,74	24,11
2408	3	79,52	4,95	0,10	0,10	0,75	0,07	0,44	0,05	86,62	12,53	13,83
moyenne	9	82,35	3,44	0,09	0,19	0,66	0,04	0,26	0,03	87,37	8,70	25,65

3.2.3.2. Les grains de squelette

Deux types de grains de squelette sont à distinguer : les grains détritiques des sédiments gréseux primaires et les grains pédologiques : divers nodules et organisations granulaires.

Grains détritiques

Les grains détritiques sont essentiellement constitués de quartz, les grains de feldspaths potassiques sont dans tous les cas très subordonnés (< 5% des grains détritiques). La granulométrie des grains est en général très hétérométrique, avec de gros grains pluri-millimétriques et de petits grains d'une dizaine de microns. Les gros grains sont toujours anguleux, aux contours irréguliers, avec de nombreuses anfractuosités et rentrants (Fig. 26c). Certains niveaux gréseux présentent à côté des grains anguleux des grains sub-arrondis, et exceptionnellement même arrondis, de taille infra-millimétrique (apports éoliens ?). Les grains les plus petits (5-50 μm), dispersés au sein du fond matriciel sont toujours anguleux. Les gros grains sont polycristallins, les petits (< 200 μm) monocristallins. Les grains détritiques sont issus du socle, les rares grains sub-arrondis à arrondis observés peuvent provenir d'une formation clastique plus ancienne (Permien ou Trias ?) ou d'une évolution fluviatile des grains à l'amont des dépôts. La morphologie des grains (anguleux et échancrés) et leur hétérométrie indiquent un remaniement sans transport prolongé. Dans la coupe de Naussac, la fréquence des clasts issus de filons siliceux est due aux nombreux filons connus dans le socle dans la zone faillée qui limite le bassin vers l'ouest.

Grains pédologiques

Certains traits pédologiques, comme les nodules ou les gravelles formées d'argiles orientées en enveloppes successives autour d'un grain de quartz, d'un nodule ou grain de plasma (voir ci-dessous), se comportent comme des grains de squelette au sein du plasma (Fig. 26d) jusqu'à former des assemblages granulaires dépourvus de plasma et à forte porosité dans les structures illuviées (Fig. 26e).

3.2.3.3. Les gravelles

Toutes les formations rouges "sidérolithiques" présentent des organisations tout à fait originales et caractéristiques. Les argiles forment des cutanes orientées autour des grains de quartz, individualisant des "gravelles" de tailles variables (Fig. 27). Les gravelles sont particulièrement bien formées et individualisées dans toutes les pédostructures (terriers, fentes, etc.). Leur taille varie de 100 μm à 1,0 mm. Le cœur des gravelles est formé d'un grain déritique ou simplement de plasma argilo-ferrugineux sans structuration particulière. Le cortex des gravelles est formé soit de cutanes d'argile ferrugineuse, bien orientées, en couches concentriques épaisses, pouvant doubler ou tripler la taille du grain central qui en forme le cœur, soit d'un simple enrobage argilo-ferrugineux qui "lisse" les aspérités des grains (quartz séquestrés). Les gravelles ont pour effet d'incorporer la matrice argilo-ferrugineuse aux grains de squelette. Cette organisation pédologique conduit à la formation de structures, voire d'horizons, granulaires à forte porosité à partir de matériaux à matrice argileuse importante. Ainsi la formation et l'accumulation de gravelles constituent des traits pédologiques majeurs, guidant les percolations et la mise en place de structures d'éluviation et d'illuviation. L'analyse chimique à la microsonde électronique montre que la composition des enveloppes des gravelles ne diffère pas de celle des matrices (Tab. IV). Les enveloppes des gravelles proviennent d'une agrégation des argiles de la matrice autour des grains du squelette sans transformation de ces dernières.

Les gravelles sont souvent limitées aux terriers de diamètre centimétrique qui recoupent ces formations sablo-argileuses. Leur développement peut conduire à la formation d'horizons entièrement formés de gravelles. Elles sont d'origine biologique. En effet, ces mêmes structures sont connues dans les terriers de termites actuels d'Afrique (Eschenbrenner, 1988 ; Wielemaker, 1984) où dans des termitières fossilisées (Genise & Bown, 1994 ; Rayot, 1994). Les termites construisent des nids (en surface ou en profondeur dans les sols) et creusent des terriers pour la recherche d'eau. Elles peuvent descendre jusqu'à 40 m de profondeur et les matériaux remontés sont accumulés en surface, dans des

galeries et des chambres abandonnées (Rayot, 1994). La structure micromorphologique et l'organisation de ces gravelles dans des bioturbations sont en tout point similaires aux structures des boulettes confectionnées par les termites dans les sols africains actuels (Wielemaker, 1984 ; Garnier-Sillam *et al.*, 1985 ; Eschenbrenner, 1986). Le façonnement des boulettes par les termites, par agglomération de couches successives par les mandibules, explique le calibrage relativement serré des gravelles. Si les gravelles sont pour l'essentiel dues aux termites, le façonnement de pellets plus petits par des fourmis ou d'autres insectes ne peut être exclu.

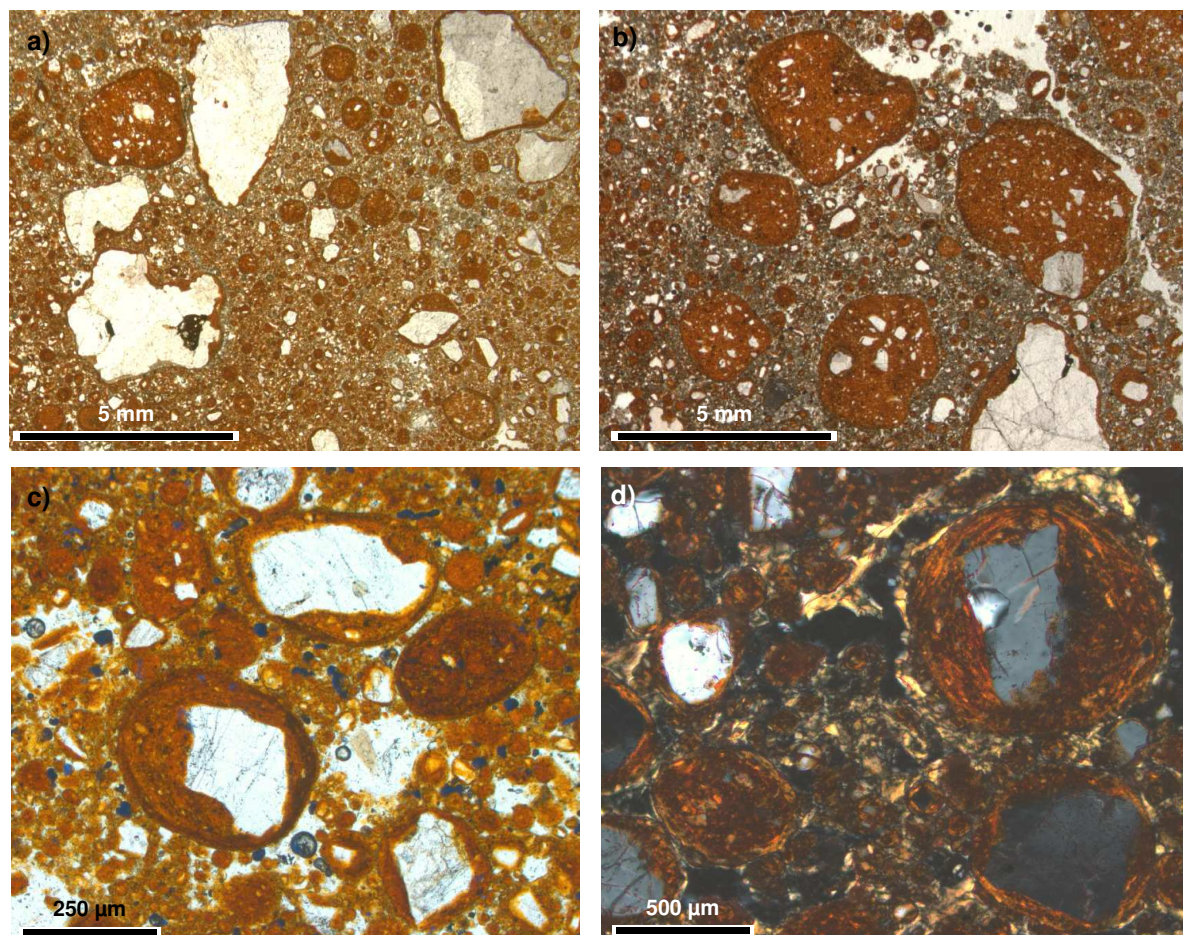


Figure 27 – Gravelles des grès rouges "sidérolithiques". a, b) Ces éléments ronds, relativement bien calibrés, de 100 à 500 µm de diamètre forment des assemblages granulaires, mêlés à des éléments plus grossiers comme des quartz et des nodules de grès à matrice argilo-ferrugineuse rouge (Naussac, 48) ; lumière polarisée. c) Le cœur des gravelles est soit formé d'un grain de quartz relativement gros, soit de matrice argilo-ferrugineuse. L'enveloppe des gravelles est d'épaisseur variable. Souvent elles possèdent un cortex plus ferrugineux (Naussac, 48) ; lumière polarisée. d) Les enveloppes de gravelles sont formées d'argiles orientées (Naussac, 48) ; lumière analysée.

Fig. 27 – Gravels in siderolithic red sandstones. a,b) Round elements, well calibrated, from 100 to 500 µm of diameter, mixed with coarser elements as quartz grains or sandstones nodules (Naussac, 48) ; plane polarized light. c) gravels are formed by a quartz grain core or ferruginous matrix. The cortex is of various thickness (Naussac, 48) ; plane polarized light. d) Gravels cortex are formed of orientated clays (Naussac, 48) ; cross polarized light.

3.2.3.4. Les illuviations

Illuviations argileuses

Les cutanes d'illuviation argileuse sont particulièrement spectaculaires dans les formations rouges "sidérolithiques". Elles peuvent atteindre des tailles pluri-millimétriques, tout en ne montrant pas ou peu de pédoplasation entre les cutanes successives. Elles se disposent : dans la porosité granulaire ou dans de petites fentes diverticulées de 50 à 100 µm d'allongement, dans les grandes fentes pluri-millimétriques, dans les grands pores entre les grains grossiers et dans les diverses

structures pédologiques (Fig. 28). On les trouve fréquemment aussi dans des fentes autour des grands grains de squelette et qui se forment par retrait de la matrice autour de ces grains solides.

Les illuviations argileuses sont toujours formées de cutanes d'argiles exemptes de petits quartz et très bien orientées. Elles sont de couleur variable, rouge, rouge-orangé, à beige clair selon leur contenu en oxydes de fer. Ce sont des argiles de biréfringence relativement faible, légèrement jaunâtre si l'on en juge d'après celles qui ont été blanchies (déferruginisées) (Fig. 35).

Leur analyse à la microsonde électronique indique qu'elles ont la même composition chimique que le fond matriciel ou les enveloppes des gravelles (Tab. IV). Il faut souligner la présence d'illuviations jaunâtres avec des teneurs plus fortes en MgO et CaO qui indiqueraient une proportion plus importante de smectite, avec une augmentation significative de la silice libre.

Illuviations granulaires

Des structures d'illuviations granulaires de tailles pluri-millimétriques, essentiellement constituées de gravelles se développent dans certains niveaux à terriers. Des raies d'illuviations se forment lors du remplissage des terriers, elles se distinguent surtout dans le cas où elles sont formées de petites gravelles (\varnothing 20-50 μ m) bien classées formant des lamines successives de dépôt. Des coiffes formées de petites gravelles organisées en lamines successives s'observent aussi quelquefois sur le sommet des gros grains de quartz .

3.2.3.5. Les dépôts de silice

Des dépôts de silice sont relativement fréquents dans les formations rouges. Trois principaux types pétrographiques peuvent être distingués (Fig. 29). (1) Des illuviations et des dépôts cutaniques sur les parois des pores. Elles sont formées de silice brune, transparente, isotrope, avec néanmoins souvent des biréfringences très faibles dont il n'est pas possible de déterminer si elles sont attribuables à de la silice ou à des minéraux argileux inclus. (2) Des dépôts de silice de réfringence très faible, isotrope en lumière analysée. (3) Des dépôts de silice granuleux et microporeux, quasi opaques en raison du fort contraste de réfringence entre les grains et la microporosité.

Ces dépôts de silice sont surtout associés à des structures de grande taille, millimétriques à centimétriques (fentes horizontales, mais aussi grands vides diverticulés en particulier dans les accumulations de gravelles des terriers, etc.). Ils sont toujours accompagnés de décolorations/blanchiments aux épontes des pores qui les contiennent. Chronologiquement les illuviations siliceuses apparaissent toujours tardives et ne sont généralement pas suivies par d'autres illuviations ou ferruginisations. Apparemment elles correspondent à l'évolution finale des profils d'altération et elles colmatent les horizons touchés.

Les analyses chimiques à la microsonde électronique montrent que les dépôts de silice contiennent toujours des teneurs notables en argile, apparemment surtout de la kaolinite au vu des faibles teneurs en MgO, CaO et K₂O (Tab. IV). Les dépôts de silice sont déprimés en Fe₂O₃ et TiO₂, ceci confirme qu'ils sont associés aux phénomènes de blanchiment et correspondent à des dépôts à partir de solutions et non à des transformations/altérations de minéraux argileux, auquel cas les teneurs en TiO₂ seraient plus fortes.

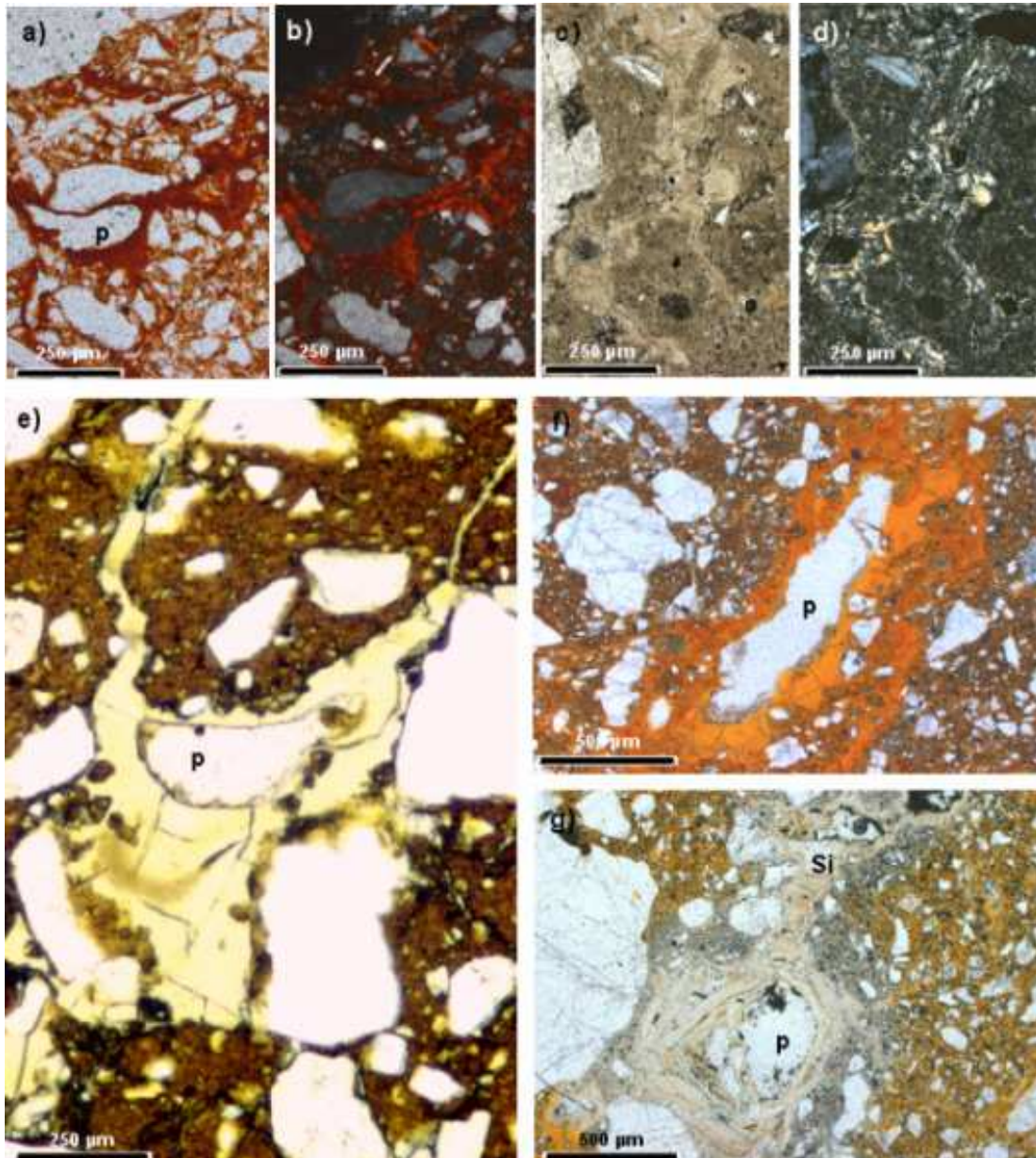


Figure 28 - Illuviations argileuses des grès rouges "sidérolithiques". a, b) Illuviations d'argiles ferrugineuses dans des pores et dans des fentes. Les cutanes présentent toujours de très belles orientations des argiles (Naussac, 48) ; (a = lumière polarisée ; b = lumière analysée). c, d) Illuviations argileuses dans une zone décolorée. Le blanchiment des cutanes et de la matrice permet d'en apprécier la biréfringence, qui est celle des minéraux smectitiques et illitiques, bien plus élevée que celle de la kaolinite (Naussac, 48) ; (c = lumière polarisée ; d = lumière analysée). e) Illuviation argileuse dans un pore. Noter les fentes de dessiccation/retrait (La Brosse, Tortezaïs, 03) ; lumière polarisée. f) Illuviations ferrugineuses autour d'un macro-pore (Naussac, 48) ; lumière polarisée. g) Illuviations argileuses décolorées après mise en place. Noter des illuviations successives et les fentes de retrait par dessiccation et le dépôt de silice isotrope translucide (Si) à la base du pore supérieur (Naussac, 48) ; lumière polarisée. (p = pore).

Fig. 28 – Clayey illuviations in red siderolithic sandstones. a,b) Ferruginous clayey illuviations in pores and cracks. Cutans always show orientated clays (Naussac, 48) ; (a = plane polarized light ; b = cross polarized light). c,d) Clayey illuviations in bleached horizon. Cutans and matrix bleaching allow to see birefringence of smectitic and illitic minerals, higher than kaolinitic one (Naussac, 48) ; (c = plane polarized light ; d = cross polarized light). e) Clayey illuviation in a pore. Note the desiccation cracks (La Brosse, Tortezaïs, 03) ; plane polarized light. f) Ferruginous illuviation around a macro-pore (Naussac, 48) ; plane polarized light. g) Clayey illuviation bleached after its deposits. Note the successive illuviations in desiccation cracks and isotrope translucent silica (Si) (Naussac, 48) ; plane polarized light. (p = pore).

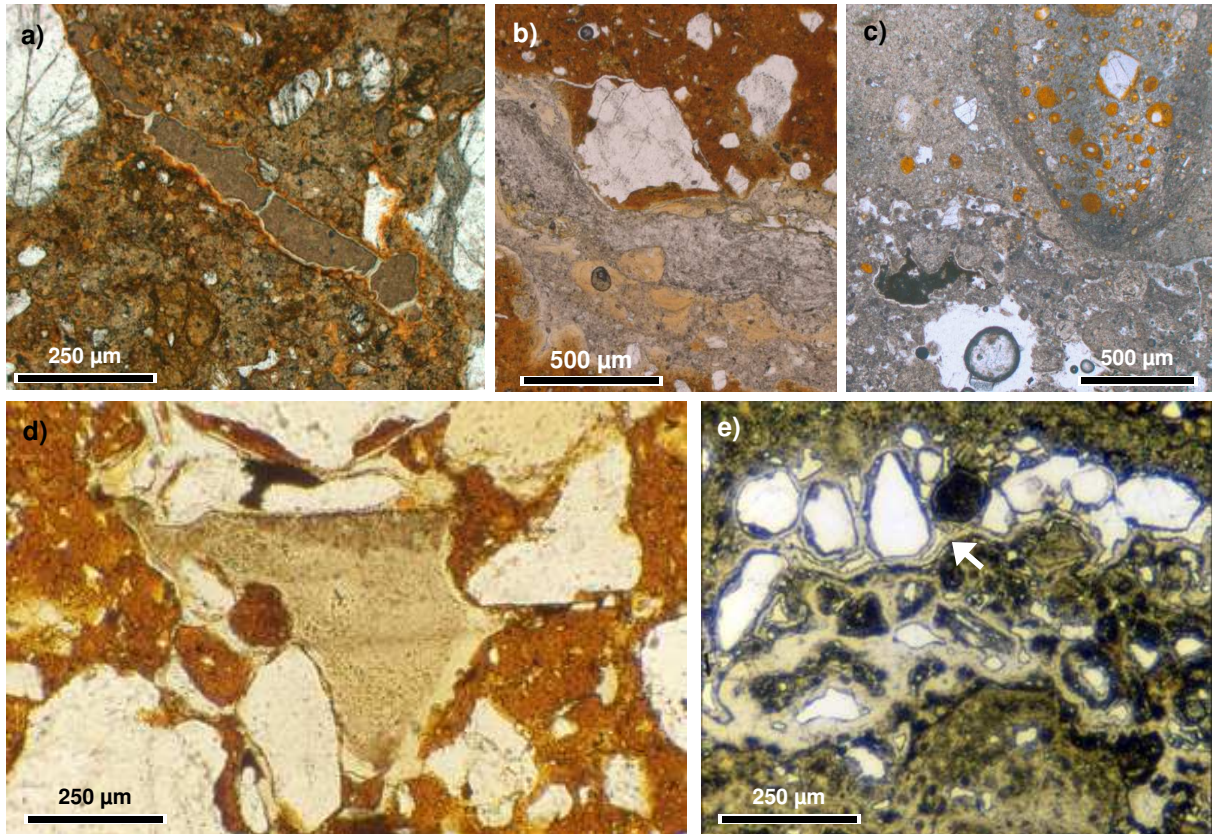


Figure 29 – Dépôt de silice des grès rouges "sidérolithiques" ; lumière polarisée. a) Silice brune, translucide et isotrope cimentant un pore. Noter les fentes de retrait/déshydratation et le décollage de la paroi du pore. Les fentes de retrait sont cimentées par une silice incolore, également isotrope. La matrice argilo-ferrugineuse et les illuviations sont décolorées aux épontes de la fente (Naussac, 48). b) Silice granuleuse et isotrope en remplissage d'une fente plate millimétrique. La matrice argilo-ferrugineuse des grès est décolorée aux épontes de la fente (Naussac, 48). c) Illuviations de silice granuleuses dans une fente plate centimétrique. Des gravelles entièrement siliceuses se distinguent clairement à côté de petites gravelles argilo-ferrugineuses. Il est difficile de trancher si les gravelles ont été élaborées à partir d'un matériel siliceux ou résultent d'une altération des gravelles initialement argileuses (Naussac, 48). d) Illuviation de silice isotrope (opale CT à la diffraction des RX) dans un pore des grès rouges (La Brosse, Tortezaïs, 03). e) Concrétionnements successifs de silice (quartz et opale-CT à la diffraction des RX) dans les fentes plates à lamines de silice. Le concrétionnement continu de silice au centre de la figure indique qu'il s'est mis en place avant le dépôt des grains de quartz, eux-même encroûtés par la suite. Illuviations et concrétionnements alternent (Passat, Saint Victor, 03).

Fig. 29 – Silica deposits in red siderolithic sandstones ; plane polarized light. a) Brown, translucent and isotropic silica, cementing a pore. Dessication cracks are cemented with clear isotropic silica. Matrix and illuviations are bleached near cracks (Naussac, 48). b) Granular and isotropic silica infilling millimetric planar crack. c) Granular silica illuviation in centimetric crack. Gravels are siliceous. It is difficult to say if these gravels have been build with silica or if silica results from alteration of primary clayey gravels (Naussac, 48). d) Isotropic silica illuviation (opale CT in a pore (La Brosse, Tortezaïs, 03). e) Successive silica concretions (quartz and opale CT) in planar cracks. Silica concretion in the center of the picture show that concretions occurred before deposition of the quartz grains. (Passat, Saint Victor, 03).

3.2.3.6. Les oxydes de fer

Des pigments d'oxy-hydroxydes de fer imperceptibles au microscope optique imprègnent le fond matriciel et les illuviations. Les couleurs plus orangées ou plus rougeâtres reflètent vraisemblablement des proportions variables de goéthite et d'hématite. Les teneurs moyennes en oxy-hydroxydes de fer de la matrice et des illuviations restent relativement faibles, comprises entre 5 et 10 % dans les matrices rouge-orangé, mais peuvent atteindre des teneurs supérieures à 20 % dans les matrices les plus rouges (Tab. IV). Les oxydes, rouges à opaques, liés aux fentes et aux anfractuosités des gros grains de quartz (Fig. 30a) ainsi que les microgranules d'oxydes rouges (10-20 μm de diamètre) apparaissent au sein de la matrice argileuse. Certaines gravelles et glaebules argileuses sont fortement imprégnées par des oxydes rouges (Fig. 30b, c).

Les décolorations et blanchiments correspondent à un lessivage des pigments d'oxydes mêlés aux argiles. Les compositions chimiques des matrices, gravelles et illuviations décolorées sont identiques à celles des composantes ferrugineuses, seuls les teneurs en Fe_2O_3 chutent à des valeurs inférieures à 5 % (Tab. IV). Les décolorations sont fréquentes et toujours liées à la porosité et aux fentes (Fig. 30d). Elles sont directement liées aux faciès blanchis et aux silicifications. Elles paraissent directement associées à des phénomènes d'hydromorphie qui se développent dans les parties aval des toposéquences. Des mobilités successives du fer sont souvent observées avec décolorations puis illuviations et/ou précipitations d'oxy-hydroxydes de fer lors d'une phase plus tardive.

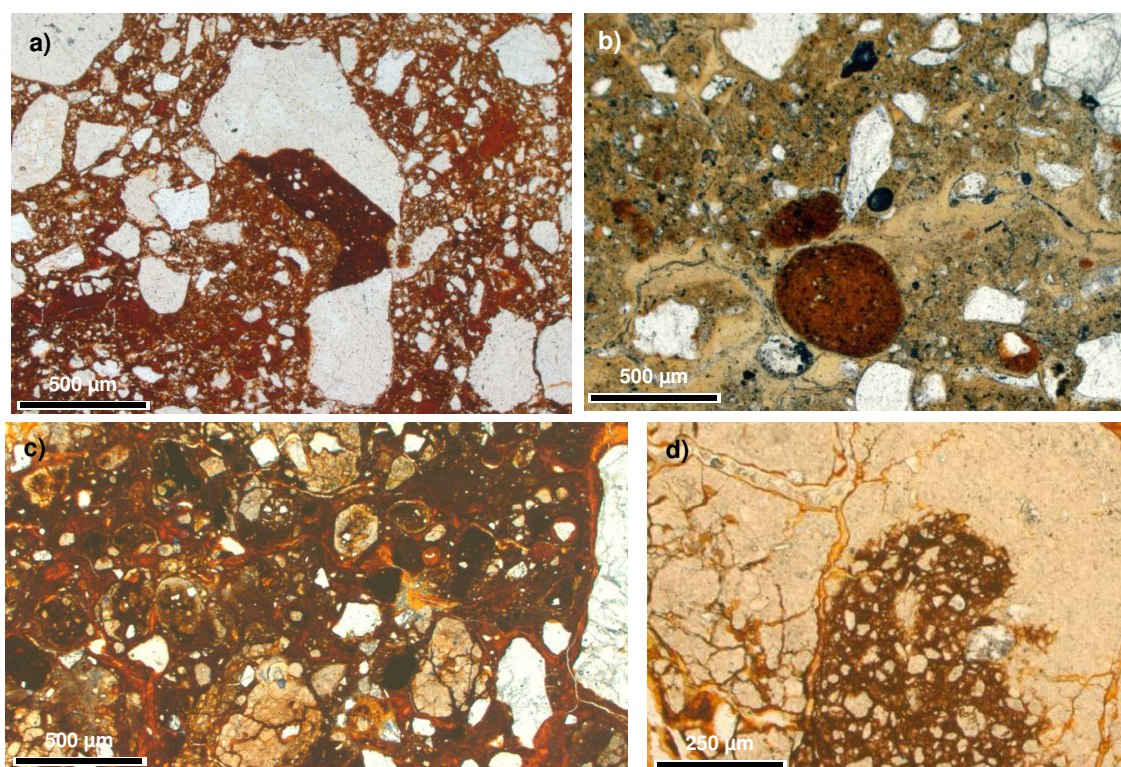


Figure 30 - Distribution des oxydes de fer des grès rouges "sidérolithiques". Lumière polarisée. a) Gros grain de quartz polycristallin échanuré/corrodé avec oxydes de fer rouges dans un golfe de corrosion (Naussac, 48). b) Nodules imprégnés par des oxydes de fer rouges au sein d'une matrice décolorée. C'est la "compacité" des nodules qui les aurait préservés de la décoloration qui a affecté la matrice (Naussac, 48). c) Matrice argileuse imprégnée par des oxydes de fer rouges. Les oxydes rouges paraissent relativement tardifs : ils pénètrent les glaebules argileuses par des fentes diverticulées et sont mêlés aux illuviations argileuses (Naussac, 48). d) Succession de phases de blanchiments et de ferruginisations : le nodule ferrugineux atteste d'une matrice primaire ferrugineuse qui a été blanchie, puis pénétrée par des illuviations ferrugineuses dans le réseau de fentes (Naussac, 48)

Fig. 30 – Iron oxyde distribution in siderolithic red sandstones. Plane polarized light. a) Coarse polycrystalline quartz grain corroded with iron oxyde in corrosion gulf (Naussac, 48); b) Iron impregnated nodules in bleached matrix. (Naussac, 48). c) Clayey matrix impregnated by iron oxydes. Iron oxydes seem to be late: they penetrate argileous glaebules along diverticulated cracks and come together with illuviation structures (Naussac, 48). d) Succession of bleaching phases and ferruginisation: ferrugineous nodules testify of a primary ferrugineous matrix bleached, and penetrated by ferrugineous illuviations in cracks (Naussac, 48).

3.2.4. Interprétations des structures

Dans la majorité des coupes une organisation des structures pédogénétiques du sommet vers la base est observée. Néanmoins, dans les faciès grossiers, comme à Naussac et certaines coupes de Châteaumeillant, même si les organisations pédologiques sont nombreuses et bien développées, aucune évolution claire de la base au sommet des coupes ne peut être distinguée, et encore moins une organisation de type horizons pédologiques superposés. C'est plus la nature sédimentaire du matériel qui conditionne son évolution et sa pédoturbation que sa position au sein de la coupe.

3.2.4.1. Les terriers

La distribution des terriers de termites ne correspond pas à un profil unique et progressif : certains niveaux gréseux sont entièrement pétris de terriers, alors que les niveaux sous- ou sus-jacents en sont dépourvus. Une première interprétation est de considérer que ces terriers se sont mis en place au fur et à mesure de la sédimentation et que la présence de terriers indique un arrêt de sédimentation plus long. C'est une possibilité. Les terriers semblent bien limités à ces niveaux, sans pénétrer les niveaux sous-jacents, et ne pas affecter les niveaux latéraux ou marquer des niveaux de paléosols. En fait, les termites creusent des terriers pour la recherche d'eau, ainsi certains niveaux peuvent être particulièrement bioturbés en raison de leurs caractères hydrologiques. Les termites y accédaient par des "couloirs" particuliers (fentes verticales et interbanes). En même temps, les grandes illuviations et réorganisations pédologiques sont souvent liées à des terriers, elles seraient mises en place consécutivement au creusement des terriers et dans des horizons peu profonds puisque les percolations y sont encore sensibles.

3.2.4.2. Les illuviations

Les illuviations sont également réparties tout au long des coupes. La taille des illuviations est surtout fonction de l'organisation et de la structure des dépôts : grandes illuviations liées aux terriers et à la présence de gros grains de squelette, illuviations fines dans les matrices gréseuses plus fines. Les caractères pédologiques auraient été acquis au fur et à mesure du dépôt des unités successives.

3.2.4.3. Les gravelles

Les gravelles sont directement liées aux terriers de termites. Elles correspondent à des pelotes confectionnées par leurs mandibules pour évacuer les matériaux lors du creusement des terriers. Néanmoins certains niveaux sont presque exclusivement formés de gravelles. Il peut évidemment s'agir de matériaux correspondant à des termitières endo- ou hypogées, mais également de dépôts sédimentaires provenant du remaniement de telles structures biologiques. Les coupes montrent souvent une liaison entre les dépôts d'opale visibles en lame mince (illuviations) et l'abondance des gravelles.

3.2.4.4. La compaction

Aucun indice de compaction n'a été mis en évidence dans toutes les coupes étudiées. Mais, il faut être conscient que mettre en évidence une compaction dans des dépôts continentaux sableux qui ne se sont pas déposés sous l'eau, ou à fortiori dans des paléosols, est sûrement plus difficile que de mettre en évidence des indices de compaction dans des marnes ou des argiles déposés sous l'eau. Néanmoins, les matériaux "sidérolithiques" présentent de très fortes porosités intergranulaires, mais aussi des fentes, des vides de soutirages, etc. qui sont susceptibles de subir de très fortes compactions. Toutes les micromorphologies, de taille milli- à centimétriques sont préservées sans aplanissement notable. De même les grandes structures d'illuviations argileuses dans les coupes indurées, ne montrent aucun indice de compaction. Cette absence de compaction a deux implications majeures :

- elle est la condition pour pouvoir appliquer les méthodes de datation paléomagnétiques à ces matériaux, en particulier pour que les mesures d'inclinaison puissent être interprétées ;
- elle exclut la possibilité d'une couverture post "sidérolithique" importante. En effet, même avec une induration partielle par la silice, ces grandes structures

micromorphologiques auraient probablement été aplaties si la colonne sédimentaire avait atteint 500 m d'épaisseur.

3.2.5. Les paléoenvironnements

On dispose de peu d'éléments objectifs pour apprécier l'environnement de ces dépôts et plus particulièrement le paléoclimat.

Les dépôts sédimentaires s'apparentent à des dépôts d'écoulement en nappe, sans réseau hydrographique hiérarchisé. Ce sont des dépôts qu'on rattache habituellement à des régimes climatiques relativement secs, à saisons alternées, avec précipitations intenses.

Les termites, sont habituelles des environnements de savane et de forêt, elles ne sont pas discriminantes. L'absence de galeries qui descendent en profondeur à la recherche d'eau indiquerait que la nappe d'eau n'était pas profonde ou que le climat était tel que les horizons superficiels étaient maintenus humides. Il n'a pas été mis en évidence de traces qui pourraient s'apparenter à une couverture arbustive.

Les altérites fournissant les matériaux détritiques sont relativement évoluées. Les traces de feldspaths et de micas proviennent du mélange de matériaux pédologiques avec ceux issues de l'érosion active du substratum.

Les blanchiments et les dépôts de silice sont vraisemblablement à relier à des phénomènes de ferrolyse : environnements hydromorphes soumis à des alternances de conditions réductrices et oxydantes. Dans ces environnements, l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} entraîne l'acidification du milieu (Brinkman, 1970 ; McArthur *et al.*, 1991). Cette acidification peut conduire à la destruction des argiles, avec mobilisation d'Al et réorganisation de Si en opal-CT quasi sur place. Pour que ces réactions "fonctionnent" et s'enchaînent, les flux d'eau doivent rester limités pour éviter la dilution de l'acidité. On admet généralement que ces phénomènes sont indicateurs de climats à déficit hydrique et de paysages de bas fonds humides, voire de lacs salés.

La smectite est liée à l'altération après dépôt. Elle se développe de façon concomitante avec le blanchiment et le dépôt de silice, essentiellement après la mise en place des terriers de termites qui agissent souvent comme drain pour les solutions liées au blanchiment. Blanchiment, dépôt de silice et formation de smectite sont éventuellement liés à l'évolution des paysages. Silicification et développement de smectite pourraient être liés à la partie aval des toposéquences régionales. La silicification viendrait progressivement envahir les parties amont de la toposéquence à mesure que l'aval est colmaté par des dépôts dans le bassin. Ces caractères peuvent être rapprochés des dispositions décrites dans les sols sous climat tropicaux secs (Bocquier *et al.*, 1970 ; Boulet, 1978). Ils pointent aussi vers un climat à déficit hydrique avec confinement des solutions.

3.3. LES COUPES ETUDIÉES

Afin de donner un maximum d'étendue au secteur étudié, nous avons cherché à tracer un transect du Nord au Sud du Massif central. Ont été retenus les affleurements de grès rouges indurés suffisamment massifs pour garantir qu'ils n'ait pas été déplacés/glissés. Les formations "sidérolithiques" du Lembron seront traitées dans un chapitre séparé. D'une part, l'hétérogénéité des faciès y est importante. On y rencontre en effet des formations rouges indurées comme dans les autres secteurs du Massif central, mais aussi des formations argilo-sableuses et des formations silicifiées. D'autre part, l'importante concentration d'affleurements et leur préservation font du Lembron un site privilégié pour l'étude du paléomagnétisme.

3.3.1. Naussac (Langogne, 48)

Les formations rouges "sidérolithiques" affleurent en rive gauche du lac de barrage de Naussac. Elles sont peu visibles en temps ordinaire, très couvertes par la végétation ou sous le niveau du lac. Les escarpements formés par les grès rouges ont pu être étudiés et échantillonnés à la faveur de la vidange décennale du lac en 2004. Les formations rouges de Naussac sont appuyées contre un escarpement de faille qu'elles entaillent par endroit. Trois coupes ont été échantillonnées en détail en contrebas de l'ancienne route menant de Laval-Atger à Langogne (Fig. 31).

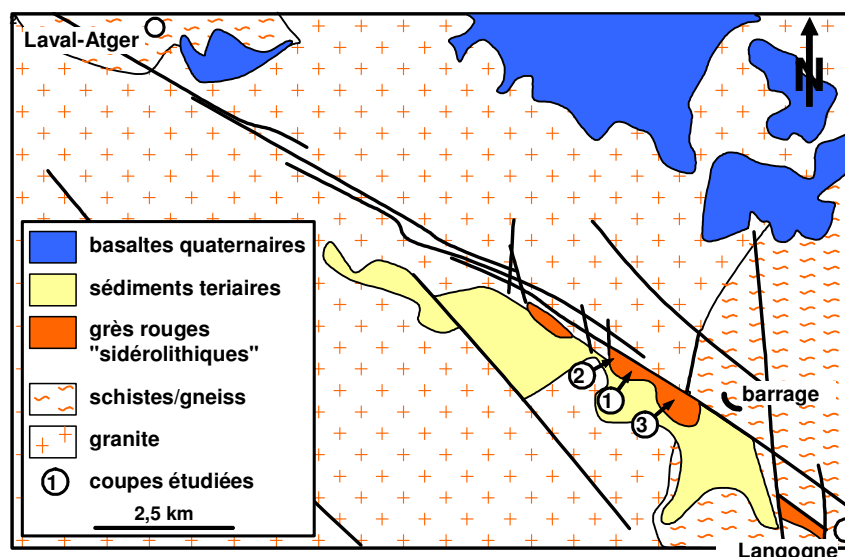


Figure 31 - Carte géologique simplifiée du "bassin" de Naussac. Les formations rouges sidérolithiques sont appuyées contre un escarpement de faille. Le rapport entre les sédiments tertiaires et les grès rouges n'est pas clairement établi : passage latéral ou ennoyage par des dépôts plus jeunes.

Fig. 31 - Geological sketch of the Naussac basin. Red siderolithic formations are leaned against a fault scarp. The link between tertiary sediments and red sandstones is not clearly establish.

Une première coupe (coupe 1) est située dans la partie centrale de la zone d'affleurement et constitue la coupe de référence, la plus épaisse, affleurant en continu et présentant les faciès les plus évolués (Fig. 32). Une seconde coupe (coupe 2), prélevée à 200 m à l'Ouest de la première est directement appuyée contre la faille bordière et s'individualise par l'abondance des niveaux grossiers à quartz filoniens. Enfin, une dernière coupe a été prélevée vers l'extrémité est de la zone d'affleurement. Cette dernière affleure relativement mal, elle est très discontinue et de ce fait n'a pas fait l'objet d'analyses systématiques. Elle montre peu d'éléments grossiers et correspond probablement à une position plus distale par rapport à la faille bordière.

La stratification générale de la formation est relativement fruste, en lits irréguliers, mais bien marqués. Discordances et biseautages des couches sont la règle générale. Les couches ont en moyenne de 0,3 à 1 m d'épaisseur et sont d'étendue décamétrique. Certains ensembles sont disposés en éventail, indiquant des dépôts de cône torrentiel au débouché d'une ravine ou d'une entaille. La stratification n'est pas ou peu perturbée /effacée par la pédoplasmation. Néanmoins, toutes les couches montrent des organisations pédologiques. Les traits pédologiques se développent essentiellement dans les fractions fines plasmiques et à l'échelle microscopique, en revanche ce sont souvent les éléments grossiers centimétriques à décimétriques et les contrastes granulométriques qui marquent le litage macroscopique. Les principales caractéristiques des coupes sont résumées sur la figure 32. Il faut noter des contrastes lithologiques comme souligné plus-haut, avec alternance de niveaux grossiers et fins ainsi qu'une stratonomie irrégulière. L'une des particularités de ces coupes est la présence de très nombreuses traces de terriers de termites qui affectent certains niveaux gréseux. Il faut aussi souligner l'importance des faciès blanchis, en particulier vers le sommet de la coupe 1. La minéralogie de la fraction argileuse est relativement monotone, dominée par la kaolinite, accompagnée d'illite-mica et de smectite dont la teneur augmente vers le sommet des coupes, dans les faciès blanchis. Les observations microscopiques montrent une distribution quelque peu discontinue des différents caractères minéralogiques et micromorphologiques, due aux contrastes lithologiques.

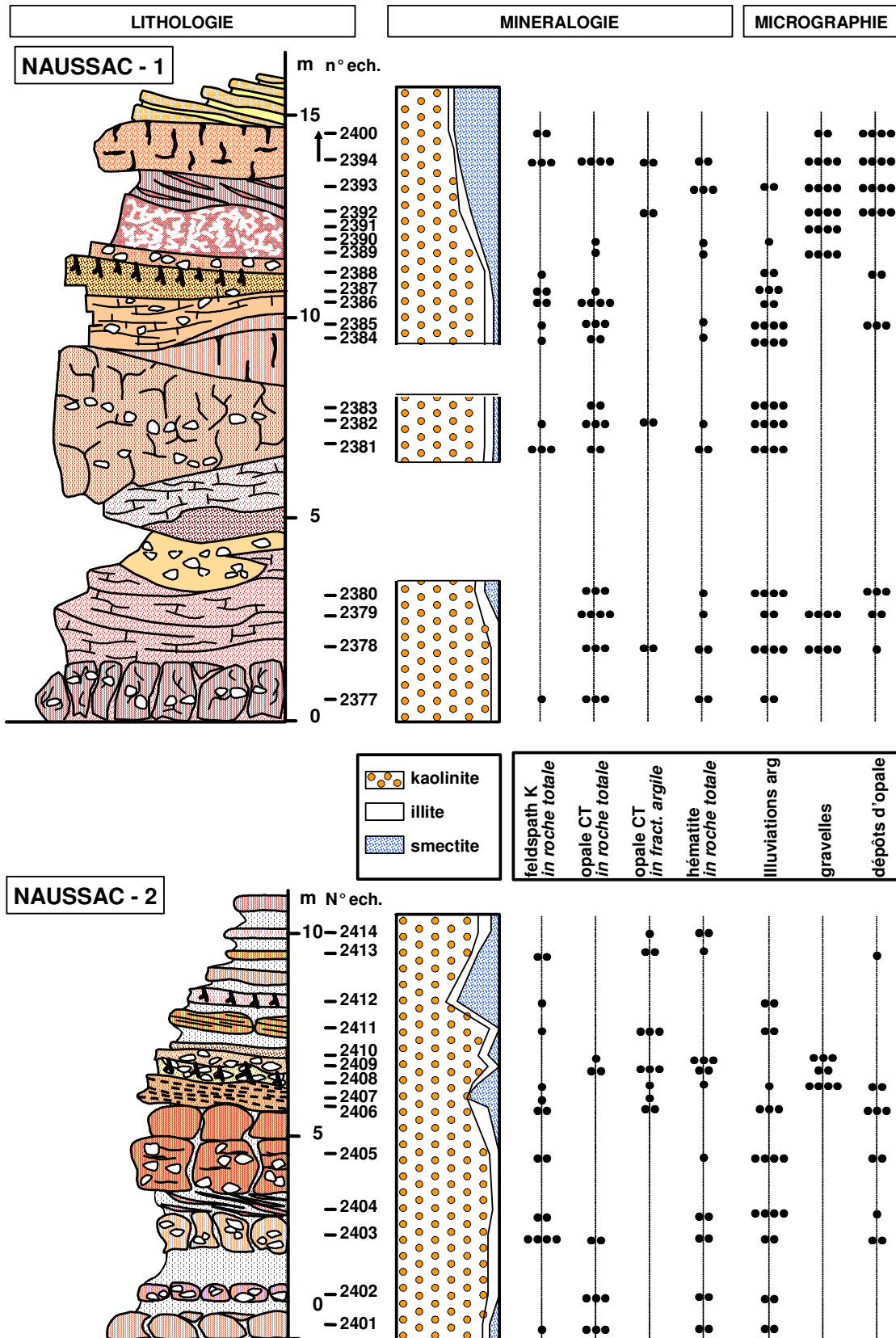


Figure 32 - Résumé des principales caractéristiques lithologiques, minéralogiques et micromorphologiques des coupes de Naussac (48). Le nombre de points indique un caractère d'abondance relative des minéraux et des structures pédologiques.

Fig. 32 – Summary of principal lithological, mineralogical, micrographical characteristics of Naussac sections (48). Number of points are indicative of abundance characteristics.

3.3.2. Le Rouget (Saint-Alban-sur-Limagnole, 48)

Des formations rouges, avec les mêmes caractéristiques micromorphologiques et minéralogiques que dans les autres bassins sont connues dans les grabens d'effondrement du prolongement sud du graben du Malzieu (Fig. 33) en particulier dans le secteur de St Alban-sur-Limagnole. Ces formations reposent directement sur le socle. La coupe la plus caractéristique est celle du Rouget. Sur une dizaine de mètres de hauteur, on observe :

- 1) à la base, un niveau blanc-crème, parcouru de taches, de veines ou de flammes rouges ou violet-lie-de-vin, malgré une altération argileuse avancée, la structure du granite reste reconnaissable ;
- 2) au-dessus reposent des sédiments relativement fins, rouges, avec de nombreuses traces de bioturbations ;
- 3) vers le sommet des lits de graviers et de cailloutis de quartz apparaissent et deviennent plus nombreux.

Les minéraux présents dans ces formations sont essentiellement du quartz, de la goethite, de l'hématite et de la kaolinite. La cuirasse est relativement massive dans la partie inférieure et devient nodulaire vers le sommet, où elle présente une structure pseudo-columnaire ainsi que des bioturbations et des illuviations. On observe des joints verticaux et planaires, remplis de sables formés de petites gravelles rouges.

3.3.3. Chassefeyre (Saint Alban sur Limagnole, 48)

Le secteur de Chassefeyre est situé à quelques kilomètres au SSE du Rouget. Le secteur est connu pour comporter des grès rouges qui affleurent en plusieurs endroits. Ils ne sont pas liés au graben. Ces formations ont pu être échantillonnées pour les analyses paléomagnétiques à l'occasion de terrassements pour des travaux domestiques.

Ces grès sont très différents des grès rencontrés dans les formations "sidérolithiques" s.s. Ils sont grossiers à moyens, bariolés rouge carmin et blanc.

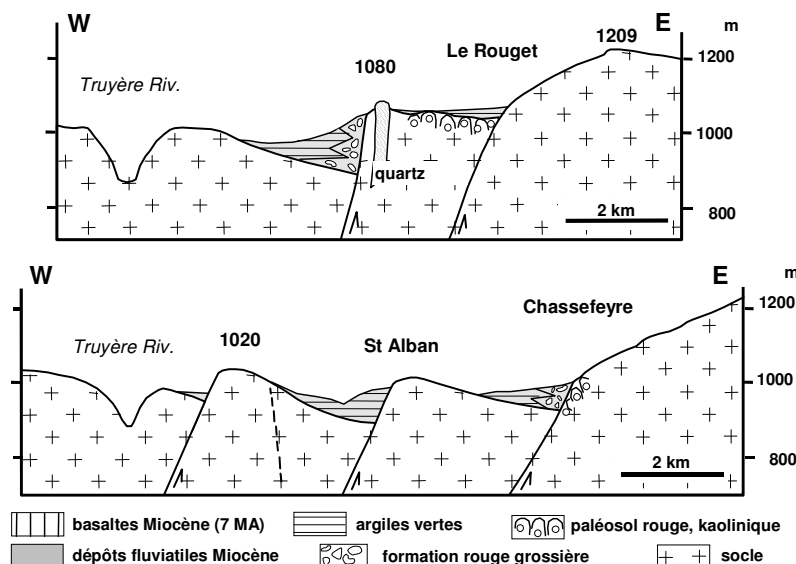


Figure 33 - Coupes géologiques des fossés tertiaires d'allongement nord-sud dans le secteur Saint-Alban sur Limagnole (48). Initialement les sédiments tertiaires s'étendaient probablement sur les plateaux de l'Ouest. Les formations rouges "sidérolithiques" reposent sur le socle, à la base de la série du remplissage des bassins.

Fig. 33 – Geological sections of tertiary grabens in Saint Alban sur Limagnole area (48). Tertiary sediments probably extend on the western plateau. Red siderolithic formations rest on the basement, at the base of basin infillings.

3.3.4. La Brosse (Tortezais, 03)

Les cuirasses rouges "sidérolithiques" sont bien développées sur les sédiments permien du bassin de Cosnes-d'Allier. C'est au château de la Brosse, près de Tortezais, que l'on peut observer l'une des coupes les plus épaisses (Thiry *et al.*, 1983).

La coupe du Château de la Brosse ne présente pas de stratification évidente. Les seules organisations perceptibles sont de larges fracturations subhorizontales et subverticales qui donnent à l'affleurement une structuration en colonnes de taille métrique et des organisations polygonales, voire bréchiques (Fig. 34). Les grès sont de couleur rouge brun soutenu. Les fentes, en particulier les fentes verticales sont marquées par des remplissages noduleux et pseudobréchiques, et surtout par une très intense bioturbation. Le remplissage des fentes et des terriers est en général de couleur orangée à ocre, presque exclusivement formé de petites gravelles. C'est là encore la marque de l'action de termites qui ont complètement structuré ces matériaux gréseux. Des dépôts blancs opalescents tapissent de petits vides diverticulés de taille millimétrique à la base de la coupe, puis deviennent plus important vers le sommet de la coupe et constituent l'essentiel du ciment des gravelles qui remplissent les fentes et les terriers. Il s'agit d'opale-CT.

La coupe a été échantillonnée pour l'analyse du paléomagnétisme. Au total 16 échantillons ont été prélevés, dont 11 retenus pour les mesures du paléomagnétisme.

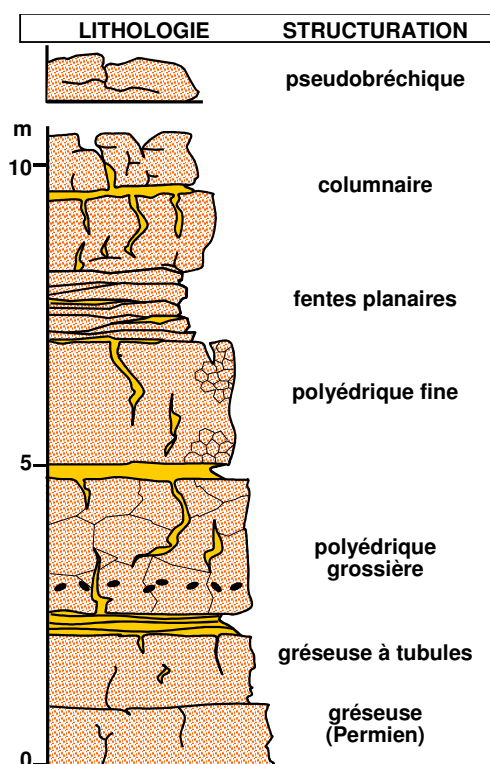


Figure 34 - Coupe lithologique de la cuirasse rouge du Château de La Brosse (Tortezais, 03). Remarquer l'organisation pédologique (fentes verticales et horizontales) qui oblitère toute structuration sédimentaire primaire. L'organisation des matériaux est entièrement commandée par la structuration pédologique (d'après Thiry *et al.*, 1983).

Fig. 34 – Lithological section of red sandstones of La Brosse (Tortezais, 03). Material organisation is totally commanded by pedological structuration (from Thiry *et al.*, 1983).

3.3.5. Châteaumeillant (Fossé du Cher, 18)

Les cuirasses rouges "sidérolithiques" sont bien exposées sur les bordures du fossé du Cher, en particulier sur la bordure occidentale du demi-graben. Les cuirasses rouges y montrent des faciès diversifiés, très évolués, souvent organisés en toposéquences autour de paléoreliefs du socle (Thiry et Turland, 1985 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000 ; Quesnel *et al.*, 2006). Ces formations ont fait l'objet d'une étude préliminaire du paléomagnétisme hors du cadre de la présente étude. La publication des résultats détaillée est en cours de préparation, néanmoins, les résultats globaux ont été donnés dans différentes notes (Ricordel *et al.*, 2005; Thiry *et al.*, 2006). Ces analyses paléomagnétiques ne seront pas exposées ici.

3.4. ANALYSE PALEOMAGNETIQUE

3.4.1. Les directions paléomagnétiques enregistrées

3.4.1.1. Naussac

Au total 37 échantillons ont été traités pour les datations par paléomagnétisme des cuirasses "sidérolithiques" de Naussac : 22 échantillons pour le site est de la coupe Naussac-1 et 15 échantillons pour le site ouest de la coupe Naussac-2 (Tab. V). Les diagrammes de Zijdeveld montrent que l'aimantation est détruite à haute température entre 300°C et 540 - 645°C (Fig. 35a, b). Plus de 75 % des échantillons ont fourni une composante à haute température. Les aimantations haute température (ARHt) sont de polarité normale ou inverse. Les directions d'ARHt sont groupées autour de deux directions visuellement antipodales. Ces directions ainsi que leur moyenne ont été reportées en projection à aires conservées (Fig. 35c, d) et les résultats reportés dans le tableau V. 60 % des échantillons mesurés ont été retenus dans le calcul de la moyenne.

Tableau V - Coordonnées géographiques des sites de Naussac Est et Ouest et directions d'ARHt moyennes obtenues. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; N = nombre d'échantillons; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne; Dec.° = déclinaison; Inc.° = inclinaison; k = paramètre de précision; α_{95}° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. V – Geographic coordinates of Naussac East and Naussac West sections and mean paleomagnetic directions obtained. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; Dec.° = declination; Inc.° = inclination; k = precision parameter; α_{95}° = 95 % confidence circle.

Sites	Lat. (°N)	Long. (°E)	N	n	Dec.°	Inc.°	k	α_{95}°
Naussac -1 (est)	44,72	3,85	22	15	12,5	45,7	23,3	0,4
Naussac -2 (ouest)	44,72	3,85	15	9	16,3	46,1	54,3	0,1

3.4.1.2. Le Rouget

Dix échantillons ont été mesurés pour tester le site du Rouget. 9 échantillons ont fourni une ARHt portée par l'hématite (désaimantation jusqu'à 580°C - 630°C) (Fig. 36a). Les directions d'ARHt sont reportées en projection à aires conservées. Les aimantations sont toutes de polarité normale (Fig. 36b). La direction d'ARHt moyenne présente une déclinaison de 5,3°, une inclinaison de 55,3° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 3,5° (Tab. VI).

3.4.1.3. Chassefeyre

Dix échantillons ont été mesurés et 6 d'entre eux ont fourni une ARHt (désaimantation entre 320°C et 520°C-630°C) (Fig. 37a). Les directions d'ARHt définies sont portées sur un diagramme à aires conservées ainsi que leur moyenne (Fig. 37b). Les aimantations de polarité inverse sont bien définies tandis que les aimantations de polarité normale semblent déviées vers le champ actuel. La direction moyenne obtenue présente une déclinaison de 30,8°, une inclinaison de 41,0° et un rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne de 9,7° (Tab. VI).

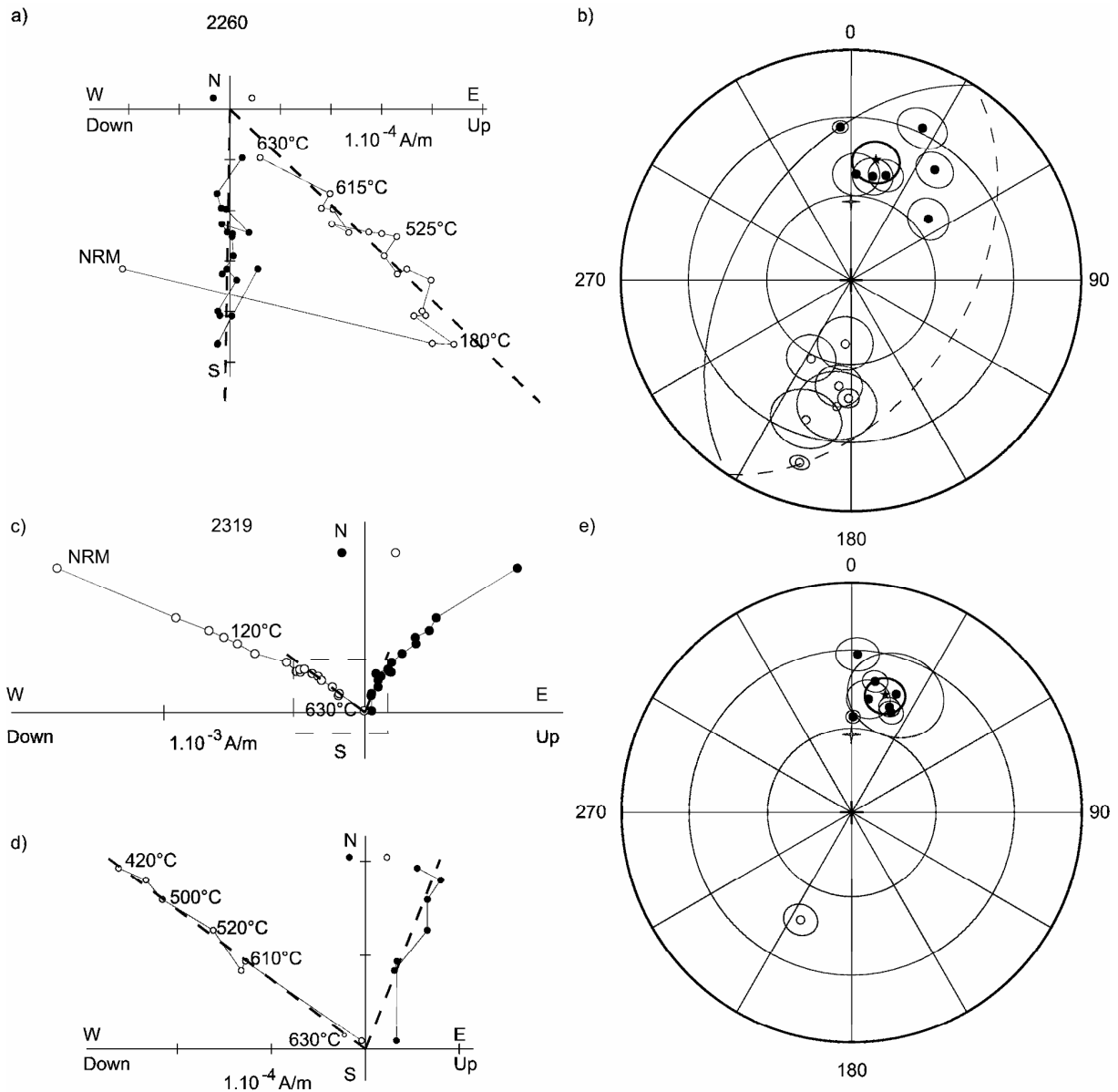


Figure 35 - Désaimantation de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) et directions d'aimantation haute température (ARHt) pour les sites de Naussac-1 et de Naussac-2. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site de Naussac-1. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne pour le site de Naussac-1. c) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site de Naussac-2. d) Zoom sur la fin de la désaimantation ; e) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne pour le site de Naussac-2. Symboles noirs/ blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/ inverses. Etoile: moyenne des directions d'ARHt. Croix grise : direction du champ dipôle actuel.

Fig. 35 – NRM (natural remanent magnetization) thermal demagnetization and high temperature characteristic directions for Naussac-1 and Naussac-2. a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization of a sample of Naussac-1. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean (Naussac-1). c) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization of a sample of Naussac-2. d) Zoom on the projection. e) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean (Naussac-2). White/black symbols: inverse, normal directions. Closed (open) symbols refer to direction in the lower (upper) hemisphere. Small star represent the mean direction with its 95% confidence circle. Grey cross: Present day dipole direction.

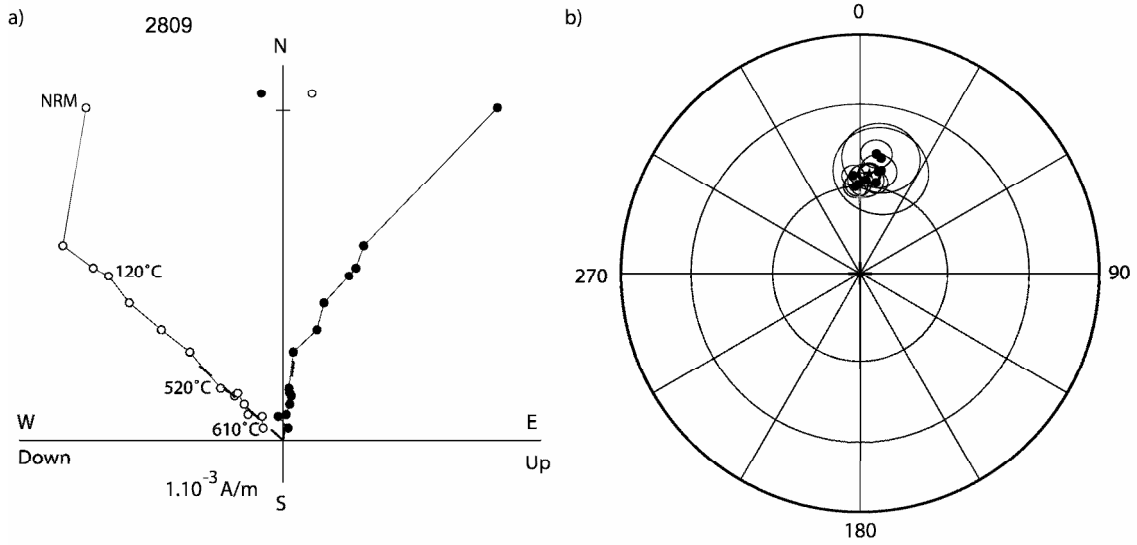


Figure 36 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Rouget. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 36 – NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Rouget). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

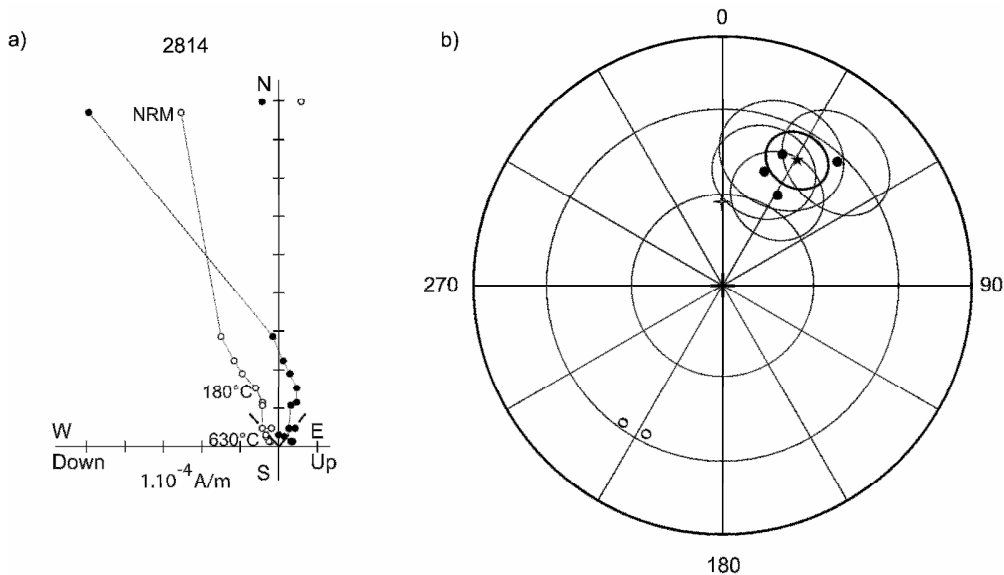


Figure 37 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Chassefeyre. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 37– NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Chassefeyre). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

3.4.1.4. La Brosse

Onze échantillons répartis sur toute la hauteur de la coupe ont été mesurés et 6 ont fourni un signal cohérent à haute température (désaimantation entre 480°C et 645°C) (Fig. 38a). Les directions d'ARHt définies sont portées sur un diagramme à aires conservées (Fig. 38b). Elles sont réparties sur un grand cercle (Tab. VI). Cette disposition traduit probablement la superposition de plusieurs aimantations différentes que nous n'avons pas réussi à individualiser.

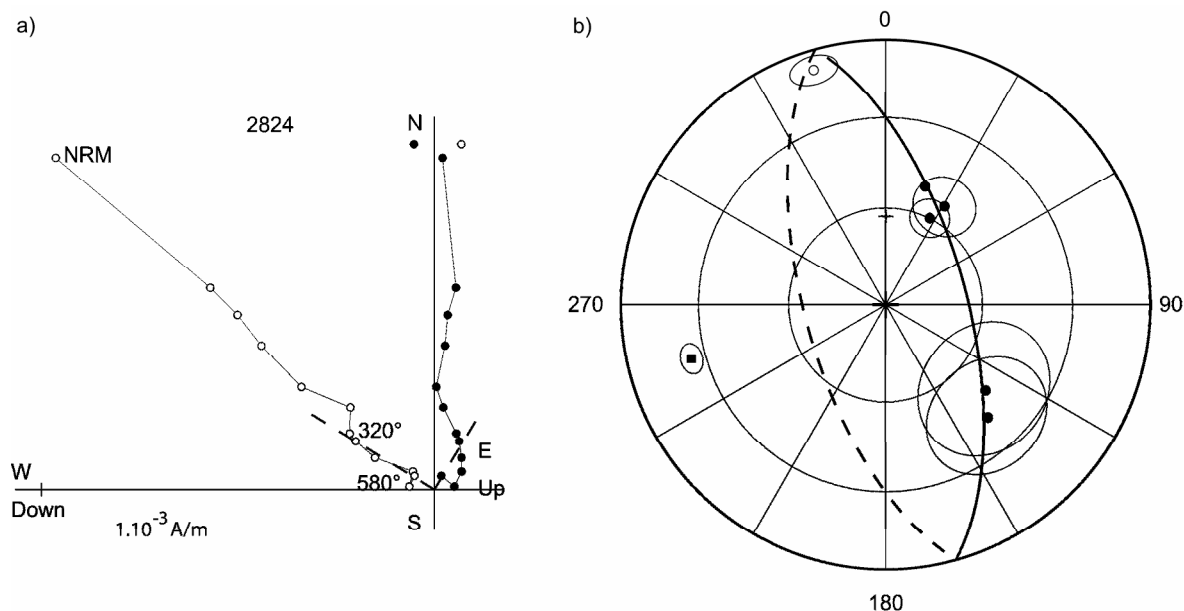


Figure 38 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de la Brosse. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et du grand cercle de réaimantation. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 38- NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (La Brosse). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than those in figure 35.

Tableau VI - Coordonnées géographiques des 3 sites indépendants analysés dans le Massif central et directions d'ARHt moyennes définie pour chacun. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; N = nombre d'échantillons mesurés ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; Dec.° = déclinaison ; Inc.° = inclinaison ; k = paramètre de précision ; α_{95}° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. VI- Geographic coordinates of the 3 independent sites of Massif Central and mean paleomagnetic directions obtained. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; Dec.° = declination; Inc.° = inclination; k = precision parameter; α_{95}° = 95 % confidence circle.

Coupes	Lat. (°N)	Long. (°E)	N	n	Dec.°	Inc.°	k	α_{95}°
Le Rouget	44.78	3.38	10	9	5.3	55.3	213.9	3.5
Chassefeyre	44.78	3.42	8	6	30.8	41.0	48.6	9.7
La Brosse (GC)	46.45	2.87	11	6	254.6	24.9	—	4.0

3.4.2. Interprétation des directions paléomagnétiques

En dehors du Lembron où les formations ferrugineuses affleurent largement (cf. Chapitre suivant), seuls 2 sites ont été analysés à Naussac et seulement 1 site au Rouget, à Chassefeyre ou à La Brosse. Il est donc impossible de satisfaire aux exigences méthodologiques du traitement statistique des résultats lorsque l'on veut obtenir un pôle géomagnétique virtuel (PGV) moyen comparable à la courbe de dérive apparente de l'Eurasie (CDAP) (Besse et Courtillot, 2003).

Mais les zones du Massif central où nous avons prospecté ne donnent pas accès à un nombre suffisant d'affleurements, ou à des affleurements suffisamment massifs, pour se prêter à des prélèvements complémentaires. Nous avons donc tout de même choisi de définir un PGV moyen pour chacun des sites étudiés.

3.4.2.1. Naussac

Les directions d'ARHt obtenues pour les deux sous-sites de Naussac ont été transformées en (PGV) (Fig. 39). Un PGV moyen a alors été calculé (Tab. VII). Il est compatible avec les pôles de la CDAP de l'Eurasie définis pour 160 Ma, 150 Ma et 170 Ma (Tab. X). Un âge compris dans une fenêtre allant de 150 Ma à 170 Ma peut donc être proposé pour le site de Naussac.

Tableau VII - Coordonnées géographiques du site de Naussac et PGV calculés pour les sites Naussac-1 et Naussac-2, et moyenne obtenue à partir de ces deux sites. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = Longitude du site ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; PGV Lat. (°N) = Latitude du pôle géomagnétique virtuel ; PGV Long. (°E) = longitude du pôle géomagnétique virtuel ; dp = paramètre de précision ; dm = rayon de l'ellipse de confiance à 95 % autour de la moyenne ; K = paramètre de Fisher ; A95° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. VII – Geographic coordinates of Naussac and VGP calculated for Naussac-1 and Naussac-2, and mean VGP obtained. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; PGV Lat. (°N) = VGP latitude ; PGV Long. (°E) = VGP longitude ; dp = precision parameter; dm = 95% confidence ellipsis radius ; K = Fisher parameter ; A95° = 95% cone of confidence.

Sites	Lat. (°N)	Long. (°E)	n	PGV Lat. (°N)	PGV Lon. (°E)	dp/K	dm/A95°
Naussac-1 (Est)	44.72	3.85	15	69.8	150.1	6.8	10.7
Naussac-2 (Ouest)	44.72	3.85	9	68.4	141.3	5.8	9.0
Moyenne	44.72	3.85	2	69.1	145.6	1116	7.5

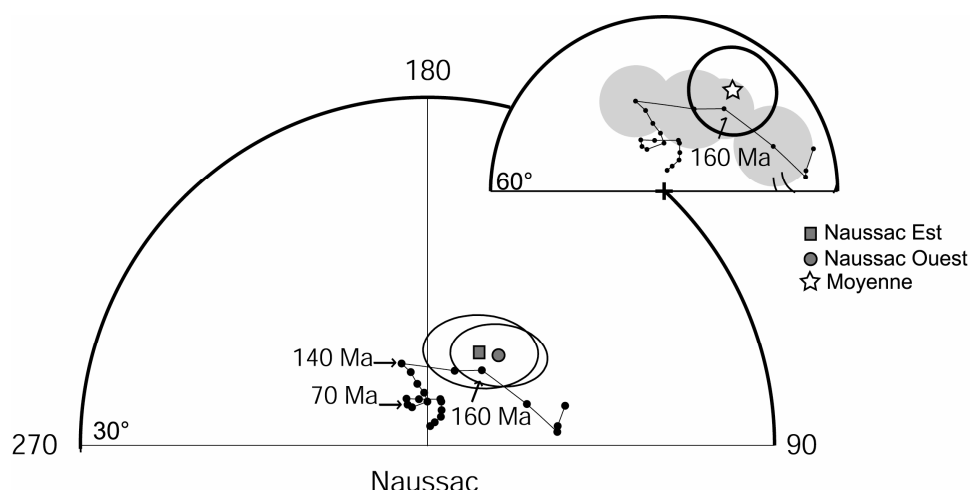


Figure 39 - Comparaison du PGV relatif aux deux sous-sites de Naussac et du chemin de dérive apparent du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 2003). Le PGV moyen calculé pour le site de Naussac est voisin du pôle de l'Eurasie défini pour 160 Ma.

Fig. 39 – Comparison between VGP of Naussac 1 and Naussac 2 with the apparent polar wander path of Eurasia (Besse and Courtillot, 2003). Mean Naussac VGP is closed to the 160 Ma pole of the Eurasian APWP.

3.4.2.2. Les autres sites du Massif central

Le Rouget

L'ensemble des directions d'ARHt définies pour le site du Rouget ainsi que leur moyenne ont été transformées en PGV afin de les comparer à la CDAP de l'Eurasie (Fig. 40). Les PGV sont relativement dispersés entre les pôles correspondant à l'actuel et les pôles correspondant au Jurassique supérieur. Tout en restant prudent, un PGV moyen a été calculé (Tab. VIII). Il est compatible avec n'importe quel pôle de la CDAP de l'Eurasie entre 10 et 160Ma (Tab. X). Au vues de la dispersion des pôles, différentes hypothèses sont envisageables :

- les paléoaltérites du Rouget sont datées du Jurassique supérieur et ont été réaimantées au cours du Tertiaire (reprise de l'altération) voire à l'actuel ;
- les paléoaltérites du Rouget sont datées du Tertiaire, la distribution est globalement fisherienne autour de la moyenne à 50Ma et la dispersion des points pourrait être relative à des erreurs dues à l'altération du signal.

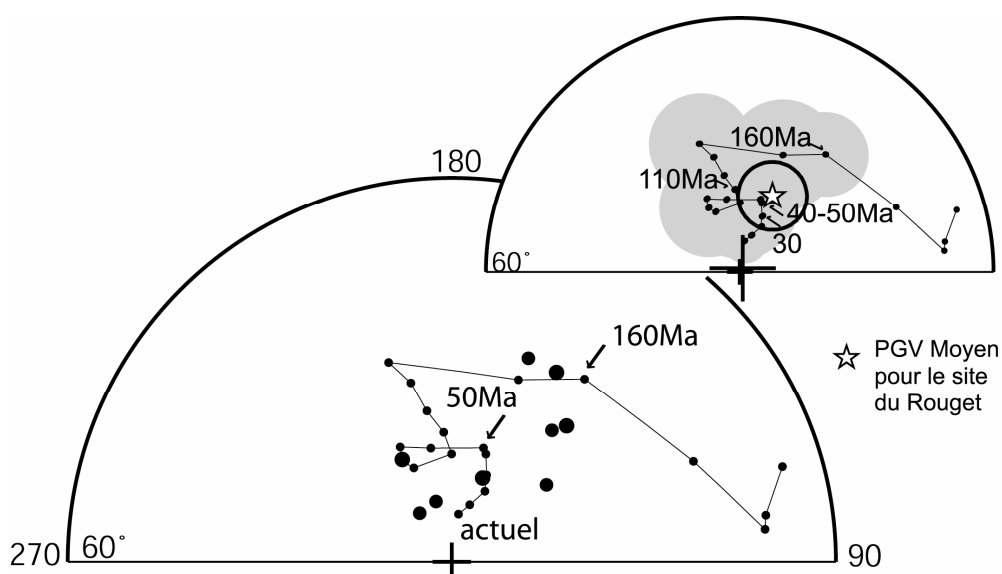


Figure 40 - Comparaison des PGV relatifs aux directions d'ARHt définies au Rouget et du PGV moyen au chemin de dérive apparent du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtilot, 2003).

Fig. 40 - Comparison between VGPs relative to high temperature characteristic directions of the Rouget section and apparent polar wander path of Eurasia (Besse and Courtilot, 2003).

Tableau VIII - Coordonnées géographiques du site du Rouget et PVG moyen calculé. Lat.(°N)=latitude du site ; Long.(°E)=longitude du site ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; PGV Lat. (°N)= latitude du pôle géomagnétique virtuel; PGV Lon. (°E) = longitude du pôle géomagnétique virtuel ; K = paramètre de précision ; A95° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. VIII – Geographic coordinates of the Rouget section and mean VGP obtained. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; PGV Lat. (°N) = VGP latitude ; PGV Long. (°E) = VGP longitude ; dp = precision parameter; dm = 95% confidence ellipsis radius ; K = Fisher parameter ; A95° = 95% cone of confidence.

Sites	Lat. (°N)	Long. (°E)	n	VGP Lat.(°N)	VGP Lon.(°E)	K	A95°
Le Rouget	44,78	3,38	9	80,4	157,7	152,0	4,2

Chassefeyre

Les directions d'ARHt ont été transformées en PGV et leur moyenne a été calculée (Fig. 41, Tab. IX). Le pôle moyen est comparé aux PGVs de la CDAP de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 1991 ; Van de Voo, 1993). Il est compatible avec les pôles de 170 Ma à 220 Ma (Tab. X), c'est à dire d'âge jurassique supérieur à triasique. Il faut toutefois noter que les formations de Chassefeyre sont très différentes des autres formations "sidérolithiques" du Massif Central.

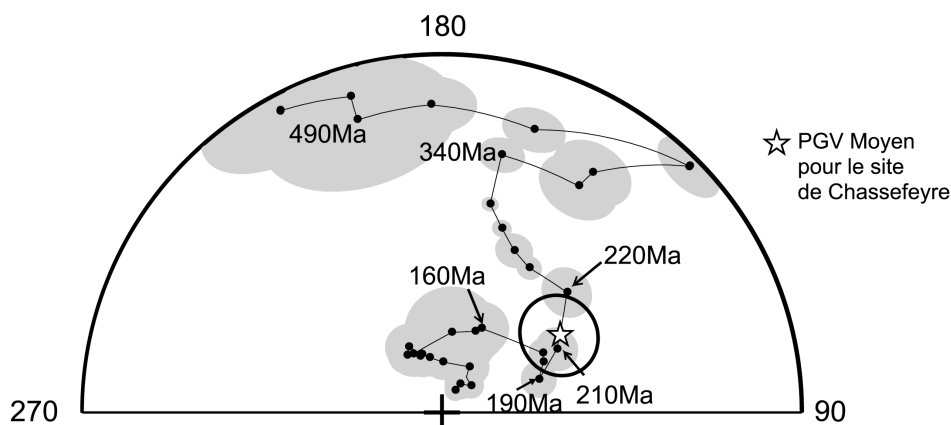


Figure 41 - Comparaison du PGV moyen calculé à Chassefeyre à la CDAP de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 1991 ; Van der Voo, 1993).

Fig. 41 – Comparison between mean VGP of Chassefeyre and Eurasian APWP (Besse and Courtillot, 1991; Van der Voo, 1993).

Tableau IX - Coordonnées géographiques du site de Chassefeyre et PVG moyen calculé. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne; PGV Lat. (°N) = latitude du pôle géomagnétique virtuel ; PGV Lon. (°E) = longitude du pôle géomagnétique virtuel ; K = paramètre de précision ; A95° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. IX – Geographic coordinates of Chassefeyre and mean VGP obtained. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; PGV Lat. (°N) = VGP latitude ; PGV Long. (°E) = VGP longitude ; dp = precision parameter; dm = 95% confidence ellipsis radius ; K = Fisher parameter ; A95° = 95% cone of confidence.

Sites	Lat. (°N)	Long. (°E)	n	PGV Lat.(°N)	PGV Lon.(°E)	K	A95°
Chassefeyre	44.78	3.4	6	57.8	123.2	7.2	11.8

Tableau X - Tests de McFadden et McElhinny (1990) appliqué aux sites étudiés pour comparer les PGV obtenus et les PGV de la CDAP de l'Eurasie. γ_c° = gamma critique à 95 %, γ_0° = gamma 0.

Tab. X – McFadden and McElhinny test (1990) applied to studied sites to compare VGP obtained and Eurasian APWP. γ_c° = 95 % critic gamma, γ_0° = gamma 0.

Sites	Pôles comparés	γ_c°	γ_0°	Résultat
Naussac	Naussac - 160Ma	14.0	3.4	Positif
	Naussac - 150Ma	15.2	7.3	Positif
	Naussac - 170Ma	21.8	11.5	Positif
Rouget	Rouget - 10Ma	5.1	5.0	Positif
	Rouget - 50Ma	6.6	1.2	Positif
	Rouget - 150Ma	7.7	5.4	Positif
Chassefeyre	Chassefeyre - 170Ma	13.1	12.9	Positif
	Chassefeyre - 210Ma	8.8	3.1	Positif
	Chassefeyre - 220 Ma	9.4	10.0	Négatif

CHAPITRE 4

Les formations "sidérolithiques" du Lembron

4.1. CADRE GEOLOGIQUE

Le Lembron est situé dans le prolongement du fossé de Limagne, dans la Limagne de Brioude, barrée au Nord par le horst de Saint-Yvoine et limitée au Sud par celui de la Chomette (Fig. 42). Sur les plateaux de socle bordier subsistent des lambeaux de sédiments éocènes ou/et oligocènes, témoignant de l'extension originelle des zones de dépôts. Les argiles rutilantes et les cuirasses ferrallitiques, «sidérolithiques», toujours azoïques sont piégées dans les angles de faille ou plaquées contre les escarpements bordiers. Leur étude montre qu'elles sont totalement déconnectées de la sédimentation des Limagnes tertiaires, mais qu'elles appartiennent à une phase plus ancienne de l'évolution du Massif central.

Dans le Lembron, les formations rutilantes reposent toujours directement sur le socle et sont recouvertes par les arkoses et les grés du système des Limagnes. Elles sont particulièrement visibles sur la bordure ouest où leurs affleurements sont épais et quasi-continus.

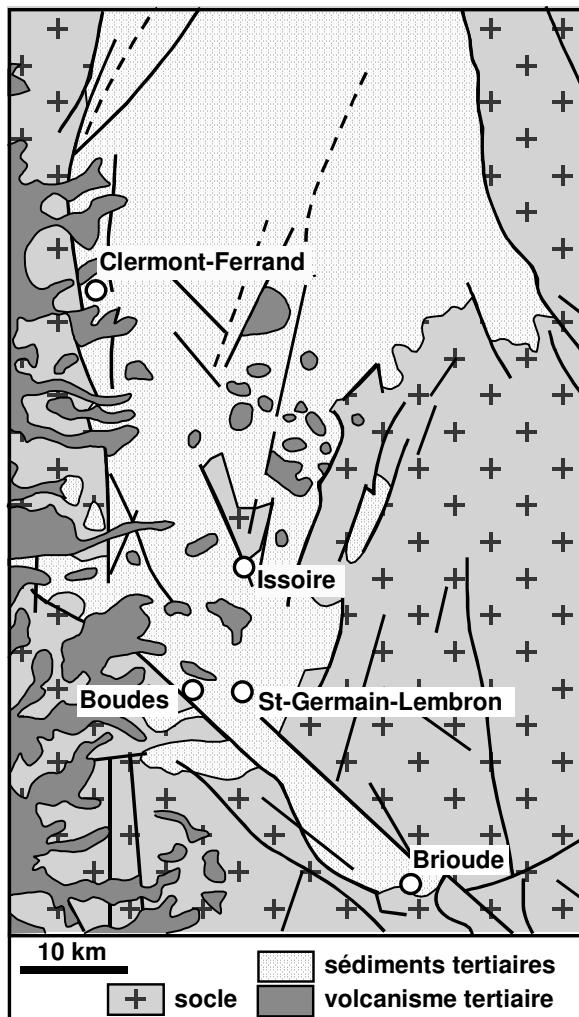


Figure 42 - Carte géologique simplifiée de la partie méridionale de La Grande Limagne. Les formations rouges du Lembron se disposent dans les lanières tectoniques d'orientation NW-SE qui limitent le fossé de la Grande Limagne au Sud-Ouest. Les coulées volcaniques du Cézallier recouvrent en partie les dépôts sédimentaires et les protègent de l'érosion.

Fig. 42 – Geological map of the southern Grande Limagne graben. The red Siderolithic formations are located in tectonic strips of NW-SE orientation in the St Germain de Lembron area. Cézallier volcanic flows cover the sedimentary deposits and protect them from erosion.

4.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX

4.2.1. Les anciens travaux

La datation des formations rouges azoïques, altérites ou produits de remaniement, qui reposent sur le socle du Massif central est une préoccupation ancienne. Ces formations ont été classiquement rapportées au Tertiaire, quelquefois à l'Eocène, souvent à l'Oligocène, sans autre argument que la conviction profonde du géologue. Les formations rouges du Lembron affleurent relativement bien et ont été prospectées dès le XIX^{ème} siècle, successivement pour les minerais de fer, la bauxite et l'alunite.

Augé (1888), géologue minier ayant prospecté des gisements de bauxite, attribue les terres rouges du Lembron à la bauxite et la considère du même âge que celle du Languedoc, entre l'Urgonien et le Cénomaniens. Lacroix (1901) revient sur la bauxite d'Auvergne dans son inventaire minéralogique. Il précise que la bauxite de Madriat contient 47% d'alumine soluble dans les alcalins, ce qui correspond effectivement à la présence d'aluminium libre, non silicaté. Il précise qu'au microscope on y reconnaît tous les stades d'altération, du gneiss à la bauxite et que cette formation devait être considérée comme un analogue des latérites africaines.

Giraud (1902) a laissé un bel ouvrage sur la Limagne, remarquablement documenté pour son époque, avec 95 coupes de terrain, dessinées à l'échelle. Il limite l'extension de la bauxite du Lembron à deux larges bandes dans les secteurs d'Ardes et de Madriat. Il précise que la bauxite a été exploitée à Barrèges, et distingue 3 groupes de gisements : (1) la bauxite à la base des terrains oligocènes ; (2) la bauxite remaniée qui repose sur le socle en l'absence de couverture oligocène et en contre-bas du contact socle/Oligocène (incidence des paléoreliefs que n'avait pas saisi l'auteur) ; (3) la bauxite à la surface des gneiss. En conclusion de son travail, l'auteur combat l'origine hydrothermale que l'on attribuait alors à la bauxite, argumente par la géométrie des terrains et conclut que la bauxite est un produit d'altération superficielle, qu'elle est une véritable latérite. De là, il propose un paléoclimat tropical pour l'époque de la formation de la bauxite ; en revanche, il considère qu'elle s'est faite sur une période assez courte car son épaisseur ne dépasse pas 20 m ! En conséquence, il réfute l'âge Crétacé inférieur proposé par Augé (1888), et suggère un âge "sidérolithique" (fin Eocène), pour lui le Crétacé inférieur est trop vieux car les bauxites "*auraient été érodées avant d'être enfouies sous l'Oligocène*".

L'alunite est décrite par Lacroix (1910), qui précise qu'elle forme des ellipsoïdes métriques au sein de l'argile "sang de bœuf" de la base des formations "sidérolithiques" à Madriat et aux Brugères. Les masses d'alunite se trouvaient dans un niveau défini et constituaient la moitié de l'assise rouge. Lacroix précise que les filonnets d'alunite contenus sont tardifs par rapport à la bauxite. Il fait référence aux travaux de Giraud (1902) qui étaient alors à paraître et les deux auteurs ont visiblement largement échangé leurs idées.

J. de Lapparent (1930) reprend l'étude des formations rouges et s'intéresse surtout aux phénomènes de silicification qui les affectent et dresse un bilan géochimique de l'altération. Il dénie le caractère bauxitique de ces formations. Apparemment, ce sont les faciès de cuirasse rouge silicifiée qui ont été examinés par Lapparent (1930) et non pas les faciès examinés par Lacroix (1901). Il faut souligner qu'à partir de la note de J. de Lapparent (1930) on ne retrouve plus mention de bauxite dans les travaux ultérieurs : le couperet était tombé, la démonstration faite ! Et pourtant, il semble bien que des bauxites ont vraiment été exploitées dans les formations rouges du Lembron, qu'un géologue lié à l'exploitation des bauxites les ait reconnues et que des analyses chimiques y attestent la présence d'alumine libre.

Augot (1959) étudie un petit placage sédimentaire kilométrique sur le horst du Livradois. C'est la base une série rouge d'arkose et d'argiles, surmontée par des marnes et des pépérites. Les arkoses rouges renferment des lentilles d'alunite dans un contexte géologique similaire à celui des gisements de Madriat.

4.2.2. Les travaux récents

Des formations rouges similaires à celles du Lembron sont étudiées par Desprairie (1963) dans le bassin de Brioude à l'extrémité méridionale de la Limagne (Fig. 42). L'auteur conclut que ces formations correspondent à des sols ferrugineux en place, et note l'absence d'alumine libre.

Les formations rouges du Lembron sont re-examinées par Tapsoba (1967). L'auteur en a dressé une cartographie à 1/25 000. Il procède à des analyses sédimentologiques, minéralogiques (argiles) et géochimiques, qui l'amènent à reconnaître des faciès rouges correspondant à des profils d'altération sur socle non remaniés et à des formations de remaniement. Dans les faciès remaniés il fait une distinction entre les formations qui surmontent les altérites en place et qu'il considère comme faiblement remaniées, et les formations rouges qui surmontent directement le socle frais et qu'il considère comme plus fortement remaniées, aujourd'hui on dirait plus matures. L'auteur précise que les formations faiblement remaniées sont toujours appuyées contre les failles. Les profils d'altération *in situ* sont décrits avec détail. Il retrouve le caractère silicifié de nombre de ces formations rouges, avec de l'opale qui imprègne les matrices argilo-ferrugineuses et des dépôts d'opale dans les pores. En revanche, il n'a pas retrouvé de bauxite et pense que cette dénomination était due à une erreur d'analyse. Mais, parmi les "curiosités" il signale la présence de poches d'argile à nodules de kaolinite pure, sans quartz. Il propose un âge éocène pour les altérites rouges, mais sans argumentation convaincante.

Enfin, dans son travail sur le Sidérolithique du Massif central, Deschamps (1973) consacre 250 pages dactylographiées aux faciès "sidérolithiques" du Lembron. Malheureusement, les coupes ne sont pas localisées, ni tracées à l'échelle, et les faciès du socle sont décrits beaucoup plus longuement que les faciès sédimentaires. Aucune information ne peut être retirée de ce travail touffu et foisonnant.

4.3. DESCRIPTION DES FORMATIONS

Trois principaux faciès "sidérolithiques" sont présents dans le secteur du Lembron.

- 1) Des **faciès rouges indurés**, directement posés sur le socle et souvent "moulant" des paléoreliefs du socle, les formations rouges indurées sont l'équivalent des "cuirasses" rouges décrites ailleurs dans le Massif central, tout à fait comparables à celles de Naussac, du Rouget, du bassin de Cosnes-d'Allier et du fossé du Cher, avec terriers de termites, gravelles et blanchiments accompagnés de silicifications. Ces faciès ont été décrits en détail dans le chapitre précédent (Chapitre 3).
- 2) Des **faciès argilo-sableux bariolés**, non indurés (non silicifiés), forment les sites les plus connus de ce secteur. Les plus pittoresques sont les sites de la Vallée des Saints et des Mottes sur la commune de Boudes (63).
- 3) Des **faciès silicifiés** plus ou moins massifs pour lesquels on ne connaît pas d'équivalents ailleurs dans le Massif central.

Les plus beaux affleurements du Lembron sont ceux des Mottes et de la Vallée des Saints situés sur la commune de Boudes. Ailleurs les affleurements sont limités à de petites ravines n'atteignant qu'exceptionnellement 3 à 4 m d'épaisseur ou à de petits placages sur dôme de socle. Les anciens secteurs miniers de Madriat et Brugères ne présentent plus que des affleurements très dégradés, souvent soliflués. En revanche l'extension de ces formations rouges se distingue relativement bien dans le paysage par la coloration des terres agricoles.

4.3.1. Les sables et argiles bariolées non indurés

Des faciès argilo-sableux, non indurés, surmontent les cuirasses rouges posées sur le socle. Ces faciès sont connus dans plusieurs secteurs du Lembron (au Sud de Bard, au Nord de Saint Gervazy, au Letz...) mais les affleurements sont toujours d'extension limitée et de qualité médiocre car non indurés. C'est dans le secteur de Boudes (63) que les faciès sont les mieux exposés, sur des coupes de puissance notable. Ils y sont particulièrement bien préservés, en partie grâce aux puissants grès arkosiques oligocènes qui les surmontent.

La coupe des Mottes est particulièrement intéressante au vu de son épaisseur et de l'hétérogénéité des faciès qu'elle présente. Elle a été choisie comme coupe « type » pour illustrer les caractères micromorphologiques et macromorphologiques caractéristiques des faciès sablo-argileux du Lembron.

4.3.1.1. Description lithologique

La coupe des Mottes présente 6 unités majeures (Fig. 43, Fig. 44).

- 1) La base de la coupe correspond à des sables argileux rouge brique relativement massifs et légèrement indurés présentant de nombreuses traces d'activité de termites (terriers et débit nodulaire).
- 2) Des sables argileux blancs, à marbrures ferrugineuses rouges, surmontent la formation rouge basale. Ces sables sont relativement grossiers et les relations géométriques entre les parties blanches et les parties ferrugineuses montrent que les marbrures ferrugineuses sont résiduelles, c'est à dire que l'horizon a été le siège d'un blanchiment et d'un lessivage partiel du fer. Le contact avec l'horizon inférieur est par endroit irrégulier, le blanchiment affectant celui-ci. A la base de l'horizon les structures ferrugineuses sont équantes, au sommet elles sont planaires.
- 3) Deux niveaux plus indurés s'intercalent dans la partie supérieure de cet ensemble sableux. Ce sont ces niveaux indurés qui donnent la structuration en "cheminées de fées", un des attraits du site des Mottes.
- 4) Des argiles sableuses ocre-verdâtre à marbrures ferrugineuses rouille s'individualisent au milieu de la coupe. Ce niveau contient des pisolithes de 0,5-1,0 cm de diamètre, dispersés au sein de l'argile. Par endroit, la densité des pisolithes est plus importante, formant jusqu'à 20 à 30 % des échantillons et s'agglomérant en nodules pouvant atteindre la taille d'un poing.
- 5) Des sables argileux ocre à taches de décoloration forment un niveau relativement homogène au-dessus des argiles à pisolithes. Le sommet du niveau est entièrement blanchi et les taches de décoloration/blanchiment diminuent progressivement de taille vers la base, où elles sont disjointes. Le sommet de l'horizon présente des manchons ferrugineux rouge violacé à carmin, indurés, de 5 à 10 cm de diamètre et de 30 à 70 cm d'allongement. La morphologie de ces manchons évoque des traces de racines.
- 6) Le sommet de la coupe est formé par une argile sableuse rouge à pisolithes d'environ 2 cm de diamètre et de couleur ocre-verdâtre. Un niveau noduleux décimétrique s'intercale dans ces argiles rouges, c'est un silcrète pédogénétique typique, avec belles structures de coiffes et de raies d'illuviation.



Figure 43 - Coupe orientale du Cirque des Mottes (Boudes, 63). On distingue à la base un horizon rouge surmonté d'un horizon tacheté dans lequel s'individualisent deux niveaux un peu plus indurés qui sont à l'origine des morphologies en colonnes coiffées qui constituent l'attrait "touristique" du site. L'ensemble jaunâtre correspond aux niveaux argileux à pisolithes, il est surmonté par des niveaux sableux lessivés qui renferment des manchons ferrugineux. Les couches rouges qui coiffent la coupe sont des arkoses à ciment calcaire de la base de l'Oligocène.

Fig. 43 – Les Mottes section (Boudes, 63). At the base rests a red horizon in which come out two indurated levels that give scenery morphologies. The yellowish horizons correspond to clayey levels with pisoliths. It is topped by a white sandy horizon with ferruginous pisoliths. Red horizons at the top correspond to arkose with calcitic cement of Oligocene age.

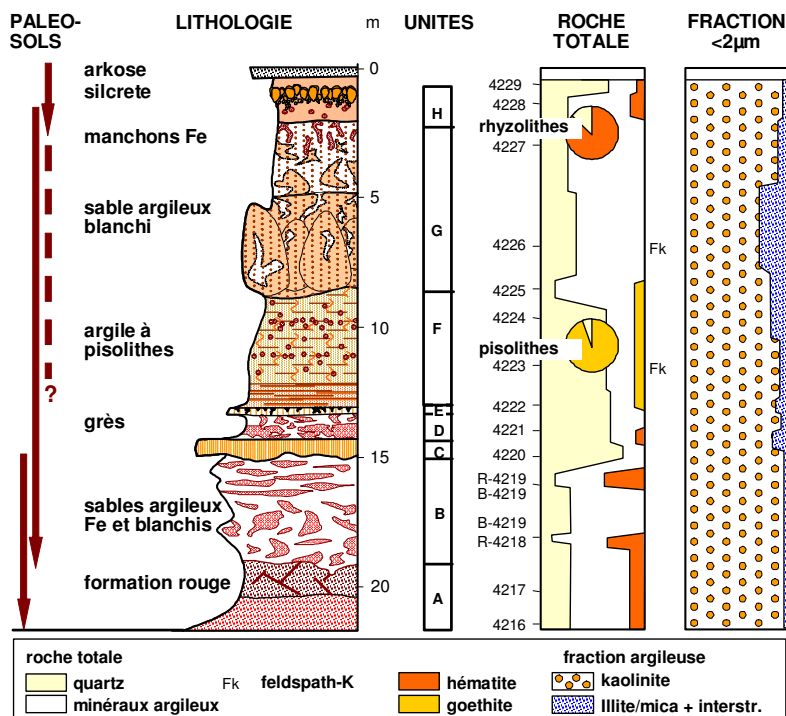


Figure 44 - Minéralogie des formations "sidérolithiques" des Mottes (Boudes, 63).

Fig. 44 – Mineralogy of siderolithic formations of Les Mottes section (Boudes, 63).

4.3.1.2. Minéralogie

La composition minéralogique des formations exposées dans le Cirque des Mottes est relativement monotone (Fig. 44). Les matériaux sablo-argileux sont principalement formés de quartz et de kaolinite accompagnés de traces d'anatase, de feldspaths potassiques et de minéraux illitiques. Des variations relativement faibles apparaissent dans les différentes unités. Les oxydes de fer sont dominés par l'hématite à l'exclusion du niveau plus argileux à pisolithes de la partie centrale de la coupe qui est essentiellement composé de goethite.

4.3.1.3. Micromorphologie

La terminologie utilisée est la même est que celle du paragraphe 3.2.3.

Les sables argileux rouge brique

Les grains de squelette sont de granulométrie très hétérogène, sans tri apparent ni indice d'éroulé ou d'arrondi. Les argiles forment d'épaisses cutanes orientées autour des grains de quartz, individualisant des gravelles de taille variable comme celles décrites précédemment (Chapitre 3) (Fig. 45a). En revanche, le fond matriciel entre les gravelles ne présente pas d'organisation particulière. Des illuviations sont présentes dans les fissures et entre les accumulations granoclassées de gravelles dans les fentes plus larges. Elles sont constituées de kaolinite, sans grains remaniés discernables (Fig. 45b). Les oxydes de fer imprègnent indifféremment les enveloppes des gravelles et la matrice argileuse. Ils ne forment pas de ségrégation particulière, sous forme de nodules ou de pisolithes.

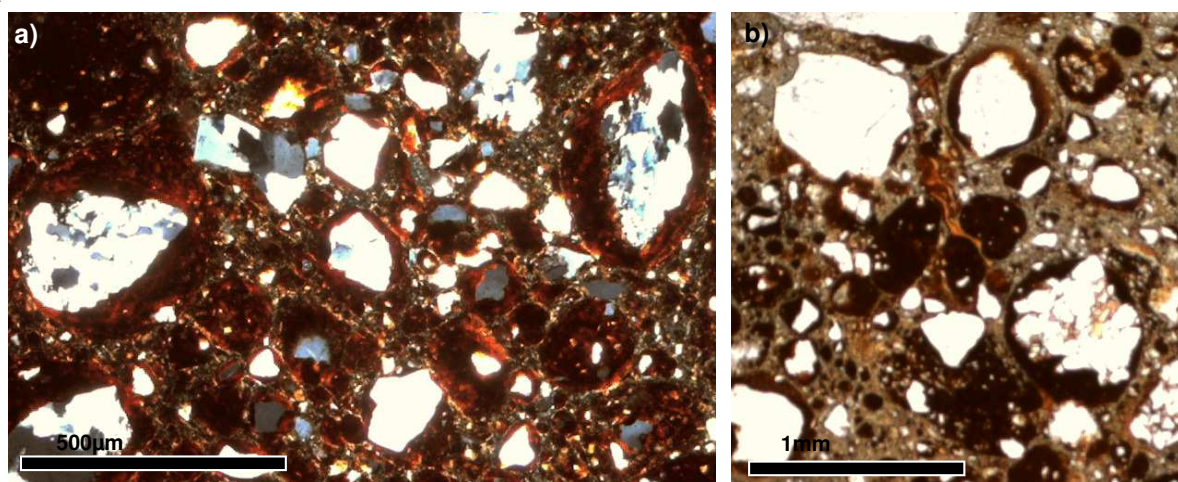


Figure 45 - Micrographie des sables argileux rouge brique de la coupe des Mottes. Les sables argileux rouge brique de la base de la coupe se caractérisent par la présence de gravelles. a) Gravelles à cortex constitués de cutanes argilo-ferrugineuses concentriques ; lumière analysée. b) Accumulations de grosses gravelles dans un pédotubule et cutanes d'illuviation argilo-ferrugineuses dans un pore ; lumière polarisée.

Fig. 45 – Micrography of red argileous sands from Les Mottes section. Argileous sands at the base are characterised by gravels. a) Gravels show a cortex of argileous and ferrugineous concentric cutans; cross polarised light. b) Gravel accumulation in a burrow and illuviation cutans in a pore; plane polarised light.

Les sables argileux blancs à marbrures ferrugineuses

L'horizon sableux à marbrures ferrugineuses présente une organisation des matériaux similaire à l'unité sous-jacente entièrement rouge. Les grains de squelette sont anguleux, polycristallins pour les plus gros, et assez fréquemment éclatés par des fentes remplies d'oxydes de fer. Les matériaux ferrugineux sont constitués de gravelles typiques cimentées par une matrice sans organisation particulière. L'hématite domine dans toutes les ségrégations ferrugineuses. Les cutanes d'illuviation sont également bien développées dans des fentes horizontales et obliques, mais aussi dans des fentes diverticulées autour des grains de squelette et des gravelles.

Les matériaux blancs, exempts d'oxydes de fer, présentent une structuration similaire aux matériaux ferrugineux, avec gravelles à cutanes d'argiles (Fig. 46a, b). Le passage des matériaux ferrugineux et aux matériaux blancs procède d'un lessivage des oxydes de fer. Le lessivage débute par le fond matriciel argileux entre les gravelles, puis affecte les cutanes des gravelles. Certaines gravelles sont apparemment moins lessivées et subsistent au sein des matériaux blancs en particulier au contact des taches ferrugineuses. Le lessivage du fer ne s'accompagne d'aucune réorganisation des matériaux argileux.

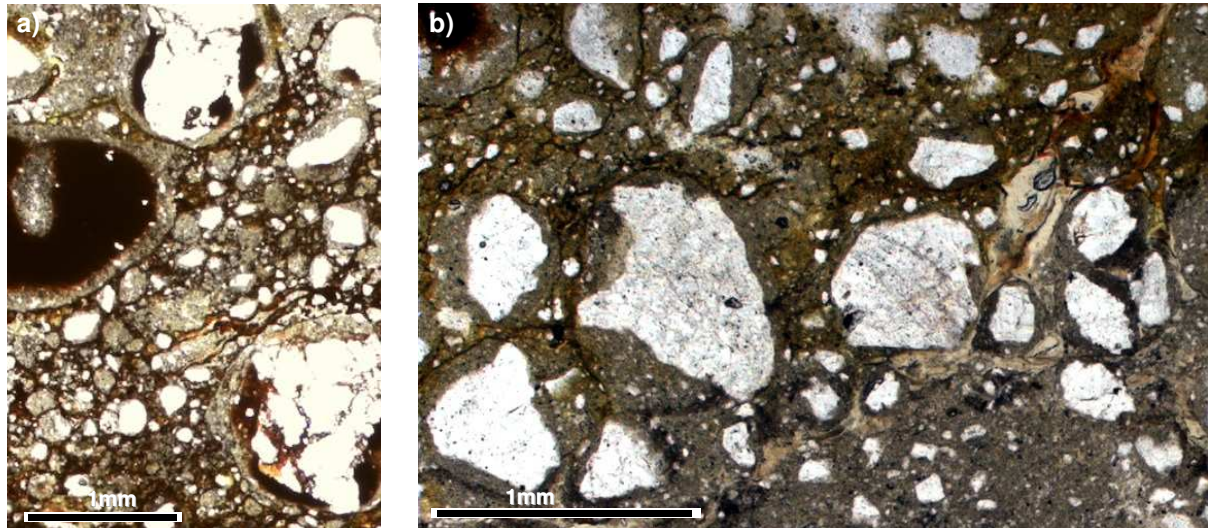


Figure 46 – Micrographie des sables argileux blancs à marbrures ferrugineuses. Les traits pédologiques (illuviations et gravelles avec enveloppes de cutanes argileuses) sont tout à fait identiques à ceux de la formation rouge sous-jacente. a) Accumulation de gravelles à cortex et cœur ferrugineux en cours de blanchiment ; lumière polarisée. b) gravelles en cours de blanchiment ; lumière polarisée.

Fig. 46 – Micrography of white argillaceous sands with ferruginous marbles. Pedologic features (illuviations, gravels and cutans) are similar to those of lower formation. a) Gravels accumulation with ferruginous cortex and core in the course of bleaching ; plane polarized light. b) Gravels in the course of bleaching ; plane polarized light.

Les niveaux indurés

Les grains de squelette sont similaires à ceux des horizons sous-jacents, absence d'émoussé, granulométrie s'étalant entre 100 μm et 2 mm, avec nombreux grains polycristallins et rareté des feldspaths. De nombreux grains ont été fracturés et éclatés *in-situ*. Le fond matriciel fin est relativement peu abondant, constitué de petits quartz anguleux de 10 à 40 μm de diamètre, emballés dans des argiles à faible biréfringence (Fig. 47). Cette matrice renferme des pigments très fins, à forte réfringence, ce sont des leucoxènes (anatase, également bien exprimée sur les diagrammes de diffraction des Rayons X). De grandes illuviations millimétriques, avec des cutanes très finement structurées, sont associées à des fentes et des assemblages de gros grains de squelette. L'induration des niveaux est due à une silicification. Il est difficile de dire si des quartz microcristallins néogéniques existent au sein de la matrice argileuse. En revanche, les cutanes d'illuviations argileuses ont une biréfringence anormalement basse et présentent un aspect granuleux et pigmenté qui est symptomatique de la silicification partielle de ces illuviations en opale-CT. La silicification affecte aussi les grains de feldspath argilisés et les grandes paillettes et gerbes de muscovite qui sont remplacées par de l'opale, avec préservation des formes. Le fer n'apparaît pas mobile durant cette silicification.

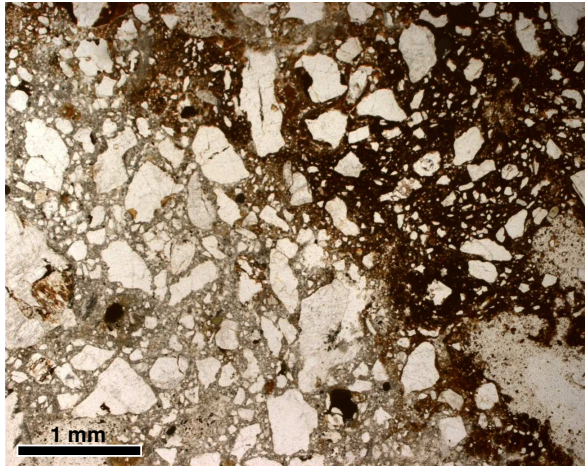


Figure 47 – Micrographie des niveaux indurés de la coupe des Mottes. Les grains de squelette sont anguleux et le fond matriciel relativement peu abondant ; dans la zone claire ce sont des petits quartz cimentés par des quartz microcristallins, dans la zone sombre subsistent des oxydes de fer qui masquent la cimentation. La silicification s'est apparemment surimposée aux taches ferrugineuses, sans qu'il y ait eu remobilisation des oxydes ; lumière polarisée.

Fig. 47 – Micrography of indurated horizons of les Mottes section. Skeleton grains are anguleous and matrix is rare; in the clear zone small quartz grains are cemented by microcrystalline quartz; in the dark zone subsists iron oxides that hide cementation. Silicification superpose ferrugineous stains, without oxides remobilisation; plane polarised light.

Les argiles sableuses ocre verdâtre à pisolithes

Les plus gros grains de squelette sont anguleux, formés essentiellement de quartz mais des feldspaths argilisés sont également présents (Fig. 48a). Le fond matriciel argileux est important, compris entre 50 et 75 % de la roche. Il est essentiellement formé de kaolinite, de petits quartz et de paillettes d'illite-micas. Il est parfois bioturbé par des striotubules de 1 à 2 mm de diamètre. En général, le fond matriciel est organisé en domaines irréguliers, de 0,5 à 1 mm, plus ou moins orientés, présentant une orientation des argiles selon une direction unique (masépique) ou selon deux directions croisées (bimasépique) (Fig. 48b, c). Dans certaines zones, des cutanes de contrainte montrent des argiles orientées en bordure de grandes fentes qui traversent souvent les lames.

La distribution des oxydes de fer est surtout secondaire, liée à un réseau de fentes. Le long des fentes, le fond matriciel argileux est décoloré, lessivé en fer, sur environ 1 à 2 mm d'épaisseur, les épontes sont alors souvent goethitiques (Fig. 48d). Des oxydes de fer (surtout hématite) sont liés aux fentes : ils forment des néocutanes qui imprègnent la matrice des épontes et des cutanes d'illuviation et des cristallisations dans les fentes qui présentent une ouverture. Par ailleurs, la matrice argileuse est imprégnée par de fins pigments et granules d'hématite qui apparaissent "primaires", ou du moins antérieurs aux remobilisations se faisant le long des fentes. C'est au sein de ces matrices ferrugineuses que s'individualisent des pisolithes de goethite concrétionnée de 0,5 à 3 mm de diamètre. Des nodules plus gros, jusqu'à 2 cm de diamètre, sont formés d'une matrice ferrugineuse avec grains de quartz et entourée de cutanes argilo-ferrugineuses et/ou concrétionnées.

La composition de ces structures ferrugineuses est remarquable. Les teneurs moyennes en oxy-hydroxydes de fer peuvent atteindre jusqu'à 65 % et les rapports Si/Al sont inférieurs à 1 (Tab. XI). Dans ce cas, deux possibilités sont envisageables pour expliquer l'excès d' Al par rapport à Si de la kaolinite : (1) la présence d'oxy-hydroxydes d'aluminium (gibbsite ou boehmite) ou (2) la substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Cette dernière hypothèse paraît la plus vraisemblable compte tenu du fait que ni gibbsite, ni boehmite n'ont été détectées par diffraction des rayons X dans cet horizon. Il est alors possible de calculer la teneur en aluminium excédentaire par rapport à la kaolinite et à partir de cette teneur calculer le pourcentage de substitution d'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Il faut noter que le taux de substitution en aluminium ainsi calculé est le taux minimum. La présence de fins grains de quartz et/ou la présence de minéraux argileux du type illite-mica tendraient à augmenter le pourcentage d'aluminium non silicaté, par rapport à l'hypothèse selon laquelle toute la silice est liée à la kaolinite, et augmenteraient donc les taux de substitution calculés. Des taux de substitution de 5 à 15 % d'aluminium sont mis en évidence dans les pisolithes et nodules goethitiques et des taux de l'ordre de 1% dans les nodules ferrugineux hématitiques.

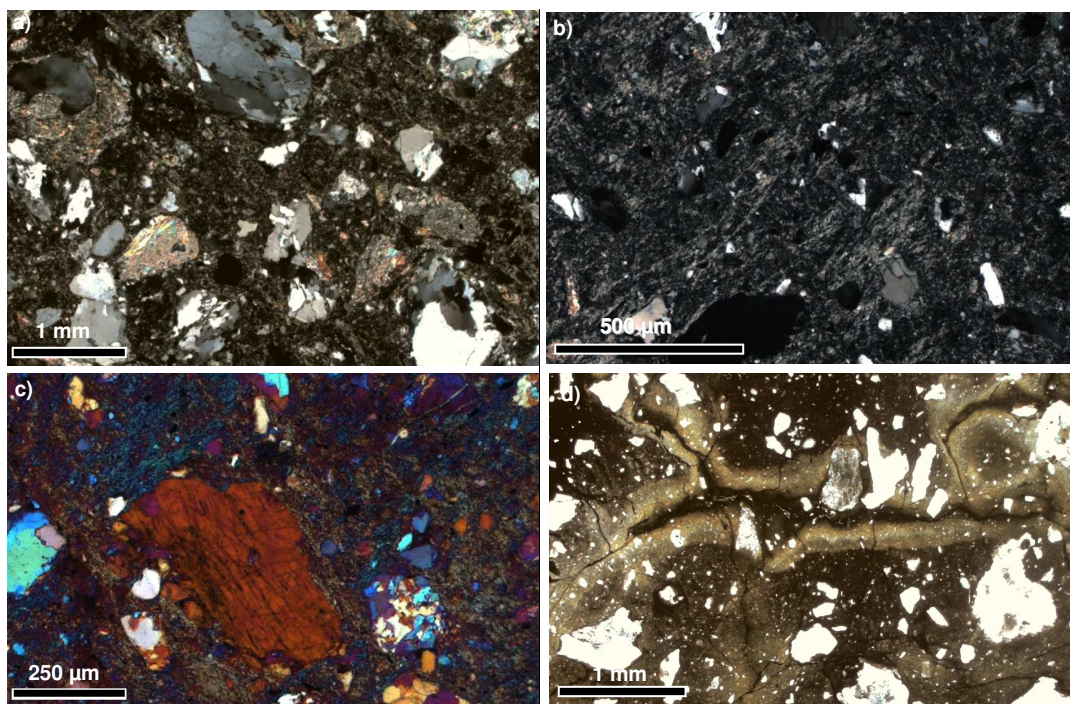


Figure 48 – Micrographie des argiles sableuses à pisolithes de la coupe des Mottes. a) Grains de squelette quartzeux et grains argilés provenant de l'altération *in-situ* d'alumino-silicates ; lumière analysée. b) Fond matriciel argileux avec domaines orientés (masépiques et bimasépiques) ; lumière analysée. c) Fond matriciel argileux avec domaines orientés masépiques et non orientés asépiques ; lame teinte sensible. d) Réseaux de fentes avec décoloration (lessivage) des oxydes de fer en bordure, puis illuviation et précipitation d'oxydes de fer dans les fentes, témoins de conditions hydromorphes ; lumière polarisée.

Fig. 48 – Micrography of the sandy clays with pisolites of the Les Mottes section. a) Quartz skeleton grains and argillaceous grains coming from *in situ* alumino-silicates alteration ; cross polarized light. b) Argillaceous matrix with orientated domains (masepic and bimasepic); cross polarized light. c) Argillaceous matrix with orientated masepic domains and disorientated asepic domains ; with λ (quartz) plate. d) Cracks network with iron oxides bleaching; then illuviations and iron oxides precipitation in the cracks, underlining hydromorphic conditions; plane polarized light.

Tableau XI – Composition chimique des accumulations ferrugineuses des grès "sidérolithique" des Mottes. Analyses à la microsonde électronique. Composition en % pondéral, correction ZAF, balayage 6x6 μm . Ech = échantillon analysé ; N = nombre de points d'analyse.

Tab. XI – Chemical composition of ferruginous accumulations in siderolithic sandstones of the Les Mottes section. Microprobe analysis. Ech = analysed samples ; N = number of analysis points.

Ech.	N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	total	% kaol	Si/Al	sub Al %
pisolithes et nodules goethitiques Fe													
4198	43	9,55	9,63	0,35	0,17	63,40	0,54	0,40	0,11	84,14	20,53	0,85	13,08
4199	7	11,11	10,01	0,27	0,15	65,96	0,48	0,64	0,07	88,67	23,89	0,84	5,07
nodules hématitiques													
4199	7	11,72	9,79	0,27	0,15	64,04	0,71	0,60	0,08	87,36	25,20	0,94	1,70
4205	14	8,49	7,39	0,25	0,19	60,83	0,41	0,40	0,08	78,03	18,24	0,91	1,79

Les sables argileux ocre et blancs à manchons ferrugineux

Un niveau grossier basal, avec grains de 3 mm de diamètre, anguleux et polycristallins, contient de gros feldspaths altérés, des biotites, vraisemblablement des cordiérites altérées mais également des amphiboles altérées, des rutilés et des zircons. Le fond matriciel argileux de ce niveau grossier est formée d'assez grandes cristallites de kaolinite pouvant atteindre 10 μm de diamètre. Il contient aussi de nombreuses paillettes de micas de 10 à 20 μm . La matrice est relativement peu structurée, montrant uniquement quelques orientations irrégulières d'argile autour des grains (squelsépique). La partie supérieure de l'ensemble est un peu moins grossière et contient moins de feldspaths altérés. Des striotubules sont présents et le fond matriciel argileux montre des domaines orientés (masépiques et bimasépiques) de 0,5 à 1,0 mm de diamètre, ainsi que des cutanes de contrainte le long de fentes.

Les oxydes de fer, essentiellement de la goéthite, imprègnent le fond matriciel de la partie inférieure de l'ensemble, quelques pisolithes sont également présents. Ces oxydes sont lessivés, d'abord de façon limitée le long des petites fentes diverticulées qui recoupent la matrice, puis progressivement tout le fond matriciel est lessivé. Dans la partie supérieure de l'horizon se forment des nodules ferrugineux hématitiques. L'hématite imprègne le fond matriciel argileux et forme des concentrations plasmiques sous forme de nodules et de grandes cutanes d'illuviation dans les fentes.

Les argiles sableuses rouges supérieures

Outre le silcrète, ce niveau supérieur se caractérise par la présence de gravelles, similaires à celles du niveau rouge basal. Les gravelles sont particulièrement bien formées et individualisées dans toutes les pédostructures (terriers, fentes, etc.). Leur taille varie de 100 µm à 1,0 mm. De grandes cutanes d'illuviation accompagnent systématiquement les assemblages de gravelles (Fig. 49a, b). Dans les plus grands vides, les illuviations débutent par de petits quartz et de petites gravelles bien triées et se terminent par des cutanes d'argile pure et bien orientées. Les illuviations d'argile occupent aussi les espaces entre les gravelles, elles sont formées de kaolinite claire, ou plus ou moins ferrugineuse, de couleur orangée à rouge soutenu.

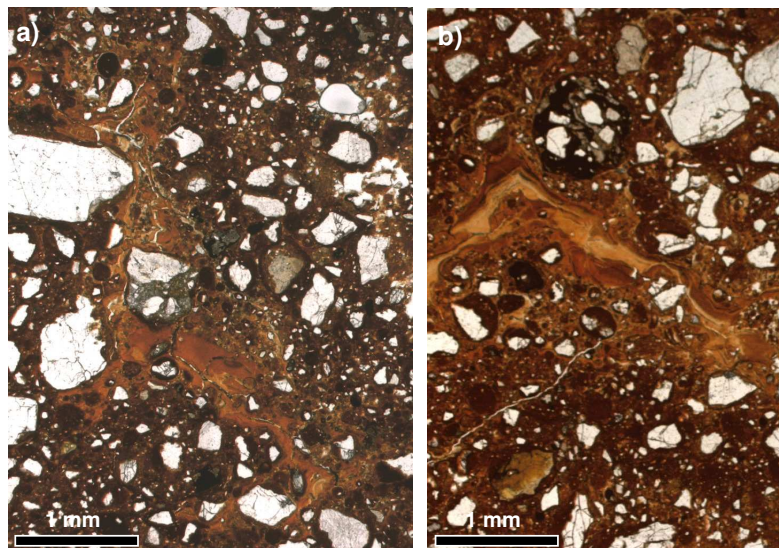


Figure 49 - Micrographie des argiles sableuses rouges supérieures de la coupe des Mottes. a, b) Pédotubule avec remplissage de gravelles et grandes cutanes d'illuviations argilo-ferrugineuses. Dans le fond matriciel en bordure du pédotubule se distinguent encore des gravelles, mais très estompées, en cours de pédoplasation. Noter la présence d'un débris de silcrète; lumière polarisée.

Fig. 49 – Micrography of upper red sandy clays of the Les Mottes section. a,b) Pedostructure with gravels and illuviation cutans infilling. In the matrix, at the edge of the pedotubule, gravels are individualised but very shaded off, in the course of soil shrinkage and swelling. Note presence of a silcrete fragment ; plane polarized light.

Le silcrète noduleux

Le silcrète noduleux est constitué d'un assemblage de grains de squelette grossiers (1 mm de diamètre) et de grains plus fins (10 à 200 µm) qui constituent la matrice. S'y individualisent des nodules centimétriques de structure concentrique à ciment ferrugineux (Fig. 50a) qui montrent des accroissements par cutanes (squeletanes) successives formant des coiffes au-dessus des nodules. Ce sont là, les structures typiques des silcrètes pédologiques décrits par ailleurs dans les formations de l'Eocène du Bassin de Paris (Thiry, 1999) et en Australie (Thiry et Milnes, 1989). Le fond matriciel entre les nodules a une composition similaire à celle des nodules, mais sans organisation propre. Quand le fond matriciel est dépourvu d'oxydes de fer il est possible de préciser que le ciment est fait de quartz microcristallin avec des pigments de leucoxène (anatase à la diffraction des Rayons X) (Fig. 50b). Le développement du niveau de silcrète et sa structure colonnaire se font par agglomération progressive des nodules centimétriques par des coiffes plus importantes, jusqu'à plusieurs millimètres d'épaisseur, et d'extension pluricentimétrique, pour former des colonnettes décimétriques de géotropisme vertical accentué.

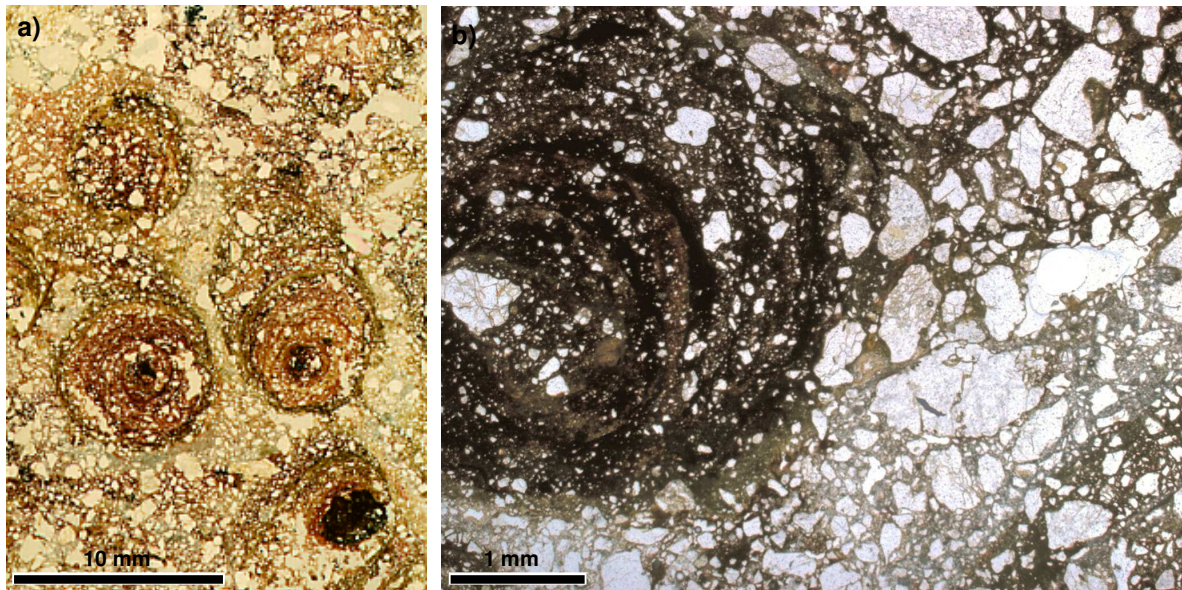


Figure 50 - Micrographie du silcrète noduleux du sommet de la coupe des Mottes. a) Nodules ferrugineux à enveloppes d'accroissement successives dont certaines montrent un net géotropisme, formant des "coiffes" au-dessus du nodule. Le fond matriciel entre les nodules n'est pas ferrugineux et a moins de matrice siliceuse (grains de squelette rapprochés) ; lumière polarisée. b) détail du fond matriciel silicifié, avec grains de squelette échanrés ; lumière polarisée.

Fig. 50 – Micrography of nodulous silcrete at the top of the Les Mottes section. a) Ferruginous nodules with successive growing envelops, that sometimes show clear geotopism, forming “cappings” on the nodules. Matrix between nodules is not ferruginous and less siliceous ; plane polarized light. b) Details of the silified matrix, with indented (corroded) quartz grains ; plane polarized light.

4.3.1.4. Composition chimique des composantes micromorphologiques de Mottes

Les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur les composantes argileuses des différentes unités de la coupe des Mottes (Tab. XII). Leur composition est identique à la composition des grès rouges indurés décrits dans le chapitre précédent (Chapitre 3). En effet, les teneurs en argile des matrices sont de l'ordre de 60 à 80%, les teneurs en Fe_2O_3 oscillent entre 2 et 30 %. La matrice, les gravelles et les illuviations présentent les mêmes compositions chimiques.

La composition des minéraux argileux apparaît invariante entre les composantes ferrugineuses et les composantes plus claires de la coupe : ni le rapport Si/Al, ni les teneurs en K_2O et MgO ne montrent de variations significatives. Apparemment, il n'y a pas d'évolution des matériaux entre les formations basales rouges et les différents horizons supérieurs. Les composantes micromorphologiques sont toujours formées de kaolinite dominante, accompagnée d'illite/micas et d'interstratifiés dans des proportions assez stables (entre 1 et 20% d'après les teneurs en K_2O et MgO).

Tableau XII – Composition des structures argileuses de la coupe des Mottes. Analyse à la microsonde électronique. Composition en % pondéral, correction ZAF, balayage zone 6x6 µm. Ech = échantillon analysé ; N = nombre de points d'analyse.

Tab. XII – Chemical composition of argileous features of the Les Mottes section. Microprobe analyses. Ech = samples analysed ; N = number of analysis points.

Ech.	N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	total	% kaol	Si/Al	sub Al %
matrice rouge													
Meb20	10	32,70	23,67	0,31	0,16	28,09	0,74	1,03	0,14	87,17	59,89	1,19	
Me50	8	39,10	25,62	0,34	0,13	20,37	1,18	1,55	0,18	88,61	64,83	1,37	
Me59	6	37,25	27,30	0,43	0,19	19,47	0,75	1,13	0,18	87,02	69,08	1,19	
Me61	10	36,28	27,13	0,44	0,27	22,11	0,75	1,48	0,22	89,09	68,63	1,14	
Meb11	4	32,20	24,46	0,29	0,24	23,16	0,34	1,26	0,11	82,35	61,89	1,12	
matrice orangée													
4203	3	41,52	28,70	0,39	0,18	12,15	0,88	1,50	0,08	85,40	72,62	1,24	
2405	11	46,48	29,53	0,37	0,22	10,53	0,58	1,51	0,08	89,49	74,72	1,35	
Me6	12	41,17	31,25	0,29	0,10	10,23	1,19	1,09	0,10	85,47	79,06	1,14	
Meb16	11	46,48	30,06	0,31	0,24	7,95	0,94	1,24	0,11	87,47	76,05	1,33	
matrice claire													
4198	3	44,29	29,90	0,35	0,11	7,23	0,86	1,50	0,09	84,33	75,64	1,26	
4203	7	50,92	28,59	0,38	0,15	3,03	0,78	2,01	0,13	86,03	72,34	1,52	
2411	5	55,11	28,00	0,45	0,52	4,06	0,57	1,38	0,12	90,59	70,84	1,68	
Meb20	3	45,57	33,17	0,31	0,13	2,25	1,59	1,73	0,10	85,64	83,93	1,17	
Me61	18	46,55	31,66	0,63	0,23	1,90	0,57	1,94	0,12	83,73	80,10	1,30	
Meb11	3	37,53	30,09	0,24	0,22	3,37	0,67	1,13	0,06	74,28	76,14	1,06	
Meb16	5	58,81	19,20	0,33	0,23	1,98	0,56	1,54	0,10	82,91	48,57	2,67	
gravelles rouges													
4198	5	24,27	17,21	0,29	0,13	37,74	1,03	1,08	0,09	81,85	43,55	1,20	
4206	3	21,20	14,72	0,39	0,25	40,79	0,64	1,10	0,06	79,16	37,40	1,22	
Meb16	4	16,12	13,53	0,17	0,11	48,92	0,66	0,80	0,02	80,55	34,66	0,98	2,24
gravelles orangées													
4203	12	44,74	29,08	0,35	0,19	9,02	0,79	1,54	0,09	85,81	73,56	1,31	
4205	2	41,67	30,53	0,30	0,18	12,52	0,84	1,54	0,09	87,66	77,24	1,16	
Meb16	3	47,97	29,49	0,26	0,20	7,76	0,56	1,24	0,06	87,54	87,82	1,39	
illuviations rouges													
4199	3	30,72	18,36	0,40	0,11	30,81	0,73	1,42	0,07	82,61	46,45	1,42	
4203	5	16,82	11,20	0,20	0,21	57,10	0,68	0,79	0,03	87,43	28,33	1,31	
Meb11	3	25,58	21,47	0,31	0,27	28,04	0,51	1,10	0,14	77,70	54,33	1,01	
illuviations orangées													
4199	3	41,53	30,20	0,61	0,16	9,18	1,06	2,62	0,08	85,43	76,40	1,16	
4205	2	41,55	26,26	0,76	0,29	12,04	0,60	2,55	0,07	84,11	66,43	1,34	
Meb20	2	36,57	27,83	0,96	0,15	14,19	0,53	1,63	0,19	82,40	70,41	1,11	
Me59	3	35,79	26,08	0,55	0,21	15,53	0,87	1,26	0,11	80,56	65,99	1,16	
Me61	6	37,79	27,57	0,65	0,26	17,32	0,68	1,89	0,18	86,67	69,76	1,16	
illuviations claires													
4198	4	43,32	31,14	0,36	0,04	6,98	0,44	1,58	0,10	83,95	78,78	1,18	
4203	4	43,10	29,78	0,69	0,22	7,93	0,51	2,50	0,08	84,72	75,34	1,23	
Meb20	3	42,50	33,14	0,73	0,12	5,24	0,66	1,60	0,44	84,56	83,84	1,09	

4.3.1.5. Interprétation des paléosols

La majeure partie de la coupe correspondrait à un unique profil d'altération d'une vingtaine de mètres de puissance caractérisé par des blanchiments. Il se superpose à un paléosol basal et est surmonté par un paléosol plus récent à silcrète.

Le paléosol basal

La base de la coupe des Mottes, comprenant les sables argileux rouge brique et le sable argileux blanc à marbrures ferrugineuses, correspond à un premier paléosol. L'organisation en

gravelles est typique de ce paléosol. Les structures en gravelles sont identiques à celles décrites dans les formations "sidérolithiques" rouges indurées (Chapitre 3). Les gravelles et les grandes cutanes d'illuviation qui leur sont associées forment encore les sables argileux blancs à marbrures ferrugineuses qui surmontent le sable argileux rouge brique basal. Ces deux unités font partie d'un même paléosol dont le sommet a par la suite été affecté par le lessivage d'une partie des oxydes de fer. La teneur en fer plus importante des taches ferrugineuses est à rapporter à une ségrégation et à une recristallisation des oxydes de fer entre les taches ferrugineuses et les taches blanchies.

Le paléosol à taches ferrugineuses

L'ensemble des différents niveaux tachetés se rapporte à un paléosol de nature différente de celle du paléosol inférieur. La première caractéristique de ce paléosol est la préservation des minéraux argilisés et des structures sédimentaires (niveaux sableux préservés avec les niveaux indurés, passés plus grossières à la base des sables argileux ocre, etc.) ce qui exclut une pédoturbation importante. Ce sont là, des altérations relativement profondes, qui préservent les structures de la roche mère, ce sont des saprolites. Les striotubules contenus dans ces niveaux sont vraisemblablement liés au dépôt des matériaux et n'ont effectivement pas été détruits par la pédogenèse. Dans les horizons profonds, les pédoturbations les plus manifestes sont l'individualisation de domaines argileux orientés, les plasmas masépiques, quelquefois squelsépiques et les cutanes de contrainte le long de fentes. Au sommet du paléosol les manchons ferrugineux révèlent des percolations/infiltrations verticales en milieu vadose. La mobilité des oxydes de fer donne les faciès tachetés caractéristiques de ce paléosol. Les structures planaires des taches de décoloration à la base de l'ensemble sont vraisemblablement l'indice d'un niveau de battement ou d'écoulement de nappe. L'accumulation du fer se fait essentiellement dans le niveau argileux ocre verdâtre sous forme de pisolithes et nodules. C'est un horizon de caractère hydromorphe, avec mobilisation (lessivage et précipitation) d'oxydes de fer dans les fentes. Ce paléosol s'installe sur des dépôts sédimentaires argilo-sableux peu matures, à feldspaths, nombreux lithoclastes anguleux et sans trace évidente de dissolution. Il n'est sûrement pas complet, les horizons supérieurs manquent et ont probablement été ravinés par le dépôt des argiles sableuses supérieures. A la base, il affecte et incorpore à son profil le paléosol inférieur qui a été enterré par les dépôts sablo-argileux qui constituent le "corps" de ce paléosol tacheté.

Le paléosol sommital à silcrète

Le paléosol rouge sommital présente des caractéristiques micrographiques similaires à celles du paléosol basal, caractérisées par la présence de gravelles. Il est marqué par la présence d'un silcrète pédogénique intercalé au sein du paléosol. Ce silcrète est un niveau repère couronnant l'ensemble de la coupe des Mottes et de la Vallée des Saints. La structuration des gravelles semble s'être faite après développement du silcrète noduleux, en effet des débris de silcrète sont mêlés aux gravelles illuviées dans des pédostructures et il n'y a pas de gravelles au sein du silcrète. Là aussi on ne peut préciser la puissance du profil initial, avant érosion par les arkoses oligocènes sus-jacentes.

Origine des matériaux

Les grains détritiques de la coupe des Mottes sont presque exclusivement composés d'éléments du socle, grains de quartz polycristallins, quartz onduleux, nombreux grains de mylonite, feldspaths encore reconnaissables ou entièrement argilisés, des sillimanites et des cordiérites très altérées. L'abondance des silicates d'aluminium altérés et des gros clasts anguleux à la base des sables argileux ocre à taches de décoloration du milieu de la coupe fait penser à l'altération *in situ* de débris lithiques grossiers. En revanche, aucun élément siliceux pouvant être interprété comme issu de la couverture mésozoïque (chailles, grès divers, etc.) n'a été identifié, ni en lame mince, ni sur l'affleurement. L'absence d'éléments détritiques en provenance d'une couverture sédimentaire indiquerait, soit que celle-ci avait été totalement érodée au moment des dépôts du Lembron, soit qu'il n'y a jamais eu de couverture sur le socle.

La silicification des niveaux indurés

La silicification qui affecte les deux niveaux indurés vers la base du profil pose problème. On ne peut guère envisager une silicification à opale, concomitante de l'altération lessivante à kaolinite qui est celle du profil tacheté. Vraisemblablement cette silicification est tardive par rapport à

l'altération lessivante. Le fait que la silicification se soit développée dans les niveaux gréseux, plus drainant, suggère qu'elle est liée à des phénomènes de nappe. La silicification de nappe à opale est éventuellement à rapprocher du développement régional d'alunite dans les formations rouges du Lembron, tout comme les silcrètes de nappe à opale-CT et le développement d'alunite sont liés dans les profils blanchis de l'intérieur de l'Australie (Rayot, 1994 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1996). Ces silicifications profondes, et l'alunite éventuellement cogénétique, peuvent être d'âge beaucoup plus récent que les paléoaltérations ferrugineuses.

Oxydes de fer

Les pisolithes goethitiques et les nodules de la coupe des Mottes présentent des substitutions du fer par l'aluminium. Ce type de substitutions a été reconnue depuis longtemps (Correns et Engelhardt, 1941 ; Norrish et Taylor, 1961). Par la suite, les auteurs ont cherché à utiliser les oxydes et hydroxydes de fer substitués comme indicateurs de conditions pédogénétiques. Ainsi, il apparaît que des goethites fortement substituées (15 à 30 % de Al) se rencontrent dans les sols lessivés très matures, voire les bauxites, acides et non-hydromorphes, et des goethites plus faiblement substituées (0 à 15 % de Al) dans des sols et des horizons hydromorphes modérément acides et dans les environnements carbonatés (Fritzpatrick et Schwertmann, 1982 ; Cantinolle *et al.*, 1984 ; Muggler *et al.*, 2001). Les auteurs s'accordent aussi pour considérer que l'hématite est généralement moins fortement substituée que la goethite (Fritzpatrick et Schwertmann, 1982 ; Cantinolle *et al.*, 1984 ; Muggler *et al.*, 2001). L'incorporation de l'aluminium aux oxydes de fer résulterait essentiellement de l'épigénie de la kaolinite par les oxy-hydroxydes de fer (Nahon *et al.*, 1977). Les taux de substitution calculés pour les pisolithes goethitiques et les nodules de la coupe des Mottes correspondent à ceux donnés dans la littérature pour des horizons hydromorphes et modérément acides.

Interprétation paléoenvironnementale

L'interprétation paléoenvironnementale et paléoclimatique est délicate. Les paléosols présentent les caractères d'une altération fersialitique, ce qui laisse ouvert un large spectre climatique allant de climats tropicaux à saisons contrastées à des climats beaucoup plus humides, voire même perhumides. En revanche, si les silicifications à opale-CT et l'alunite étaient cogénétiques elles indiqueraient des conditions climatiques arides.

Compaction

Comme pour dans les faciès rouges indurés, les formations argilo-sableuses des Mottes ne présentent aucun indice de compaction.

4.3.2. Les formations silicifiées

Des faciès silicifiés massifs sont connus en différents sites et affectent autant les dépôts sédimentaires qui surmontent les cuirasses "sidérolithiques" (cimetière de Madriat, 63), que le socle altéré (La Geneille, Saint Gervazy, 63). Ces silicifications sont essentiellement constituées d'opale-CT et préservent et épigénisent les structures primaires (bois, débris végétaux et minéraux du socle, en particulier les micas). Elles sont très différentes des silicifications liées aux cuirasses rouges (Chapitre 3). Il est possible qu'elles soient tardives par rapport aux paléoaltérations "sidérolithiques" et éventuellement liées au développement de l'alunite dont on n'a pu préciser la chronologie de mise en place.

Les lames minces de la coupe de La Geneille montrent que les gneiss du socle, constitués d'alternances millimétriques de lits de quartz et de lits de micas et d'alumino-silicates (orthose, plagioclases (?), cordiérite, sillimanite, etc.) sont très fortement altérés (Fig. 51a, b). Des grès rouges, constitués de gravelles et de cutanes d'illuviations argilo-ferrugineuses sont plaqués sur ce socle altéré et le pénètrent souvent le long des lits micacés pédoturbés (Thiry *et al.*, 2005). La caractéristique majeure de cet affleurement est sa silicification en opale-CT qui remplace et épigénise littéralement les silicates alumineux altérés, les micas et les cutanes argileuses (Fig. 51c, d, e, f). A l'évidence, cette silicification se fait avec exportation de l'aluminium, mais les oxydes de fer ne sont pas ou guère affectés.

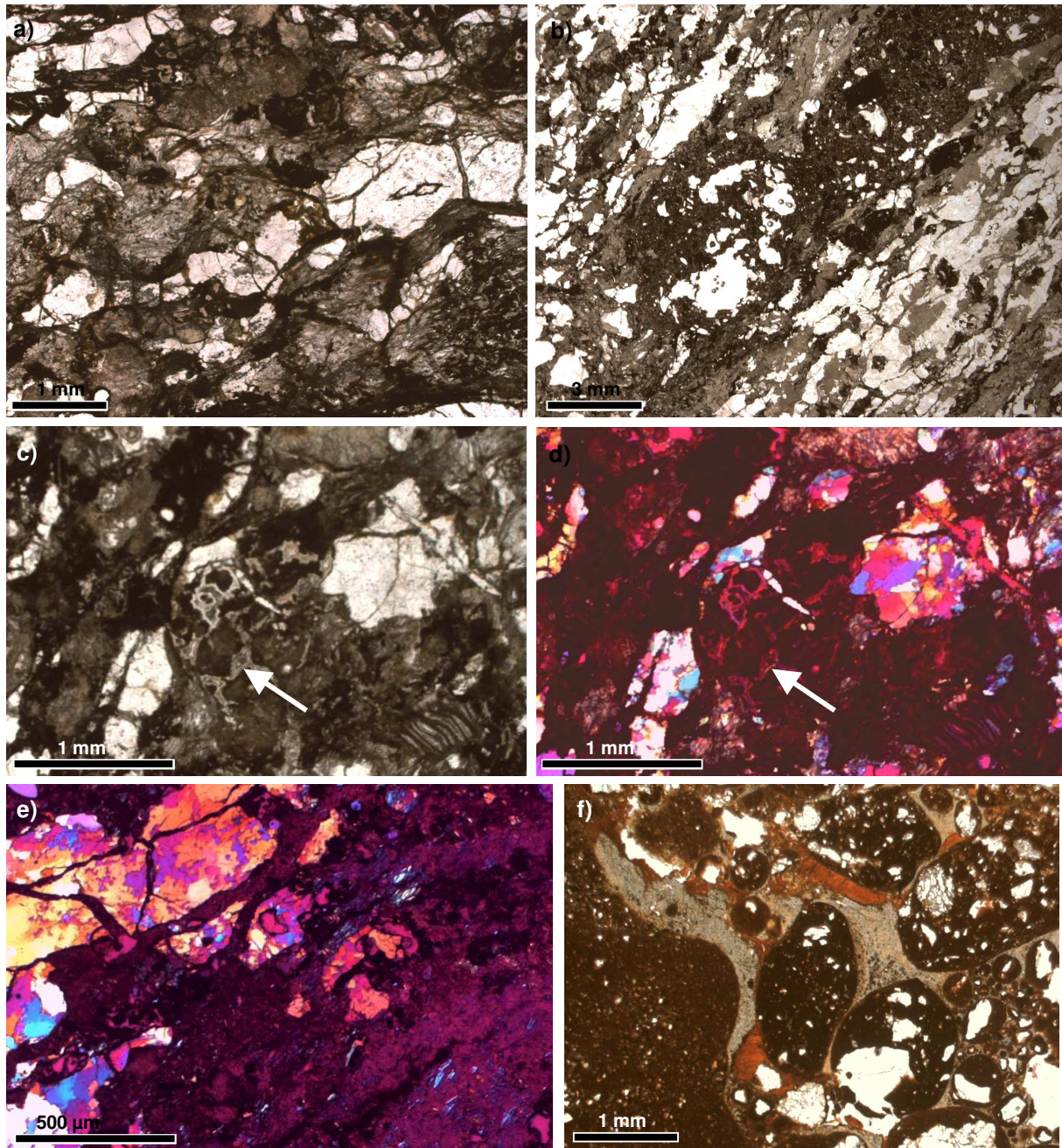


Figure 51 - Micrographie du socle altéré et silicifié de La Geneille (Saint Gervazy, 63). a) Gneiss altéré avec lits de quartz fracturés et lits de micas argilisés ; lumière polarisée. b) Gneiss altéré, les micas altérés apparaissent en gris clair, les matériaux plus sombres au centre de la figure correspondent à des matériaux pédoturbés, la morphologie ronde est un remplissage de terrier avec de grands méats vides ; lumière polarisée. c) Gneiss altéré dans lequel on distingue encore clairement un gros mica exfolié ; des fentes (de retrait ?) sont cimentées par de la silice (flèche). d) La lame teinte sensible révèle que le fond matriciel, y compris les gros micas, est entièrement remplacé par de l'opale, avec préservation des structures, c'est de l'épigénie. e) Gneiss altéré ; la lame teinte sensible révèle également un fond matriciel épigénisé par l'opale. f) Remplissage d'un pédotubule par des gravelles ; les grandes cutanes d'illuviation argilo-ferrugineuses (rouge-orangé) qui occupaient les espaces intergranulaires ont été remplacées par de l'opale (en clair) ; lumière polarisée.

Fig. 51 – Micrography of weathered silicified basement of La Geneille section (Saint Gervazy, 63). a) Weathered gneiss with fractured quartz beds and argillised mica beds; plane polarized light. b) Weathered gneiss, weathered micas appear light grey, darker materials correspond to pedoturbated materials, round morphology corresponds to burrows infilling ; plane polarized light. c) Weathered gneiss in which we distinguish exfoliated mica ; cracks are cemented by silica (arrow). d) the additional λ (quartz) plate reveals that the matrix and micas are replaced by opal with structures preservation. e) Weathered gneiss, the matrix is replaced by opal. f) Burrow infilled by gravels ; the ferruginous illuviation cutans (red-orange) that took place in intergranular spaces have been replaced by opal (light) ; plane polarized light.

4.4. LES COUPES ETUDIEES

C'est dans le secteur du Lembron qu'ont été effectuées le plus d'analyses pour l'étude du paléomagnétisme. Ceci en raison de la variabilité des faciès, mais aussi et surtout en raison de la complexité des signaux enregistrés qui nécessitait la multiplication des échantillons et des sites pour donner une signification statistique appuyée aux résultats. Au total 12 sites ont été échantillonnés (Fig. 52). Les coupes se disposent sur un secteur d'environ 5 x 2 km en bordure de la Limagne, à cheval sur l'escarpement de faille qui limite le graben à l'Ouest. Les formations rouges sont directement liées aux paléopaysages : autour des reliefs de socle, appuyés contre les escarpements de faille ou remplissant des paléovallées (Thiry *et al.*, 2004). Leur étude a été complétée par l'implantation et l'étude de 17 sondages à la tarière autoportée du BRGM. Ces sondages ont été effectués dans le double but de reconnaître la nature et la composition des terrains meubles non affleurants et dans l'espoir de retrouver des niveaux d'alunite qui ont été exploités anciennement dans le secteur pour les dater par radiochronologie K/Ar.

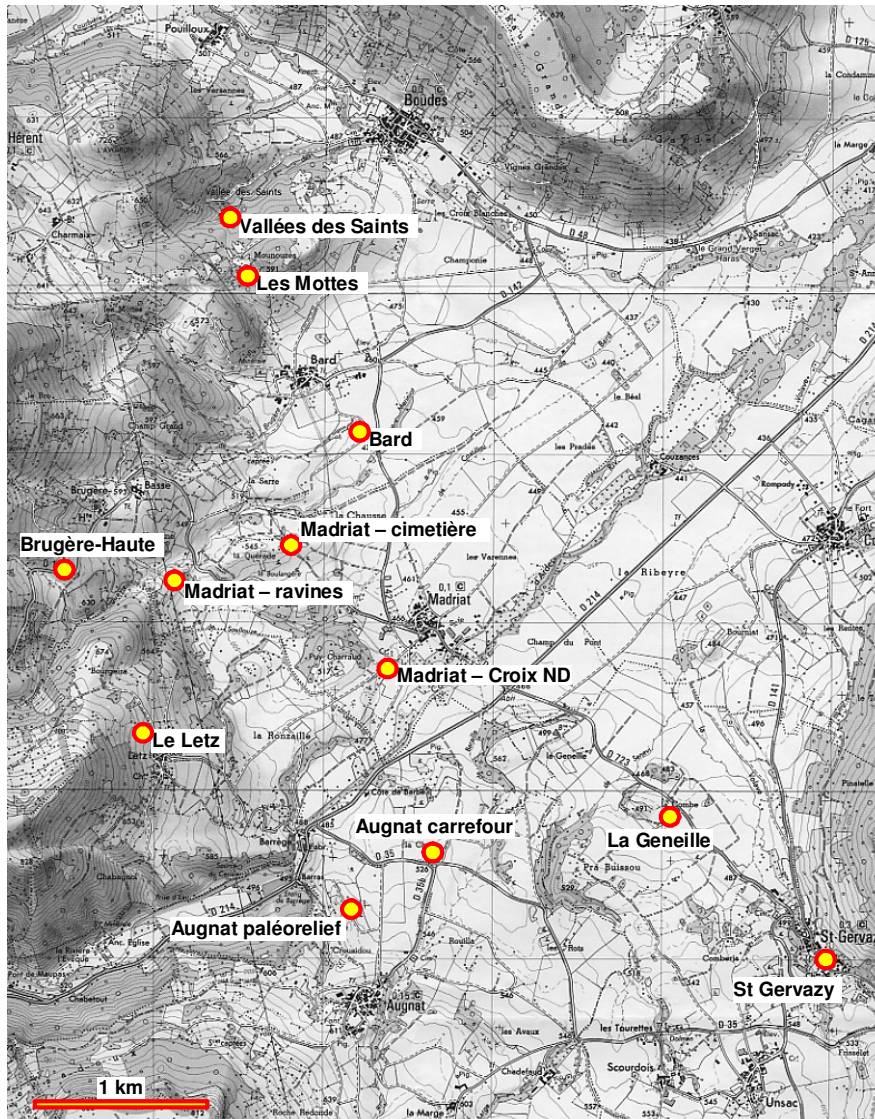


Figure 52 - Situation des coupes prélevées et étudiées pour le paléomagnétisme dans les formations "sidérolithiques" du Lembron.

Fig. 52 – Location of the studied sections of the siderolithic formations in the Lembron area.

4.4.1. Les formations rouges indurées

Directement posées sur le socle et souvent "moulant" des paléoreliefs du socle, les formations rouges indurées sont l'équivalent des "cuirasses" rouges décrites ailleurs dans le Massif central, tout à fait comparables à celles de Naussac, du Rouget, du bassin de Cosnes-d'Allier et du fossé du Cher, avec terriers de termites et blanchiments accompagnés de silicifications. Ce sont les coupes de La Geneille, de Brugères, du Letz, de Madriat et d'Augnât décrites ci-dessous.

4.4.1.1. Madriat – Croix Notre-Dame (Madriat, 63)

L'affleurement de Croix Notre-Dame surplombe le village de Madriat au Sud-Est. C'est le site d'anciennes exploitations d'alunite. Les formations rouges affleurent en bordure du chemin conduisant au Letz, à quelques 100 m du village. Ce sont des formations rouges typiques, à gravelles et grandes cutanes d'illuviation argilo-ferrugineuse. Des sondages à la tarière autoportée effectués par le BRGM ont permis d'établir que le secteur de la Croix Notre-Dame est appuyé sur un escarpement du socle, probablement d'origine tectonique.

4.4.1.2. Madriat – ravines (Route D142, Madriat, 63)

Des formations rouges typiques affleurent dans des ravines entre Madriat et Brugère-Basse. Une coupe d'environ 4 à 5 m d'épaisseur est exposée dans des ravines d'érosion au revers du ruisseau d'Aiguevieille (Fig. 53). La formation rouge est appuyée contre un escarpement du socle qui affleure au fond du ruisseau. Des sondages à la tarière autoportée effectués par le BRGM permettent de préciser que l'escarpement de faille en arrière des ravines est subvertical (cuirasse réduite de 2 ou 3 m d'épaisseur à 5 m en arrière des affleurements) (Thiry *et al.*, 2006). Le socle a été traversé sur plus de 25 m, constitué de schistes altérés rouges, bruns et verdâtres. De l'alunite a été reconnue dans la partie supérieure de la coupe.

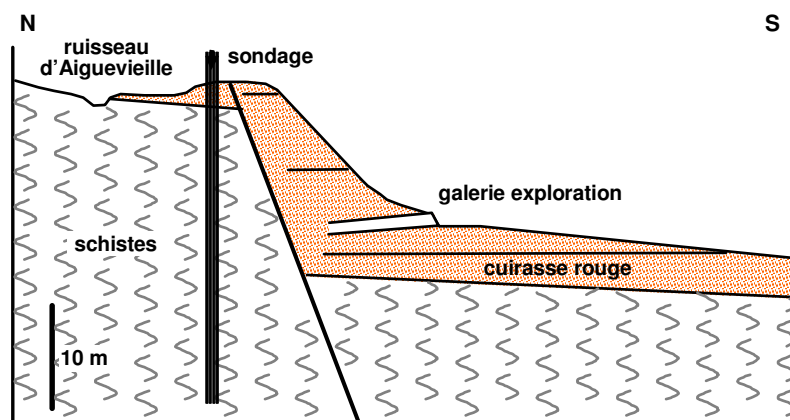


Figure 53 - Coupe géologique schématique des affleurements "siderolithiques" des ravines de Madriat, (63) voisinage route D142 de Madriat à Brugères.

Fig. 53 – Schematic geological section of the siderolithic outcrops of the Ravines de Madriat section (63) near road D 142 from Madriat to Brugères.

Ce site a été le siège de prospection pour l'alunite en 1941 et il subsiste l'entrée d'une galerie de reconnaissance. La coupe ne présente aucun contraste lithologique qui puisse indiquer la structure du dépôt sédimentaire, seul existe un niveau décimétrique de grès, visible sur moins de 1 m au sommet de la coupe et qui est bien en position horizontale.

La formation rouge est similaire à celle de la base de la coupe des Mottes. Elle est complètement bioturbée par des terriers d'environ 1 cm de diamètre qui confèrent un débit noduleux à la surface affleurante. Les lames minces montrent des traits pédologiques similaires aux autres formations rouges, avec gravelles à enveloppes de cutanes argilo-ferrugineuses, grandes illuviations argilo-ferrugineuses d'un rouge soutenu entre les accumulations granulaires de gravelles, et en l'absence de gravelles, un fond matriciel à plasma squelsépique ou asépique.

4.4.1.3. Brugère-Haute (Madriat, 63)

Les formations rouges de Brugère-Haute sont également appuyées contre un escarpement de socle altéré, mais à environ 90 m plus haut que l’affleurement des ravines de Madriat, donc sur un second paléoescarpement du socle ou sur un autre panneau de faille. La formation rouge affleure en plusieurs points, la coupe échantillonnée est située en bordure de la RD 142, juste après le grand virage à droite en direction de Le Fromental. Le site correspond à une ancienne carrière (pierres de construction ? ou bauxite et/ou alunite ?).

La formation rouge y présente les mêmes caractères que dans les autres sites, avec nombreuses bioturbations à remplissage de gravelles et grandes cutanes d’illuviations argilo-ferrugineuses.

4.4.1.4. Le Letz (Madriat,63)

Les formations rouges du Letz sont du même type que celles observées aux Ravines de Madriat ou Brugère-Haute avec un débit noduleux caractéristique. L’affleurement se situe plus haut que ceux des Ravines de Madriat et de Brugère-Haute, sur un autre panneau de faille.

4.4.1.5. Augnat – carrefour (Route RD35 Augnat, 63)

Les aménagements du carrefour de la route D35 avec l’embranchement de la D35B qui mène au village d’Augnat ont dégagé la cuirasse rouge "sidérolithique" sur 1 à 1,50 m de hauteur et sur près de 100 m de long. La cuirasse est relativement massive, de couleur brun soutenu. Des terriers et des gravelles y sont bien visibles.

4.4.1.6. Château de Saint Gervazy (Saint Gervazy, 63)

La cuirasse "sidérolithique" affleure au château féodal de St-Gervazy qui est construit dessus. L’affleurement est particulièrement frais et bien accessible dans les caves du château. C’est une cuirasse rouge, relativement massive, avec quelques fentes verticales marquées par des remplissages noduleux. La cuirasse est entièrement composée de gravelles et pétrie de terriers de termites dont de nombreux sont blanchis.

4.4.2. Les sables et argiles bariolées

4.4.2.1. Les Mottes (Boudes, 63)

La coupe des Mottes, épaisse d’un vingtaine de mètres, présente de nombreux horizons bien différenciés. Des unités ont été séparées sur des critères lithologiques (granulométrie, couleur, etc.), de la base de la coupe (Unité A) vers le sommet (Unité H) (Fig. 45). La majeure partie de la coupe correspond à un unique profil d’altération développé *in situ*. Il est superposé à un paléosol plus ancien dont la partie supérieure est incorporée à l’horizon saprolitique du profil. Un paléosol à silcrète vient se superposer à l’ensemble.

4.4.2.2. Vallée des Saints (Boudes, 63)

Les faciès de la Vallée des Saints sont complètement différents de ceux du Cirque des Mottes à environ 200-300 m au Sud. Les faciès sont entièrement sableux, grossiers (Fig. 54). On n’y reconnaît ni la cuirasse rouge basale, ni le niveau argileux hydromorphe à pisolithes, ni l’horizon à rhyzolithes ferrugineux. Le seul repère lithologique commun est le niveau de silcrète pédogénétique colonnaire qui couronne la coupe. Il est difficile d’établir des corrélations entre les coupes du cirque des Mottes et celle de la Vallée des Saints. Seuls les niveaux sablo-argileux blanchis de la partie supérieure de la coupe des Mottes (sous les rhyzolithes ferrugineux) pourraient être rapprochés des sables argileux de la Vallée des Saints. Ces derniers correspondraient alors à un épaississement de cette unité au niveau d’un chenal fluviatile majeur. La structuration d’ensemble des blanchiments est à imputer à un horizon d’altération profond, du type saprolite, comme celui de la base du paléoprofil des Mottes.

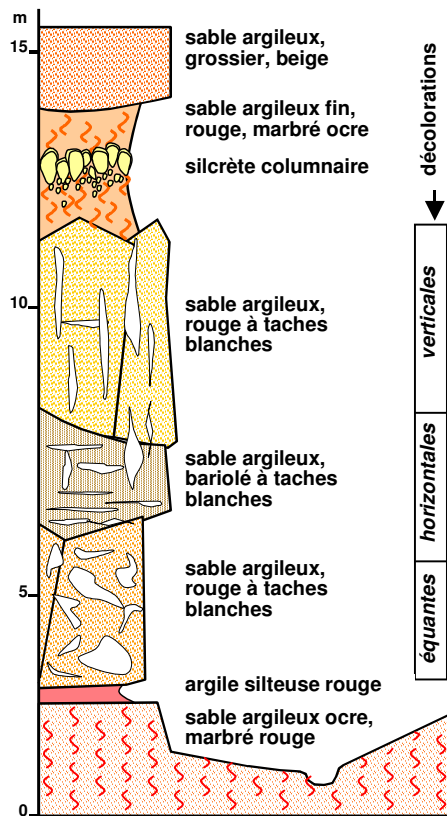


Figure 54 - Coupe lithologique des formations sableuses de la Vallée des Saints (Boudes, 63). Les sables sont relativement grossiers (gros sel), avec des ravinelements intraformationnels marqués. La structuration des taches blanches de décoloration montrent une séquence passant de structures verticales à la partie supérieure, à des structures principalement horizontales, puis plus isométriques au-dessus des niveaux plus argileux de la base.

Fig. 54 – Lithologic section of sandy formations of the Vallée des Saints outcrops (Boudes, 63). Sands are coarse with channel structures. The bleached white stains show a sequence with vertical structures at the top, horizontal structures in the more clayey layer of the middle part of the section, and are irregular, without any preferential orientation towards the base.

4.4.3. Les formations silicifiées.

4.4.3.1. Madriat – cimetière (Madriat, 63)

Des formations rouges caractéristiques forment un petit escarpement à environ 1 km au NW du cimetière de Madriat. C'est un ancien secteur minier d'exploitation de l'alunite dont ne subsiste plus que le fontis correspondant à un ancien puits d'extraction. Les formations rouges sont appuyées sur un paléorelief de socle (Fig. 55). Cette coupe est remarquable par la silicification qui la surmonte.

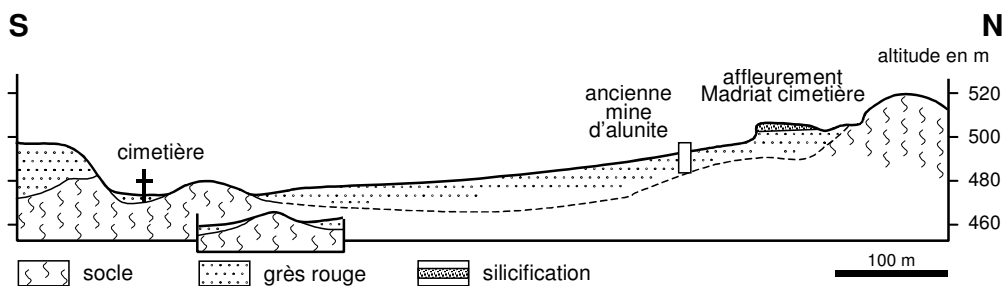


Figure 55 - Coupe géologique passant par le cimetière de Madriat (Madriat, 63). La formation rouge et les silicifications se disposent entre des paléoreliefs du socle.

Fig. 55 – Geological section from Madriat cemetery (Madriat, 63). Red formations and silicifications are located between basement paleoreliefs.

La formation rouge est très similaire à la formation rouge de la base de la coupe des Mottes. Elle est complètement bioturbée par des terriers d'environ 1 cm de diamètre qui donnent à l'affleurement un débit noduleux (Fig. 56). Le quartz et la kaolinite sont les constituants majeurs, accompagnés d'illite-mica, de goethite et d'hématite, et de traces d'anatase. Un niveau silicifié, jaspoïde, d'épaisseur métrique surmonte la formation rouge. Le niveau contient de nombreuses traces de racines et de débris de plantes flottés. Il provient de l'épigénie de faciès argileux. L'opale-CT est le minéral exclusif des faciès jaspoïdes.

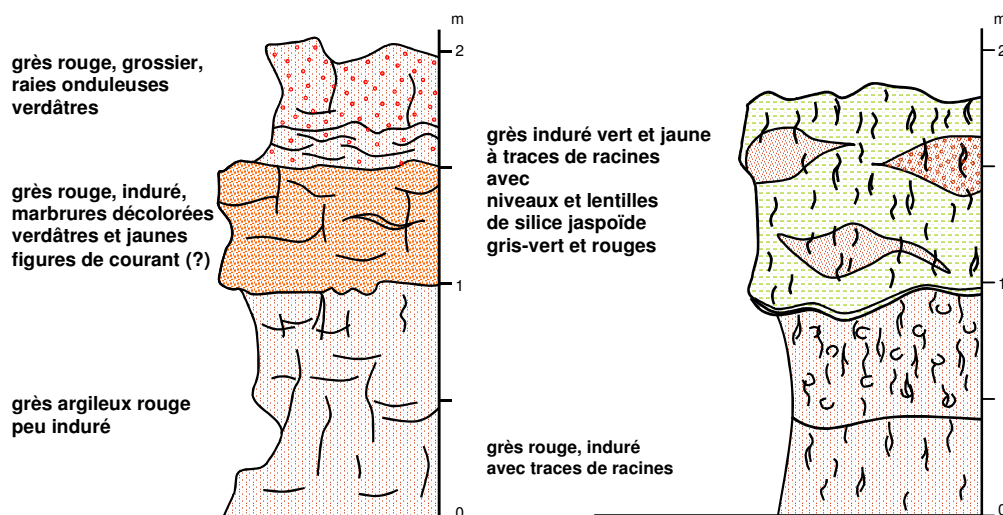


Figure 56 - Coupes lithologiques des formations affleurantes au cimetière de Madriat (Madriat, 63). Les grès argileux rouges sont légèrement indurés. Ils montrent une intense bioturbation par des terriers de diamètre centimétrique et quelques taches et raies de décoloration. La lentille siliceuse qui surmonte la formation rouge est relativement massive, avec nombreuses traces de racines et débris ligneux flottés.

Fig. 56 – Lithological section of outcropping formations of Madriat cemetery (Madriat, 63). Argileous red sandstones are slightly indurated. It show intense bioturbation with centimetric diameter burrows and bleached mottles. The siliceous layer that top the red formation is massive with root traces and ligneous fragments.

4.4.3.2. La Geneille (Saint Gervazy, 63)

A mi-chemin entre Madriat et St-Gervazy, sur la route D723, affleure un petit dôme de socle surmonté d'un pigeonnier au lieu dit La Geneille. Le dôme rocheux de moins de 100 m de diamètre domine les champs environnants d'environ 5 m. L'affleurement consiste en un gneiss fortement altéré, fracturé et rubéfié, dans les anfractuosités duquel subsistent des placages de formation rouge qui affleure tout autour du dôme de socle (Fig. 57).

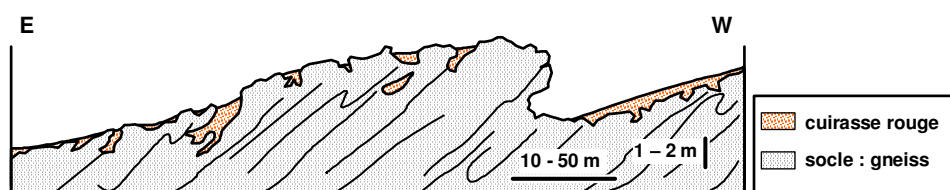


Figure 57 - Coupe schématique de l'affleurement de socle altéré de la Combe (Madriat, 63). Les formations rouges indurées subsistent en plaquages dans les anfractuosités des gneiss altérés.

Fig. 57 – Schematic section of weathered basement outcrop of La Combe (Madriat, 63). Red indurated formations subsist in cracks developed along structural planes of the weathered gneiss.

4.5. ANALYSE PALEOMAGNETIQUE

4.5.1. Les directions paléomagnétiques enregistrées

4.5.1.1. Sites dont les directions d'ARHt sont proches du champ actuel

Trois sites analysés dans le secteur du Lembron ont fourni une composante à haute température mais avec une direction d'ARHt moyenne très proche du champs dipôle actuel (CDA). Par ailleurs, les aimantations sont principalement de polarités normales. Ces sites ne seront pas pris en compte dans le calcul de la paléodirection moyenne générale pour le Lembron compte tenu de probables réaimantations récentes. Pour ces échantillons, des composantes d'aimantation peuvent être définies pour 3 ou 4 paliers de désaimantations successifs. Cependant pour un site, ces directions sont dispersées sur toute la sphère en projection à aires conservées et ne peuvent être interprétées.

Augnat - paléorelief

Dix échantillons prélevés sur la cuirasse ont été mesurés pour le paléomagnétisme. 7 ont fourni une composante haute température cohérente. Pour la plupart des échantillons l'aimantation est détruite entre $\sim 400^{\circ}\text{C}$ et $610\text{-}645^{\circ}\text{C}$ (Fig. 56a). Les directions d'ARHt sont bien groupées (Fig. 58b), mais proche du CDA (Tab. XIII). Le CDA est compris dans le cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

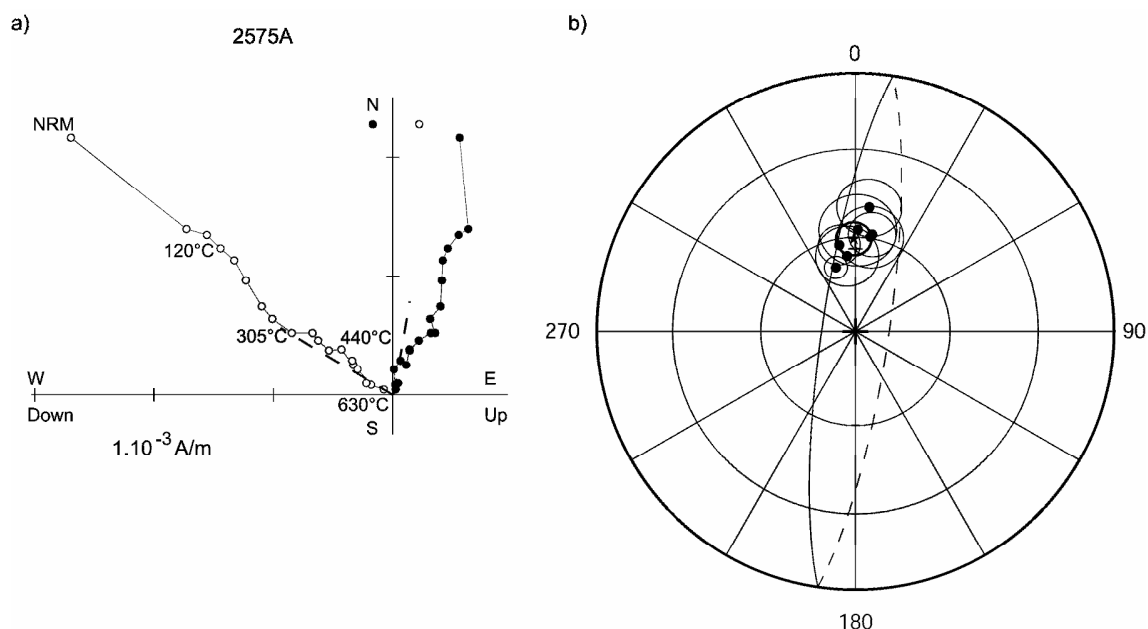


Figure 58 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site d'Augnat paléorelief. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 58 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Augnat paleorelief). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

Madriat – Croix Notre-Dame

Sept échantillons ont été traités pour le site de Madriat – Croix Notre-Dame. Les directions d'ARHt sont bien définies entre 120°C et $610\text{-}645^{\circ}\text{C}$ (Fig. 59a,b). Un grand cercle de réaimantation a été défini pour un échantillon. Comme pour le site d'Augnat - paléorelief, la direction moyenne obtenue à partir des 5 directions d'ARHt et du grand cercle est très proche du CDA (Tab. XIII). Le cône de confiance à 95 % autour de la moyenne tangente la direction du CDA (Fig. 59c).

Madriat - ravines

Dix-sept échantillons ont été analysés pour le site des Ravines de Madriat. 15 présentent une direction paléomagnétique relativement bien définie jusqu'à $610\text{-}650^{\circ}\text{C}$ (Fig. 60a,b). Ces directions d'aimantation ont également été reportées en projection à aires conservées (Fig. 60c). La direction moyenne est proche du CDA (Tab. XIII). La direction du CDA est à la limite du cône de confiance.

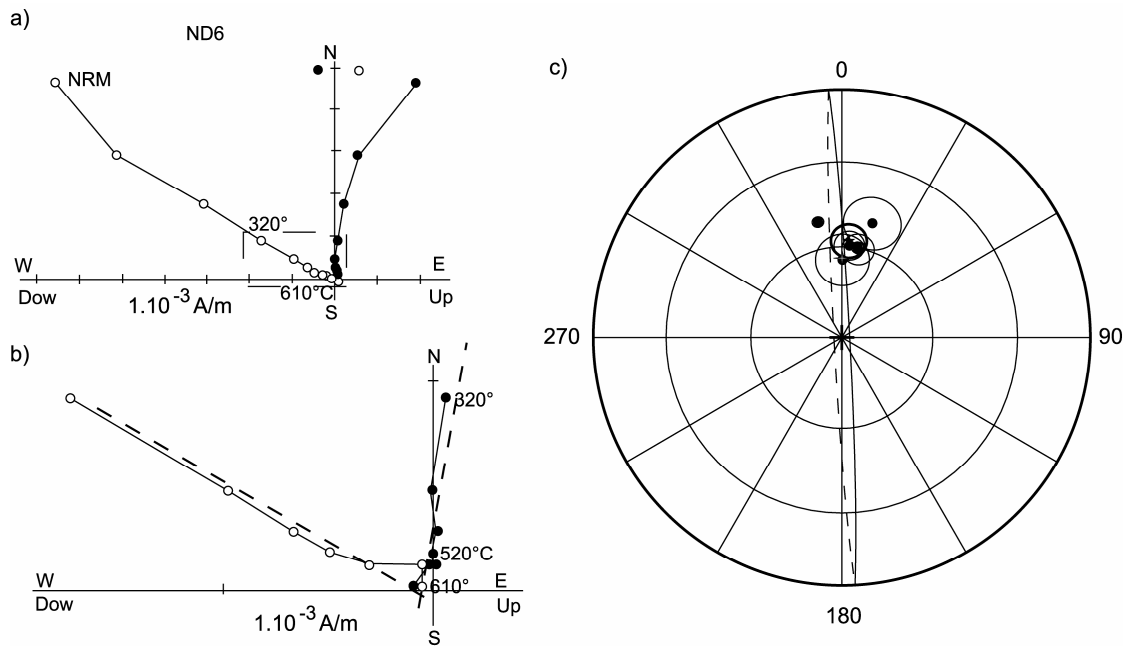


Figure 59 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Madriat Croix Notre-Dame. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Zoom sur la fin de la désaimantation. c) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 59 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Madriat Croix Notre Dame). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Zoom on the demagnetization. c) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

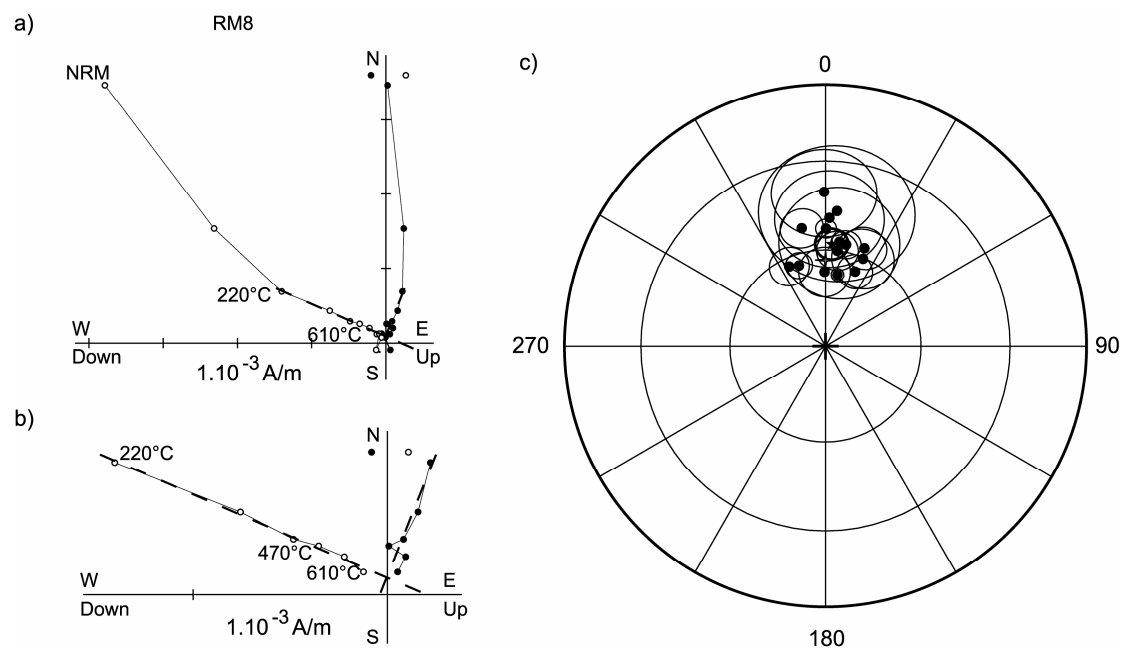


Figure 60 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site Madriat - ravines. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Zoom sur la fin de la désaimantation. c) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 60 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Madriat Ravines). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Zool on the demagnetization. c) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

4.5.1.2. Sites dont les directions d'aimantation diffèrent du CDA

Six sites analysés dans le Lembron ont fourni des directions d'ARHt bien définies à haute température et différentes du CDA. Elles présentent une distribution fisherienne. Une moyenne a été calculée pour chacun des sites (Tab. XIII).

Vallée des Saints

Vingt-six échantillons de la Vallée des Saints ont été traités. La plupart des échantillons présentent un signal très mal défini à haute température. Pour 8 échantillons, une direction d'aimantation peut être définie entre 610 et 645°C (Fig. 61a). Les aimantations présentent les deux polarités regroupées en deux ensembles quasi-antipodaux (Fig. 61b). La direction moyenne calculée est listée dans le tableau XIII. Sa déclinaison est de 353,7°, son inclinaison de 47,5° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 8,0°.

Augnat - carrefour

Dix échantillons ont été traités sur ce site et 2 échantillons ont été rejetés. La direction d'aimantation caractéristique est définie entre 580°C et 610°C (Fig. 62a, b). Toutes les aimantations sont de polarité normale (Fig. 62c). La direction d'ARHt moyenne calculée pour ce site présente une déclinaison de 357,4°, une inclinaison de 48,3° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 7,7°C (Tab. XIII).

Le Letz

Onze échantillons ont été traités pour le site du Letz. 6 échantillons ont été rejetés car ils présentaient un signal instable au-dessus de 400°C. Pour les autres échantillons, la direction d'ARHt est définie entre 420°C et 610-630°C (Fig. 63a). Les directions d'ARHt sont reportées en projection à aires conservées (Fig. 63b). Les directions d'ARHt présentent les deux polarités. La direction moyenne présente une déclinaison de 354,5°, une inclinaison de 50,4° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 8,8° (Tab. XIII).

Brugère-Haute

Douze échantillons ont été traités pour ce site. Les directions d'aimantation sont mal définies après la destruction vers 400°C d'une composante de direction proche du champ actuel (Fig. 64a). Cependant, si on contraint les droites de régression à passer par l'origine, et si l'on admet une déviation angulaire jusqu'à 30°, des directions d'ARHt ont pu être définies pour 60 % des échantillons (Fig. 64b). Les aimantations présentent les deux polarités. La direction moyenne est relativement bien définie (Fig. 64c). Elle présente une déclinaison de 354,0°, une inclinaison de 49,7° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 8,2° (Tab. XIII).

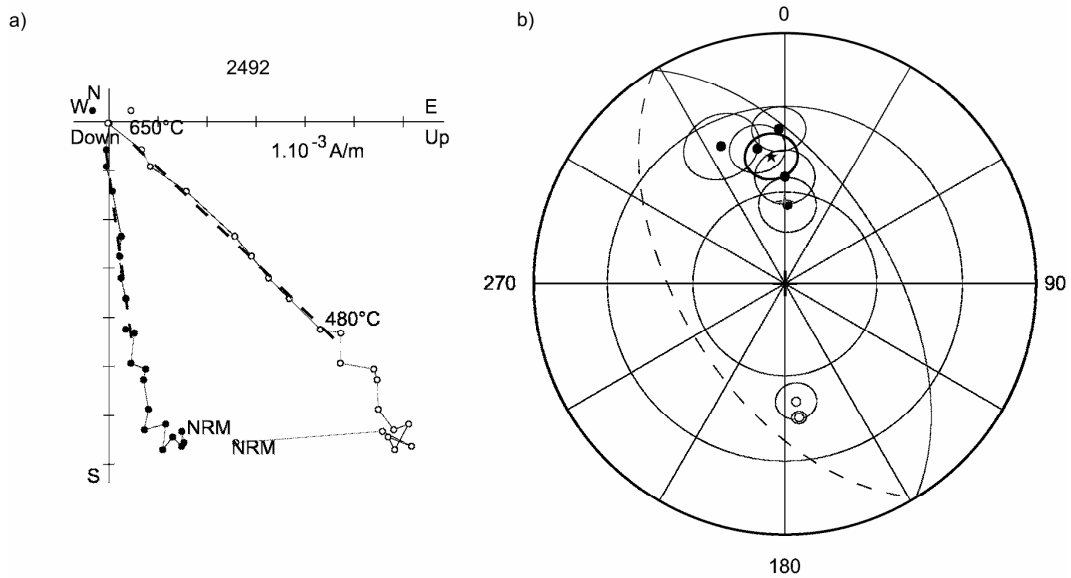


Figure 61 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de la Vallée des Saints. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 61 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Vallée des Saints). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

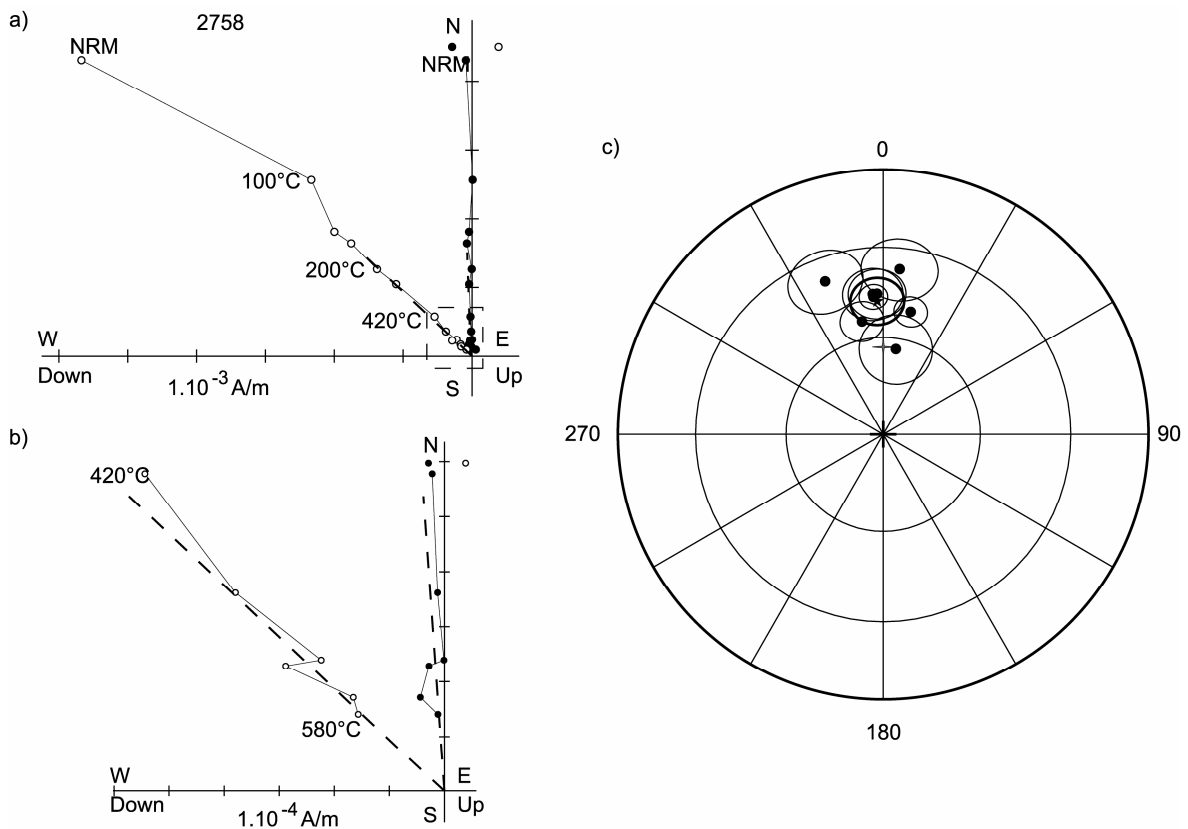


Figure 62 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site d'Augnat-carrefour. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Zoom sur la fin de la désaimantation. c) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 62 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Augnat carrefour). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Zoom on the demagnetization. c) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

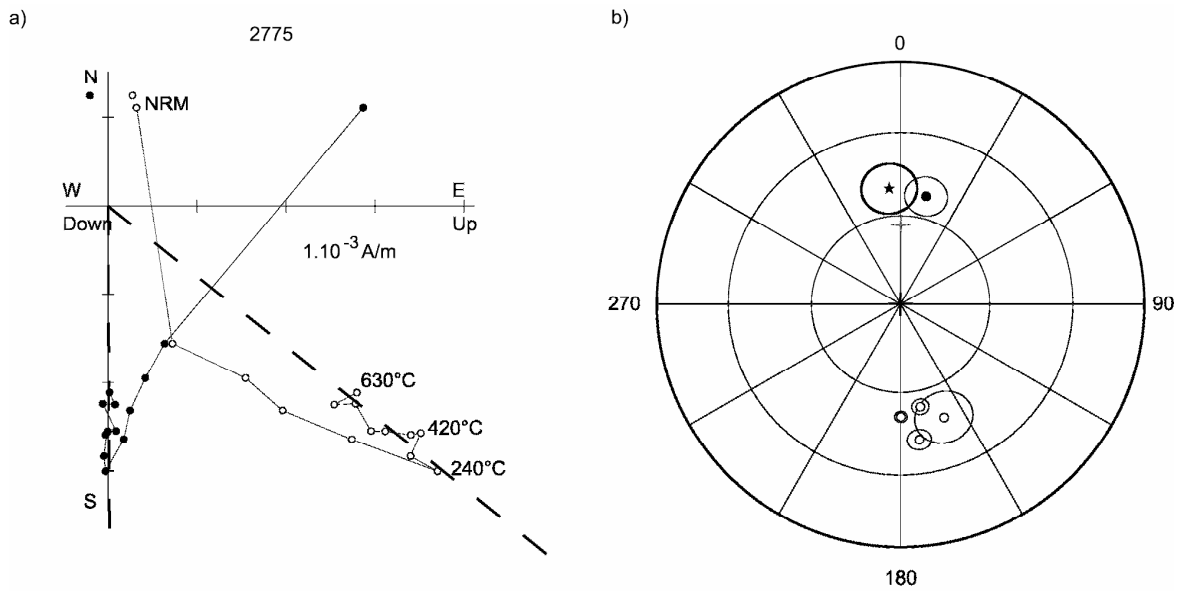


Figure 63 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site du Letz. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 63 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Le Letz). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

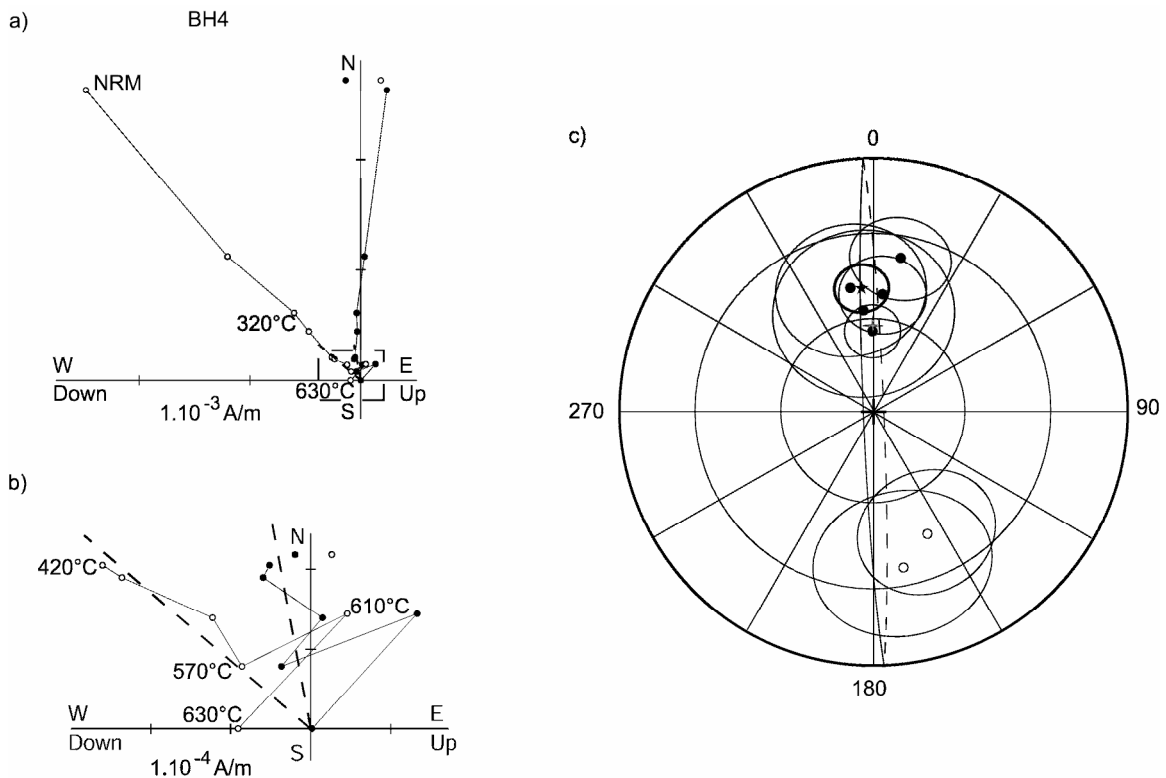


Figure 64 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Brugère-Haute a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Zoom sur la fin de la désaimantation. c) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 64 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Brugère-Haute). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Zoom on the demagnetization. c) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

Madriat - cimetière

Douze échantillons ont été traités pour le site du Cimetière de Madriat. Comme pour le site de Brugère-Haute, les directions d'aimantation deviennent instables au-dessus de 400°C (Fig. 65a, b). Avec les mêmes tolérances qu'à Madriat, des directions d'ARHt ont pu être définies pour 8 échantillons, avec des températures de déblocage allant jusqu'à 630°C (Fig. 65b). Les aimantations sont toutes de polarité normale (Fig. 65c). La direction d'ARHt moyenne obtenue a une déclinaison de 2,8°, une inclinaison de 46,4° et un cône de confiance à 95 % autour de la moyenne de 9,7° (Tab. XIII).

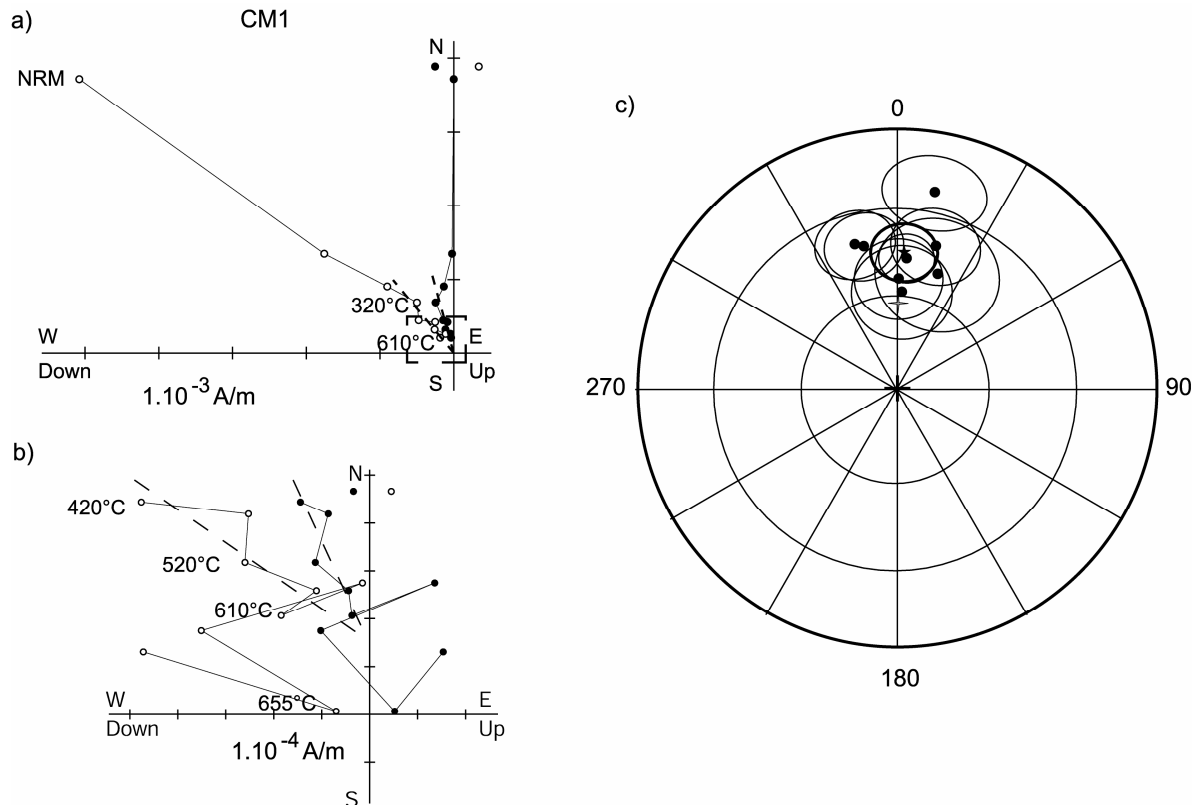


Figure 65 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site du cimetière de Madriat. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Zoom sur la fin de la désaimantation. c) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 65 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Madriat cemetery). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Zoom on the demagnetization. c) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

La Geneille

Plusieurs profils (lignes) ont été échantillonnés sur le flanc sud du paléorelief de ce site. La plupart des échantillons montrent une direction d'ARHt bien définie entre ~ 300 et $630\text{-}680^\circ\text{C}$ (Fig. 66a). L'ensemble des directions d'ARHt calculées sont très bien groupées. Les aimantations sont toutes de polarité inverse (Fig. 66b). La direction moyenne calculée, de déclinaison $161,7^\circ$ et d'inclinaison $-52,8^\circ$, présente un cône de confiance à 95 % autour de la moyenne de $3,7^\circ$ (Tab. XIII).

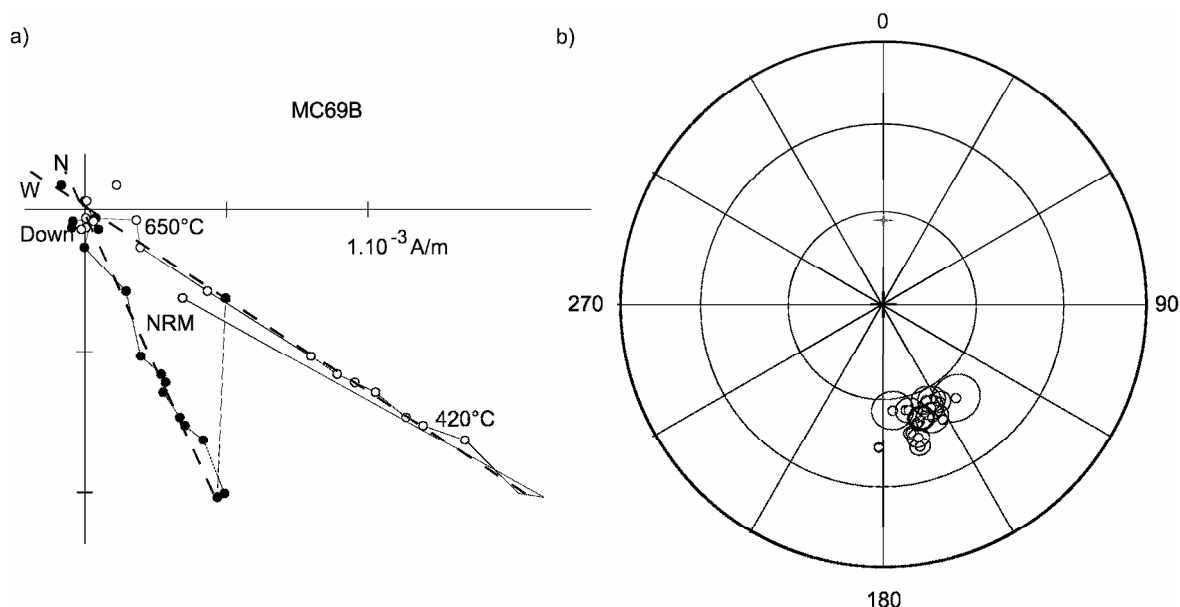


Figure 66 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de La Geneille. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 66 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (La Geneille). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

4.5.1.3. Un site composite: Les Mottes

Unité A

Dix-huit échantillons ont été analysés pour l'unité A. Les directions d'aimantation deviennent instables au-dessus de 630°C (Fig. 67a). Les directions d'ARHt ont été définies entre $\sim 300^\circ\text{C}$ et $520\text{-}630^\circ\text{C}$. En projection à aires conservées, les directions sont bien groupées et leur aimantation est de polarité normale (Fig. 65b). La direction moyenne (déclinaison : $358,8^\circ$, inclinaison : $57,6^\circ$, rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne: 4,5) est proche du CDA (Tab. XIII).

Unité B

Dix-huit échantillons ont été analysés pour l'unité B. Les directions d'aimantation ont été définies entre $120\text{-}535^\circ\text{C}$ et $420\text{-}645^\circ\text{C}$. (Fig. 68a). La plupart des échantillons présentent une aimantation de polarité normale. Deux échantillons présentent une aimantation de polarité inverse (Fig. 68b). La direction d'ARHt moyenne (déclinaison : $3,8^\circ$, inclinaison : $63,2^\circ$, rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne: $5,8^\circ$) est proche du CDA (Tab. XIII).

Unité C

Vingt et un échantillons ont été analysés pour l'unité C. Seulement 9 présentent une aimantation bien définie à haute température. L'aimantation est détruite en moyenne autour de 650°C (Fig. 69a). En projection à aires conservées les directions d'ARHt sont bien groupées. L'aimantation est de polarité inverse (Fig. 69b). Un grand cercle a été défini pour un échantillon. La direction

moyenne calculée présente une direction de $168,9^\circ$, une inclinaison de $-46,5^\circ$ et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de $4,7^\circ$ (Tab. XIII).

Unité D

Quinze échantillons ont été mesurés pour l'unité D. Une aimantation est bien définie à haute température avec des températures de déblocage autour de 645°C en moyenne (Fig. 70a). Les aimantations sont de polarité inverse (Fig. 70b). La direction moyenne présente une déclinaison de $170,8^\circ$, une inclinaison de $-25,4^\circ$ et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de $5,8^\circ$ (Tab. XIII).

Unité E

Sept échantillons ont été analysés pour l'unité E. Les directions d'aimantation caractéristique ont été définies autour de 680°C (Fig. 71a). Les directions sont de polarité inverse (Fig. 71b). La direction d'ARHt moyenne présente une déclinaison de $176,0^\circ$, une inclinaison de $-39,7^\circ$ et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de $6,7^\circ$ (Tab. XIII).

Unité G

Pour le sous-site G seulement 7 échantillons sur 25 montrent une aimantation bien définie jusqu'à 645°C (Fig. 72a). Ce sont surtout les échantillons prélevés dans les rhyzolites où l'hématite est présente en fortes teneurs (jusqu'à près de 80 % de la roche totale estimé par DRX). Les directions d'ARHt sont reportées en projection à aires conservées (Fig. 72b). Les aimantations sont toutes de polarité inverse. La direction d'ARHt moyenne présente une déclinaison de $171,5^\circ$, une inclinaison de $-47,5^\circ$ et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de $4,0^\circ$ (Tab. XIII).

Unité H

Seuls 3 échantillons ont été mesurés pour le sous-site H. Leur aimantation est détruite au-dessus de 645°C (Fig. 73a). Les directions d'ARHt sont reportées en projection à aires conservées (Fig. 73b). Les aimantations sont toutes de polarité normale. La direction moyenne est proche du CDA Elle présente une déclinaison de $353,8^\circ$, une inclinaison de $57,9^\circ$ et le rayon du cône de confiance autour de la moyenne est de $8,3^\circ$ (Tab. XIII).

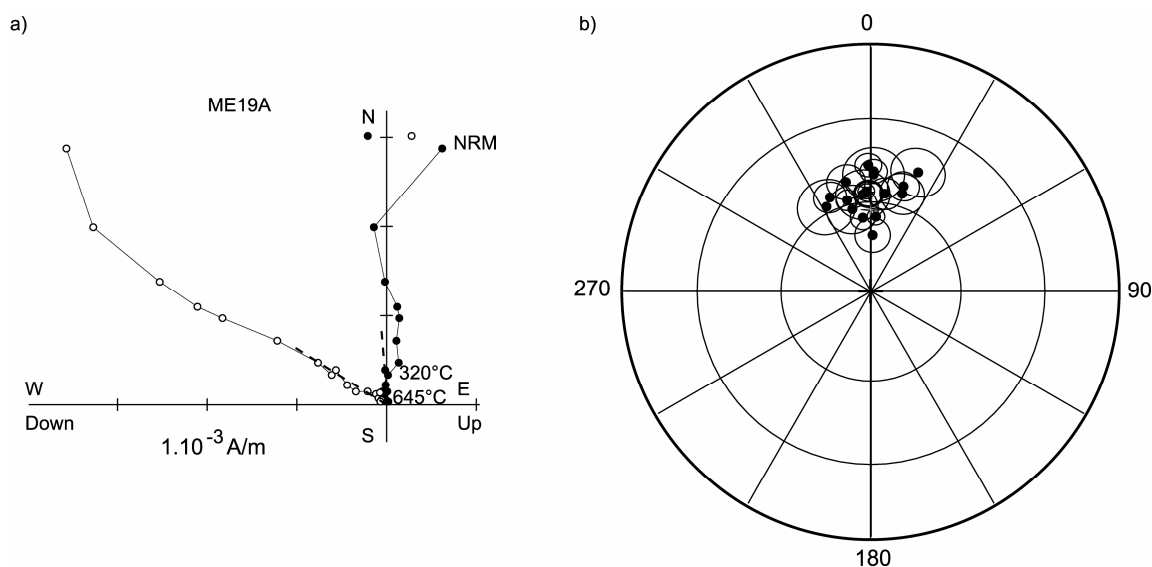


Figure 77 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité A des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 77 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes – Unit A). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

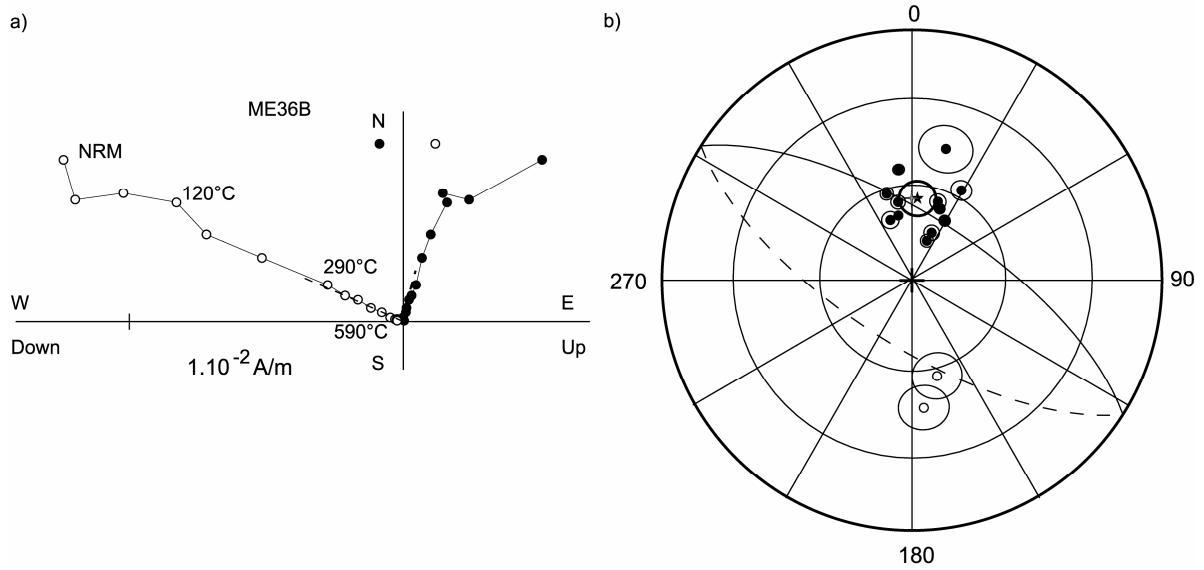


Figure 68 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité B des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 68 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes Unit B). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

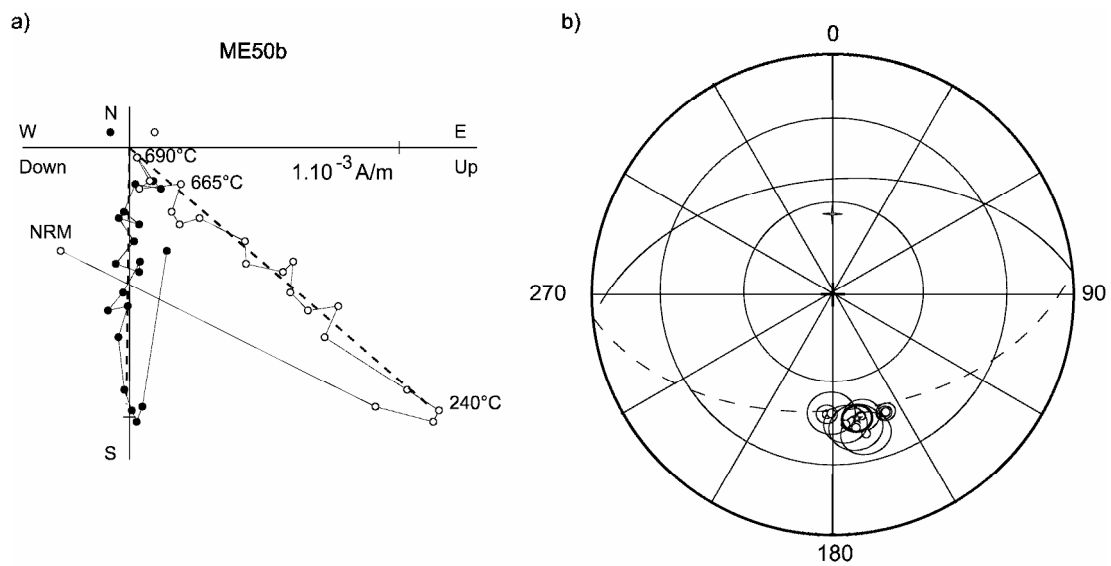


Figure 69 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité C des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 69 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes Unit C). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

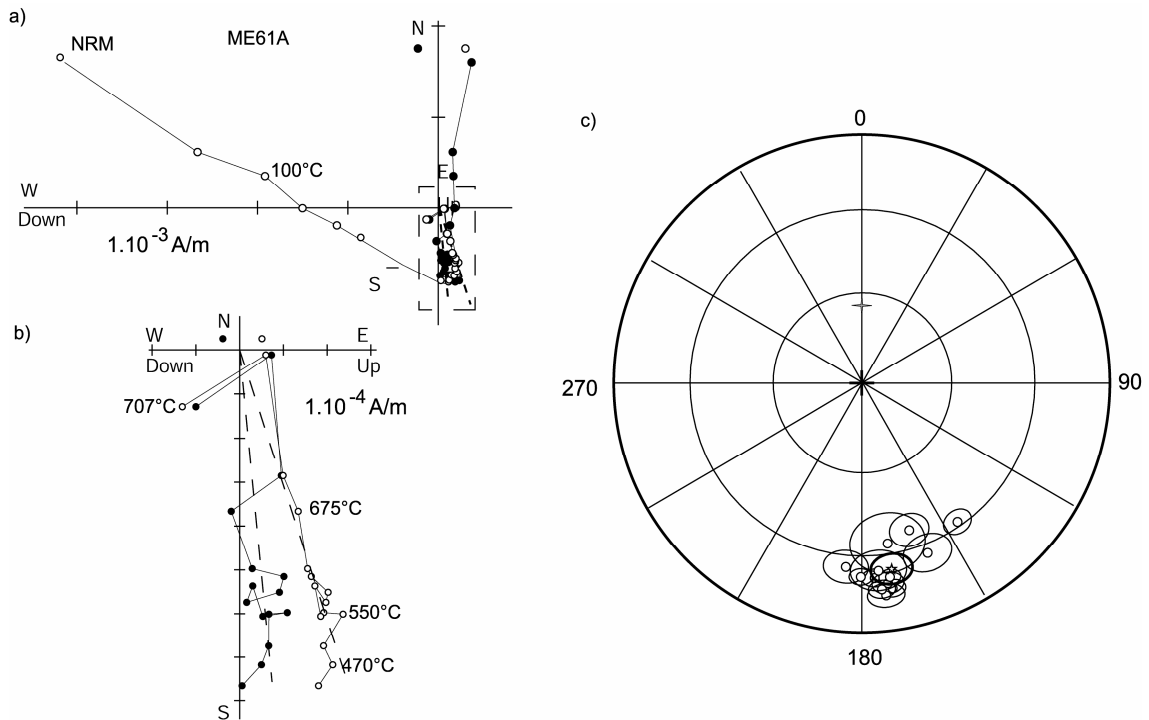


Figure 70 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité D des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Zoom sur la fin de la désaimantation. c) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 70 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes Unit D). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Zoom on the demagnetization. c) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

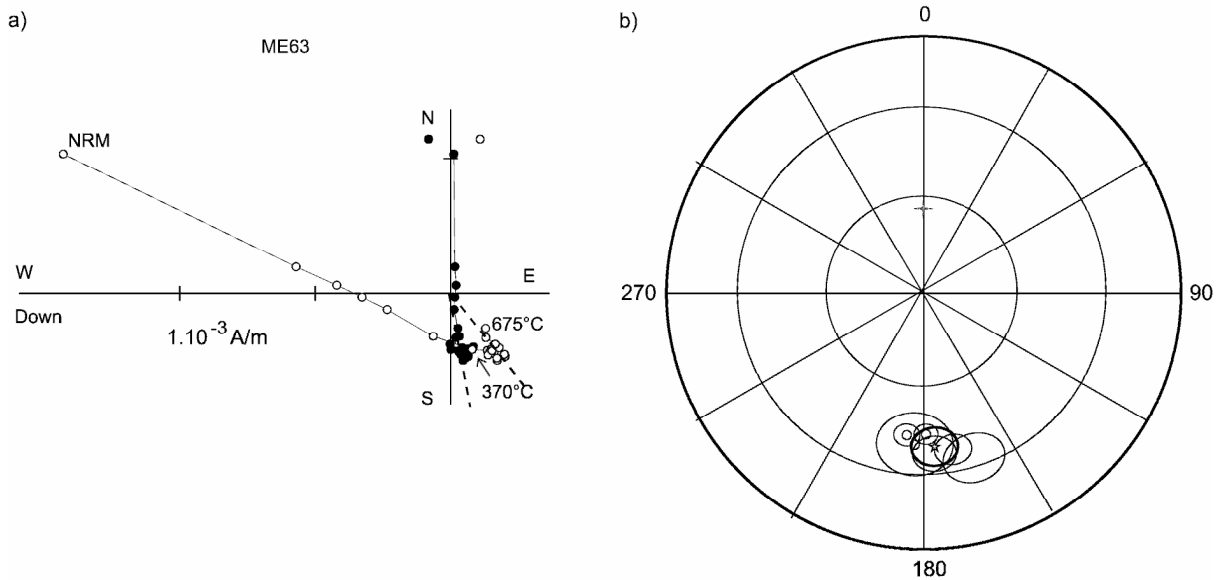


Figure 71 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité E des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 71 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes Unit E). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

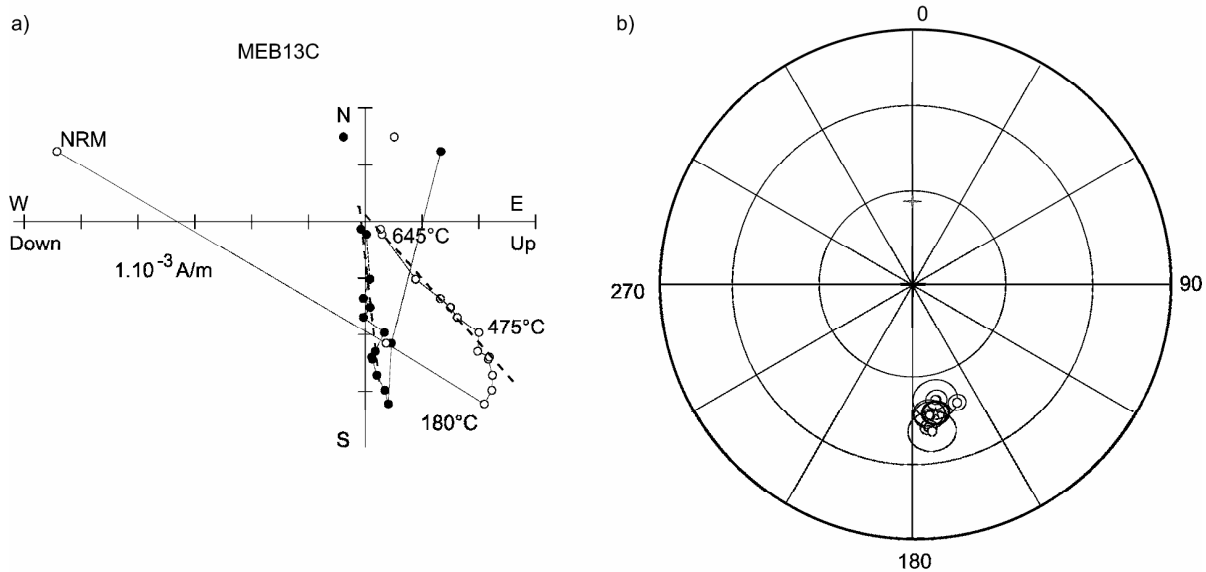


Figure 72 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité G des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 72 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes Unit G). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

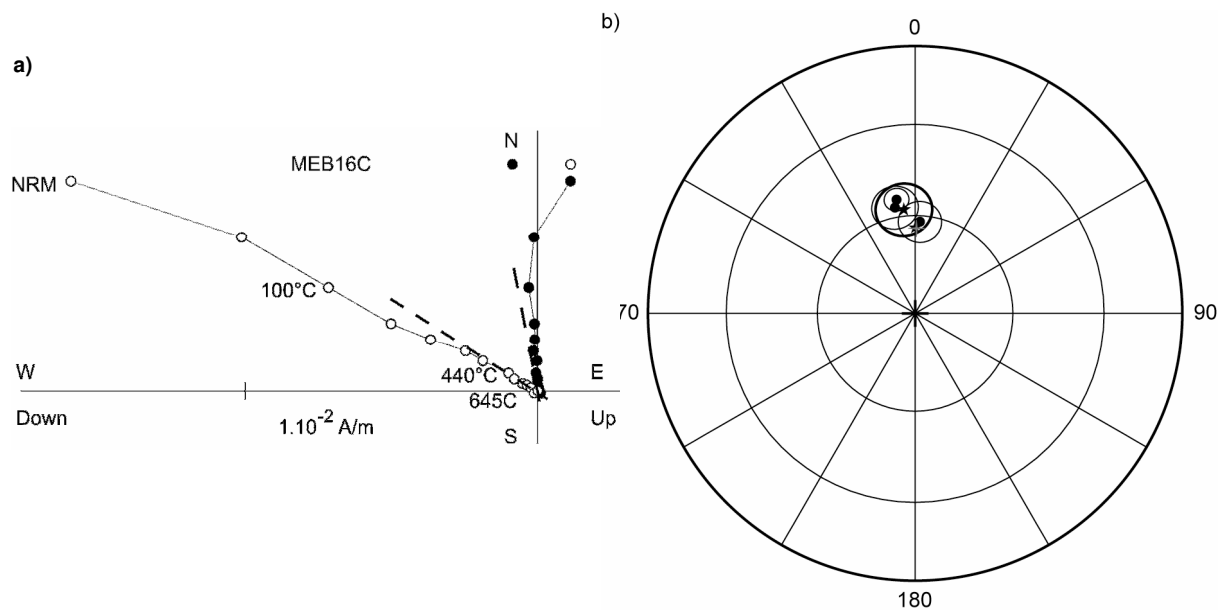


Figure 73 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité H des Mottes. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 73 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Mottes, Unit H). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

Tableau XIII - Coordonnées géographiques des sites analysés dans le Lembron et directions d'ARHt moyennes déterminées pour chaque site/unité. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; N = nombre d'échantillons mesurés ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; Dec.° = déclinaison; Inc.° = inclinaison ; k = paramètre de précision ; α_{95}° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne. Les sites marqués en italique sont les sites dont la direction moyenne est proche du CDA.

Tab. XIII - Geographic coordinates of the Lembron's sites and mean paleomagnetic directions obtained for each site. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; Dec.° = declination; Inc.° = inclination; k = precision parameter; α_{95}° = 95 % confidence circle. Sites noticed in italic are those which direction is close to the present-day pole direction.

Coupes	Lat. (°N)	Long. (°E)	N	n	Dec. °	Inc. °	k	α_{95}°
<i>Augnat paléorelief</i>	45,42	3,2	14	8	359,0	60,5	109,2	5,4
<i>Ravines de Madriat</i>	45,43	3,2	17	15	3,5	58,1	60,4	5,0
<i>Croix Notre Dame</i>	45,43	3,2	7	7	4,2	58	119	5,6
Vallée des Saints	45,47	3,2	17	8	353,7	47,5	49,9	8
Augnat carrefour	45,42	3,2	10	8	357,4	48,3	52,9	7,7
Letz	45,43	3,2	11	5	354,5	50,4	76,9	8,8
Cimetière de Madriat	45,43	3,2	12	8	2,8	46,4	33,4	9,7
Brugères Hautes	45,43	3,2	13	8	354,0	49,7	47,7	8,2
La Geneille	45,45	3,25	19	15	161,7	-52,8	102	3,7
<i>Mottes A</i>	45,47	3,2	18	17	358,8	57,6	65,1	4,5
<i>Mottes B</i>	45,47	3,2	18	15	3,8	63,2	44,4	5,8
Mottes C	45,47	3,2	21	9	168,9	-46,5	120,5	4,7
Mottes D	45,47	3,2	15	13	170,8	-25,4	51,4	5,8
Mottes E	45,47	3,2	7	6	176,0	-39,7	101,7	6,7
Mottes G	45,47	3,2	25	7	171,2	-47,5	188,7	4,0
<i>Mottes H</i>	45,47	3,2	3	3	353,8	57,9	223,1	8,3
GC Les Mottes	45,47	3,2	—	7	257,3	5,9	—	10

Synthèse des résultats pour le site des Mottes

Pour l'ensemble du site des Mottes, les directions d'ARHt moyennes calculées pour chaque unités ont été reportées en projection à aires conservées (Fig. 74). Les directions moyennes obtenues pour les unités A et B et H sont proches du CDA. Les échantillons des unités C, D et G présentent des directions d'ARHt différentes du champ actuel. La direction d'ARHt moyenne obtenue pour l'unité D présente une inclinaison plus faible que les unités C, E et G. Au vu des résultats obtenus deux interprétations peuvent être proposées :

- 1) La direction obtenue pour l'unité D étant clairement différente de celle des autres unités, on choisit de l'éliminer du calcul. Ainsi une direction d'aimantation moyenne peut être calculée à partir des 7 autres sous sites.
- 2) La projection dessinée sur la figure 74 montre que les directions d'ARHt moyennes des 8 unités sont situées sur un grand cercle relativement bien défini et passant par la direction du champ actuel (Tab. XIII). Ceci pourrait signifier que toutes les directions d'aimantation résultent de la somme d'au moins deux aimantations, l'une récente, l'autre ancienne qu'il est difficile de séparer.

Nous avons choisi dans cette étude d'interpréter les résultats obtenus au Mottes en terme de grand cercle de désaimantation. Nous avons choisi de ne pas éliminer à priori l'unité D sans arguments géologiques.

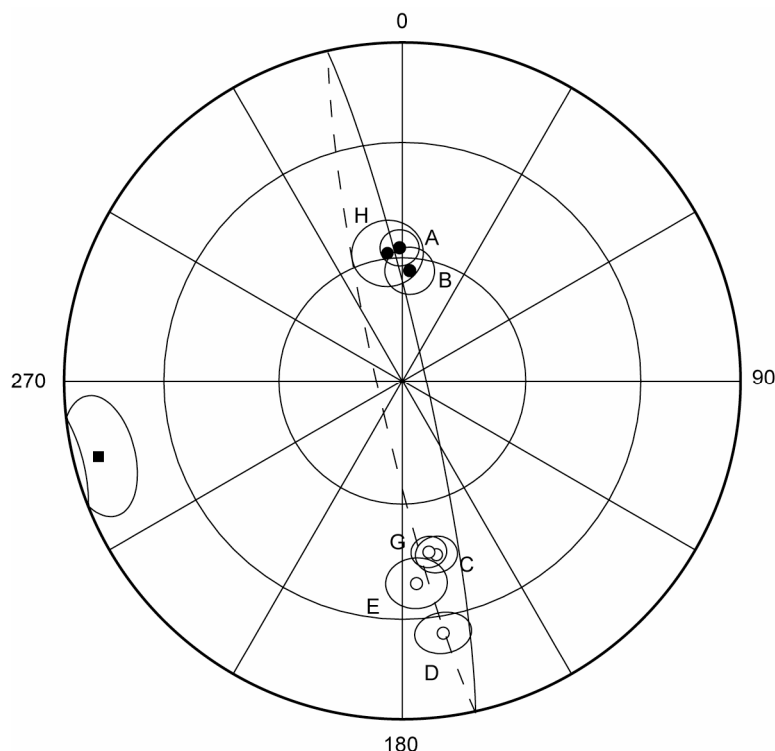


Figure 74 - Projection à aires conservées des directions d'ARHt moyennes obtenues pour chaque unité des Mottes. Les sept directions moyennes sont situées sur un grand cercle (Tab. XIII).

Fig. 74 – Equal area projection of mean characteristic directions obtained for each unit of the Les Mottes section. The seven directions are fitting a great circle (Tab. XIII).

4.5.2. Interprétations des directions paléomagnétiques

Pour chacun des sites étudiés où une direction d'ARHt moyenne a pu être obtenue, des PGV ont été calculés et reportés sur une projection à aires conservées (Fig. 75 & Tab. XIV). Le plan de réaimantation déduit des directions déterminées aux Mottes est également représenté.

Les PGV et le plan de réaimantation obtenus pour le Lembron sont bien groupés, à l'exception des sites de La Geneille et du Cimetière de Madriat. Le pôle défini pour le site du Cimetière de Madriat présente une large ellipse de confiance qui englobe presque tous les pôles, tandis que le pôle du site de La Geneille est très bien défini, mais décalé par rapport aux autres sites. Il faut remarquer que les directions moyennes d'aimantation définies pour tous les sites du Lembron présentent des inclinaisons de valeurs voisines (Tab. XIV). Il en résulte que les PGV associés sont équidistants du site et situés sur un petit cercle d'isopaleocolatitude, centré sur le site (Fig. 75a), cette distribution pourrait suggérer de petites rotations locales.

Bien que la distribution des pôles n'apparaissent pas rigoureusement fisherienne, un PGV moyen a été calculé pour le site du Lembron en excluant le site de La Geneille, et en incluant le grand cercle défini pour les Mottes. Le pôle du site de La Geneille est différent du pôle moyen du Lembron selon le test de Mc Fadden et Mc Elhinny (1990) (Tab. XV). Ce site aurait subi une rotation différentielle : $13^{\circ} \pm 11^{\circ}$. Il n'a pas été pratiqué d'analyse structurale détaillée du site, néanmoins, les observations de terrain et l'analyse de la structure géologique générale du secteur ne montrent pas d'indices pour étayer l'hypothèse d'une rotation du site. Ce site n'a donc pas été inclut dans le calcul par le moyen d'un cercle d'isopaleocolatitude.

Le PGV moyen du Lembron est compatible avec les pôles à 140 Ma et 130 Ma de la CDAP de l'Eurasie (Mc Fadden et Mc Elhinny, 1990) (Tab. XV). L'ensemble des formations sidérolithiques du Lembron aurait donc acquis son aimantation caractéristique pendant cette courte fenêtre temporelle.

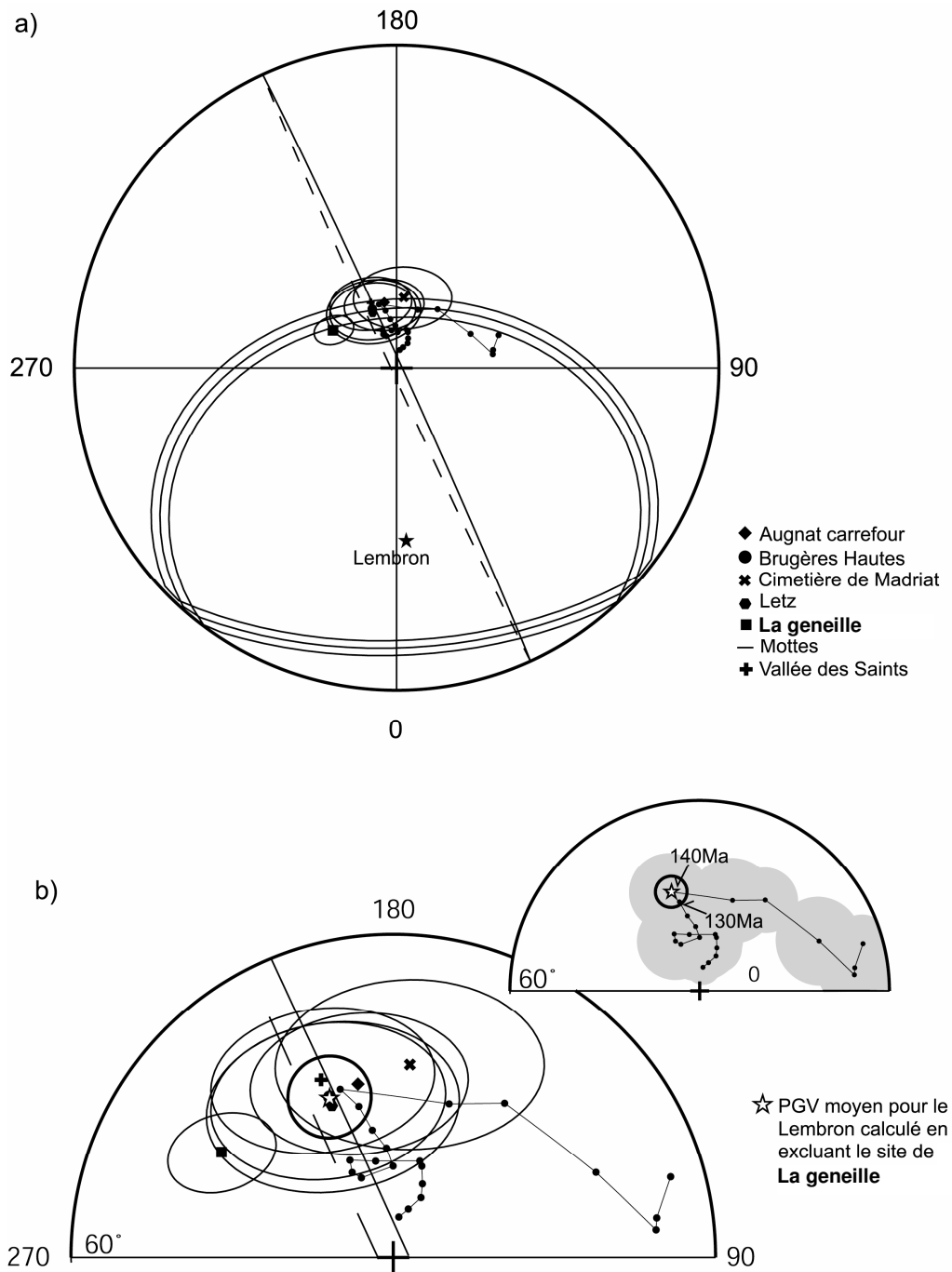


Figure 75 - Comparaison des PGV relatifs aux sites du Lembron du chemin de dérive apparent du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 2003). a) Les paléopôles respectifs aux différents sites du Lembron sont équidistants du site et situés sur un petit cercle moyen, centré sur le site. Le site La Geneille semble avoir subi une petite rotation. Le test de Mc Fadden et Mc Elhinny est en effet négatif lorsque l'on compare le PGV de La Geneille et le PGV moyen du Lembron. b) PGV moyen obtenu pour le Lembron.

Fig. 75 - Comparison between VGP relative to Lembron sites and apparent polar wander path of Eurasia (Besse and Courtillot, 2003). a) Paleopoles are equidistant from the site and are fitting a small circle. La Geneille site has probably been rotated. Mc Fadden and Mc Elhinny test is negative comparing La Geneille VGP and mean Lembron VGP. b) Mean VGP for the Lembron.

Tableau XIV - Coordonnées géographiques des sites du Lembron, PGV moyens calculé pour chaque site et PGV moyen pour le Lembron. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne; PGV Lat. (°N) = latitude du pôle géomagnétique virtuel; PGV Lon. (°E) = longitude du pôle géomagnétique virtuel; dp = paramètre de précision ; dm = rayon de l'ellipse de confiance à 95 % ; K = paramètre de précision ; A95° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. XIV – Geographic coordinates of the Lembron sites, mean VGP obtained for each site and mean Lembron VGP. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; PGV Lat. (°N) = VGP latitude ; PGV Long. (°E) = VGP longitude ; dp = precision parameter; dm = 95% confidence ellipsis radius ; K = Fisher parameter ; A95° = 95% cone of confidence.

Sites	Lat. (°N)	Long. (°E)	n	PGV Lat. (°N)	PGV Long. (°E)	dp/K	dm/A95°
Vallée des Saints	45,47	3,2	8	72,5	201,9	6,7	10,4
Augnat carrefour	45,42	3,2	8	73,7	191,2	6,6	10,1
Letz	45,43	3,2	5	75,1	202,1	7,9	11,8
Cimetière de Madriat	45,43	3,2	8	72,0	175,1	8,0	12,5
Brugères Hautes	45,43	3,2	8	74,4	202,8	7,3	10,9
La Geneille	45,45	3,2	15	71,5	238,8	3,5	5,1
Mottes A	45,47	3,2	17	82,7	190,6	4,8	6,6
Mottes B	45,47	3,2	15	87,2	107,7	7,2	9,1
Mottes C	45,47	3,2	9	-70,2	33,5	3,9	6,0
Mottes D	45,47	3,2	13	-57	19,8	3,4	6,2
Mottes E	45,47	3,2	6	-66,8	12,6	4,8	8,0
Mottes F	45,47	3,2	7	-71,8	28,6	3,4	5,2
GC Les Mottes	45,47	3,2	7	-1,3	114,5	—	14,0
Moyenne			6	73,9	195,6	569,6	2,8

Tableau XV - Tests de McFadden et McElhinny (1990) appliqué aux sites étudiés pour comparer les PGV obtenus et les PGV de la CDAP de l'Eurasie. γ_c° = gamma critique à 95 %, γ_0° = gamma 0.

Tab. XV – Mc Fadden and Mc Elhinny tests (1990) applied to studied sites to compare VGP obtained in this study and Eurasian APWP VGPs. γ_c° = 95% critic gamma, γ_0° = gamma 0.

Sites	Pôles comparés	γ_c°	γ_0°	Résultat
Lembron	Lembron - La Geneille	5,9	8,7	Négatif
	Lembron - 140Ma	6,5	0,6	Positif
	Lembron - 130Ma	4,5	2,1	Positif
	Lembron - 150Ma	8,6	9,6	Négatif

CHAPITRE 5

Grès ferrugineux du Sud-Est du bassin de Paris

5.1. CADRE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

La bordure sud-est du bassin de Paris correspond au piémont du Massif central. Cette zone se caractérise par une structuration tectonique méridienne prédominante, avec des panneaux généralement orientés vers l’Ouest.

Au Crétacé inférieur la région est soumise à une importante régression, débutant dans le Nivernais au Bériasien mais n’affectant la Champagne humide qu’au Barrémien Aptien. Pendant cette régression se forme une épaisse couverture d’argiles à chailles dans le Nivernais avec développement de formations à caractères bauxitiques (Thiry *et al.*, 2005) ; alors que dans les parties plus centrales les paléaltérations sont plus ménagées, limitées à des profils fersiallitiques et à l’oxydation des formations marines exondées (Ferry *et al.*, 2003). La mer réenvahit la région à l’Albien avec dépôt de sables et d’argiles qui forment l’essentiel de ces formations (Fig. 76).

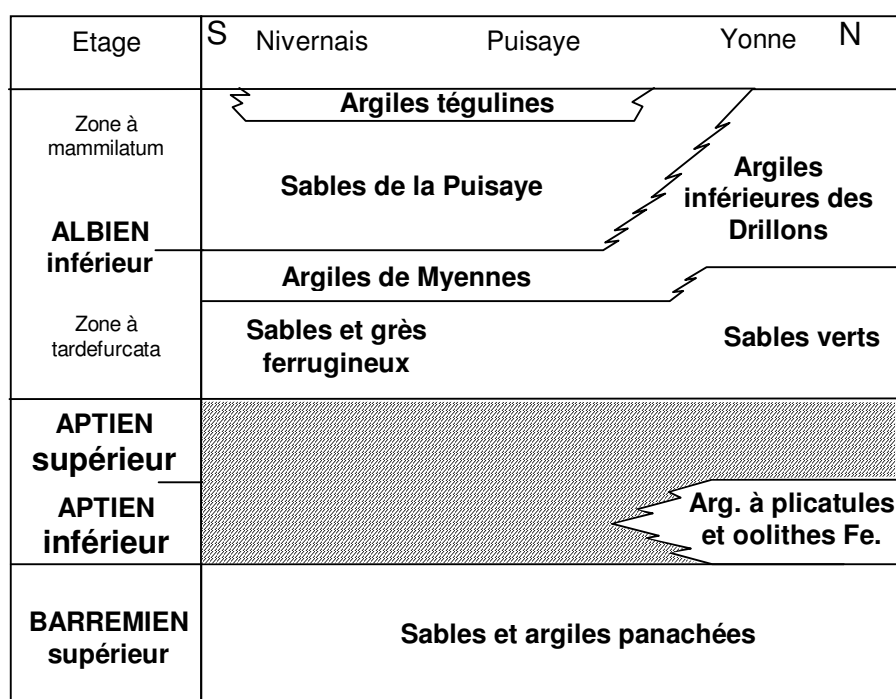


Figure 76 – Stratigraphie des formations sableuses du Barrémien supérieur à l’Albien inférieur du Nivernais à l’Yonne d’après Megnien (1980).

Fig. 76 – Stratigraphy of sandy formations from upper Barremian to lower Albien from Nivernais to Yonne (Megnien, 1980).

Deux zones ont été particulièrement étudiées le long de la bordure sud-est du bassin de Paris : la Puisaye et le Sancerrois (Fig. 77).

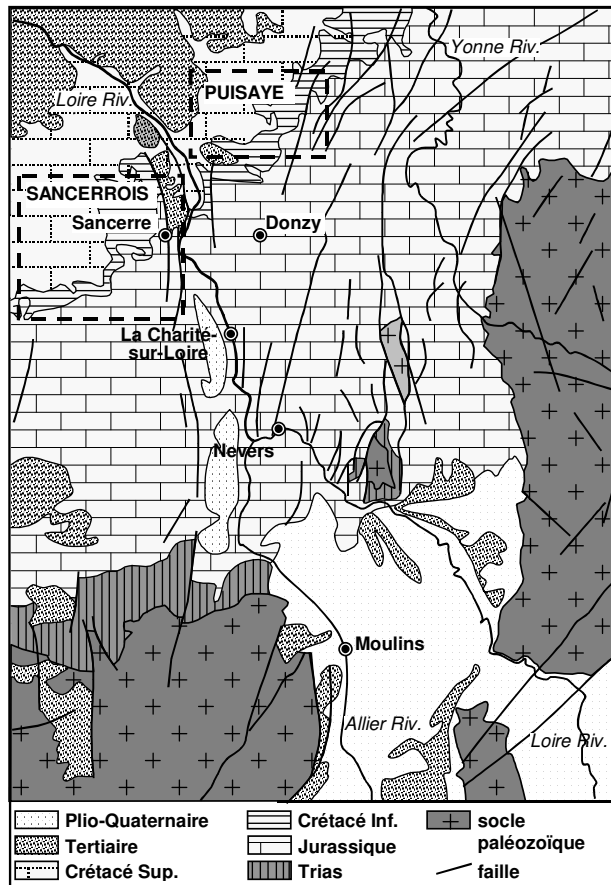


Figure 77 - Carte géologique de la bordure sud-est du bassin de Paris. Les formations étudiées se situent sur l'aurole de Crétacé inférieur du Sud du bassin de Paris. Les zones encadrées correspondent à la localisation des zones étudiées en Puisaye et en Sancerrois.

Fig. 77 – Geological map of south – eastern Paris basin. Studied formations are located on the Lower Cretaceous crown. Framed areas corresponds to location of the studied sites in Puisaye and Sancerrois.

Les grès ferrugineux associés aux sables de la Puisaye se retrouvent en Puisaye même (rive droite de la Loire) et en Sancerrois (rive gauche de la Loire). Les problèmes d'affleurement des grès sont importants : les bancs indurés sont disposés au sein des sables et de ce fait affleurent rarement et les anciennes carrières ont presque toutes disparu. Ce sont les édifices construits (en particulier les églises mais aussi quelques châteaux, maisons et vieilles demeures) qui "tracent" l'extension des grès ferrugineux.

5.2. DESCRIPTION

5.2.1. Caractères généraux et macromorphologie

5.2.1.1. Les grès ferrugineux massifs

Les grès ferrugineux du secteur de Saint Sauveur en Puisaye sont attribués aux Sables de la Puisaye. Ces grès grossiers sont intensivement utilisés dans les constructions domestiques. En revanche les affleurements sont relativement rares. Parmi les plus remarquables on peut citer ceux du château de Saint-Sauveur-en-Puisaye et du château de Ratilly. Mais même à Saint-Sauveur, la surface des affleurements visibles est limitée à quelques mètres carrés alors que toutes les constructions de la ville sont en grès, représentant des volumes considérables. C'est apparemment tout l'éperon sur lequel est construite la ville qui est formé de ces grès ferrugineux ou de plusieurs niveaux de grès entrecoupés de sables. Le problème se pose avec la même acuité plus au Nord-Est pour la petite ville de Toucy où l'église fortifiée et une bonne partie des habitations sont construites avec ces grès alors qu'ils ne sont pratiquement pas visibles à l'affleurement. Localement, ces grès représentent des volumes considérables comme par exemple à Guédelon (Saint Sauveur en Puisaye, 89) (Fig. 78). Les bancs de grès peuvent atteindre des épaisseurs plurimétriques. Il s'agit de grès grossiers à chenaux, grandes barres à stratifications obliques (barre de méandres) avec souvent des terriers à la base des bancs. Il est difficile d'estimer l'étendue de ces grès, mais il apparaissent lenticulaires à l'échelle hecto à kilométrique. Dans d'autres cas, comme par exemple sur le site de la carrière des Chézeaux (Santranges, 18), les grès ferrugineux sont formés de plaquettes centimétriques entre lesquelles s'intercalent des niveaux argilo-silteux ocre. Ces faciès en petits bancs irréguliers sont à rapporter à des dépôts de crues.

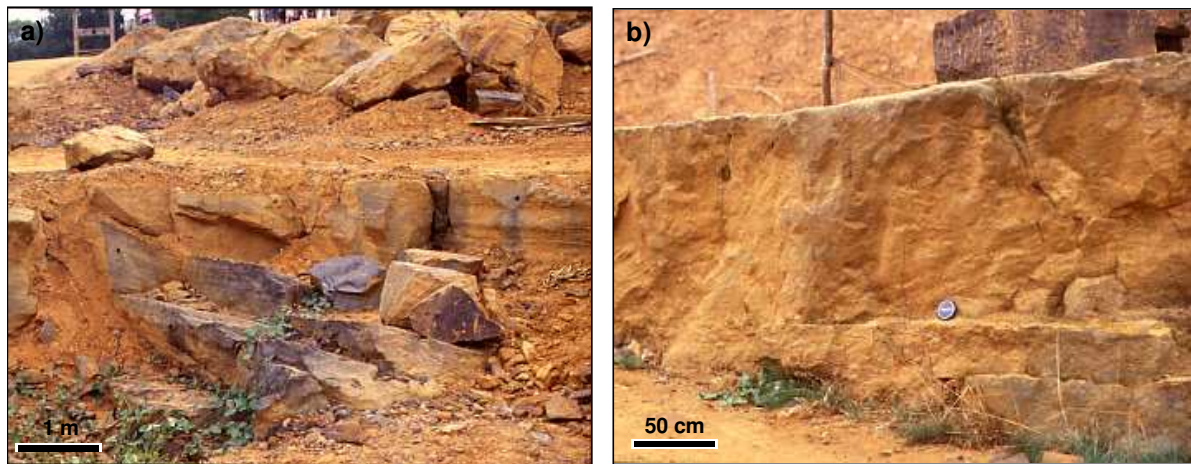


Figure 78 - Grès ferrugineux ocre et violacés de la carrière du chantier archéologique de Guédelon (Saint Sauveur en Puisaye, 89).

Fig. 78 – Ocher and purple ferruginous sandstones from Guedelon quarry (Saint Sauveur en Puisaye, 89).

5.2.1.2. Les grès ferrugineux en bancs

Une dalle gréseuse d'épaisseur décimétrique, cimentée rouge violacé, a été identifiée au sommet des sables de l'Albien inférieur dans la carrière des Beaux-Arts (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 79). Ce niveau affleure en continu à l'échelle de la carrière. Un niveau tout à fait identique a été retrouvé à Toucy dans les travaux d'aménagement de l'espace sportif au Nord-Ouest de la ville. Une extension régionale peut être supposée. Ce niveau de 40 cm est exclusivement formé d'hématite et présente une structure mamelonnée en surface et des structures internes en pelure d'oignons (Fig. 92). L'hématite suggère l'oxydation de pyrite. L'allure en pelure d'oignon évoque une oxydation centrifuge accompagnée de phénomènes de retrait déshydratation (oxydes amorphes, gels de type ferrihydrite ?) à l'origine des fissures concentriques. On peut émettre l'hypothèse de l'oxydation d'un niveau pyriteux à la base des argiles de Myennes.

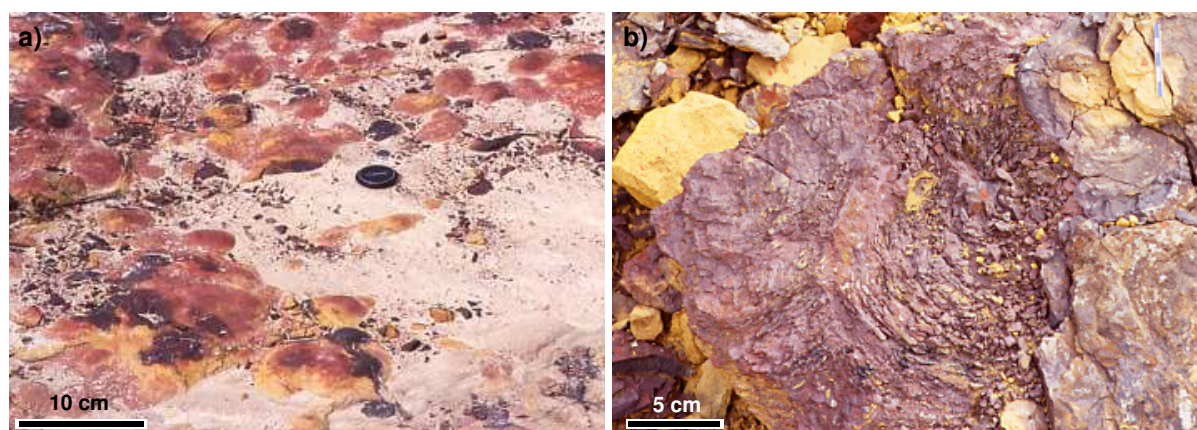


Figure 79- Dalle ferrugineuse des Beaux-Arts (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 89). a) Structure mamelonnée ou boursouflée en surface. b) Structure interne en pelure d'oignon des boursouffures.

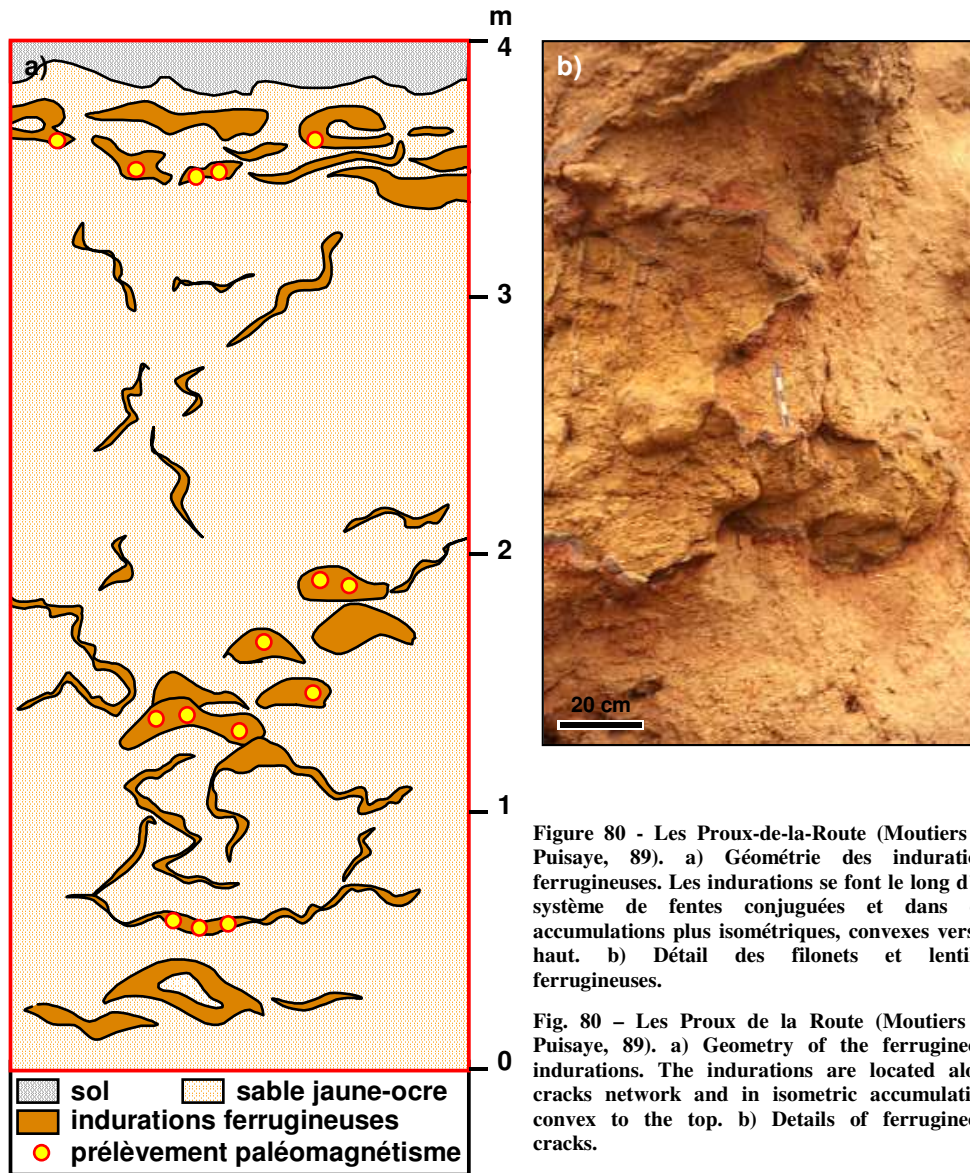
Fig. 79 – Ferruginous horizon of Beaux-Arts quarry (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 89). a) Mamillated structure at surface. b) Intern structure as onion skins.

5.2.1.3. Les ferruginisations locales au sein des sables

Certaines carrières de sables de la Puisaye (carrière des Proux de la Route à Moutiers en Puisaye ; carrière de Vessy à Mézilles) montrent des cimentations gréseuses décimétriques sous forme de filonets et lentilles plus ou moins circonvoqués qui s'individualisent au sein des sables (Fig. 80). Les filonnets sont généralement d'épaisseur millimétrique à centimétrique et forment un réseau croisé et interconnecté. Certaines lentilles présentent des formes caractéristiques, avec une surface supérieure convexe vers le haut. Dans ce cas, les dispositions de détail (ramifications et bombements convexes vers le haut) semblent indiquer des écoulements gravitaires en milieu saturé.

Dans d'autres carrières (région de Toucy par exemple) les concrétions ferrugineuses décimétriques sont d'allongement horizontal avec des contours irréguliers et de nombreuses digitations. Toutes les concrétions ont des extrémités arrondies et en fuseaux. Les digitations et les morphologies en fuseaux ont des orientations uniformes, en direction des vallées quand on peut observer ces structures en place. Des concrétions calcaires de morphologies similaires ont été décrites au sein de sables et interprétées comme indicateurs d'écoulements de nappes (Jacob, 1973 ; Johnson, 1989 ; McBride *et al.*, 1994 ; Mozley et Davis, 1996 ; McBride et Parea, 2001). Ces morphologies allongées peuvent aussi être rapprochées de celles associées aux silicifications de nappe (Thiry et Milnes, 1989 ; Thiry et Maréchal, 2001). Ces concrétions ferrugineuses en fuseaux sont à mettre en relation avec des écoulements de paléonappes.

Toutes ces ferruginisations sont discordantes au sein des sables. Elles sont secondaires, totalement indépendantes des structures sédimentaires. Dans le cas particulier de la carrière des Proux de la route, la géométrie des filonets et lentilles s'apparente à des fentes de cisaillement en extension. Cette interprétation conduit à relier les fentes à des "décompressions" sur les flancs de la vallée du Loing et indiquerait un âge relativement récent de ces ferruginisations, en liaison avec l'installation du réseau hydrographique. La cimentation ferrugineuse serait due à des circulations préférentielles le long des fentes. Dans d'autres cas, les cimentations évoquent l'écoulement de nappe sans qu'il soit possible d'affirmer si ces paléonappes sont récentes, liées à l'incision actuelle des paysages, ou plus anciennes et synsédimentaires.



Filonets ferrugineux et terriers présentent parfois une paroi hématitique et sont remplis par du sable blanc (Fig. 81). L'association de sables blancs et de concrétions rouges hématitiques est remarquable. Elle correspond vraisemblablement à l'oxydation de structures pyriteuses, avec acidification locale du milieu conduisant à la mobilité du fer. Ceci entraîne la fixation des oxydes de fer par des supports argileux plus "tamponnés" (terriers, etc.) et le long de raies correspondant à des lignes d'écoulement préférentiel au sein des sables.

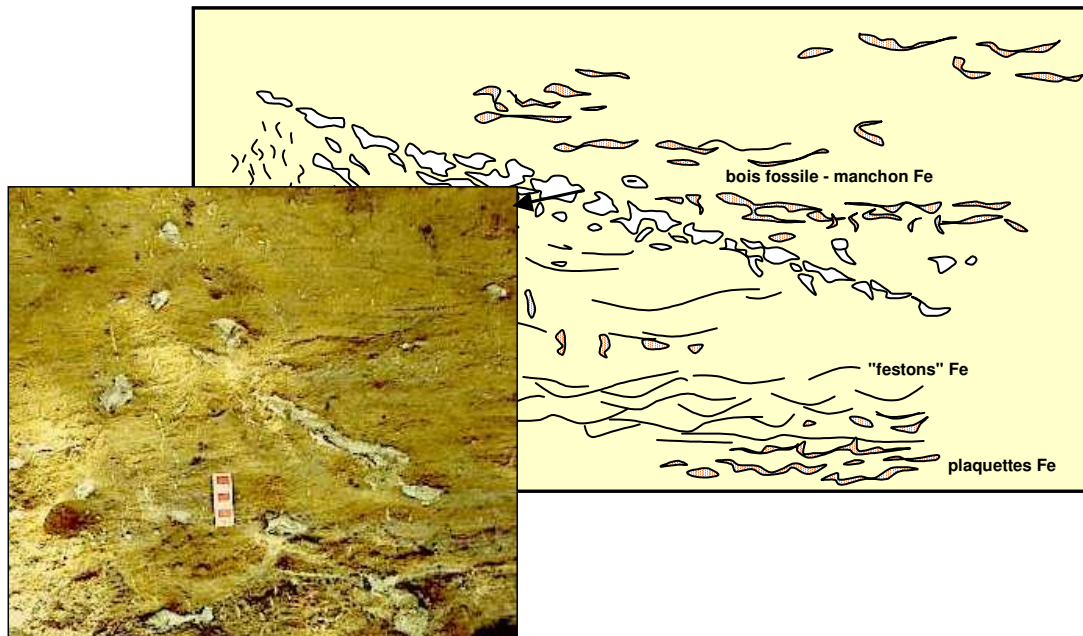


Figure 81 - Structures ferrugineuses affectant les sables de la Puisaye dans la carrières de Vessy (Santranges, 18). La majorité des structures ferrugineuses sont secondaires, totalement indépendantes des structures sédimentaires. Les accumulations ferrugineuses résultent en grande partie de l'oxydation de pyrite comme le montre le contraste entre indurations ferrugineuses et sables blancs. La photo illustre des « conduits » ou nodules à parois ferrugineuses et remplissages blancs.

Fig. 81 – Ferruginous structure affecting Puisaye sands in Vessy quarry (Santranges, 18). The most of the ferruginous structures are secondary, independant from sedimentary structures. Ferruginous accumulations result form pyrite oxidation as shown by the contrast between ferruginous induration and white sands. The picture shows burrows or nodules with ferruginous and white infillings.

5.2.2. Minéralogie

La minéralogie des sables et grès ferrugineux de la Puisaye et du Sancerrois est relativement simple et homogène. Elle est essentiellement composée de quartz et de kaolinite. Des feldspaths potassiques et des plagioclases sont présents en traces dans toutes les formations. Les oxydes de fer rencontrés sont essentiellement formés de goéthite. Le niveau ferrugineux violacé des Beaux-Arts est exclusivement formé d'hématite. De la lithiophorite, hydroxyde de Mn à lithium, a été rencontrée en traces. Le spectre des minéraux argileux est également monotone, la kaolinite est dominante, accompagnée d'illite/mica, d'interstratifiés illite-smectite et de smectite.

5.2.3. Micromorphologie

5.2.3.1. Les grains de squelette

Les grains de quartz sont hétérométriques (50 μm à 3 mm) à bien classés selon les faciès examinés. Ce sont toujours des grains anguleux avec souvent un fort indice d'émoussés arrondis à ronds (Fig. 82a, b). Les micas sont fréquents, souvent exfoliées par les oxyhydroxydes de fer (Fig. 82c). De la glauconite en grains ronds, non altérés verts ou plus fortement oxydés est également abondante (Fig. 82d, e).

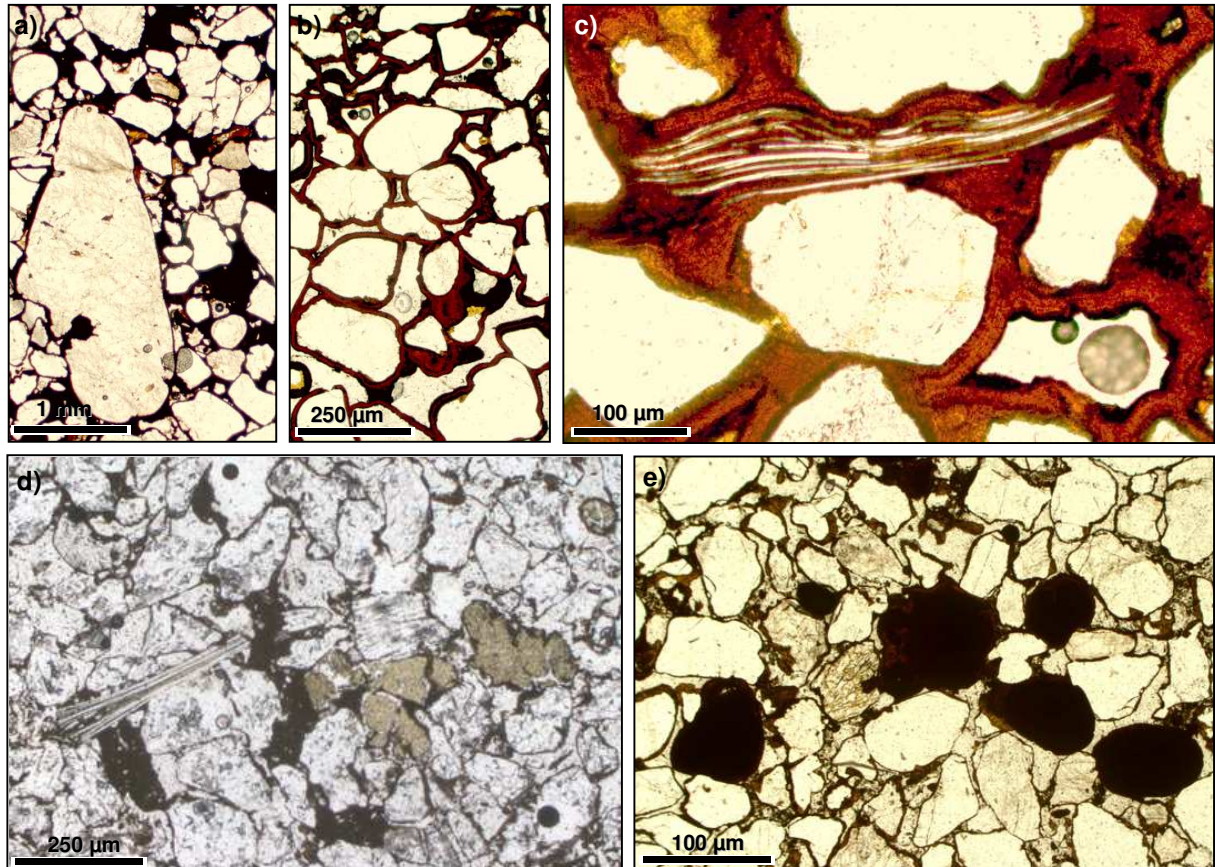


Figure 82 - Micrographie des grains de squelette des grès ferrugineux de la bordure sud-est du bassin de Paris. Lumière polarisée. a, b) Granulométrie et morphoscopie des grains de quartz : noter l'hétérométrie et l'arrondi des grains, carrière des Beaux Arts (Saint Amand en Puisaye, 89). c) Mica exfolié par les oxydes de fer, Guédelon. d) Grains de quartz anguleux à arrondis et grains de glauconite verts. Carrière des Beaux Arts. e) grains de glauconite oxydés/altérés. Carrière des Chézeaux (Santranges, 18).

Fig. 82 – Micrography of skeleton grains in ferruginous sandstones of south-eastern Paris basin. Plane polarized light. a, b) Granulometry and morphoscopy of quartz grains : note the heterometry and the grains round-shape, Beaux Arts quarry (Saint Amand en Puisaye, 89). c) Exfoliated mica by iron oxides, Guedelon. d) Angular to round shape quartz grains and green glauconite grains. Beaux Arts quarry. e) Weathered, oxyded glauconite grains. Les Chézaeaux quarry (Santranges, 18).

5.2.3.2. La cimentation par les oxydes de fer

L'essentiel du ciment ferrugineux des grès est constitué de goéthite. La cimentation débute par un plasma ferrugineux, sans structure particulière occupant toute la porosité intergranulaire (Fig. 83a) ou se limitant ailleurs à des ménisques entre les grains (Fig. 83b). Elle se poursuit par un liseré de goéthite concrétionnée autour de tous les pores et se termine par des illuviations argilo-ferrugineuses dans certains pores (Fig. 83b, c). Parfois, de l'hématite précipite dans l'espace poral résiduel (Fig. 83d). Par endroit, le plasma ferrugineux montre des figures de retrait correspondant vraisemblablement à des phénomènes de déshydratation/vieillessement de gels. Si les concrétionnements sont attribuables à des cristallisations en milieu saturé de nappe, les illuviations terminales doivent être rapportées à des milieux vadoses ou à des profils de sol. L'homogénéité et la régularité des concrétionnements de goéthite autour des pores évoque une précipitation des oxydes de fer dans un milieu saturé, de nappe. L'origine du fer et les mécanismes de précipitation restent spéculatifs : oxydation au voisinage de la surface d'eaux réduites profondes (oxydation de matériaux pyriteux par les nappes) ou neutralisation d'eaux acides provenant de l'oxydation de pyrite dans des milieux plus superficiels ?

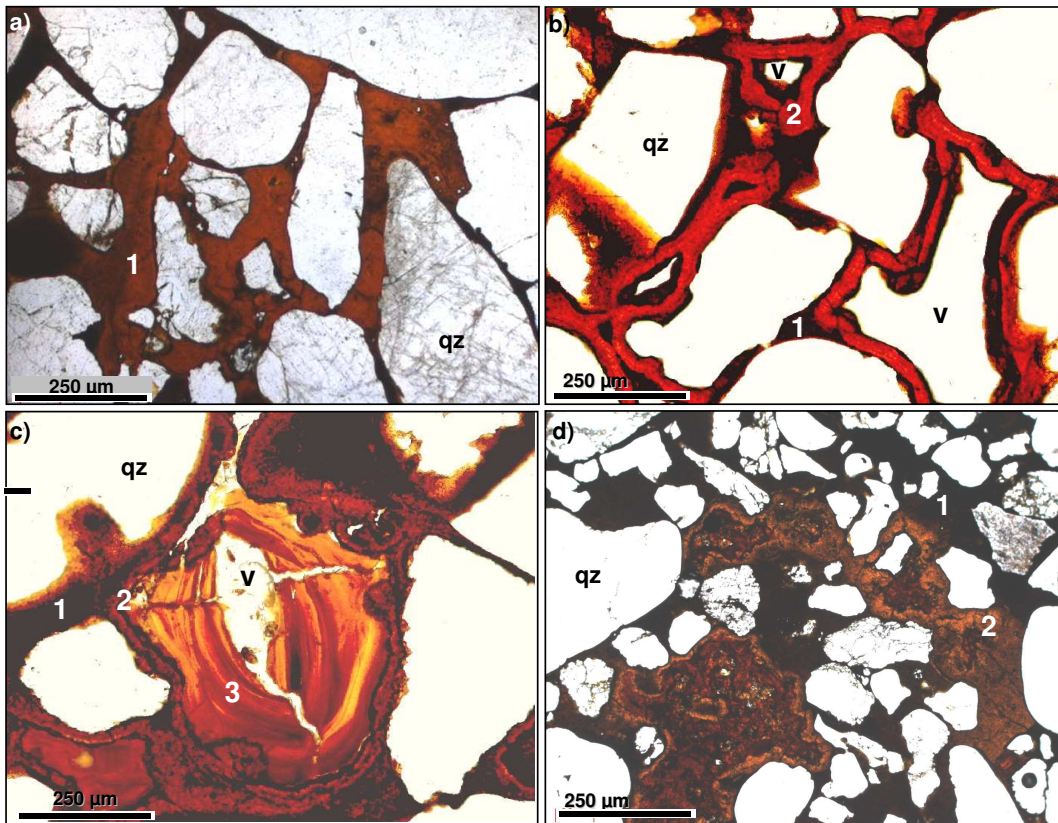


Figure 83 - Succession des phases d'oxydes de fer dans les grès ferrugineux. Lumière polarisée. a) grès à ciment de plasma ferrugineux (1) sans structuration particulière. Guédelon (Saint Sauveur en Puisaye, 89). b) grès à ciment de plasma ferrugineux (1) en ménisque au contact des grains suivi de concrétionnement de goéthite (2) autour des pores (Guédelon). c) grès montrant la succession de ciments ferrugineux (1), de goéthite concrétionnée (2) suivie d'illuviations ferrugineuses (3) avec fentes de retraits dues à des phénomènes de déshydratation. Proux de la route (Moutiers en Puisaye, 89). d) grès ferrugineux à plasma ferrugineux (1), concrétionnements de goéthite (2) et colmatage des pores par de l'hématite. Proux de la Route. v = vide ; qz = quartz.

Fig. 83 – Successive phases of iron oxides precipitation in ferruginous sandstones. Plane polarized light. a) Sandstone with ferruginous plasmic cement (1) without any structuration. Guédelon (Saint Sauveur en Puisaye, 89). b) Sandstone with ferruginous plasmic cement (1) as meniscus between grains and goethite concretions (2) around pores (Guedelon). c) Sandstones showing the succession of ferruginous cement (1), goethite concretions (2) and goethite illuviations (3) with desiccation cracks. Proux de la Route (Moutiers en Puisaye, 89). d) ferruginous sandstones with ferruginous plasma (1), goethite concretions (2), and pore infilling by haematite. Proux de la Route. v = vacuum; qz = quartz

Des pseudomorphoses de minéraux primaires par les oxydes de fer ont été rencontrées dans les grès ferrugineux en plaquettes de la carrière des Chézeaux. Ce sont surtout des rhomboédres qui sont pseudomorphosés : soit des rhomboédres isolés (Fig. 84a) et aux faces bien distinctes dans les pores entre les grains, soit de zones plus importantes faites de rhomboédres interpénétrés (Fig. 84b). En d'autres endroits, ce sont des morphologies plus ou moins radiales de lattes ou de plaquettes épigénisées par les oxydes (Fig. 84c, d). Les rhomboédres sont vraisemblablement à attribuer à de la sidérite ou de l'ankérite. La "compacité" des pseudomorphoses est en faveur d'un précurseur sous forme de sidérite, en effet l'oxydation de l'ankérite se fait généralement avec le développement d'une forte porosité (Thiry et Sornéin, 1983). Quant aux structures d'apparence radiée, il est possible qu'elles résultent de l'oxydation de sidérites radiées, ou de rhomboédres selon des clivages et avec évacuation partielle des oxydes de fer libérés. Mais on ne peut exclure que ces formes s'apparentent à une phase primaire sulphatée. Quoiqu'il en soit, ces amas ou filonets d'oxy-hydroxydes correspondent de toute évidence à des structures primaires dépourvues de grains détritiques, éventuellement de débris de coquilles. Il s'agit probablement de filonets de carbonates qui ont pu être transformés en sidérite lors de la diagenèse précoce, puis oxydés ultérieurement.

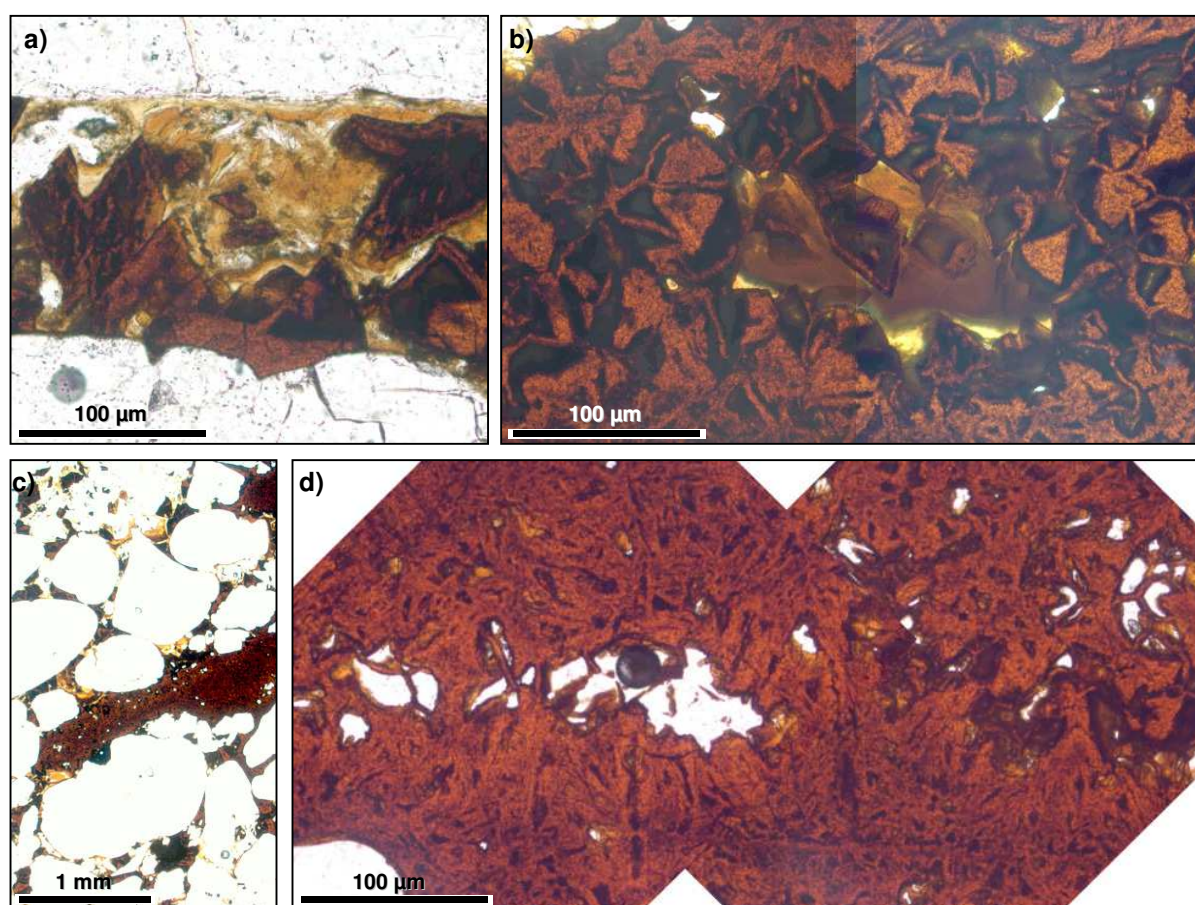


Figure 84 - Oxydes de fer (goéthite) en pseudomorphose de rhomboédres (Les Chézeaux, Santranges, 18). Lumière polarisée. a) Dans l'espace poral entre les grains de quartz ; b) Enchevêtrement de rhomboédres dans un "filonnet" d'oxydes dépourvu de grains détritiques. c) Grès grossier à grains ronds et passages (lentilles) d'oxydes fer dépourvus de grains de quartz, également illuviations argileuses (jaunes) dans les pores. d) Détail de c : ciment d'oxydes de fer dans des structures dépourvues de grains de quartz. La géométrie des cloisons ferrugineuses évoque des croissances cristallines sous forme de lattes (plaquettes), mais des géométries compatibles avec des rhomboédres sont également possibles. Il faut noter, la présence d'une morphologie arrondie qui est éventuellement d'origine biologique (fossile).

Fig. 84 – Pseudomorphic replacement of primary rhombic mineral by iron oxydes (goethite) (Les Chézeaux, Santranges, 18). Plane polarized light. a) In the poral spaces between quartz grains ; b) Rhombs in a vein devoid of detritic quartz grains. c) Coarse sandstones with round grains and iron oxides areas devoid of quartz gains. Geometry of ferruginous partitions reveal cristalin growth as lathes, but geometry revealing rhomboedre are also possible. Note the presence of a round shaped morphology of biological origin (fossil).

5.2.3.3. Silicification

Les grès ferrugineux du stade de Vailly sur Sauldre se distinguent des autres grès examinés par le fait qu'ils présentent des silicifications sous forme de nourrissages des grains de quartz. Ces silicifications sont très irrégulières et hétérogènes à l'échelle milli- à centimétrique et de ce fait s'apparentent à des silicifications supergènes (Fig. 85). L'extension limitée des affleurements ne permet pas de préciser la nature exacte de ces silicifications (de nappe ou pédogénétique) ni l'âge de leur formation.

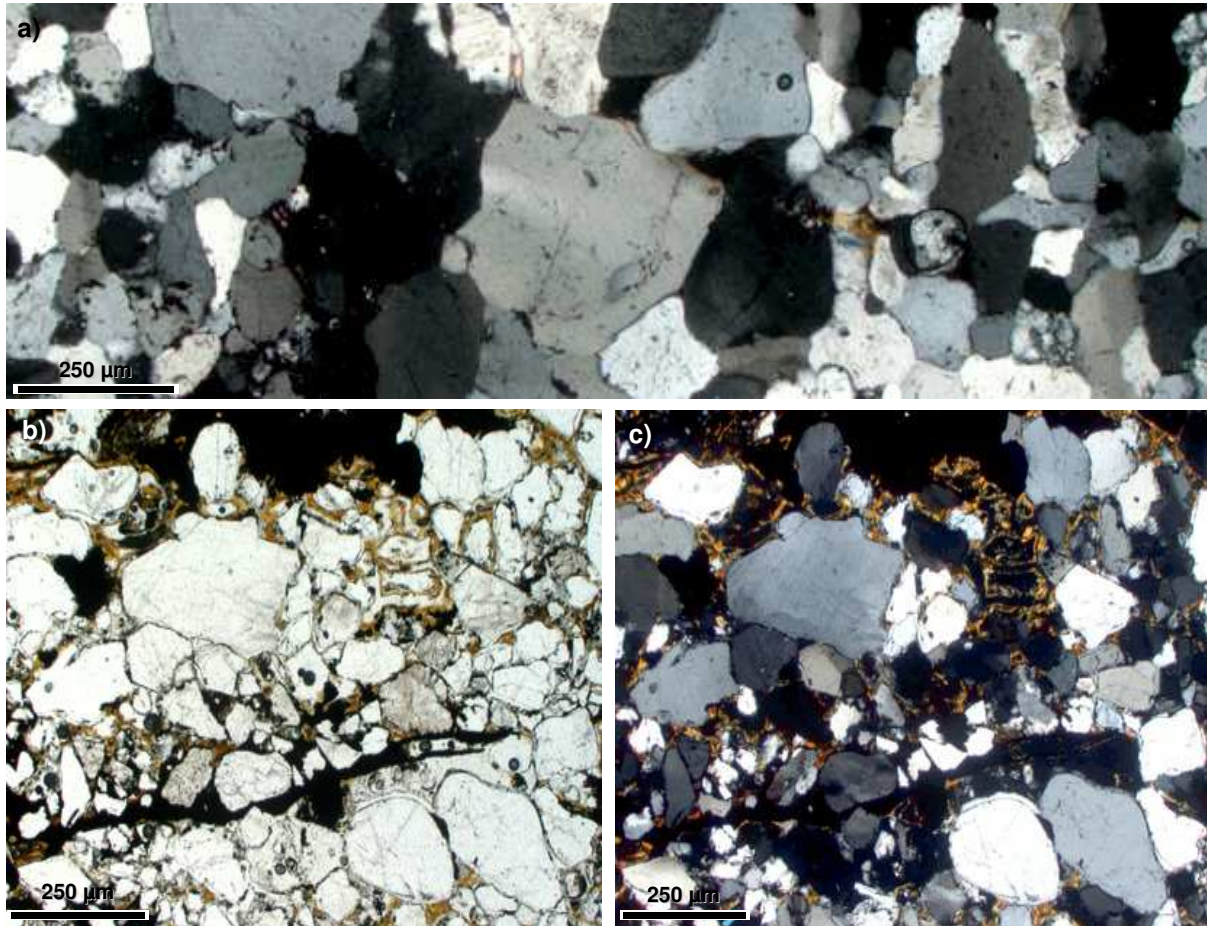


Figure 85 - Grès silicifiés (Stade de Vailly sur Sauldre, 18). a) A grains de quartz engrenés, le contour des grains détritiques n'est que rarement visible. (lumière analysée). b) La silicification des grès est très hétérogène, avec des plages juxtaposées en grains engrenés, à petites auréoles de nourrissage, ou sans nourrissage à porosité intergranulaire importante. Noter aussi les plages et traînées sombres qui sont des oxydes de fer à structures héritées des carbonates et les illuviations argileuses (jaunes). Lumière polarisée c) Idem lumière analysée.

Fig. 85 – Silicified sandstones (Vailly sur Sauldre stadium, 18). a) Interlocked and meshed quartz grains. The outline of the detritic quartz grains is not visible (cross polarized light). b) Sandstones silicification is heterogenous, changing from tightly interlocked quartz grains, to gains with only small overgrowths, and even zones without overgrowths and high porosity. Note the dark traces which are iron oxides with herited structures of carbonates and argileous illuviations (yellow). Plane polarized light. c) Idem cross polarized light.

5.3. COUPES ETUDIEES

Les ferruginisations des formations du Crétacé inférieur peuvent le plus souvent être observées dans des affleurements naturels ou d'anciennes zones d'extraction d'extension limitée. Souvent on peut supposer que ces affleurements ont subi des « fauchages » sur les versants. Il est rare de retrouver des formations assez indurées pour le prélèvement et lorsque l'on en trouve, les affleurements se limitent souvent à des blocs épars dans le paysage. Compte tenu de ces problèmes, on ne peut espérer obtenir un nombre suffisant de sites pour satisfaire aux exigences méthodologiques du traitement statistique des résultats. Au total, 5 sites ont été échantillonnés pour le paléomagnétisme : trois en Puisaye et deux dans le Sancerrois.

5.3.1. Les Beaux-Arts (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 89).

La carrière des Beaux-Arts est exploitée pour les argiles et l'ocre. Ce site recoupe les sables et grès ferrugineux de l'Abien inférieur au sommet desquels s'individualisent des ocres et grès ferrugineux violacés surmontés par les argiles de Myennes et les sables de la Puisaye (Fig. 86). Les prélèvements pour le paléomagnétisme ont été principalement effectués dans le niveau de grès violacé à la base des argiles de Myennes.

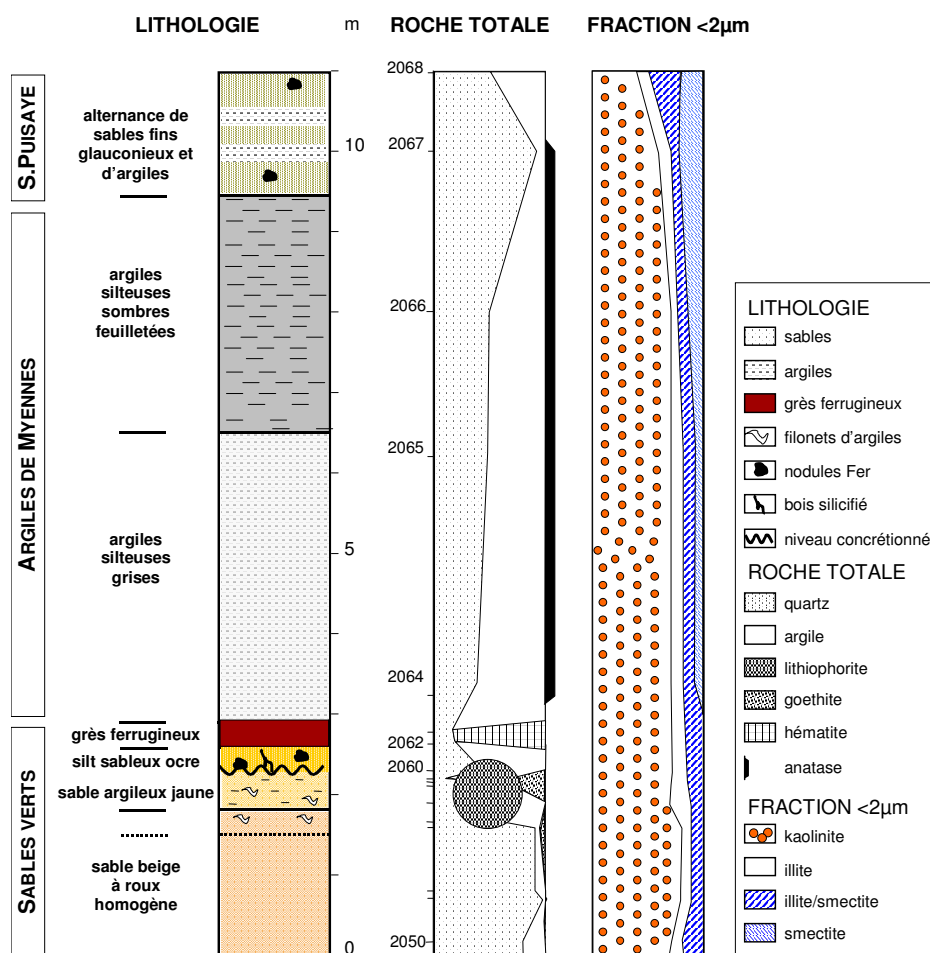


Figure 86 - Lithologie et minéralogie de la coupe des Beaux-Arts (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 89).

Fig. 86 – Lithology and mineralogy of Beaux Arts quarry section (La Forge, Saint Amand en Puisaye, 89).

5.3.2. Guédelon (Guédelon, Saint Sauveur en Puisaye, 89).

Quelques anciennes carrières subsistent au sud de Saint Sauveur et les grès sont exploités en carrière sur le chantier archéologique de construction du château-fort de Guédelon. Les différentes carrières montrent que les grès ferrugineux de ce secteur peuvent atteindre 3 à 4 m d'épaisseur. Ils montrent des stratifications en bancs épais au sein desquels on distingue souvent des laminites centimétriques, grandes laminites obliques et stratifications entrecroisées. L'échantillonnage a porté sur trois fronts de taille du chantier archéologique.

5.3.3. Les Proux de la route (Moutiers en Puisaye, 89).

Il s'agit d'une ancienne carrière de sable dans les Sables de la Puisaye montrant d'importantes cimentations ferrugineuses sous forme de fillonets et lentilles plus ou moins circonvolués qui s'individualisent au sein des sables. Les filonets sont généralement d'épaisseur millimétrique à centimétrique et forment un réseau croisé et interconnecté. Les prélèvements pour le paléomagnétisme ont été effectués dans ces structures (Fig. 80).

5.3.4. Les Chézeaux (Le Vernet, Santranges, 18).

Au Sud de Santranges sont ouvertes plusieurs anciennes carrières qui ont été exploitées pour des matériaux de construction et d'empierrement. Les fronts de taille montrent des grès ferrugineux ocre à rouges se débitant en bancs décimétriques. Les plaquettes de grès ferrugineux sont limitées par des joints argilo-silteux jaune-ocre horizontaux. Certains niveaux de grès sont plus rouges, quelquefois carmin. Ces faciès peuvent être rapportés à des dépôts de crues.

5.3.5. Château et stade de Vailly-sur-Sauldre (Vailly sur Sauldre, 18).

Les grès ferrugineux sont massifs et forment des affleurements rocheux d'environ 1 m de puissance. Ce sont des grès relativement grossiers, en particulier ceux de l'affleurement du château qui montrent des gravillons de quartz centimétriques. Ils sont relativement riches en micas, sombres à l'affleurement, brun-rougeâtre à la cassure, et parcourus par des fentes blanchies. Ces faciès sont comparables à ceux rencontrés à Guédelon en Puisaye et correspondent vraisemblablement à des chenaux sableux cimentés par des oxydes de fer.

5.4. ANALYSE PALEOMAGNETIQUE

5.4.1. Les directions paléomagnétiques enregistrées

Pour de nombreux échantillons, après destruction d'une composante d'aimantation proche du champ actuel vers 400°C, l'intensité de l'aimantation restante est faible et sa direction est instable. Les diagrammes de désaimantation sont très bruités. Dans ce cas, aucune direction d'aimantation rémanente à haute température (ARHt) ne peut être définie.

5.4.1.1. Les Beaux Arts

Seize échantillons prélevés sur la dalle ferrugineuse violacée de la coupe ont été analysés et 12 ont fournis une ARHt probablement portée par de l'hématite (désaimantation entre 300°C et 580-645°C). (Fig. 87a). Les directions d'ARHt définies ainsi que leur déviation angulaire maximum sont portées sur un diagramme à aires conservées (Fig. 87b). Leur moyenne est donnée dans le tableau XVI. Les aimantations sont principalement de polarité inverse. Seuls deux échantillons présentent une polarité normale. Les directions sont bien regroupées et la dispersion est très faible ($\alpha_{95} < 3^\circ$).

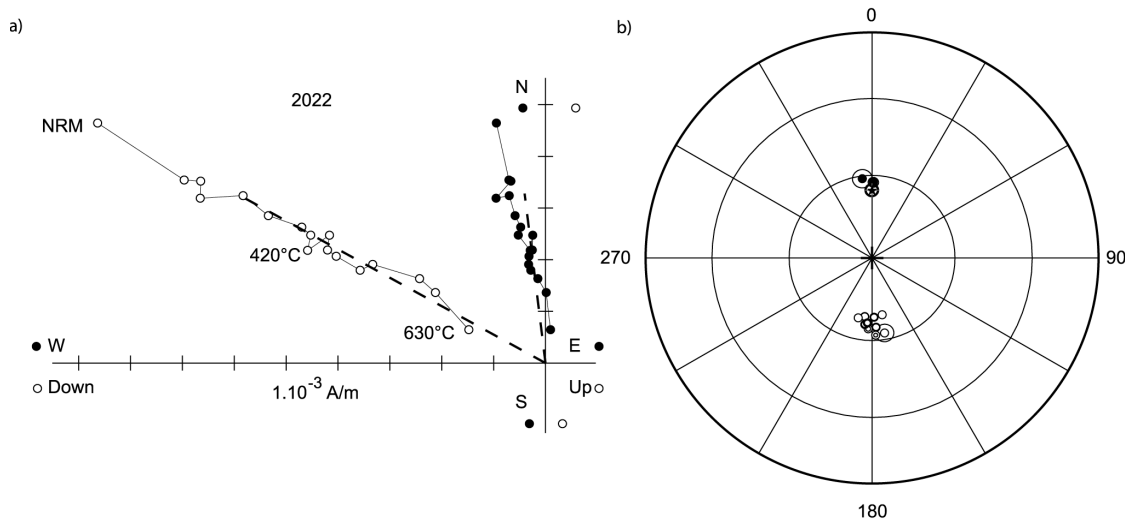


Figure 87 - Désaimantation de l'ARN et directions d'aimantation rémanente haute température pour le site de la carrière des Beaux-Arts (Saint Amand-en-Puisaye, 89). a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions caractéristiques et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 87 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Beaux Arts quarry, Saint Amand en Puisaye, 89). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization. b) Equal area projection of high temperature characteristic components and their mean. Graphic conventions are similar than in figure 35.

Tableau XVI - Coordonnées géographiques des sites de la carrière des Beaux-Arts et des Chézeaux et direction paléomagnétique moyenne. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; N = nombre d'échantillons mesurés; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; Dec.° = déclinaison; Inc.° = inclinaison; k = paramètre de précision; α_{95}° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. XVI- Geographic coordinates of Beaux Arts quarry and Chezeaux quarry sections and mean paleomagnetic directions obtained for each site. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; Dec.° = declination; Inc.° = inclination; k = precision parameter; α_{95}° = 95 % confidence circle.

Coupe	Lat.(°N)	Long. (°E)	Porteur	N	n	Dec.°	Inc.°	k	α_{95}°
Beaux Arts	47,52	3,07	hématite	6	12	359,8	65,4	395,6	2,2
Les Chézeaux	47,5	2,77	goethite	14	13	355,6	59,0	70,9	5,0

5.4.1.2. Guédelon

Vingt-trois échantillons répartis sur la carrière ont été mesurés. Une attention particulière a été portée à ce site entre 80°C et 120°C (Fig. 88a) pour caractériser la composante portée par la goethite identifiée en lames minces et par diffraction des RX. Les directions obtenues sont reportées en projection à aires conservées (Fig. 88b). Elles sont très dispersées. Seuls 12 échantillons ont fourni un signal à haute température (désaimantation jusqu'à 610°C) (Fig. 88c, d). Les directions d'ARHt sont portées sur un diagramme à aires conservées (Fig. 88e). La distribution ne suit pas la loi statistique de Fisher. Aucune moyenne n'a été calculée pour ce site.

5.4.1.3. Proux-de-la-Route

Onze échantillons ont été prélevés et mesurés. Seuls 2 échantillons ont fourni un signal haute température cohérent. Compte tenu du nombre d'échantillons retenus, il n'a pas été calculé de moyenne.

5.4.1.4. Les Chézeaux

Quatorze échantillons ont été mesurés et 13 ont fournis un signal cohérent entre 80°C et 120°C, porté par la goethite (Fig. 89a). Les directions définies sont portées sur un diagramme à aires conservées (Fig. 89b) et leur moyenne est donnée dans le tableau XVI. Aucun signal haute température cohérent n'a pu être obtenu sur ce site.

5.4.1.5. Vailly-sur-Sauldre

Aucun des échantillons étudiés des sites du châteaux et du stade, n'a fourni de signal cohérent à basses ou hautes températures, porté par la goethite ou l'hématite.

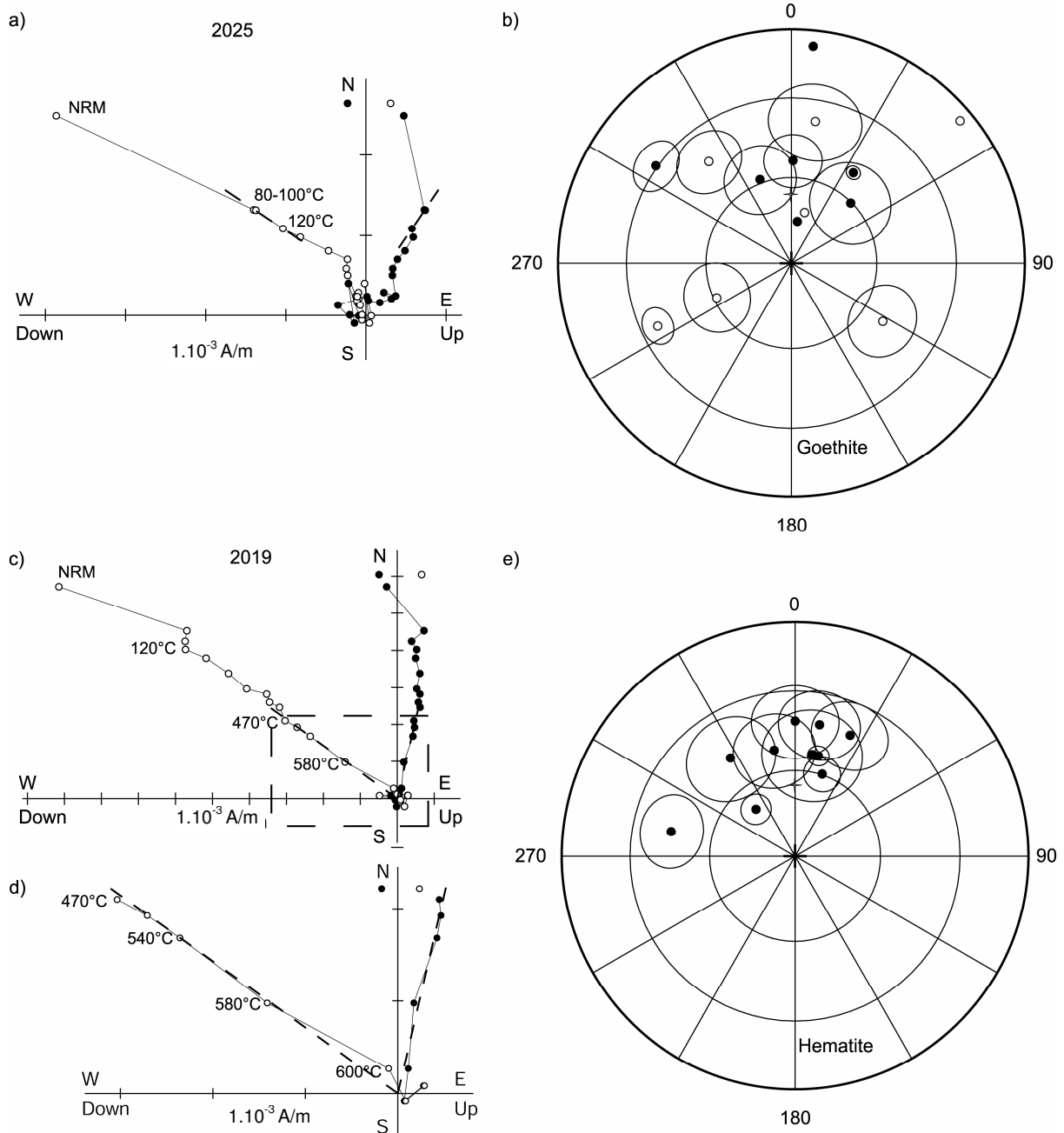


Figure 88 - Désaimantation de l'ARN et directions portées par la goéthite et par l'hématite pour le site de Guédelon (Saint Sauveur en Puisaye, 89). a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. La droite représente la direction portée par la goéthite. b) Projection à aires conservées des directions portées par la goéthite. c) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. La droite représente la direction portée par l'hématite. d) Zoom de la fin de la désaimantation. e) Projection à aires conservées des directions définies à haute température. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 88 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Guédelon, Saint Sauveur en Puisaye, 89). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (goethite). b) Equal area projection of goethite characteristic components c) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (haematite). d) Zoom on the demagnetization. e) Equal area projection of high temperature characteristic components. Graphic conventions are similar than in figure 35.

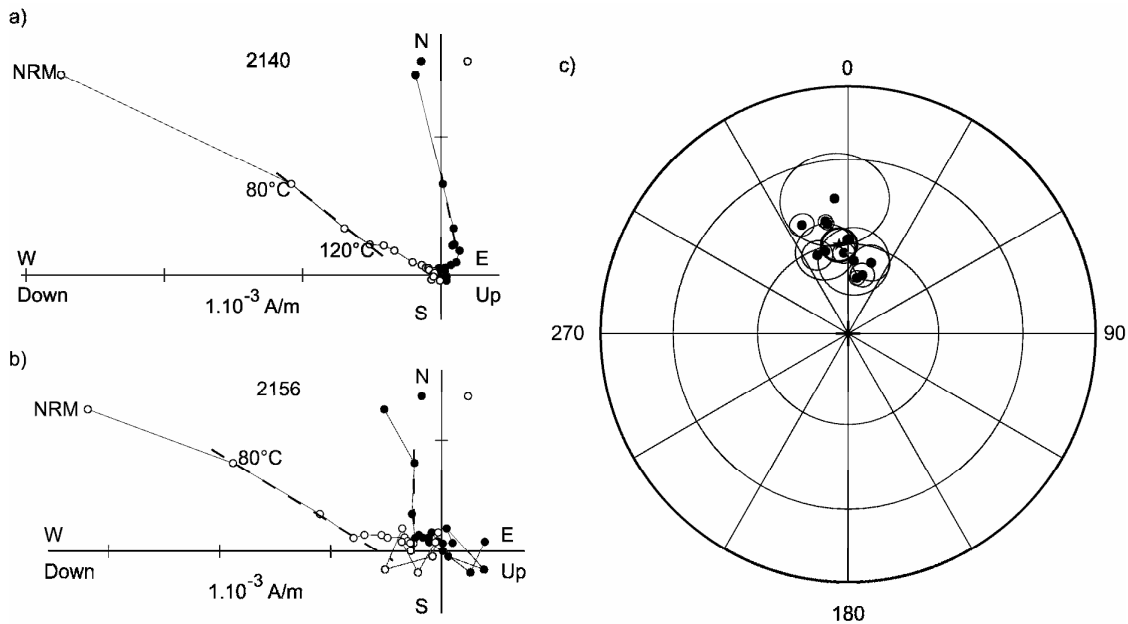


Figure 89 - Désaimantation de l'ARN et directions portées par la goéthite pour le site des Chézeaux (Santranges, 18). a) et b) Projections orthogonales du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour deux échantillons représentatifs du site. La droite en pointillés représente la direction portée par la goéthite (80°C-120°C). c) Projection à aires conservées des directions portées par la goéthite. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 89 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Les Chezeaux, Santranges, 18). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (goethite). b) Equal area projection of goethite characteristic components. Graphic conventions are similar than in figure 35.

5.4.2. Interprétation des directions paléomagnétiques

Sur les 5 sites étudiés pour le paléomagnétisme, seuls 3 sites ont fourni une composante d'aimantation à basses et/ou hautes températures (goéthite et/ou hématite). Conscients du problème méthodologique d'interprétation statistique posé par un si petit nombre de site, nous avons tout de même choisi de transformer les directions d'aimantation caractéristiques obtenues en pôle géomagnétique virtuel (PVG), non pour définir un âge qui n'aurait aucune signification statistique, mais pour illustrer l'amplitude de la dispersion par rapport à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Eurasie (CDAP) (Besse et Courtillot, 2003).

5.4.2.1. Les Beaux Arts

L'aimantation aux Beaux Arts est probablement portée par l'hématite et le signal obtenu est sub-actuel comme le montre la position du pôle moyen (Fig. 90). Les échantillons prélevés sur la dalle ferrugineuse ont enregistré au moins deux intervalles de polarité et au moins une inversion du champ magnétique.

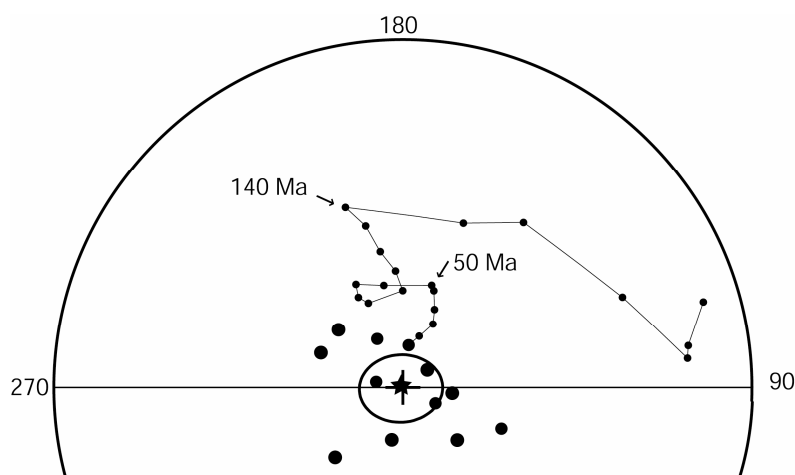


Figure 90 - Comparaison des PGV relatifs aux échantillons des Beaux Arts ainsi que le PGV relatif à leur moyenne et du chemin de dérive apparente du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtilot, 2003). Le PGV moyen calculé pour le site des Beaux Arts est très proche du champ actuel.

Fig. 90 – Comparison between VGP of the Beaux Arts quarry section and their mean with the Eurasian APWP (Besse and Courtilot, 2003). Mean VGP calculated for the Beaux Arts quarry section is closed to the present day pole.

5.4.2.2. Guédelon

Les directions d'aimantation portées par la goethite sont très dispersées. Pour cette raison elles n'ont pas été transformées en PGV. Les directions d'ARHt sont un peu moins dispersées, aussi avons nous choisi de les transformer en PGV (Fig. 91). Les PGV sont pour la plupart très éloignés de la CDAP de l'Eurasie. La dispersion des directions d'aimantation caractéristiques mesurées peut résulter :

- de déplacements mécaniques des blocs prélevés (rotations, basculements...);
- de la superposition de plusieurs aimantations d'âge différents dont les directions ne sont pas séparables/identifiables sur les diagrammes de Zijderveld.

L'hypothèse d'un déplacement relatif des échantillons peut-être exclue pour le site de Guédelon où les échantillons provenant d'un même bloc et en l'absence de fractures, montrent également des directions dispersées. On retiendra donc l'hypothèse de la superposition d'aimantations successives (anciennes à actuelles).

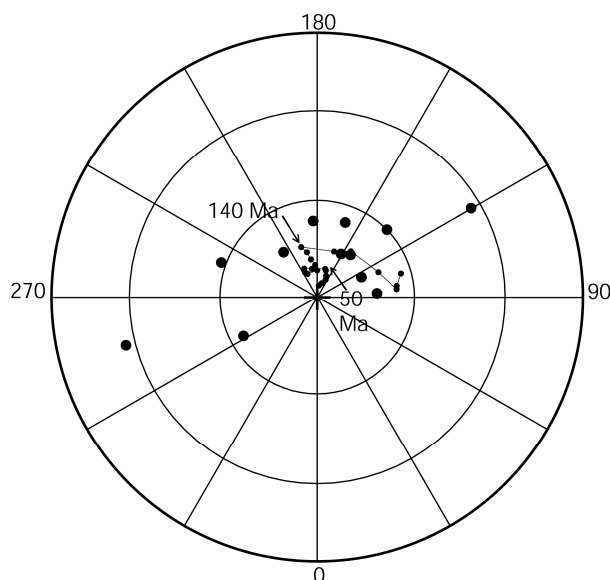


Figure 91 - Comparaison des PGV relatifs aux directions d'aimantation des échantillons de Guédelon et du chemin de dérive apparente du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtilot, 2003).

Fig. 91 – Comparison of VGP relative to Guédelon samples and the Eurasian APWP (Besse and Courtilot, 2003).

5.4.2.3. Les Chézeaux

Les directions d'aimantation caractéristiques sont très dispersées. Leur transformation en PGV montre l'amplitude de cette dispersion par comparaison à la courbe de dérive des pôles (Fig. 92). Le cône de confiance à 95 % englobe la direction du champ actuel.

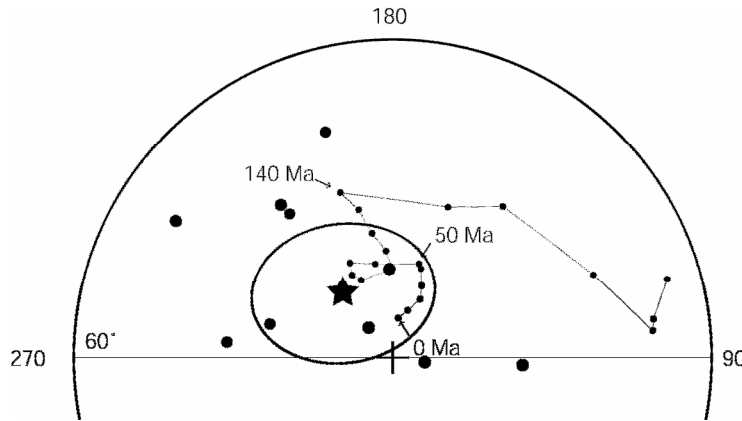


Figure 92 - Comparaison des PGV relatifs aux directions d'aimantation des échantillons du site de la carrière des Chézeaux et du chemin de dérive apparente du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 2003).

Fig. 92 - Comparison between VGP relative to Chezeaux quarry section samples with the Eurasian APWP (Besse and Courtillot, 2003).

CHAPITRE 6

Les altérations profondes du socle du Morvan

6.1. LES ALBITISATIONS TRIASIQUES

Des formations albitisées ont été reconnues sur pratiquement tout le Massif central. Elles affectent le socle (gneiss et granites) (Schmitt, 1986, 1992) ainsi que les sédiments permo-carbonifères sur de grandes épaisseurs (Yerle et Thiry, 1979 ; Clément, 1986 ; Schmitt et Clément, 1989). Sur le socle, ces profils correspondent à une succession d'horizons, tachetés rose à la base à moucheté rouge au sommet. Ils sont caractérisés par l'albitisation des plagioclases primaires et la chloritisation des biotites primaires. L'albite et la chlorite secondaires présentent de petites inclusions de minéraux secondaires accessoires : feldspaths potassiques, hématite, sphène et séricite. L'hématite pigmente l'albite secondaire à la base du profil et forme de petits granules (~50µm) dans les parties supérieures du profil.

Les profils albitisés sont connus à l'affleurement et en sondage. L'épaisseur des profils albitisés peut atteindre 150 m. Les faciès supérieurs, très albitisés et oxydés sont généralement limités aux point hauts et aux plateaux des paysages actuels. Dans les fonds de vallée, l'albitisation est limitée à des fentes qui recoupent le socle et dont l'épaisseur et la fréquence diminuent progressivement avec la profondeur.

Les relations géométriques entre les phénomènes d'albitisation et la paléosurface triasique ont été mis en évidence par la cartographie des faciès albitisés qui sont spatialement liés à la bordure des bassins triasiques (Schmitt et Simon-Coinçon, 1985) et par l'étude de nombreux sondages dans le socle (prospection d'Uranium) qui montrent clairement la présence des faciès albitisés sous les dépôts triasiques à infra-liasiques et leur disparition en profondeur (Schmitt, 1986). Des datations radiochronologiques des paragenèses minérales associées aux albitisations ont fourni des âges triasiques (Bonhomme *et al.*, 1980 ; Schmitt *et al.*, 1984).

Les méthodes de datation par paléomagnétisme ont été appliquées aux profils albitisés du Morvan où ils sont particulièrement bien développés.

6.2. CADRE GEOLOGIQUE

Le Morvan fait partie de la chaîne hercynienne. Il est situé dans la partie nord-est du Massif central et correspond à un horst orienté Nord-Sud situé entre les Vosges et le Massif central. Il est principalement constitué de roches métamorphiques et ignées datées du Paléozoïque (Fig. 93). Une partie importante du massif est formée par des roches granitiques mises en place au cours du Carbonifère inférieur (orogénèse hercynienne, ~350 Ma) (Michel-Levy, 1908; Carrat, 1969a ; Vialette, 1973). Une période d'érosion intense a conduit à la mise à l'affleurement de ces granites dès avant la fin du Carbonifère (Franke *et al.*, 2005). A la fin du Carbonifère, le régime tectonique s'est inversé avec formation de grabens remplis par des dépôts du Carbonifère et du Permien (Faure, 1995 ; Derouin, 2003) et la mise en place de rhyolites pendant la période post-viséenne (Chabanel, 1975). Le Trias a été une période de stabilité tectonique conduisant à la formation de la pénéplaine triasique (Bois *et al.*, 1980; Soulé de Lafont et Lhégu, 1980). Pendant le Jurassique et le Crétacé, une transgression marine a engendré le dépôt d'une couverture marno-calcaire estimée généralement à environ 500 m de puissance (Lorenz, 1968; Forest *et al.*, 1999; Guillocheau *et al.*, 2000). Enfin, depuis le Tertiaire, le Morvan est resté à l'affleurement, soumis à l'érosion (Guillocheau *et al.*, 2000).

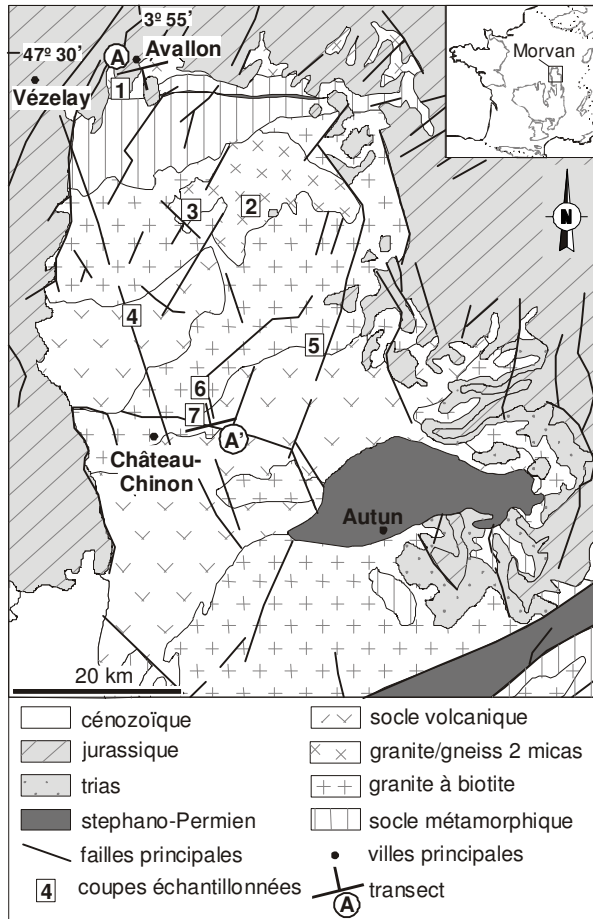


Figure 93 - Carte géologique simplifiée du Morvan et localisation des coupes échantillonnées pour le paléomagnétisme. : 1-Avallon ; 2-Saint-Agnan ; 3-La Pérouse ; 4-Chapelle de Banquet ; 5-Moux-en-Morvan ; 6-Planchez ; 7-Château-Chinon. La coupe AA' est représentée sur la figure 95.

Fig. 93 – Geological map with the location of the sampled sections. 1-Avallon ; 2-Saint-Agnan ; 3-La Pérouse ; 4-Chapelle de Banquet ; 5-Moux-en-Morvan ; 6-Planchez ; 7-Château-Chinon. The marked cross-section is shown in figure 95.

6.3. DESCRIPTION DES PROFILS

6.3.1. Description d'un profil albitisé synthétique

La pétrographie, la minéralogie et la micrographie des profils albitisés du Morvan est détaillée par Parcerisa (Parcerisa *et al.*, soumis). Un résumé des principales caractéristiques de ces profils est donnée ici.

Le socle non altéré à la base du profil est constitué principalement de gneiss, granites et rhyolites de couleur claire et ne présentant aucune trace d'albitisation des plagioclases primaires. L'étude pétrographique de l'albitisation et des altérations associées permet de distinguer trois faciès d'altération/albitisation qui se succèdent (Fig. 94).

1) Un horizon inférieur tacheté rose

La base du profil correspond à une zone à taches rose où la structure de la roche mère est entièrement préservée. Le contact avec la roche mère est irrégulier. Dans les taches rose, les plagioclases sont complètement albitisés. L'albite de néogénèse est formée de petits cristaux d'albite non luminescente en cathodoluminescence qui se forment aux dépens des plagioclases calciques, des feldspaths potassiques et en partie de la biotite. La couleur rose est due à de fines inclusions d'hématite. L'altération de la biotite est plus pénétrante que l'albitisation et les biotites sont la plupart du temps presque entièrement chloritisées avant que n'apparaisse l'albite néogénique. Les biotites chloritisées contiennent des inclusions secondaires d'anatase, hématite, sphène, épidote, feldspaths potassiques ou fluorapatite.

2) Un horizon médian rose

Dans la partie médiane du profil, les roches sont totalement rose. Tous les plagioclases primaires ont été albitisés. Certains plagioclases zonés présentent encore une couronne d'albite primaire non altérée. L'albitisation des plagioclases est accompagnée d'une précipitation de pigments d'hématite donnant aux plagioclases une couleur rose terne caractéristique. L'hématite cristallise aussi sous la forme de petites inclusions et granules de 10-50 µm. La biotite est totalement chloritisée. Ce faciès rose entièrement albitisé peut pénétrer le socle le long de fractures sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

3) Un horizon supérieur rouge

Le sommet du profil est caractérisé par la même paragenèse minérale que la partie médiane mais avec plus d'inclusions d'hématite et le développement de la séricite. La concentration en hématite donne alors une couleur rouge à la roche. L'hématite est présente sous forme de pigments dans l'albite et de granules plus gros dans la chlorite, mais aussi sous forme de filons d'oxydes dans les fractures, au niveau des joints entre les cristaux et dans les clivages des minéraux.

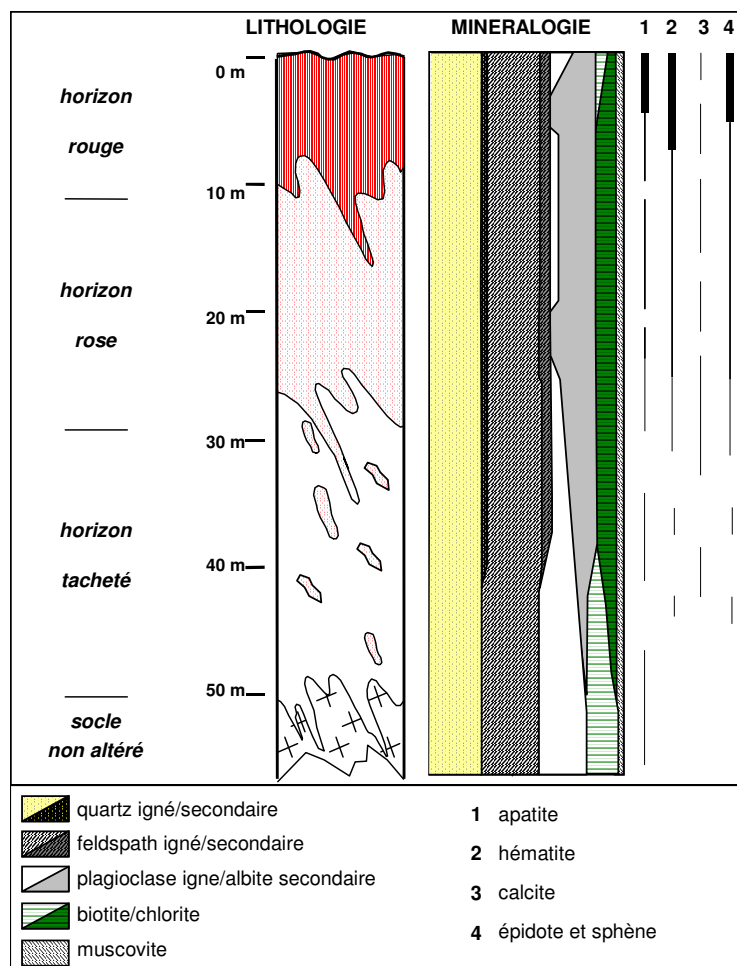


Figure 94 - Profil d'altération synthétique affectant le socle cristallin du massif du Morvan. Trois horizons d'altération se superposent à partir du socle non altéré et sont caractérisés par différentes paragenèses minérales.

Fig. 94 - Sketch of the paleoweathering profile developed on the crystalline basement of the Morvan massif. Three alteration stages superpose from depth to the paleosurface and are characterized by successive mineral paragenesis.

Des albitisations ont été reconnues sur l'ensemble du massif, affectant les granites et les roches volcaniques permo-carbonifères. Les profils sont caractérisés par l'albitisation des plagioclases primaires, la chloritisation des biotites primaires et la précipitation d'hématite.

Les profils albitisés montrent une disposition régionale ordonnée, avec des roches non altérées dans les vallées et dans la partie centrale du massif. Les roches les plus altérées sont principalement localisées sur les sommets topographiques et dans les parties externes du massif. Les profils d'altération soulignent donc une paléosurface en forme de dôme, érodée dans sa partie centrale (Parcerisa *et al.*, soumis) (Fig. 95).

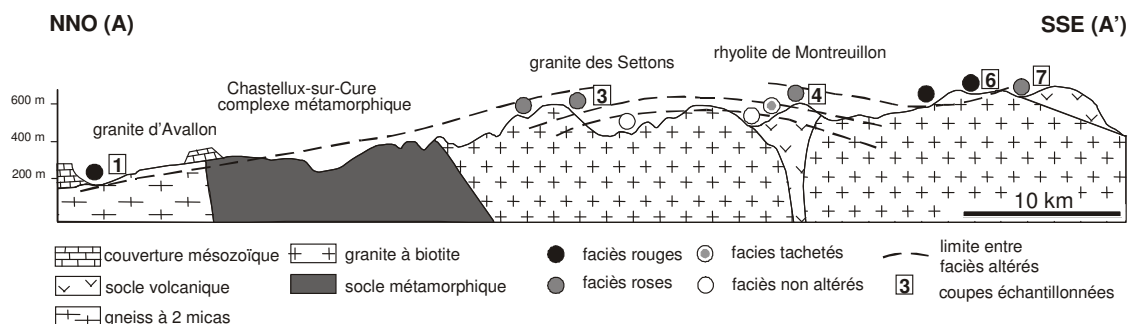


Figure 95 - Coupe géologique dans la partie ouest du Morvan (d'après Carrat, 1969) montrant les différents faciès d'albitisation affectant les granites, les gneiss et les rhyolites carbonifères du Morvan. La distribution des faciès altérés définit une structure en dôme avec les faciès les plus évolués vers la périphérie. 1-Avallon ; 3-La Pérouse ; 4-Chapelle de Banquet ; 6-Planchez ; 7-Château-Chinon (Parcerisa *et al.*, soumis).

Fig. 95 – Cross-section of the western part of the Morvan massif (after Carrat, 1969) showing the different alteration stages affecting the Morvan igneous rocks. The distribution of the altered facies defines a dome-like structure with the less altered facies in the core and the more altered facies in the periphery 1-Avallon ; 3-La Pérouse ; 4-Chapelle de Banquet ; 6-Planchez ; 7-Château-Chinon (Parcerisa *et al.*, submitted).

6.4. COUPES ETUDIÉES

Les affleurements de socle du Morvan sont discontinus. Il est très difficile de retrouver une coupe continue présentant l'ensemble des faciès du profil albitisé théorique. Les différents faciès de socle affleurent dans les vallées entaillées par le réseau hydrographique. Aussi, afin d'obtenir un profil le plus représentatif possible, nous avons effectué des prélèvements en suivant des coupes étagées le long des flancs des vallées et en dupliquant autant que possible les coupes.

Dans le cas général ce sont des affleurements de 1 à 3 m de hauteur et de quelques dizaines de mètres d'extension exposées dans les entailles du réseau routier qui ont été échantillonnées. Une dizaine d'échantillons ont été prélevés sur chaque site de ce type. Ce sont essentiellement les faciès roses de la partie supérieure des profils et les fentes albitisées qui ont été échantillonnées pour le paléomagnétisme, afin de s'assurer de teneurs suffisantes en oxydes de fer.

Sept coupes ont été échantillonnées (Fig. 93 & Fig. 95).

- 1) Avallon (89) : les prélèvements ont été effectués dans la vallée du Cousin dans les environs d'Avallon. Plusieurs sites ont été prélevés : en fond de vallée, le long de la route D127 qui descend d'Avallon vers la vallée, sur les hauteurs de la ville.
- 2) Saint-Agnan (58) : les prélèvements ont été effectués à l'entrée de la ville sur les accotements de la route en face de l'église.
- 3) La Pérouse (Quarré les Tombes, 58) : les prélèvements ont été effectués le long de la route forestière de la Pérouse à environ 150 m de dénivelé au-dessus du fond de la vallée où affleurent les faciès tachetés roses jusqu'au sommet du Rocher de la Pérouse où affleurent les faciès les plus roses.
- 4) La Chapelle du Banquet (Gacogne, 58) : les prélèvements ont été effectués le long de la vallée de l'Anguisson.
- 5) Moux-en-Morvan (58) : les prélèvements ont été effectués dans la vallée de la Chazelle et la vallée du Ternin.
- 6) Planchez (58) : les échantillons de cette coupe ont été prélevés en bordure de la route D37 entre les villes de Planchez et Château-Chinon, à la traversée de la vallée du Montagne par la route.

- 7) Château-Chinon (58): les prélèvements ont été effectués le long de la route D37 au lieu-dit Outron.

6.5. LE PORTEUR DE L'AIMANTATION

6.5.1. Principales caractéristiques pétrographiques de l'hématite

L'hématite est le principal porteur de l'aimantation dans les roches de socle albitisé du Morvan. Elle se présente sous différents faciès pétrographiques.

Dans les plagioclases. Dans les faciès rouges, l'hématite forme des agrégats de 20 à 100 μm (Fig. 96a). Ils sont particulièrement bien développés à La Pérouse et Planchez. De plus, à Planchez certains plagioclases albitisés montrent une couronne non altérée d'albite primaire. Celle-ci ne contient pas d'inclusions d'hématite alors que le cœur albitisé du plagioclase en est rempli (Fig. 96b). L'association étroite entre albite secondaire et hématite dans l'ensemble des coupes étudiées suggère que les deux minéraux sont paragénetiques.

Dans les biotites chloritisées. L'hématite forme des agrégats de 10 à 20 μm (Fig. 96c). Seules les biotites chloritisées d'Avallon sont très riches en hématite. En revanche, les biotites chloritisées des rhyolites (Chapelle de banquet, Moux-en-Morvan et Château-Chinon) ne contiennent que de rares petits agrégats d'hématite. Cette individualisation d'hématite ou non dans les chlorites secondaires correspond aussi à une différence de composition chimique des chlorites. Les chlorites des rhyolites qui ne contiennent pas ou peu de ségrégation d'hématite sont moins ferrifères et plus magnésiennes que les chlorites des granites qui elles, sont accompagnées de granules d'hématite formées lors de la chloritisation des biotites (Tab. XVII). De plus les chlorites des rhyolites contiennent de nombreuses inclusions de sphène et d'épidote alors que dans la plupart des chlorites des granites, ces minéraux sont absents traduisant une composition différente des biotites primaires.

Tableau XVII - Composition chimique moyenne des chlorites des granites et des rhyolites du Morvan. Analyses à la microsonde électronique. Composition en % pondéral, correction ZAF, balayage 6x6 μm .

Tab. XVII – Mean chemical composition of chlorites in granites and rhyolithes obtained by microprobe analyses.

(% wt.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Chlorites dans les granites										
Moyenne (27 analyses)	28,05	19,12	11,61	27,67	0,60	0,72	0,20	<l.d.	0,51	88,59
2 σ	2,29	1,58	1,34	2,82	0,16	1,00	0,26	--	1,04	1,43
Chlorites dans les rhyolites										
Moyenne (29 analyses)	28,07	19,36	14,71	24,89	0,43	0,37	0,18	<l.d.	<l.d.	88,38
2 σ	0,88	1,00	1,25	1,56	0,07	1,00	0,75	--	--	1,39

% wt = pourcentage en poids d'oxydes ; <l.d. = sous les limites de détection; 2 σ = déviation standard

Dans les microfractures. L'hématite est également présente dans les microfractures, les joints entre cristaux et les clivages de minéraux, en particulier dans les échantillons de la coupe de Saint-Agnan. Cette disposition particulière de l'hématite suggère d'une part, un dépôt relativement tardif par rapport aux pigments et granules inclus dans les albites, et d'autre part un dépôt à partir de fluides migrant à travers une porosité intragranulaire (Fig. 96d).

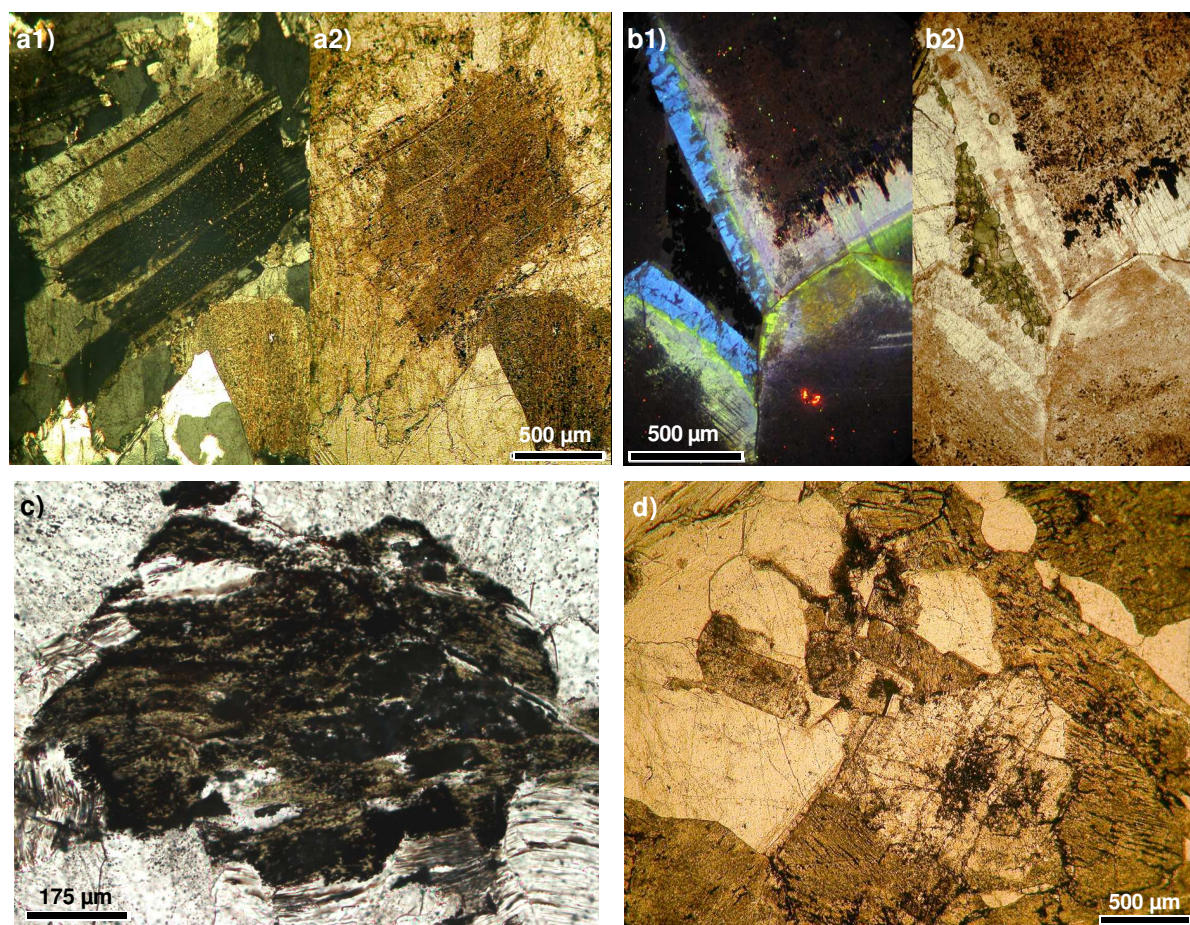


Figure 96 - Micromorphologie des principales occurrences d'hématite dans les roches albitisées. a) Gneiss d'Avallon : petites inclusions de séricite (petits points blancs sur la photo a1, lumière analysée) et petites inclusions d'hématite (petits points noirs sur la photo a2, lumière polarisée). b) Granite de Planchez : plagioclase à cœur albitisé non luminescent et couronne non albitisée luminescente. L'hématite est uniquement présente dans le cœur albitisé et se présente sous la forme de gros agrégats à la limite entre les parties albitisées/non albitisées. (b1 : cathodoluminescence ; b2 : lumière polarisée). c) Gneiss d'Avallon : biotite chloritisée remplie d'inclusions d'hématite ; lumière analysée. d) Granite de Saint Agnan : les agrégats d'hématite forment des inclusions dans les feldspaths ou remplissent microfractures, clivages et joints entre cristaux. ; lumière polarisée.

Fig. 96 – Micrographs showing the main features of haematite aggregates in the albitized rocks. a) Minute inclusions of sericite (minute bright dots in picture a1; cross polarized light) and haematite (minute black dots in a2; plane polarized light), Avallon, gneisses. b) Albitized non luminescent plagioclase crystals with a luminescent unalbitized crown (see b1; cathodoluminescence). Haematite aggregates are restricted to albitized plagioclases and are so bigger at the boundary between albitized and unalbitized plagioclase (see b2 ; plane polarized light). Planchez granite. c) Chloritized biotite full of haematite inclusions. Plane polarized light, Avallon gneisses. d) Haematite aggregates forming inclusions inside feldspars and filling microfractures, cleavages and intercrystalline boundaries. Plane polarized light. Saint Agnan granite.

6.5.2. Formation d'hématite au cours du chauffage

Certains échantillons de socle albitisé présentent une augmentation du moment magnétique au cours du chauffage (cf. ci-dessous). Des lames minces ont été taillées dans ces échantillons après les traitements thermiques pour le paléomagnétisme afin de contrôler les transformations minéralogiques induites par le chauffage. Ces échantillons montrent que les chlorites présentes au départ dans les échantillons ont été détruites au cours du chauffage et que de l'hématite secondaire s'est formée.

Les rhyolites de la Chapelle de Banquet, de Moux-en-Morvan et de Château-Chinon présentent de fortes teneurs en chlorites sous forme de biotite chloritisée et de sphérolites remplissant la porosité secondaire. Le chauffage des échantillons conduit au remplacement pseudomorphique des biotites chloritisées et des sphérolites de chlorite par de l'hématite. Les biotites chloritisées sont remplacées par des cristaux d'hématite lamellaire d'environ 100 μm orientés le long des clivages du mica d'origine (Fig. 97a, b). Les sphérolites de chlorite sont totalement remplacés par des sphérolites d'hématite de 20 μm de diamètre (Fig. 97c).

Les granites contenant de la biotite chloritisée montrent aussi la formation d'hématite épigénétique après chauffage. C'est le cas du granite à biotite de Planchez qui présente des teneurs relativement fortes en biotites chloritisées (Fig. 97a). Comme dans les rhyolites, la chlorite se transforme en hématite au cours du chauffage, formant des cristaux fibreux de 100 µm le long des clivages du micas d'origine (Fig. 97b). Le gneiss à deux micas d'Avallon contient des cristaux de biotite partiellement à totalement chloritisés. La chlorite y est transformée en hématite au cours du chauffage (Fig. 97d).

En revanche, le granite à biotite de la Pérouse n'est pas chloritisé et on n'y détecte aucune cristallisation d'hématite après le chauffage. De même, les veines d'aplite de Saint-Agnan et de Planchez qui ne contiennent pas de biotite ne montrent aucune formation d'hématite au cours du chauffage.

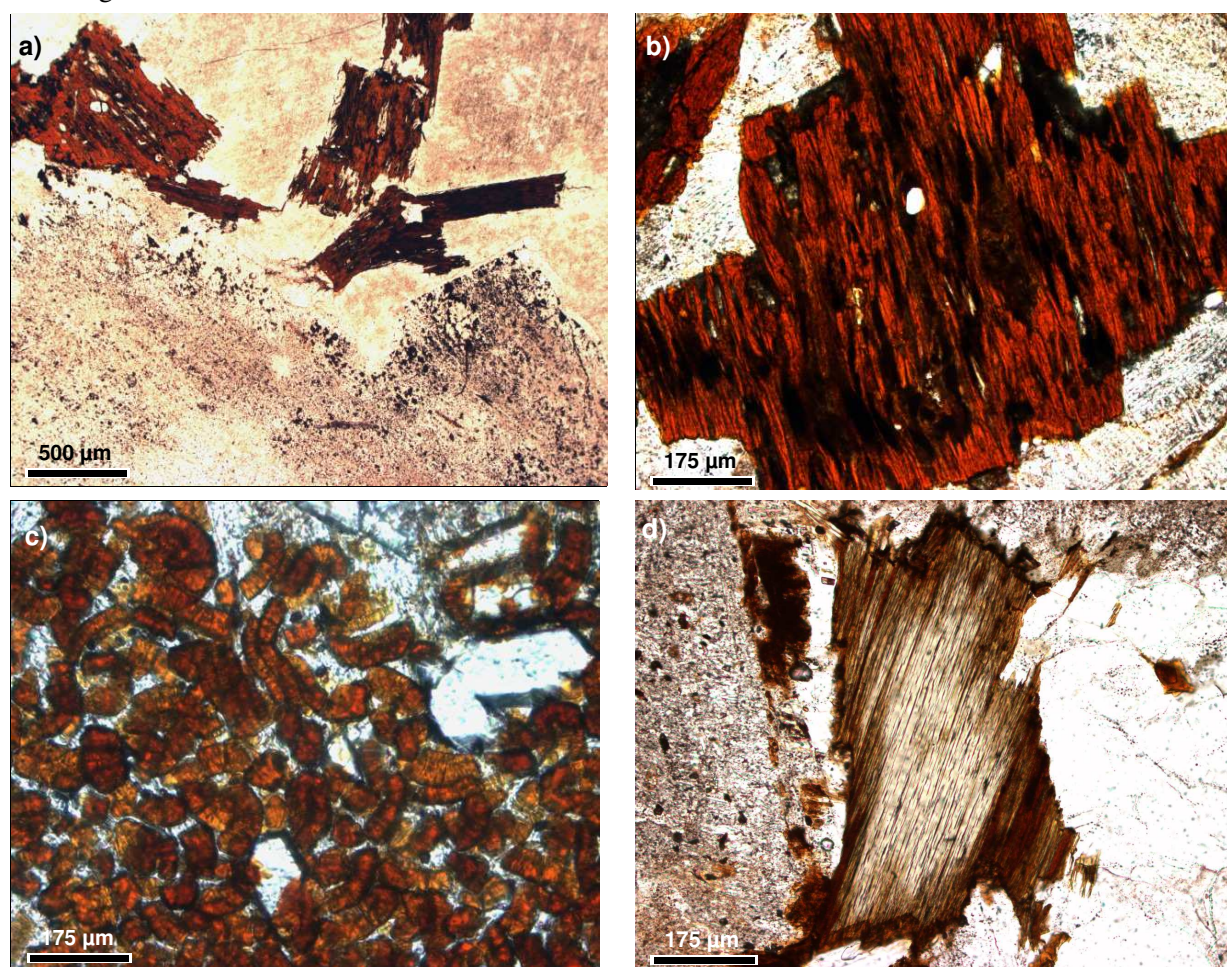


Figure 97 – Pétrographie de l'hématite des échantillons chauffés. Lumière polarisée. a) Hématite originelle sous forme d'agrégats dans les plagioclases albitisés (cristaux clairs) et hématite fibreuse secondaire dans les biotites chloritisés (cristaux sombres). Granite de Planchez. b) Hématite fibreuse secondaire précipitée le long des clivages d'une biotite chloritisée Rhyolite de Château-Chinon. c) Hématite secondaire remplaçant les sphérulites de chlorite originelle. Rhyolites de Moux-en-Morvan. d) Biotite partiellement chloritisée en bordure et le long des clivages du cristal. La chlorite a été remplacée par de l'hématite au cours du chauffage. Le cœur de la biotite reste inaltéré. Gneiss d'Avallon.

Fig. 97 – Micrographs showing the main features of the heated samples. Plane polarized light. a) Original haematite occurring as small aggregates in albited plagioclases (clear crystals) and secondary fibrous haematite inside chloritized biotites (grey crystals). Planchez granites. b) Long fibrous secondary haematite crystals in chloritized biotite oriented according to the former mica cleavages. Château-Chinon rhyolites. c) Secondary haematite replacing original chlorite spherulites. Moux en Morvan rhyolites. d) Biotite partially chloritized at its edges and along cleavages. The original chlorite has been replaced by haematite during heating. The biotite core remains unaltered. Avallon gneisses.

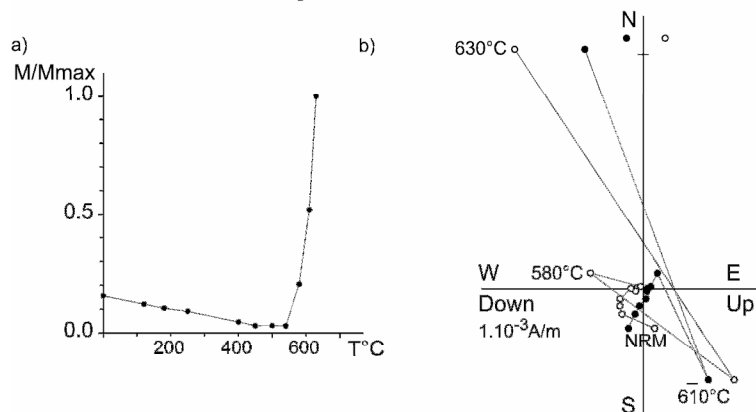
6.6. ANALYSE PALEOMAGNETIQUE

6.6.1. Comportement magnétique des échantillons au chauffage

Au cours du chauffage, deux comportements magnétiques ont été mis en évidence au sein des échantillons.

- 1) **Le moment magnétique augmente.** Pour certains échantillons le moment augmente à partir de 540°C, l'aimantation est instable au-dessus de cette température (Fig. 98a, b). Ce type de comportement a été rencontré systématiquement dans les rhyolites mais également dans 9 échantillons de granites de Planchez et dans 7 échantillons de granites de Saint-Agnan. Dans ces échantillons, l'hématite se développe aux dépens des chlorites au cours du chauffage et acquiert des propriétés de rémanence dans les conditions ambiantes. Le signal porté par cette hématite épigénétique se superpose au signal porté par l'hématite originelle. Les signaux sont inséparables.
- 2) **Le moment magnétique diminue** (Fig. 98c). Il n'y a pas de néoformation d'hématite au cours du chauffage. Le granite de la Pérouse, les gneiss d'Avallon, les aplites de Saint-Agnan et de Planchez présentent ce type de comportement. Un signal paléomagnétique porté par l'hématite a pu être identifié (Fig. 98d). Ces échantillons ne contiennent pas ou peu de biotites chloritisées. Lorsqu'elles sont présentes comme par exemple à Avallon, il est probable que les chlorites soient relativement plus stables au chauffage que celle décrite ci-dessus. Mais on ne peut exclure que des réactions d'oxydation et/ou déshydroxylation de la biotite conduisent à des recristallisations à partir de températures plus élevées.

Chateau - Chinon - Rhyolite CH3



Avallon - Gneiss CO10

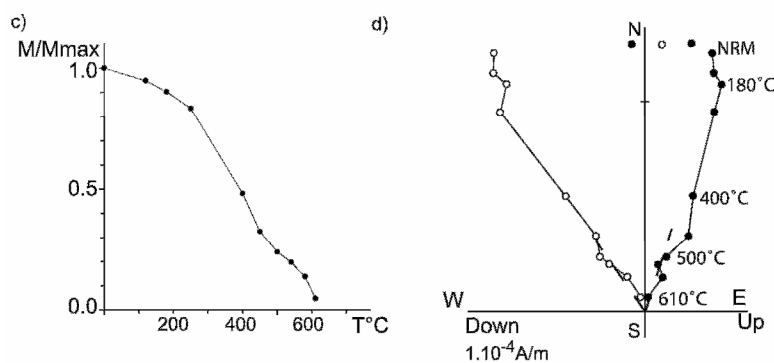


Figure 98 - Comportement thermomagnétique a, b) D'une rhyolite riche en chlorite. c, d) D'un gneiss à biotite plus ou moins chloritisée et muscovite. M/Mmax: moment magnétique normalisé.

Fig. 98 – Thermomagnetic behaviour of a chlorite-rich rhyolite sample (a, b) and a gneiss with biotite and muscovite (c, d). M/Mmax: normalised magnetic moment. On Zijderveld projections, closed (open) symbols refer to the horizontal (vertical) plane.

6.6.2. Les directions paléomagnétiques enregistrées

6.6.2.1. Avallon

Dix échantillons ont été mesurés à Avallon ; 6 échantillons ont fourni une composante haute température (500-610°C) (Fig. 99a) et 2 grands cercles de réaimantation ont pu être définis. Les directions d'ARHt ont été reportées en projection à aires conservées (Fig. 99b). Les aimantations sont de polarité normale et inverse. La direction d'ARHt moyenne présente une déclinaison de 21.6°, une inclinaison de 29.1° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 8.5° (Tab. XVIII).

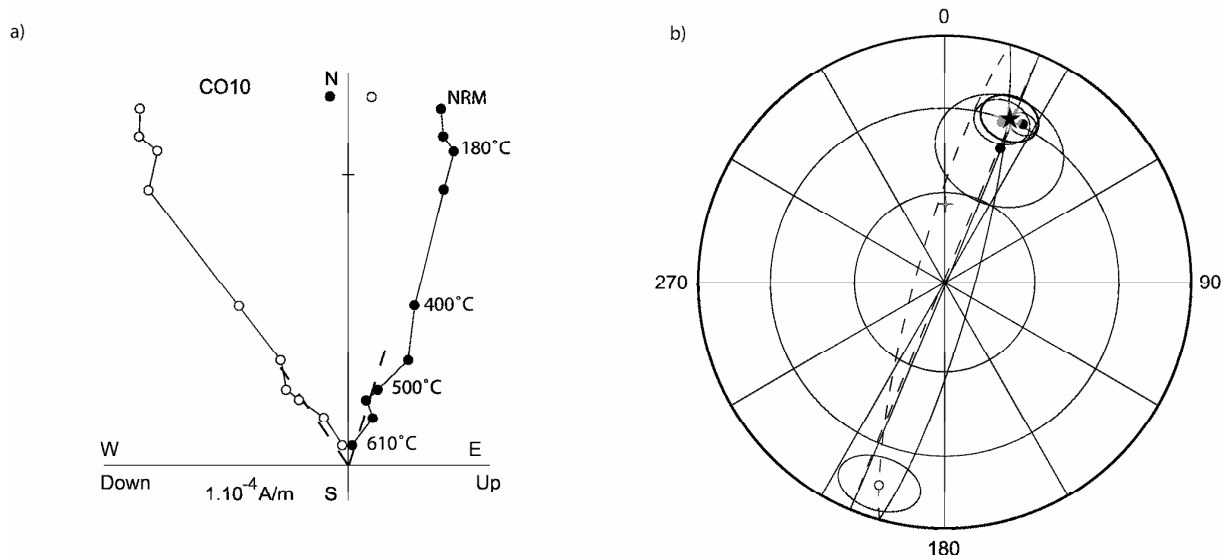


Figure 99 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site d'Avallon. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 99 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Avallon). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (goethite). b) Equal area projection of goethite characteristic components. Graphic conventions are similar than in figure 35

Tableau XVIII - Coordonnées géographiques des sites analysés dans le Morvan et directions caractéristiques moyennes déterminées pour chaque site. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = longitude du site ; N = nombre d'échantillons mesurés ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; Dec.° = déclinaison ; Inc.° = inclinaison ; k = paramètre de précision ; α_{95}° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. XVIII - Geographic coordinates of Morvan's sites and mean paleomagnetic directions obtained for each site. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; Dec.° = declination; Inc.° = inclination; k = precision parameter; α_{95}° = 95 % confidence circle.

Coupes	Lat. (°N)	Long. (°E)	N	n	Dec.°	Inc.°	k	α_{95}°
Avallon	47,48	3,9	10	6	21,0	30,5	96,7	7,1
Saint Agnan	47,32	4,08	11	4	14,7	48,0	73,2	10,8
La Pérouse	47,28	4,00	11	8	199,0	-19,4	217,2	3,8
Planchez	47,13	4,02	12	3	196,3	-28,6	62,6	15,7

6.6.2.2. Saint Agnan

Onze échantillons ont été mesurés pour le site de Saint-Agnan. Seuls les échantillons d'aplite, dépourvus de biotites primaires (4/11) ont fourni une composante haute température. L'aimantation est détruite entre 500°C et 610°C-660°C (Fig. 100a). Les directions d'ARHt ont été reportées en projection à aires conservées (Fig. 100b). Elles sont toutes de polarité normale. La direction d'ARHt moyenne présente une déclinaison de 14.7°, une inclinaison de 48.0° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 10.8° (Tab. XVIII).

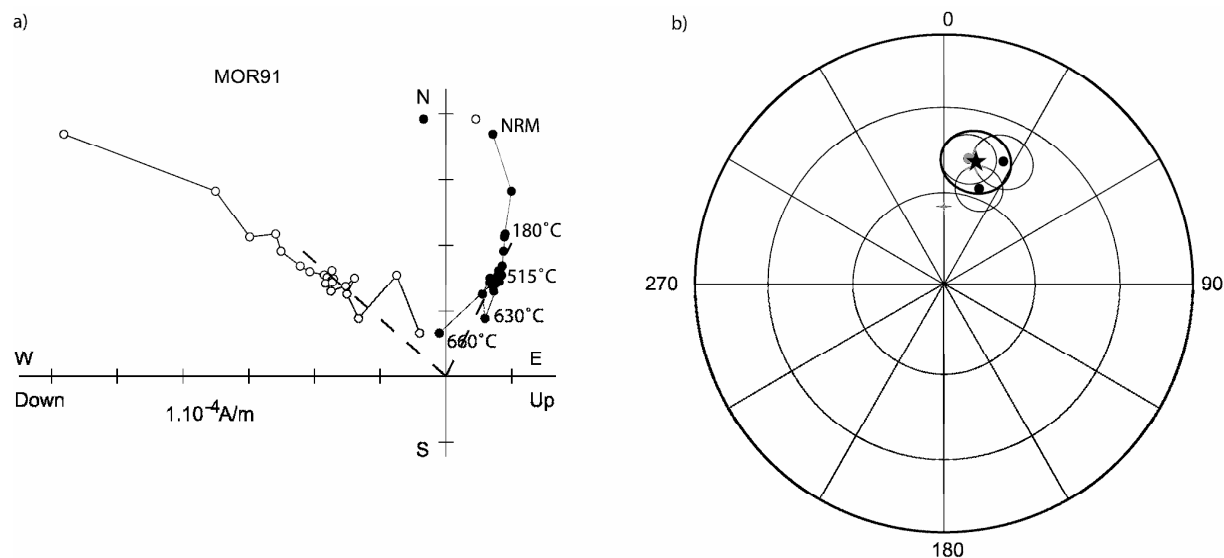


Figure 100 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Saint Agnan. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 100 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Saint Agnan). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (goethite). b) Equal area projection of goethite characteristic components. Graphic conventions are similar than in figure 35

6.6.2.3. La Pérouse

Onze échantillons ont été mesurés pour le site de la Pérouse ; 8 échantillons ont fourni un signal cohérent à haute température. L'aimantation est détruite au-dessus de 585-660°C (Fig. 101a). Un grand cercle de réaimantation a été défini pour un échantillon. Les directions d'ARHt obtenues sont reportées en projection à aires conservées (Fig. 101b). Les aimantations sont toutes de polarité inverse. Les directions sont particulièrement bien regroupées. La direction d'ARHt moyenne calculée pour ce site présente une déclinaison de 199.0°, une inclinaison de -19.4° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de cette moyenne est de 3.8° (Tab. XVIII).

6.6.2.4. Planchez

Trois échantillons présentent un signal cohérent à haute température. L'aimantation est détruite entre 390°C et 600-670°C (Fig. 102a). Les directions d'ARHt obtenues sont reportées en projection à aires conservées (Fig. 102b). Les aimantations sont toutes de polarité inverse. La direction d'ARHt moyenne calculée pour ce site présente une déclinaison de 193.8°, une inclinaison de -29,3° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de cette moyenne est de 12,6° (Tab. XVIII). Même si cette direction moyenne n'a été calculée qu'à partir de 3 échantillons, elle a été retenue dans le calcul de la moyenne car elle est cohérente avec les directions obtenues pour les sites de La Pérouse et d'Avallon.

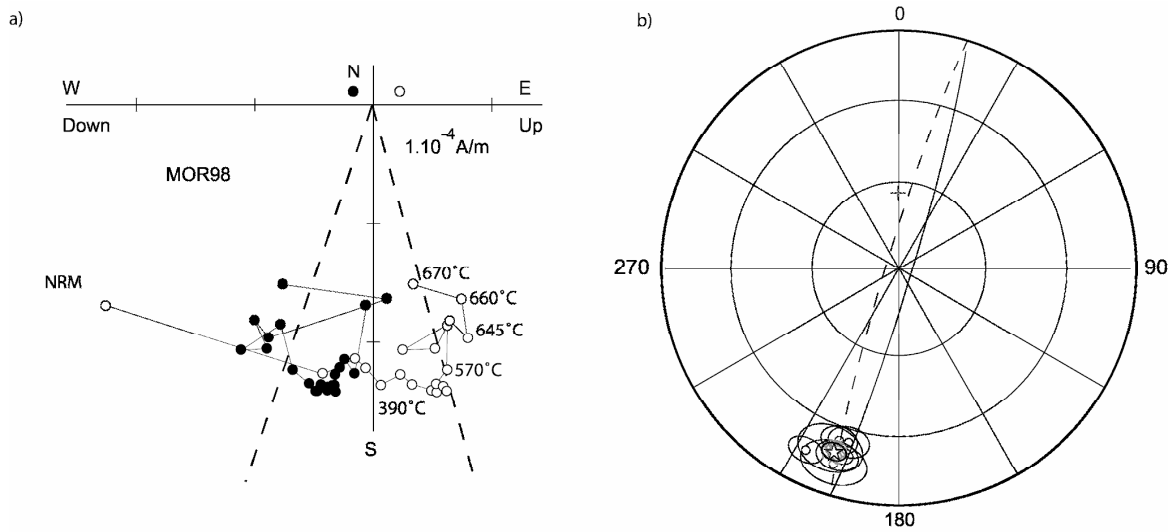


Figure 101 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de La Pérouse. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 101 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (la Pérouse). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (goethite). b) Equal area projection of goethite characteristic components. Graphic conventions are similar than in figure 35

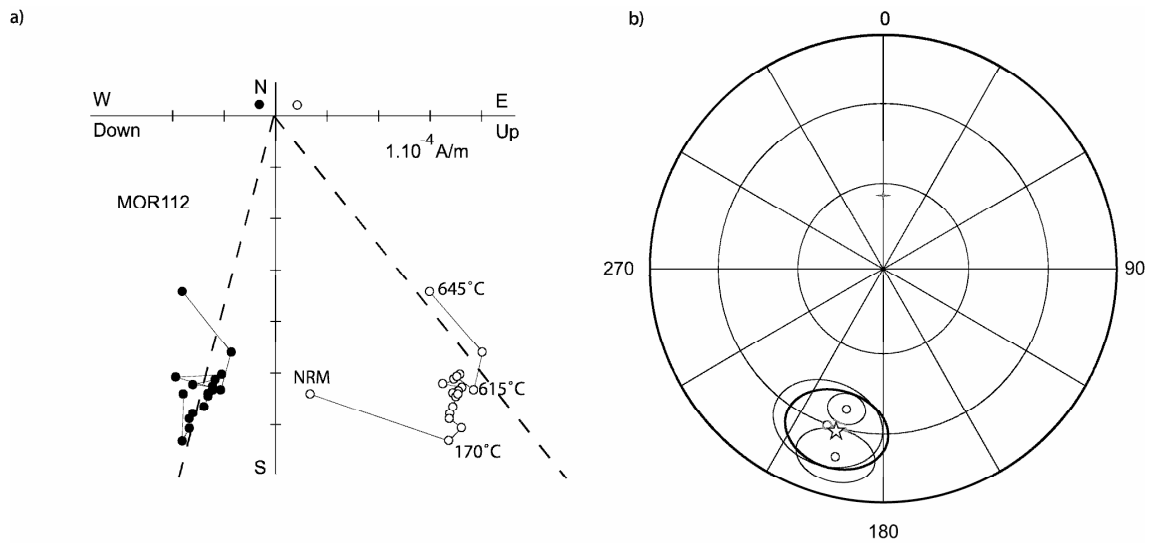


Figure 102 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Planchez. a) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site. b) Projection à aires conservées des directions d'ARHt et de leur moyenne. Les conventions graphiques utilisées sont les mêmes que pour la figure 35.

Fig. 102 - NRM demagnetization and high temperature characteristic directions (Planchez). a) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization (goethite). b) Equal area projection of goethite characteristic components. Graphic conventions are similar than in figure 35

6.6.3. Interprétation des directions paléomagnétiques

Compte tenu de la formation d'hématite au cours du chauffage dans les rhyolites et certains granites, seuls 4 sites ont fourni une direction d'ARHt moyenne dans le Morvan. Cela ne satisfait pas aux exigences méthodologiques du traitement statistique des résultats lorsque l'on veut obtenir un pôle géomagnétique virtuel (PGV) moyen. Cette étude peut néanmoins être considérée comme préliminaire car d'autres sites sont accessibles à des mesures complémentaires. Nous avons donc choisi de définir un PGV moyen pour chacun des sites étudiés. Les PGV obtenus sont listés dans le tableau XIX. Ils ont été comparés avec la CDAP combinée de l'Europe et de l'Amérique du Nord (Torsvik *et al.*, 2001) dont les pôles ont été transférés sur l'Europe à l'aide du modèle cinématique de Muller (1993) (Fig. 103).

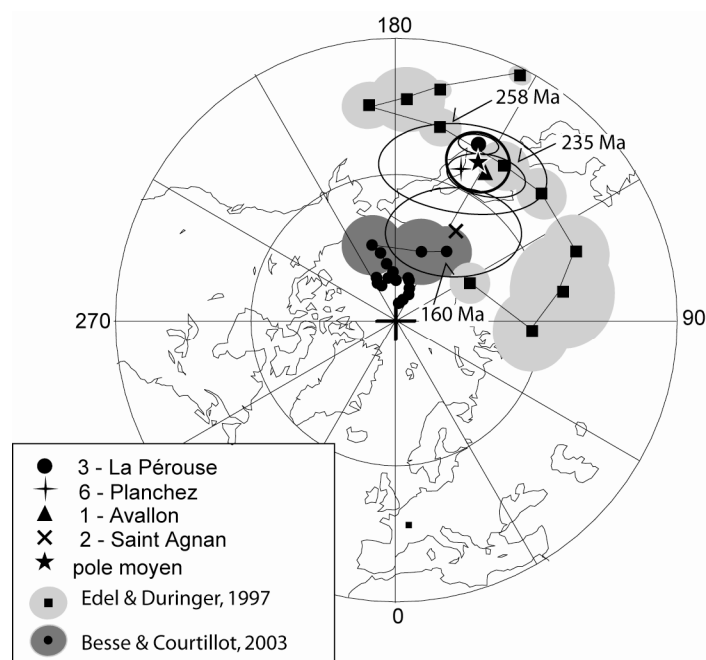


Figure 103 - Comparaison du PGV relatif aux sites du Morvan et des CDAP de l'Europe (Besse et Courtillot, 2003 et Edel et Düringer, 1997). Le PGV moyen calculé pour les sites de La Pérouse, Planchez et Avallon est voisin du pôle défini pour 245 Ma.

Fig. 103 – VGP obtained for the analysed sections compared to the Apparent Polar wander path (APWP) of Edel and Düringer (1997) from Permian to Middle Jurassic and of Besse and Courtillot (2003) from Middle Jurassic until present.

Les PGVs d'Avallon, de la Pérouse et de Planchez sont bien groupés et proches des pôles de la CDAP définis entre le Permien supérieur et le Trias inférieur. Un pôle moyen a été calculé à partir de ces trois pôles (Tab. XIX). Il est très proche du pôle de la CDAP défini pour 245 Ma et est compatible avec les pôles définis de 235 Ma à 255 Ma (McFadden et Mc Elhinny, 1990).

Le PVG obtenu à Saint-Agnan présente un cône de confiance très large. Ce pôle est situé entre les pôles triasiques de la CDAP et l'actuel. Si ce pôle a une signification, deux hypothèses peuvent être proposées :

- le PGV obtenu correspond à la superposition du champs paléomagnétique du Trias avec un champ plus récent d'âge compris entre 50 Ma et 0 Ma.
- le PGV obtenu correspond à l'enregistrement d'une période spécifique d'altération plus jeune d'âge Jurassique supérieur.

Il faut rappeler que la répartition de l'hématite dans les échantillons de Saint-Agnan est particulière : elle y remplit les microfractures et les clivages de minéraux. Cette disposition corrobore l'hypothèse d'une seconde phase d'altération particulière plus tardive.

Tableau XIX - Coordonnées géographiques des sites du Morvan, PGV calculés pour chaque site et PGV moyen obtenu à partir de 3 sites triasiques du Morvan. Lat. (°N) = latitude du site ; Long. (°E) = Longitude du site ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; PGV Lat. (°N) = Latitude du pôle géomagnétique virtuel ; PGV Lon. (°E) = longitude du pôle géomagnétique virtuel ; dp = paramètre de précision ; dm = rayon de l'ellipse de confiance à 95 % ; K = paramètre de précision ; A95° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne.

Tab. XIX - Geographic coordinates of the Morvan sites, mean VGP obtained for each site and mean Morvan triassic VGP. Lat. (°N) = latitude; Long. (°E) = longitude; N = number of samples; n = number of samples used for mean calculation; PGV Lat. (°N) = VGP latitude ; PGV Long. (°E) = VGP longitude ; dp = precision parameter; dm = 95% confidence ellipsis radius ; K = Fisher parameter ; A95° = 95% cone of confidence.

Sites	Lat. (°N)	Long. (°E)	n	PGV Lat. (°N)	PGV Long. (°E)	dp/K	dm/A95°
Avallon	47,48	3,9	6	54,4	147,6	4,4	7,9
St, Agnan	47,32	4,08	4	68,4	146,9	9,2	14,1
La Pérouse	47,28	4,00	8	49,4	154,5	2,1	4,0
Planchez	47,13	4,02	3	55,4	155,6	9,5	17,3
Moyenne			3	53,1	152,6	387,6	6,3

CHAPITRE 7

Interprétation géodynamique des datations

7.1. NATURE DE L'ÉVÈNEMENT DATE

7.1.1. Redistribution du fer dans les formations "sidérolithiques" du Massif central

Le développement des profils d'altération est généralement reconnu comme le résultat de processus longs et complexes, avec dissolution et recristallisation successives de minéraux divers, y compris les oxy-hydroxydes de fer (Nahon *et al.*, 1979 ; Lucas, 1997 ; Braun *et al.*; 2005). La datation de certains profils d'altération sur les cratons africains, américains et australiens s'échelonnent sur des intervalles de 50 Ma à 100 Ma de la base au sommet des profils (Vasconcelos *et al.*, 1994 ; Ruffet *et al.*, 1996 ; Hénocque *et al.*, 1998 ; Dammer *et al.*, 1999 ; Théveniaut et Freysinnet, 1999, 2002). Au contraire, les datations par paléomagnétisme des formations sidérolithiques du Massif central sont comprises dans un intervalle de temps relativement court entre 160 Ma et 130 Ma. La datation obtenue dans le Lembron présente une incertitude de moins de 10 Ma.

Pour interpréter des datations aussi homogènes et des âges relativement bien contraints sur chaque coupe prise individuellement, deux hypothèses peuvent être avancées : (1) une altération très rapide, mais les profils sont matures ; (2) un évènement de recristallisation générale des oxydes de fer en fin de processus d'altération.

La caractéristique générale des profils datés par paléomagnétisme est de présenter une structuration finale avec de grandes fentes planaires accompagnées de décolorations et de dépôts de silice sous forme d'opale CT. Les taches de décoloration sont révélatrices de la mobilité des oxydes de fer en environnement hydromorphe. Leurs dispositions en structures planaires sont vraisemblablement l'indice d'un niveau de battement ou d'écoulement de nappe. Les environnements de ce type sont soumis à des alternances de conditions réductrices et oxydantes qui peuvent entraîner la redistribution du fer précipité au cours de la pédogenèse de façon homogène. Les dépôts de silice observés dans de nombreux profils sont vraisemblablement aussi à relier à ces environnements hydromorphes. L'oxydation de Fe⁺⁺ en Fe⁺⁺⁺ entraîne l'acidification du milieu (Brinkman, 1970 ; McArthur *et al.*, 1991). Cette acidification peut conduire à la destruction des argiles, avec redistribution d'Al et réorganisation de la silice en opale-CT quasi sur place. Le développement des structures planaires et hydromorphes est probablement à relier à un ennoyage des profils par des sédiments déposés à l'aval et une remontée concomitante de la nappe aquifère. La silicification a probablement entraîné un « blocage » du signal paléomagnétique et une meilleure préservation des profils.

Ce sont les matériaux les plus grossiers, de type cônes torrentiels, bioturbés, mais relativement peu matures, uniformément rouges, sans structuration pédologique marquée, qui ont fourni les signaux paléomagnétiques les plus cohérents. Ces dépôts présentent une disposition et des granulométries favorables à l'écoulement de nappes aquifères alimentées par les zones amont. Il est possible que ces écoulements aient induit la recristallisation des oxy-hydroxydes de fer et aient ainsi homogénéisé l'enregistrement par paléomagnétisme.

En revanche, les profils les plus évolués, présentant des structurations pédologiques matures (structuration colonnaire, nodules, etc.) n'ont pas fourni de signal paléomagnétique cohérent. Les directions étaient très dispersées et évoquaient la superposition de plusieurs composantes traduisant des processus d'évolution lents.

Les âges de 50 Ma ont été obtenus sur les formations "sidérolithiques" de la base du profil de Loze et du Rouget. Les matériaux qui caractérisent ces profils sont identiques à ceux des profils sidérolithiques d'âge Jurassique supérieur/Crétacé inférieur avec terriers de termites, fentes plates et blanchiments. Il semble qu'aucune structure pédologique nouvelle ou du moins spécifique ne distingue ces matériaux d'âges différents. Or, il est difficile d'envisager qu'on ait développé exactement les mêmes profils et structurations pédologiques cours de deux périodes différentes. Il faut donc admettre que les matériaux ont subi des transformations chimiques qui ont entraîné une

recristallisation des oxydes de fer au Tertiaire. On peut émettre l'hypothèse que les profils anciens soient redevenus fonctionnels ou qu'ils ont été le siège de nouveaux écoulements de nappe.

L'évènement que l'on date dans les formations sidérolithiques du Massif central n'est donc pas le développement du profil d'altération lui-même, mais un évènement d'homogénéisation relatif à la cristallisation d'hématite pigmentaire éventuellement « fossilisée » par une silicification au sein d'une nappe de surface suite à l'évolution des paysages.

7.1.2. Cimentation des sables et grès de la bordure sud-est du Bassin de Paris

Peu de choses sont connues sur le dépôt et l'altération qui ont conduit au développement des grès ferrugineux du sud-est du bassin de Paris. Ceci est en partie dû à la rareté des affleurements et à la difficulté d'établir des corrélations entre les différentes unités sédimentaires, le plus souvent azoïques dont les interprétations sédimentologiques n'ont guère fait l'objet de travaux.

L'étude pétrographique des grès ferrugineux montre qu'ils sont essentiellement formés d'un ciment de goethite concrétionnée de façon isotrope autour des pores. Quelques illuviations argilo-ferrugineuses apparaissent tardivement par rapport à ces concrétionnements. Cette organisation suggère une précipitation des oxy-hydroxydes de fer dans un environnement saturé, au sein d'une nappe aquifère. L'origine du fer est vraisemblablement à rechercher dans les grès eux-mêmes. L'altération de la glauconite participe pour partie à cette cimentation ferrugineuse, en particulier dans les grès du Sancerrois. Mais l'altération de la glauconite ne suffit probablement pas à elle-seule pour expliquer toutes les ferruginisations. L'oxydation par la nappe de sables noirs, pyriteux est envisageable, mais dans l'état actuel des connaissances géologiques (rareté des affleurements) ne peut être argumentée. La nature de ces dépôts originaux reste à être précisée et les faciès primaires à être mis en évidence.

Se pose la question de l'âge des altérations. Il peut s'agir d'altérations précoces mises en place pendant ou immédiatement après le dépôt de sables ou beaucoup plus tardives, marquant les étapes de la dénudation des auréoles du Bassin de Paris avec incision des paysages induisant des écoulements de nappe dans les aquifères sablo-gréseux (Fig. 104).

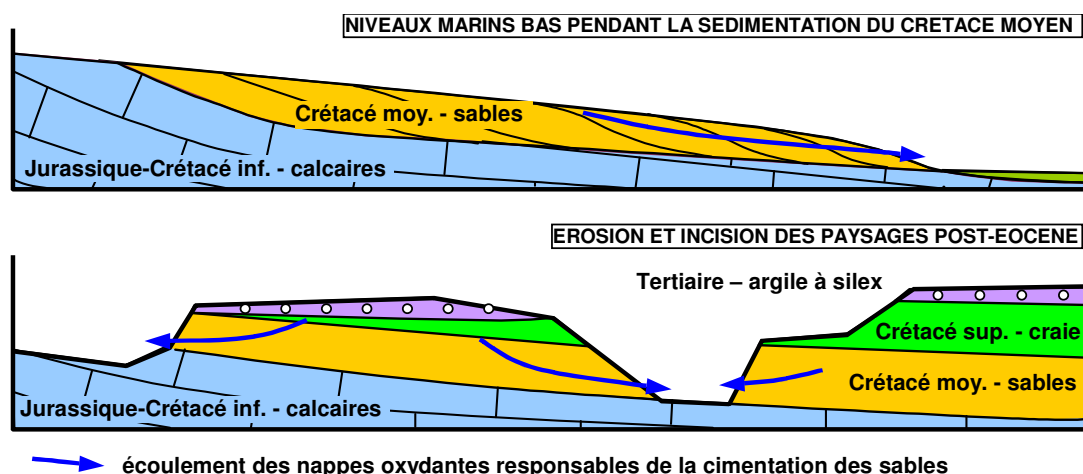


Figure 104– Schéma illustrant les deux hypothèses concernant la ferruginisation des sables du Crétacé inférieur de la bordure sud-est du bassin de Paris : altération précoce pendant le dépôt des sables lors de périodes d'abaissement du niveau eustatique ou altération tardive lors de l'évolution continentale cénozoïque et l'incision des paysages.

Fig. 104 – Sketch showing the two hypothesis concerning lower cretaceous sands ferruginisation in south-eastern Paris basin: early weathering during sands deposits during eustatic see level fall or late weathering during cenozoic continental evolution and landscapes incision.

L'analyse du paléomagnétisme de ces grès ferrugineux n'a pas réellement permis d'apporter une solution. Aucun signal paléomagnétique des grès ferrugineux n'a été exploitable. La goethite est trop instable, l'aimantation est détruite à chaque dissolution. L'hématite est présente en trop faible teneur et/ou provient de la transformation d'une partie de la goethite tout au long de l'histoire

géologique de la formation. Seul le niveau ferrugineux à hématite de la carrière des Beaux Arts donne un signal paléomagnétique cohérent. Le PGV coïncide avec le pôle actuel et diffère du pôle à 10 Ma sur la CDAP de l'Europe, ce qui indique un âge « sub-actuel » : moins de 10 Ma. Se pose la question de l'interprétation de cet âge. Le porteur de l'aimantation est l'hématite, c'est le seul oxyde de fer de ce niveau ferrugineux. Or il est généralement admis que l'hématite ne se reaimante pas ou difficilement, l'âge obtenu par paléomagnétisme serait donc celui de la formation de l'oxyde. L'oxydation de ce niveau particulier serait récente et probablement liée à la mise à l'affleurement de la formation. Elle pourrait être imputée à l'écoulement de la nappe phréatique des sables situés sous les Argiles de Myennes, suite à l'entaille des paysages (Fig. 105). Le paléomagnétisme constituerait ainsi un outil de datation de la mise en place des paysages actuels. Pour valider l'hypothèse il conviendrait de trouver d'autres affleurements de ce niveau ferrugineux. Des blocs ont été extraits, il y a quelques années, au stade de Toucy, mais l'affleurement n'est plus accessible actuellement.

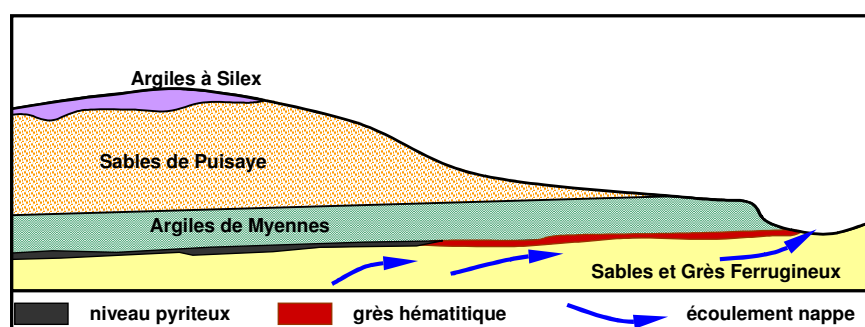


Figure 105 - Schéma montrant l'hypothèse de la formation du niveau de grès ferrugineux à hématite à partir de l'oxydation d'un niveau de pyrite par la nappe phréatique lors de l'entaille des paysages

Fig. 105 - Sketch showing ferruginous sandstones formation from pyrite oxidation by ground-water flow, following landscape incision.

7.1.3. Altération superficielle du socle du Massif central

Le caractère distinctif des paléaltérations qui affectent le socle du Massif central est la forte empreinte géochimique sodique qui se traduit par des albitisations dans les horizons profonds du paléoprofil. Ce sont des altérations atypiques ne présentant aucun indice de formation en milieu vadose (non saturé).

Les paragenèses minérales des faciès avec développement d'albite et chloritisation des biotites ont été reconnues depuis longtemps et sont généralement regroupées sous l'appellation « saussuritisation ». Ces paragenèses sont classiquement rapportées à des altérations tardimagmatiques. La néoformation d'albite a également été reconnue liée à des circulations hydrothermales dans les socles et les couvertures sédimentaires. Dans les cas de l'albitisation décrite dans le Massif central et le Morvan, leur mise en place par des fluides tardi-magmatiques correspondrait à un âge proche de celui des granites, donc Carbonifère (~350 Ma). Des circulations hydrothermales tardives sous couverture sédimentaire correspondraient à des âges post-triasiques (Jurassique, Crétacé, voire Tertiaire).

L'âge triasique obtenu par paléomagnétisme exclut donc ces deux hypothèses classiquement avancées pour expliquer l'origine de l'albitisation du socle cristallin du Morvan. L'albitisation a eu lieu alors que les granites étaient encore à l'affleurement. Il s'agit en fait d'altérations profondes en milieu saturé de nappe, sans qu'il soit établi que la nappe ait un écoulement notable. Le caractère oxydant, avec précipitation d'hématite, indique sans ambiguïté que les profils ont une origine superficielle. Même en faisant l'hypothèse d'une contribution de fluides profonds, ces derniers étant toujours réducteurs, il faut de toute façon envisager un mélange avec des fluides météoriques.

Des formations albitisées ont été diagnostiquées sur pratiquement tout le Massif central. Elles ont été rapportées à la paléosurface triasique sur des critères géométriques (formations scellées par les dépôts mésozoïques). Des datations radiochronologiques K/Ar des minéraux secondaires (albite et minéraux argileux) ont donné des âges triasiques (Bonhomme *et al.*, 1980 ; Schmitt *et al.*, 1984). Les datations par paléomagnétisme datent spécifiquement les oxydes de fer. Les âges triasiques enregistrés par ces oxydes mettent en évidence un événement majeur d'altération ayant affecté des volumes considérables de socle.

Des réaimantations d'âge Permien supérieur à Trias inférieur ont souvent été rapportées dans des roches volcaniques d'âge Carbonifère à Permien inférieur en Europe de l'Ouest (Tab. XX). Ces réaimantations seraient d'origine hydrothermale et/ou des processus d'altération de surface (Edel et Schneider, 1995). Nous avons utilisé le test de statistique de McFadden et Mc Elhinny (1990) pour comparer le PGV que nous avons obtenu dans le Morvan aux PGV décrits dans la littérature pour lesquels nous avons calculé une moyenne. Le test est positif à 95% ($\gamma_0 = 3.4^\circ$ et $\gamma_c = 11.1$), les deux pôles sont donc statistiquement identiques. Les réaimantations décrites dans la littérature sont probablement à rapprocher des phénomènes d'albitisation datés dans le Massif central. Elles soulignent l'importance et l'étendue de cet évènement majeur d'altération ayant affecté les roches paléozoïques émergées à la fin du Permien et au début du Trias.

Tableau XX - Réaimantation datées du Permien supérieur au Trias inférieur dans des roches volcaniques d'Europe de l'Ouest. Les références 1,2,4,5,6 & 8 ont été extraites de l'article d'Edel et Schneider (1995).

Tab. XX – Late Permian to Early Triassic overprinting in various rocks of Western Europe. 1,2,4,5,6 & 8 references have already been cited and commented by Edel and Schneider (1995).

Sites	Type de roche	Age des roches	Age de réaimantation	PGV Lat. (°N)	PGV Long. (°E)	Auteurs
1. Norway – Oslo	basaltes	Permien inf.	Permien sup. ?	47	157	(Van Everdingen, 1960)
2. S. W England - Exeter	traps	279 Ma	245 Ma	49	148	(Zijderveld, 1967b)
3. France – Bretagne	divers	Paléozoïque	Permien sup. – Trias inf.	51	154	(Edel et Aifa, 2001)
4. France – Bretagne	dolerites	Ordovicien	Permo-Trias	43	137	(Perroud <i>et al.</i> , 1983)
5. France – Vosges	divers	298 Ma	250 Ma – 258 Ma	53	158	(Edel et Schneider, 1995)
6. S. W Germany – Pfalz	basaltes	Permian inf.	258 Ma ?	46	148	(Edel et Wickert, 1991)
7. E. Germany – Bohème	granites	Carb sup-Permien inf.	250 Ma	47	159	(Soffel et Harzer, 1991)
8. Austria - Bohème	granitoïdes	Carbonifère	Permien sup.	48	162	(Bachtadse <i>et al.</i> , 1983; Reisinger <i>et al.</i> , 1994)
9. Poland – Sudètes	divers	Carb.inf	258 Ma	48	181	(Westphal <i>et al.</i> , 1987)
10. Poland - Sudètes	divers	Paléozoïque	Permien sup.- Trias inf.	49	164	(Edel <i>et al.</i> , 1997)
11. Poland - Sudètes	divers	Protérozoïque -Dévonien	Trias-Jurassique	60	128	(Kadzialko-Hofmökler <i>et al.</i> , 2003)
moyennes	n(sites)	PGV Lat. (°N)	PGV Long. (°E)	K	A95	
Moyenne Europe	11	49,9	154,6	67,1	5,6	
Moyenne Morvan	3	53,1	152,6	387,6	6,3	Cette étude

inf = inférieur ; sup = supérieur; Carb . = Carbonifère

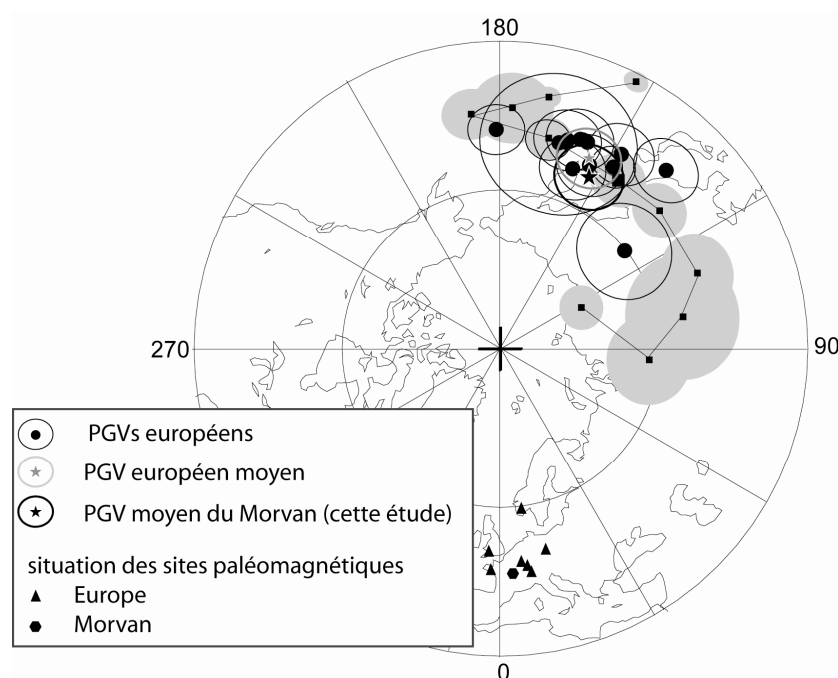


Figure 106 – Projection à aires conservés : des pôles décrits dans la littérature pour des âges Permien et triasique en Europe ; du pôle moyen correspondant à ces réaimantations ; et du pôle défini dans cette étude.

Fig. 106 – Equal are projection of palaeomagnetism overprintings VGPs of the European sites described in the litterature and the Morvan mean VGP obtained in this study. The two mean pole almost superimpose. APWP of Edel and Düringer (1997).

Outre les datations triasiques obtenues, les analyses paléomagnétiques sur un site, le site de Saint Agnan, peuvent suggérer un pôle d'âge Jurassique supérieur. Une précipitation tardive d'hématite dans les microfractures et joints de grains a été observée dans les roches albitisées de ce site. L'âge obtenu pourrait éventuellement correspondre aux racines d'une altération d'âge Jurassique supérieur/Crétacé inférieur surimposée à la paléosurface triasique et indiquerait une dénudation du massif cristallin à cette époque.

7.2. COUVERTURE SEDIMENTAIRE MESOZOÏQUE DU MASSIF CENTRAL

Plusieurs scénarii contradictoires font débat quant à l'épaisseur de la couverture sédimentaire mésozoïque sur le Massif central.

- 1) L'interprétation thermochronologique des traces de fission dans les apatites des granites du Massif central indiquerait l'existence au Crétacé supérieur d'une couverture sédimentaire de 1000 m à 2000 m d'épaisseur (Barbarand *et al.*, 2001 ; Peyaud *et al.*, 2005).
- 2) Les datations par paléomagnétisme obtenues au cours de cette étude soulignent que le massif était en grande partie découvert au Crétacé inférieur et ne présentait donc pas de couverture sédimentaire sur la majorité du massif à cette époque.

7.2.1. Données relatives aux formations "sidérolithiques" du Massif central

Les datations obtenues sur les formations "sidérolithiques" du Massif central sont un point d'ancrage essentiel pour l'appréciation de la couverture sédimentaire mésozoïque du massif.

Des datations relativement homogènes, Jurassique supérieur/Crétacé inférieur ont été obtenues sur ces formations classiquement attribuées au Tertiaire. Elles sont cohérentes avec les datations obtenues à Châteaumeillant au nord du Massif central où le sommet du profil de Loze a pu être daté à 130 Ma (Quesnel *et al.*, 2006). Dans le Morvan aucun indice de paléaltération du Crétacé n'a jamais été décrit et ce malgré la proximité des formations à chailles contenant du fer pisolitique et de la gibbsite en Nivernais. Néanmoins, les datations exploratoires par paléomagnétisme réalisées au cours de cette étude, outre les datations triasiques obtenues ont montré un pôle pouvant être attribué à un âge Jurassique supérieur. Si cet âge est vrai, cela signifie que le Massif du Morvan tout comme le Massif central était découvert à la fin du Jurassique

La datation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur des formations "sidérolithiques", développées sur le socle, impliquent donc l'absence (ou son altération) de la couverture jurassique sur une grande partie du Massif central.

Les datations tertiaires obtenues au Rouget et à la base du profil de Loze (Châteaumeillant) pourraient éventuellement être l'indice d'une exhumation consécutive à un enfouissement et qui aurait réactivé l'altération. Mais l'enfouissement/exhumation n'est pas une condition *sine qua non* pour réactiver l'altération. Une réactivation peut simplement être consécutive à un changement paléogéographique et à une modification des paléopaysages. Dans les deux scénarii on date une recristallisation des oxydes de fer qui ne se marque par aucune réorganisation des matériaux et qu'il convient là aussi de rapporter à l'écoulement d'une nappe suite à l'évolution des paysages.

Il faut noter que l'évènement daté dans le Massif central n'est pas le développement des profils mais la recristallisation des oxy-hydroxydes de fer au sein d'une nappe suite à l'évolution des paysages. Le développement des profils est donc plus ancien que l'âge obtenu par paléomagnétisme. A quel moment se sont-ils développés ? Les formations "sidérolithiques" présentent de nombreux quartz à golfes de corrosion remplis de matériel pédologique. Ces quartz proviennent de profils d'altération remaniés dans les formations "sidérolithiques". Un évènement d'altération antérieur est donc mis en évidence. Dans l'état actuel des connaissances, rien ne permet d'exclure que ces anciennes altérations puissent remonter jusqu'à l'époque triasique.

7.2.2. Epaisseur et extension des dépôts mésozoïques

Une compilation des formations mésozoïques de la périphérie du Massif central a été faite par Thiry *et al.* (2006), nous en synthétiserons ici les résultats. Les épaisseurs des dépôts présentent une trop grande variabilité pour pouvoir être cumulés pour reconstituer une colonne de dépôt type. Néanmoins, deux approches peuvent être envisagées : (1) l'approche géométrique qui consiste à extrapoler les épaisseurs de dépôts depuis les bassins vers le socle; (2) l'approche visant à rechercher dans la nature des dépôts des indices de zones émergées proximales.

7.2.2.1. Construction géométrique de l'épaisseur des dépôts

Les observations de terrain et les sondages montrent clairement une réduction des épaisseurs des formations jurassiques à l'échelle régionale sur la bordure sud du Massif central et à des échelles plus locales. Les couchets ont tendance à se réduire ou même disparaître sur certaines zones qui constituent des haut-fonds quasi-permanents. Localement, la couverture sédimentaire du Lias et du Dogger repose directement sur le socle. Ceci signifie que la couverture jurassique n'a jamais été complète, ni d'égale épaisseur sur l'ensemble du Massif central (Simon-Coinçon, 1989).

Il est difficile d'envisager des épaisseurs de sédiments supérieures à 1500 m dans les Grand Causses et *a fortiori* un recouvrement important du socle. Cela n'exclut pas que les zones basses du socle aient été sporadiquement submergées, mais il est difficile d'envisager un recouvrement sédimentaire excédant 100 à 500 m pour l'ensemble des dépôts jurassiques.

Avec la datation des paléaltérations ferrugineuses du Massif central reposant sur le socle, la seule couverture sédimentaire envisageable est une couverture crétacée supérieure. L'épaisseur de la couverture du Crétacé supérieur est d'environ 300-600 m dans le bassin de Paris, de 400 m sur la plate-forme du Bassin d'Aquitaine, elle atteint 1500 m dans la fosse vocontienne, mais ne dépasse vraisemblablement pas 500 m en Provence Rhodanienne. Même si l'on admet une épaisseur de couverture égale à celle des bassins périphériques, la couverture d'âge crétacé supérieur du Massif central n'a probablement pas pu excéder 500 m sur une grande partie du massif.

7.2.2.2. Indices de zones émergées proximales

Tout au long de la sédimentation jurassique, sauf peut-être pendant le Malm, on note des apports terrigènes : argiles, quartz détritiques... De plus, on note l'arrivée de débris végétaux, feuilles, branches et troncs d'arbres. Les traces d'exondation sont fréquentes avec tapis algaux, fentes de dessiccation, terriers, paléokarsts. Le fait qu'il existe des épisodes lagunaires d'eau douce, suppose une alimentation par des cours d'eau qui débouchaient dans des plaines côtières. On est obligé d'envisager en arrière-pays des masses continentales.

Les restes des différents reptiles terrestres carnivores ou herbivores sont nombreux au Lias et se retrouvent aussi dans quelques niveaux du Jurassique supérieur. Certaines traces de reptiles appartiennent à des espèces très grosses qu'on trouve à quelques dizaines de kilomètres du socle affleurant. Cela implique de vastes zones découvertes par l'eau pour subvenir à leur exigences alimentaires. Ceci oblige à supposer l'existence de masses continentales quasi-permanentes, dont le contour des côtes pouvait fluctuer au gré des variations du niveau marin, bordées par de vastes plaines estuariennes ou de grands marécages.

La transgression du Crétacé supérieur s'accompagne de puissants dépôts de sables grossiers tout autour du massif, indiquant l'érosion du socle, et donc l'absence de couverture jurassique et/ou Crétacé inférieur au moins sur certaines parties du massif. Il faut souligner l'abondance des arrivées détritiques lors de la transgression cénomaniennne, mais aussi lors de périodes ultérieures, au Turonien (tant en Aquitaine que sur la bordure sud du bassin de Paris). Sur la bordure sud du Massif central mais aussi sur la bordure sud-est les invasions marines ont été courtes et épisodiques. Les sédiments continentaux fluvio-lacustres ou lagunaires riches en empreintes, ossements et œufs de reptiles sont abondants tout au long du Crétacé supérieur

L'absence d'apports détritiques littoraux dans les formations jurassiques du pourtour du Massif central est quelquefois utilisée comme "contre-argument" géologique pour indiquer une immersion complète du massif au Jurassique. Néanmoins, l'absence d'apport ne peut exclure la présence de dômes exondés, ceux-ci n'étant pas d'altitude suffisante pour entraîner des apports détritiques significatifs. La Grande Barrière de Corail d'Australie est un exemple de bordure de bassin sans apports détritiques significatifs (ou du moins sur une distance notable), même avec des reliefs élevés (>1000 m) sur l'arrière-pays.

7.2.2.3. Schéma paléogéographique infra-crétacé

Les données de la stratigraphie et la stratonomie des dépôts mésozoïques des Grand-Causses et les datations Jurassique supérieur/Crétacé inférieur des paléaltérations "sidérolithiques" permettent d'affirmer que la couverture sédimentaire se réduisait sur le socle et que celui-ci affleurait effectivement alors que se déposaient les formations lacustres et de mangroves dans le centre des Grands-Causses (Fig. 107). Avec les datations à 140 Ma des formations du Lembron, il est difficile de cumuler dans la partie centrale du massif une couverture jurassique et crétacée. Les dépôts jurassiques s'ils ont existé ont été en grande partie, sinon entièrement, érodés avant la transgression cénomaniennne.

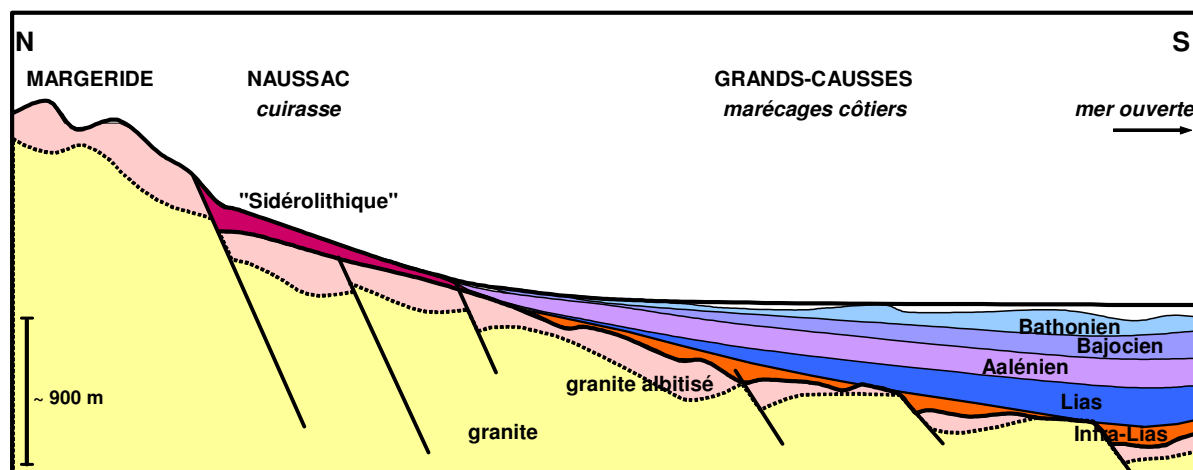


Figure 107 – Coupe schématique à travers le Ssud du Massif central au Dogger. La couverture sédimentaire se réduit sur le socle et se raccorde aux paléoaltérations datées du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Des reliefs de socle dominaient vraisemblablement les paléoaltérations.

Fig. 107 – Schematic section of south Massif Central during Dogger. Sedimentary cover is reduced on the basement and is linked up to paleoweathering of Upper Jurassic/ Lower Cretaceous ages. Basement paleoreliefs probably dominate paleoweathering.

7.2.3. Les données relatives à la thermochronologie

La thermochronologie des traces de fission sur apatite est un outil qui permet d'accéder à l'histoire thermique des apatites contenues dans les roches, c'est à dire de leur enfouissement puis leur dénudation (Gallagher *et al.*, 1998). L'analyse est basée sur le fait que :

- 1) la quantité de traces de fission contenue dans une apatite est une fonction de la teneur en Uranium initiale et du temps durant lequel les apatites se sont formées ;
- 2) les traces de fissions des apatites sont effacées au-dessus d'une certaine température (110°C), il est donc possible d'avoir une remise à zéro de l'horloge ;
- 3) la longueur des traces de fission est une fonction de leur âge, car elles se cicatrisent progressivement à basse température entre 60° et 110°C.

A partir de ces données il est en principe possible de modéliser l'histoire thermique des apatites, de déterminer quand elles sont passées au-dessus du seuil de température qui permet leur préservation et la distribution des longueurs de traces permet d'accéder aux étapes (pas de temps) qui ont jalonné leur refroidissement, donc aux vitesses de surrection.

Pour l'ensemble du Massif central et ses bordures, une centaine de données traces de fission sont disponibles pour des échantillons prélevés essentiellement en surface (Siddall *et al.*, 1996 ; Pagel *et al.*, 1997, Barbarand *et al.*, 2001, Barbarand *et al.*, 2003, Peyaud *et al.*, 2005). Il apparaît que le Massif central ne fournit pas des résultats homogènes dans sa totalité et qu'il est nécessaire de considérer différents domaines ayant eu une histoire différente, certains domaines étant à l'érosion tandis que d'autres étaient subsidents. Les résultats montrent cependant des âges traces de fission de plus en plus vieux en se dirigeant vers le Nord, traduisant des mouvements mésozoïques plus importants dans le Sud du Massif central.

C'est dans Sud du Massif central que la thermochronologie des traces de fission indiquent les températures les plus élevées (>110°C) au Crétacé inférieur (Barbarand *et al.*, 2001 ; Peyaud *et al.*, 2005). Ces paléotempératures élevées correspondraient à une couverture de 2000 m de sédiments au Néocomien (Barbarand *et al.*, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002). L'érosion de cette couverture se serait ensuite déroulée en deux phases : au Crétacé moyen pour les reliefs ; au Crétacé et au début du Tertiaire pour les altitudes les plus basses, avec la dégradation de l'escarpement formant la bordure avec le bassin du Sud (Séranne *et al.*, 2002).

Pour les échantillons du Nord-Ouest du Massif central (Limousin), la température maximale est obtenue au cours du Jurassique en accord avec une extension plus importante du Bassin Aquitain. Par la suite la couverture sédimentaire a été plus réduite, soit par érosion progressive et continue, soit par pulsions successives entrecoupées de périodes de stabilité. Les échantillons du Morvan montrent également deux phases d'érosion (à la fin de l'orogénèse hercynienne et à la limite Crétacé/Tertiaire) séparée par un épisode où une température maximale de 80-90°C a été enregistrée au Crétacé supérieur et qui correspondrait à une couverture sédimentaire d'environ 1500 m au Crétacé supérieur (Barbarand *et al.*, 2003).

7.2.4. Discussion

Il est évident que les données de la thermochronologie sont en opposition avec les données géologiques telles qu'elles ont été exposées plus haut. Les données de thermochronologie indique que le Massif central aurait été submergé pour l'essentiel des temps mésozoïques et aurait été le siège d'une sédimentation épaisse. Au contraire, l'analyse des données géologiques indique que le Massif central constituait une zone émergée pendant l'essentiel des temps mésozoïques. Il n'aurait été submergé qu'épisodiquement et sa couverture sédimentaire n'aurait probablement jamais excédé 500 m d'épaisseur, du moins pour ce qui est du SW du massif (Rouergue, Margeride et Grands Causses). L'analyse micromorphologique des formations rouges "sidérolithiques" a montré l'absence totale de compaction dans ces grès ce qui exclu la possibilité d'une couverture sédimentaire conséquente.

Les évaluations d'épaisseur de couverture par la thermochronologie pouvaient éventuellement encore donner lieu à discussion avant la datation des formations "sidérolithiques" par le paléomagnétisme. En effet, une couverture de 2000 m au Néocomien (Berriasien-Hauterivien) pouvait correspondre à l'addition d'une couverture Jurassique et Crétacé inférieur. La datation de la fin du Jurassique et/ou du début du Crétacé des paléosols "sidérolithiques" établis sur le socle oblige à considérer que si une couverture sédimentaire existait elle était limitée au Crétacé moyen et supérieur. Il n'existe aucun témoins d'une telle couverture sur le massif. Deux hypothèses peuvent être envisagées.

- 1) Une première hypothèse consiste à admettre qu'il n'existe aucune couverture sur la massif. Cette hypothèse est appuyée sur le fait qu'aucun témoin conséquent d'une telle couverture n'existe et que les données géologiques ne permettent pas de l'envisager : la géométrie des dépôts obligerait à rendre le Massif central plus subsident que tous les bassins périphériques et que d'autre part les sédiments du Crétacé moyen (Aptien, Albien, Cénomaniens et en grande partie le Turonien) sont des dépôts sableux ou à forte charge détritique qui indiquent clairement que le socle était à l'affleurement et fournissait les bassins à cette époque. Si on ne remet pas en question les datations du Sidérolithique par le paléomagnétisme et qu'on accorde du poids aux données géologiques concernant la couverture mésozoïque à la périphérie du Massif central, il est difficile de trouver une solution ou compromis. Il faut donc rechercher où peut résider un biais dans l'analyse thermochronologique. Apparemment l'interprétation des traces débute par un constat : les traces présentes ne peuvent pas être dues à leur accumulation depuis la mise à l'affleurement des granites à la fin des temps hercyniens (au-delà de 300 Ma ?). Ce scénario impliquerait des traces plus nombreuses et surtout la présence de traces courtes (traces de longueur standard progressivement cicatrisées depuis cette période). L'absence de cette population de traces anciennes conduit à envisager une remise à zéro de l'horloge par une subsidence au cours du Mésozoïque, avec passage sous l'isotherme 110°C. Il faut alors envisager une remise à zéro de l'horloge par effacement des traces de fission anciennes autrement que par passage par l'isotherme 110°C. L'effacement des traces par recristallisation des apatites par recristallisation peut être un mécanisme. Des néoformations et des nourrissages d'apatites sont connues dans les granites du Morvan affectés par l'albitisation triasique. Ces apatites sont plus directement liées à la chloritisation des biotites de ces granites. La liaison géochimique entre biotite et apatite réside probablement dans le fluor initialement contenu dans les biotites et qui provoquerait alors la précipitation de fluorapatite

(Parcerisa *et al.*, soumis). Les fluorapatites néoformées et nourries apparaissent zonées en cathodoluminescence. C'est peut-être là un biais dans la méthodologie thermochronologique appliquée aux granites du Massif central qui sont dans leur très grande majorité albitisés.

- 2) Une seconde hypothèse peut être proposée. Les principales données relatives à la thermochronologie ont été obtenues au sud du massif (Fig. 108). Il faut peut être envisager un comportement différentiel de cette région du massif. Néanmoins, il faudrait considérer un accident à très fort gradient entre les deux zones.

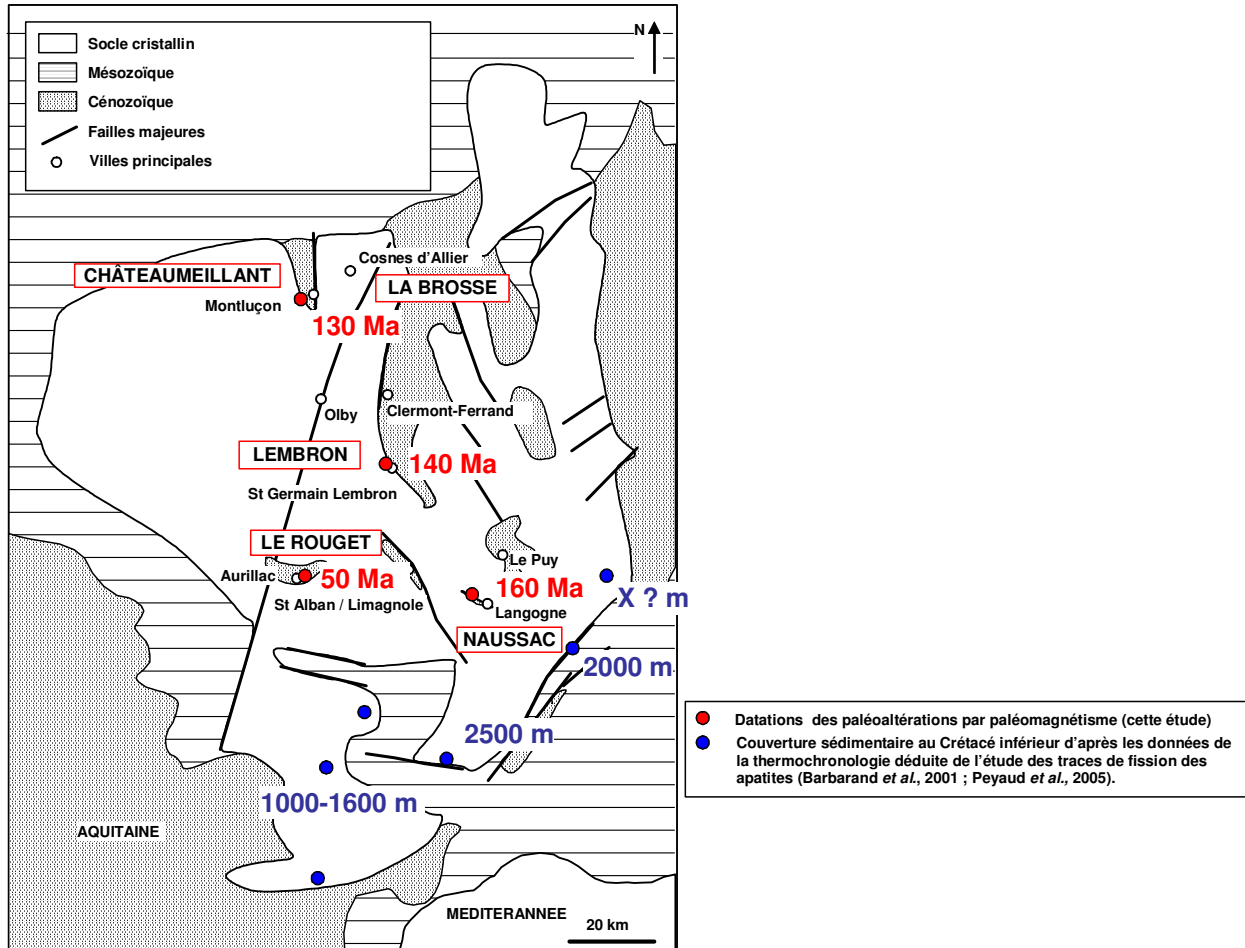


Figure 108 - Comparaison des résultats obtenus grâce aux datations des paléoaltérations par paléomagnétisme et d'autre part grâce à la thermochronologie déduite de l'étude des traces de fission des apatites du socle du massif. Un comportement différentiel de la partie sud du massif peut être envisagée en considérant un accident à fort gradient entre les deux zones d'étude.

Fig. 108 - Comparison between results obtained from paleoweathering paleomagnetic dating and apatite fission track thermochronology in southern massif central. A differential behaviour of southern massif could be proposed if we consider a important accident between the two studied areas.

7.3. GEODYNAMIQUE DU MASSIF CENTRAL ET DE SES BORDURES

L'épaisseur de la couverture sédimentaire du Massif central est largement tributaire de son évolution géodynamique. Différents scénarii peuvent être proposés. (1) permanence d'un point haut avec dépôts sédimentaires réduits au cours du Mésozoïque. Ce scénario implique une extrême stabilité des paysages du Massif central pendant 150 Ma. (2) Subsidence régulière du massif avec dépôt d'une couverture sédimentaire épaisse avant sa surrection tardive et l'érosion de la couverture, dans ce cas l'érosion de la couverture meuble se serait bloquée sur le socle et aurait préservé les formations rouges dans des situations particulières (angles de failles, graben, etc.); (3) Jeux géodynamiques d'oscillations de relativement faible amplitude sans qu'il soit possible de faire la part de la dynamique crustale ou de l'eustatisme.

Dans le Massif central, les formations rouges "sidérolithiques" reposent directement sur les socles albitisés jalonnant la paléosurface triasique. Ainsi, sur une grande partie du Massif central, les paléosurfaces triasique et crétacé inférieur sont confondues. Deux cas de figure peuvent être envisagés : (1) la paléosurface triasique a été recouverte par les dépôts jurassiques, puis exhumée par altération et érosion de ces dépôts au cours du Crétacé inférieur ; (2) la paléosurface triasique n'a jamais été recouverte et il y a eu évolution continentale du Trias au Crétacé supérieur sans érosion ou abaissement majeur. L'absence de chailles dans les formations rouges du centre du Massif central tendrait à montrer qu'il n'y a jamais eu de couverture jurassique notable sur le cœur du massif. Entre le Trias et le Crétacé inférieur le socle n'a guère été érodé/rabaissé, ou en tout cas d'une épaisseur inférieure à l'épaisseur des profils d'albitisation triasiques.

L'absence de couverture au Crétacé inférieur limite fortement l'épaisseur totale de couverture qu'a pu supporter le massif. En effet, la présence de paléosols datés du Crétacé inférieur et l'absence de couverture sédimentaire à cette époque excluent une évolution géodynamique saccadée avec un épisode de subsidence importante (1500m), suivi d'une surrection encore plus importante au Crétacé supérieur, dans un temps très court, avec remise du socle à nu dès l'Eocène comme le propose le scénario basé sur l'interprétation des traces de fission dans les apatites (Barbarand *et al.*, 2001 ; Peyaud *et al.*, 2005). Par ailleurs on ne connaît pas de grandes incisions et de décharges détritiques qui puissent être corrélatives avec l'érosion de cette couverture sédimentaire à la fin du Crétacé/ début du Tertiaire, ni sur le massif, ni sur sa périphérie. Au contraire, les éléments de terrain indiquent une grande stabilité du massif, avec des oscillations de très grandes longueur d'onde plus ou moins liées à celle du bassin de Paris avec :

- subsidence relative au Jurassique, contemporaine de la création et du fonctionnement du bassin ;
- exondation au Crétacé inférieur, corrélative avec l'exondation wealdienne bien documentée dans le bassin ;
- éventuellement, subsidence relative pendant le Crétacé supérieur.

Il n'apparaît aucune rupture entre l'évolution du bassin et du massif. Les « saccades » de subsidence et surrection devraient pourtant se marquer par des jeux de faille importants qui n'apparaissent pas à l'analyse cartographique. Par ailleurs on ne connaît pas de grandes incisions et de décharges détritiques qui puissent être corrélatives avec l'érosion de cette couverture sédimentaire à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire ni sur le massif, ni sur sa périphérie.

L'interprétation des traces de fission dans les apatites est contradictoire et difficilement conciliable avec les résultats obtenus lors de cette étude, en particulier avec la datation des formations "sidérolithiques" de la fin du Jurassique/ Crétacé inférieur. La datation de ces formations qui reposent sur le socle exclut de pouvoir cumuler les dépôts jurassique et crétacé pour parvenir à une épaisseur de 1500 à 2000m de dépôts comme envisagé dans les interprétations des traces de fission. L'explication est éventuellement à rechercher dans l'albitisation généralisée du socle au Trias qui s'est accompagnée de recristallisations et de néoformations d'apatites.

L'étendue de la paléosurface triasique albitisée sur l'ensemble du Massif central indique la grande résistance de cette surface indurée par les phénomènes de recristallisation qui y sont liés, c'est sur cette surface que sont venues se bloquer les altérations et érosions ultérieures (Fig. 107). La datation des paléosurfaces du Trias, du Crétacé inférieur et leurs relations mutuelles, ainsi que les datations tertiaires obtenues dans le Massif central soulignent une grande stabilité géodynamique au cours du Mésozoïque. La formation de paléosurfaces matures et évoluées suppose des périodes relativement longues (10-50 Ma) de stabilité tectonique et climatique ou du moins sans fluctuations majeures.

Il ressort aussi de cette étude la grande stabilité de la bordure Sud du Bassin de Paris depuis le Crétacé. En effet, les bordures du bassin n'ont vraisemblablement pas subies les distorsions qui auraient résultées d'une géodynamique saccadée. Au contraire la mise en évidence d'une couverture d'altérites à chailles élaborées au Crétacé inférieur dans le SE du bassin de Paris montre qu'il n'est pas intervenu d'érosion majeure tout au long du Crétacé, ni même au Tertiaire (Thiry *et al.*, 2005).

L'encaissement des vallées est récente et est plus le fait de variations eustatiques et climatiques que de mouvements tectoniques.

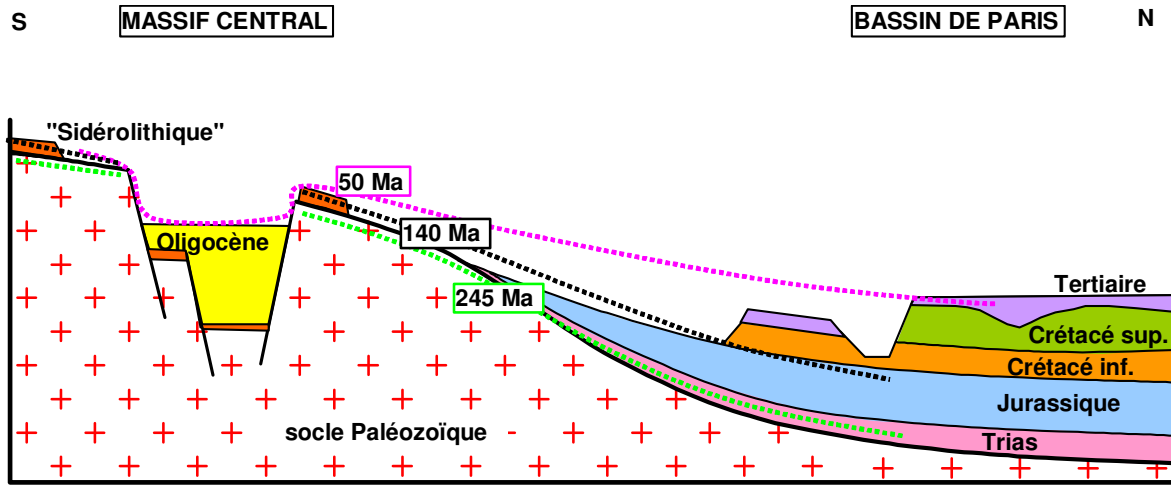


Figure 109 – Schéma illustrant les relations entre la paléosurface triasique, la paléosurface Jurassique supérieur/Crétacé inférieur et la paléosurface tertiaire dans le Massif central et le Bassin de Paris. Les paléosurfaces du Trias, du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur et du Tertiaire se télescopent sur le socle. Les accidents scellés par les formations « sidérolithiques » attestent de mouvements de failles entre les 2 périodes mais nulle part n'est avérée une incision/érosion profonde de la paléosurface triasique par la paléosurface anté Cénomanién. La fréquence de la disposition des formations « sidérolithiques » contre des escarpements de faille, puis de leur fossilisation par les dépôts tertiaires atteste de l'ancienneté des structures tectoniques qui ont rejoué au Tertiaire pour former des grabens oligocènes.

Fig. 109 – Sketch showing the relations between Triassic paleosurface, Upper Jurassic/ Lower Cretaceous paleosurface and Tertiary paleosurface in Massif Central and Paris basin. These paleosurface are merged on the basement. The faults sealed by siderolithic formations confirm faults movements between the 2 periods but nowhere is confirm that a deep erosion affect the Triassic paleosurface. Frequency of siderolithic formations disposition against fault scarps, and their fossilisation by tertiary deposits attest tectonic structure that reactivate during Tertiary forming the Oligocene grabens.

7.4.SIGNIFICATION DES PALEOALTERATIONS "SIDEROLITHIQUES"

7.4.1. Extension des paléoaltérations

Les paléoaltérations du Crétacé inférieur/ moyen et les dépôts dérivés des paléoaltérations sont connus sur des grandes étendues d'Europe de l'Ouest. Ce sont de puissants profils d'altération envahis par la kaolinite avec accumulation d'oxydes de fer et éventuellement la formation de bauxite. Les différentes occurrences d'altération ne sont pas toutes liées au même intervalle stratigraphique, ceci est dû à l'influence des conditions locales. Les périodes d'émersion régissent la distribution stratigraphique et la nature des matériaux formés. Les zones hautes n'ont éventuellement jamais été submergées et ont subi des altérations pendant de longues périodes alors que les zones basses et les bordures de bassin n'ont été émergées que sporadiquement et pendant des temps courts au grés des mouvements tectoniques et des fluctuations eustatiques. Aussi, pour avoir une vue d'ensemble de ces grandes altérations, faut il prendre en considération une période plus longue pour faire « abstraction » des spécificités locales ou régionales.

En France, il faut relier à cette période de grande altération la formation des bauxites reconnues dans le Sud de la France, en Provence, en Languedoc, en Ariège et sur les Grands Causses (Combes, 1969 ; Laville, 1981 ; Guendon *et al.*, 1983 ; Bruxelles *et al.*, 1999). Cet épisode bauxitique est également bien développé en Espagne (Combes, 1969), au Portugal (Rocha et Gomez, 1992). Il faut y rattacher un grand nombre de gisement de bauxites des pays méditerranéens jusqu'en Hongrie (Bardossy et Kordos, 1989).

Le développement des karsts fossiles a été mis en évidence sous la transgression céno manienne dans le Bassin d'Aquitaine (Astruc et Simon-Coinçon, 1992), au SE bassin de Paris (Thiry *et al.*, 2005). La datation récente des formations de la Borne de Fer en Lorraine à 130 Ma (Théveniaut *et al.*, 2002, soumis) est à rattacher à cet épisode majeur d'altération des plateformes calcaires jurassiques. Les dépôts wealdiens du bassin de Paris peuvent également être rapportés à cet épisode (Thiry *et al.*, 2006).

En Belgique, de puissants profils d'altération datés du Crétacé inférieur ont été décrits dans le Massif du Brabant (Dupuis, 1992 ; Dupuis *et al.*, 1996 ; Mees et Stoop, 1999) et sur les formations paléozoïques d'Ardennes (Yans, 2003).

En Suisse, les paléokarsts contenant les anciens gisements de fer sidérolithiques avaient généralement été considérés comme tertiaires. La découverte récente de paléokarsts à faune datée du Crétacé inférieur (Mojon, 2005) conduit à considérer que ces paléokarsts sont également à rapporter à l'épisode Crétacé inférieur.

En Bavière et en Bohême, les études isotopiques des formations kaoliniques ont montré que celles-ci avaient clairement une signature géochimique du Crétacé inférieur (Gilg, 2000). Des considérations géologiques et géomorphologiques montrent l'existence de ces grandes altérations kaoliniques du Crétacé inférieur en Europe du Nord et jusqu'en Scandinavie (Lidmar-Bergström *et al.*, 1997 ; Migon et Lidmar-Bergström, 2001).

7.4.2. Interprétation paléoclimatiques

Les puissantes altérations kaoliniques sont classiquement rapportées à des climats chauds et humides du type tropical. Leur extension jusque dans des latitudes élevées impliquerait que la zonation climatique était quasi inexistante à cette époque sur terre. Mais de nombreuses occurrences de flore à affiliation tempérée ou même froide ont été inventoriées dans les formations du Crétacé inférieur et certains auteurs admettent l'existence de périodes froides, par exemple au Valanginien et à l'Aptien inférieur dans l'hémisphère austral (Price, 1999). En fait, l'extension des altérations lessivantes et kaolinisantes n'implique pas obligatoirement des climats chauds et humides, mais doit plutôt être reliée aux fortes teneurs en CO₂ de la paléatmosphère du Crétacé inférieur (Berner, 1994 ; Ekart *et al.*, 1999). La richesse en CO₂ favorisant l'hydrolyse des silicates et la dissolution des carbonates. Avec une paléatmosphère enrichie 10 fois en CO₂ par rapport à l'atmosphère actuelle, le même bilan d'altération est atteint avec 3 fois moins de précipitations qu'avec la composition atmosphérique actuelle (Schmitt, 1999). Seul, le développement de la bauxite est éventuellement un indicateur de températures plus élevées, favorisé par l'augmentation de la solubilité de la silice avec la température. Toutefois, il convient de rester prudent, car les teneurs en CO₂ ont varié au cours du Crétacé inférieur (Robinson *et al.*, 2002).

La silicification qui vient se surimposer aux profils kaoliniques est probablement de nature quelque peu différente. Il faut d'abord souligner que les altérations du Sidérolithique du Massif central sont peut-être même plus anciennes que la plupart des altérations kaolinisantes du Crétacé inférieur qui viennent d'être décrits-ci-dessus. L'analyse micromorphologique des paléoprofiles montre des caractères de climat sec (dépôts de sheet-flood, termites et surtout silicification). Cet épisode plus sec inscrit dans ces profils est vraisemblablement à relier aux faciès « Purbéckien » confinés à gypse et silicifications connus en Aquitaine, Grande Bretagne, Suisse, etc. (Mojon et Strasser, 1987 ; Strasser, 1998 ; Colin *et al.*, 2004).

On retrouve là une des difficultés de l'étude des paléoaltérations : les matériaux élaborés sous des conditions sèches ont peu de probabilité d'être conservés, les caractères de climat sec sont « effacés » par l'épisode plus humide qui fait suite, alors que les matériaux formés sous conditions lessivantes sont préservés sous des conditions plus sèches et « envahissent » ainsi les paléopaysages (Thiry, 2000).

CHAPITRE 8

Conclusions et perspectives

8.1. DIFFICULTES D'ANALYSE LIEES AUX PALEOSOLS

Les analyses paléomagnétiques ont permis de dater un large spectre de paléoaltérations d'âge s'étalant du Trias à l'actuel pour lesquelles on ne disposait d'aucune donnée objective.

Néanmoins, de nombreuses difficultés d'analyses liées à la spécificité des matériaux d'altération ont été rencontrées. Elles sont relatives à différents facteurs.

- **La taille et l'occurrence des affleurements.** Les affleurements sont rares et lorsqu'ils existent sont souvent d'étendue limitée. Il est difficile dans ces conditions de savoir si on est affranchi de petites rotations locales ou d'éventuels basculements. Plus encore, en particulier sur des paysages couverts, il est difficile de retrouver des affleurement d'extension et de fraîcheur suffisante pour satisfaire aux exigences des prélèvements pour le paléomagnétisme.
- **Le degré de maturation des profils.** Les profils très matures présentant des structurations pédologiques marquées (nodulations, fentes, bioturbations, structures colonnaires...) n'ont donné aucun résultats. Le signal paléomagnétique est brouillé par des mouvements *in situ* des profils (bioturbations, illuviations, déplacement de nodules, glissements...) et des cristallisations successives d'oxydes de fer sur de longues périodes.
- **La minéralogie des profils.** La goethite constitue l'oxyde de fer prépondérant de nombreuses paléoaltérations, en particulier celles développées au sein de nappes aquifères. Le comportement instable de ce minéral est souvent rédhibitoire pour toute analyse paléomagnétique. Dans d'autres profils, la présence de minéraux phyliteux contenant du fer conduit à la formation d'hématite au cours du chauffage. Le signal porté par cette hématite se superpose au signal primaire.

Ces difficultés expliquent le pourcentage d'échantillons et sites rejetés au cours de cette étude. Néanmoins sur certains sites, des datations ont pu être obtenues et elles sont la plupart du temps très bien contraintes.

8.2. ANCIENNETE DES PALEOSURFACES

Les profils d'altération "sidérolithique" du Massif central, classiquement rapportés à l'Eocène-Oligocène sont datés par paléomagnétisme du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Ces datations mettent en évidence que le massif ne présentait pas de couverture sédimentaire majeure à cette époque. Les âges obtenus excluent de pouvoir cumuler sur une même colonne sédimentaire les dépôts jurassiques et crétacés. Dans ce cas, il n'est pas possible d'envisager une couverture sédimentaire de 1500 m à 2000 m d'épaisseur comme le suggère l'interprétation des traces de fission des apatites. L'albitisation généralisée du socle au Trias accompagnée de recristallisations et de néoformations d'apatites pourrait éventuellement être responsable de cette divergence d'interprétation.

La datation triasique des profils albitisés du Morvan a permis d'appuyer les hypothèses de formation de ces profils particuliers caractérisés par la néoformation d'albite. L'âge triasique obtenu confirme que ces altérations sont supergènes puisque les massifs étaient découverts au Permo-Trias. Les formations "sidérolithiques" reposent directement sur le socle albitisé. Les paléosurfaces triasique et crétacé inférieur sont donc souvent confondues. Cette disposition souligne qu'il n'y a pas eu d'érosion conséquente du socle entre le Trias, le Crétacé et la période actuelle puisque la paléosurface albitisée est présente sur de très grandes surfaces du massif. Les massifs cristallins hercyniens constituaient probablement des pointements stables de socle au milieu d'ensembles subsidents.

8.3.PERSPECTIVES

Les résultats obtenus au cours de cette étude pourront être confirmés et affinés en multipliant les sites d'études. En particulier pour la paléosurface Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, il est possible de dater et d'étendre les datations à d'autres régions de socles et de bassins. Des occurrences de matériaux ferrugineux présentant les mêmes caractéristiques que les matériaux "sidérolithiques" datés au cours de cette étude ont été reconnus par exemple dans le bassin d'Aquitaine.

Des formations ferrugineuses rapportées au Tertiaire inférieur en Bretagne mériteraient aussi d'être testées. Enfin, les datations pourraient être étendues aux bauxites, aux formations "sidérolithiques" des paléokarsts de Suisse, aux paléoaltérations du Jura Souabe et Frankonien et aux paléoaltérations sur le socle des massifs de Bohême. La reconnaissance des surfaces dans ces régions permettraient d'estimer l'étendue des paléosurfaces continentales.

Les méthodes de datation par paléomagnétisme pourraient aussi être appliquées dans les problématiques d'évolution des paysages. Les encroûtements ferrugineux marquant des niveaux de nappes pourraient être datés et alors constituer des repères pour retracer l'évolution des paysages sur de longues périodes ou aucun indice n'est disponible.

Les paléosurfaces triasique et crétacé inférieur mises en évidence au cours de cette étude représentent des événements majeurs d'émersion et constituent des points d'ancrage pour appréhender l'évolution géodynamique des régions de socle. Les paléoaltérations correspondent à des périodes d'émersion et de stabilité du socle qui doivent être mises en regard avec les subsidences enregistrées dans les bassins. L'ancrage de ces périodes d'altération doit permettre de contraindre les modèles géodynamiques des bassins et plus particulièrement les déformations développées en bordure de ces bassins.

Bibliographie

- ACTON, G.D., KETTLES, W.A., 1996. Geologic and palaeomagnetic constraints on the formation of weathered profiles near Inverell, Eastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **126**, 211-225.
- ARGYLE, K.S., DUNLOP, D.J., 1990. Low-temperature and high-temperature hysteresis of small multidomain magnetites (215-540 nm). *Journal of Geophysical Research*, **95**, 7069-7083.
- ASTRUC, J.G., SIMON-COÏÇON, R., 1992. Enregistrement de l'évolution climatique et tectonique par les paléokarsts (Exemple du Quercy et de ses marges. In : Karst et évolutions climatiques, Salomon, J.N., Maire, R., (Eds), Presses Universitaires, Bordeaux, 497-508.
- AUGE, 1888. Note sur la bauxite, son origine, son âge et son importance géologique. *Bulletin de la Société géologique de France*, **3**, 16, 345-350.
- AUGOT, Y., 1959. Le bassin de Manglieu. *Rev. Sciences Naturelles d'Auvergne*, **25**, 5-24.
- BACHTADSE, V., HELLER, F., KRONER, A., 1983. Palaeomagnetic investigations in the Hercynian mountain belt of central Europe. *Tectonophysics*, **91** (3-4), 285-299.
- BARBARAND, J., 2003. Apatite fission-track thermochronology in western Europe: search for weathered/eroded cover rocks on the Hercynian basement (method, results, limitations and perspectives). *Géologie de la France*, **1**, 91-93.
- BARBARAND, J., LUCAZEAU, F., PAGEL, M., SERANNE, M., 2001. Burial and exhumation history of the south-eastern Massif central (France) constrained by apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, **335** (3-4), 275-290.
- BARDOSSY, G., KORDOD, L., 1989. Paleokarst of Hungary. In: Bosak, P., Ford, D.C., Glazek, J., Horacek, I., (eds), Paleokarst. A systematic and regional review, 137-153.
- BERNER, R.A., 1994. GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, **294**, 56-91.
- BESSE, J., COURTILLOT, V., 1991. Revised and synthetic apparent polar path for the African, Eurasian, North American and Indian plates and true polar wander since 200 Ma, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 4029-4050.
- BESSE, J., COURTILLOT, V., 2003. Apparent true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr: Correction. *Journal of Geophysical Research*, **108**, p. 2300.
- BIRD, M.I., CHIVAS, A.R., 1988. Stable-isotope evidence for low-temperature kaolinitic weathering and post-formational hydrogen-isotope exchange in Permian kaolinites. *Chemical Geology*, **72** (3), 249-265.
- BIRD, M.I., CHIVAS, A.R., 1989. Stable-isotope geochronology of the Australian regolith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53** (12), 3239-3256.
- BOCQUIER, G., PAQUET, H., MILLOT, G., 1970. Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **270**, D, 460-463.
- BOIS, M., COUREL, L., COUSTEAU, R., 1980. Des lagunes paraliques à la base de la transgression mésozoïque: cas de la dolomie de base de la bordure du Morvan. *Bulletin du Centre de Recherches et Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **4** (1), 81-97.
- BONHOMME, M.G., YERLE, J.J., THIRY, M., 1980. Datation K-Ar des fractions fines associées aux minéralisations. Le cas du bassin uranifère permio-houiller de Brousse-Broquiès (Aveyron). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **291**, 121-124.

- BOULANGER, M.C., 1844. Statistique géologique et minéralurgique du département de l'Allier, Desrosiers, P.A., Moulins, 482 pp.
- BOULET, R., 1978. Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibres dynamiques et bioclimats. *Mémoire de l' ORSTOM*, **85**, 272 pp.
- BRAUN, J.-J., NDAM NGROUPAYOU, J.-R., VIERS, J., DUPRE, B., BEDIMO BEDIMO, J.-P., BOEGLIN, J.-L., ROBAIN, H., NYEK, B., FREYDIER, F., SIHA NKAMDJOU, L., ROUILLER, J., MULLER, J.-P., 2005. Present weathering rates in a humid tropical watershed : Nsimi, South Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69** (2), 357-387.
- BREWER, R., 1964. Fabric and mineral analysis in soils. Wiley, New-york, 470 pp.
- BRINHALL, G., ALPERS, C., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1640-1656.
- BRINKMAN, R., 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, **3**, 199-206.
- BRUXELLES, L., AMBERT, P., GUENDON, J.-L., TRONCHETTI, G., 1999. Les affleurements du Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Science de la Terre et des Planètes*, **329** (10), 705-712.
- BRUXELLES, L., SIMON-COINÇON, R., 2003. Nouvelles données sur la transgression crétacée dans les Grand Causses et en Aquitaine orientale. In : Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale, Réunion Spéciale de la Société géologique de France, livre des résumés, 3pp.
- CANTINOLLE, P., DIDIER, P., MEUNIER, J.D., PARRON, C., GUENDON, J.L., BOCQUIER, G., NAHON, D., 1984. Kaolinites ferrifères et oxy-hydroxydes de fer et d'alumine dans les bauxites des Canonnettes (S.E. de la France). *Clay Minerals*, **19**, 125-135.
- CARRAT, H.G., 1969. Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7** (11), 574-587.
- CERLING, T. E., 1999. Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. In: Thiry, M., and Simon-Coinçon, R., (Eds), Paleoweathering, paleosurfaces and related continental deposits. International Association of Sedimentologists, Special Publication, **27**, 43-60.
- CLEMENT, J.Y., 1986. Minéralogie, pétrologie et géochimie du Permien de Lodève (Hérault, France). Diagenèse précoce, altération feldspathisante et mise en place des minéralisations uranifères. Mémoire des Sciences de la terre, 2, Ecole des Mines de Paris (CGGM), 136 pp.
- COGNÉ, J.P., 2003. PaleoMac: a MacintoshTM application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **4** (1), 1007.
- COJAN, I., MOREAU, M.-G., AND STOTT, L.E., 2000. Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation. *Geology*, **28** (3), 259-262.
- COLIN, J.P., ABDERAZZAK EL ALBANI, FURSICH, F.T., MARTIN-CLOSAS, C., MAZIN, J.M., BILLON-BRUYAT, J.P., 2004. Le gisement « Purbeckien » de vertébrés de Cherves-de-Cognac, Charente (SW France) : nouvelles données biostratigraphiques. *Comptes Rendus Paléovol*, **3**, 9-16.
- COMBES, P.J., 1969. Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse universitaire, mémoire CERHG, 3-4, 375pp.
- CORRENS, C.W., ENGELHARDT, W., 1941. Röntgenographische Untersuchungen über den Mineralbestand seimentärer Eisenerze. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, **213**, 131-137.
- DAMMER, D., MCDUGALL, I., CHIVAS, A.R., 1999. Timing of weathering-induced alteration of manganese deposits in western Australia; evidence from K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Economic Geology*, **94** (1), 87-108.

- DEROIN, J.P., 2003. Le bassin permien de Blanzky-le-Creusot et ses bordures carbonifères. *Bulletin d'Information des géologues du Bassin de Paris*, **40** (3), 3-28.
- DESCHAMPS, M., 1973. Etude géologique du sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse de 3^{ème} cycle., Université Paris IV, 1270 pp.
- DESPRAIRIE, A., 1963. Etude sédimentologique de l'Oligocène de la Limagne de Brioude (Hte-Loire). Thèse de 3^{ème} Cycle, Université Orsay, 80 pp
- DUCREUX, J.L., BILLAUD, Y., TRUC, G., 1988. Traces fossiles d'insectes dans les paléosols rouges de l'Eocène supérieur du Nord-Est du Massif central français : *Celliforma arvernensis ichnosp. nov.* *Bulletin de la Société géologique de France*, **8** (4), 167-175.
- DUNLOP, D.J., 1972. Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **27**, 37-55.
- DUNLOP, D.J., 1986. Coercive forces and coercivity of submicron magnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, **78**, 188-295.
- DUPUIS, C., 1992. Mesozoic kaolinized giant regolithsand Neogene halloystic cryptokarsts : two striking paleoweathering types in Belgium. In: Mineralogical and geochemical records of paleoweathering, IGCP 317, Scmitt, J.M., Gall; Q., (eds), E.N.S.M.P. *Mémoire des Sciences de la Terre*, **18**, 61-68.
- DUPUIS C., CHARLET J.-M., DEJONGHE, THOREZ J., 1996. Reconnaissance par carottage des paléoaltérations kaolinisées mésozoïques de la Haute Ardenne (Belgique). Le sondage de Transinne (194E-495) : premiers résultats. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **2**, 91-109.
- EDEL, J.B., AIFA, T., 2001. Paleomagnetic evolution of the Armorican Massif in Late Paleozoic times, in the light of overprints recorded in Cadomian and Paleozoic units. *Tectonophysics*, **331** (1-2), 145-167.
- EDEL, J.-B., AIFA, T., JELENSKA, M., KOOZIALKO-HOFMOKL, M., ZELAZNIEWICZ, A., 1997. Réaimantations des formations paléozoïques des Sudètes polonaises et courbe de dérive des pôles géomagnétiques d'Europe du Carbonifère moyen au Jurassique moyen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **325** (7), 479-486.
- EDEL, J.B., DURINGER, P., 1997. The apparent polar wander path of the European plate in Upper Triassic-Lower Jurassic times and the Liassic intraplate fracturing of the Pangea : new palaeomagnetic constraints from NW France and SW Germany. *Geophysical Journal International*, **128** (2), 331-344.
- EDEL, J.B., SCHNEIDER, J.L., 1995. The Late Carboniferous to Early Triassic geodynamic evolution of Variscan Europe in the light of magnetic overprints in Early Permian rhyolites from the northern Vosges (France) and the central Black Forest (Germany). *Geophysical Journal International*, **122**, 858-876.
- EDEL, J.B., WICKERT, F., 1991. Paleopositions of the Saxothuringian (Northern Vosges, Pfalz, Odenwald, Spessart) in Variscan times: paleomagnetic investigation. *Earth and Planetary Science Letters*, **103** (1-4), 10-26.
- EKART, D.D., CERLING, T.E., MONTANEZ, I.P., TABOR, N.J., 1999. A 400 million year carbon isotope record of pedogenetic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal of Science*, **299**, 805-827.
- ESCHENBRENNER V., 1986. Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. *Cahiers de l' ORSTOM, série Pédologie*, **22** (4), 397-408.
- ESCHENBRENNER, V., 1988. Les glébulles des sols de Côte d'Ivoire : nature et origine en milieu ferrallitique, modalités de leur concentration, rôle des termites. Thèse d'Etat, Université Dijon, vol. 1, 498 pp. ; vol. 2, 282 pp.

- FAURE, M., 1995. Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, **14** (1), 132-153.
- FERRY, S, COURTINAT, B., GIRAUD, F., KAELIN, J.-L., ELION, P., 2003. Remarques sur le Crétacé inférieur de l'Aube, à la lumière des travaux de l'Andra. In : Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale. Réunion spéciale de la Société géologique de France, livre des résumés, 1 pp.
- FERRY, S., KAELIN, J.-L., ELION, P., COURTINAT, B., BUSNARDO, R., CLAVEL, B., 2001. Révision stratigraphique du Crétacé inférieur du Bassin de Paris à la lumière des travaux de l'Andra sur le site de l'Aube. 8ème Congrès ASF, Livre des résumés, Publication ASF, Paris, 36, 135 pp.
- FISHER, R.A. (ED.), 1953. Dispersion on a sphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, **217**, 295 pp.
- FITZPATRICK, R.W., SCHWERTMANN, U., 1982. Al-substituted goethite-an indicator of pedogenetic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, **27**, 335-347.
- FOREST, N., LOREAU, J.-P., DOMMARGUES, J.-L., 1999. Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre-temps à haute résolution; exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **170** (6), 853-871.
- FRANKE, W., MATTE, P., TAIT, J., 2005. VARISCAN OROGENY. In: SELLEY, R.C., COCKS, L.R.M., PLIMER, I.R., (EDS). *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Amsterdam, 75-85.
- FREER, R., O'REILLY, W., 1980. The diffusion of Fe²⁺ ions in spinels with relevance to the process of maghemitization. *Mineral. Mag.*, **43**, 889-899.
- GALLAGHER, K., BROWN, R., JONHSON, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual review of Earth and Planetary Science*, **26**, 519-572.
- GARNIER-SILLAM, E., VILLEMEN, G., TOUTAIN, F., RENOUX, J., 1985. Formation de micro-agrégats organo-minéraux dans les fèces de termites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, III, **301**, 213-218.
- GEHRING, A.U., KELLER, P., AND HELLER, F., 1992. Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (Western Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **95**, 33-40.
- GENISE, J.F., BOWN, T.M., 1994. New trace fossils of termites (Insecta: Isoptera) from the late Eocene-Early Miocene of Egypt, and the reconstruction of the ancient isopteran social behavior. *Ichnos*, **3**, 155-183.
- GILG, H.A., 2000. D-H evidence for the timing of kaolinization in Northeast Bavaria, Germany. *Chemical Geology*, **170**, 5-18.
- GIRAUD, J., 1902. Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). *Bulletin de Service de la Carte Géologique de France*, **13**(87), 1-410.
- GUENDON, J.L., PARRON, C., TRIAT, J.M., 1983. Incidences des altérations crétacées sur la notion de Sidérolithique dans le Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7** (1), 41-50.
- GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ALLEMAND, P., BOURQUIN, S., BRAULT, N., DROMART, G., FRIEDENBERG, R., GARCIA, J.P., GAULIER, J.M., GAUMET, F., GROSDOY, B., HANOT, F., LE STRAT, P., METTRAUX, M., NALPAS, T., PRIJAC, C., RIGOLLET, C., SERRANO, O., GRANDJEAN, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, **13**, 189-246.
- HASIOTIS, S.T., 2003. Complex ichnofossils of solitary and social soil organisms: understanding their evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**, 259-320.

- HÉNOCQUE, O., RUFFET, G., COLIN, F., FERAUD, G., 1998. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of West African lateritic cryptomelanes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62** (16), 2739-2756.
- HENRY, B., 1971. Contribution à l'étude structurale du dôme de Barrot: microtectonique, anisotropie de susceptibilité magnétique et paléomagnétisme. Thèse de 3^{ème} cycle. Université Paris, 194pp.
- IDNURM, M., SCHMIDT, P.W., 1986. Paleomagnetic dating of weathering profiles: Geological Survey of India Memories, **120**, 79-88.
- IDNURM, M., SENIOR, B.R., 1978. Paleomagnetic ages of late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromanga Basin, Queensland. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **24**, 263-277.
- IKEYA, M., 1975. Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, **255**, 48-50.
- JACOB, A.F., 1973. Elongate concretions as paleochannel indicators, Tongue River Formation (Paleocene), North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2127-2132.
- JOHNSON, M.R., 1989. Paleogeographic significance of oriented calcareous concretions in the Triassic Katberg Formation, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 1008-1010.
- KADZIALKO-HOFMOKL, M., KRUCZYK, J., MAZUR, S., SIEMIATKOWSKI, J., 2003. Paleomagnetism of the Upper Proterozoic and Devonian rocks from the Klodzko Metamorphic Complex in the West Sudetes (SW Poland): tectonic implications for the Variscan belt of Central Europe. *Tectonophysics*, **377** (1-2), 83-99.
- KARPOFF, A.M., BOCQUIER, G., ISNARD, P., TARDY, Y., 1973. Géochimie d'une toposéquence de sols tropicaux du Tchad. Utilisation des méthodes statistiques. *Sciences Géologiques (Bulletin)*, **26**, 315-338.
- KIRCHNER, J.W., RIEBE, C.S., FERRIER, K.L., FINKEL, R.C., 2006. Cosmogenic nuclide methods for measuring long-term rates of physical erosion and chemical weathering. *Journal of Geochemical Exploration*, **88** (1-3), 296-299.
- KIRSCHVINK, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, **62**, 699-718.
- KLIGFIELD, R., LOWRIE, W., PFIFFNER, O.A., 1982. Magnetic properties of deformed oolitic limestones from the Swiss Alps: the correlation of magnetic anisotropy and strain. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **75**, 127-157.
- KLIGFIELD, R., OWENS, W.H., LOWRIE, W., 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Marine Alps (France). *Earth and Planetary Science Letters*, **55**, 181-189.
- KOCH, P.L., ZACHOS, J.C., DETTMAN, D.L., 1995. Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **115**, 61-89.
- KRUIVER, P.P., DEKKERS, M.J., HESLOP, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 269-276.
- LACROIX A., 1910. Minéralogie de la France et de ses colonies : description physique et chimique des minéraux étude des conditions géologiques de leurs gisements. Paris, Béranger, IV, 923 pp.
- LACROIX, A., 1901. Minéralogie de la France et de ses colonies : description physique et chimique des minéraux étude des conditions géologiques de leurs gisements. Paris, Béranger, III, 816 pp.
- LAPPARENT (DE) J., 1930. Comportement minéralogique et chimique des produits d'altération élaborés au dépend du gneiss du Massif central avant l'établissement des dépôts sédimentaires de l'Oligocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **191**, 1062-1064.

- LAUNAY (DE) L., 1892-93. Etude sur le plateau central. I. La Vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bulletin de Service de la Carte géologique de France*, **30**, 289-328.
- LAVILLE, P., 1981. La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. *Chronique de la Recherche Minière*, **461**, 51-68.
- LEFAVRAIS A., LORENZ C., LORENZ J., 1990. Le Massif central au Lias: comparaison entre ses bordures Nord et Sud à l'ouest du Grand Sillon Houiller. *Bulletin d'Information Géologique du Bassin de Paris*, **27** (2), 3-14.
- LIDMAR-BERGSTÖM, K., OLSSON, S., OLVMO, M., 1997. Palaeosurfaces and associated saprolites in southern Sweden. In: M. Widdow (ed.), Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and paleoenvironmental Interpretation. *Geological Society of London Special Publication*, **120**, 95-124.
- LORENZ, J.F., 1968. La transgression des formations secondaires sur la bordure orientale du Morvan dans la région de Pouilly-en-Auxois et de Saulieu. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7** (10), 282-286.
- LOWRIE, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, **17**, 159-162.
- LUCAS, Y., 1997. The bauxite of Juruti. In: Brazilian bauxites. Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (eds), Sao Paulo USP FAPESP, and Paris, ORSTOM, 107-136.
- MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., SMITH, T., STEURBAUT, E., GINGERICH, P.D., 2004. Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology*, **32** (7), 553-556.
- MAHER, B.A., 1986. Characterisation of sols by mineral magnetic measurements. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **42**, 76-92.
- MARTIN, L.D., 1995. The recognition and use of dermestid (Insecta, Coleoptera) pupation chambers in paleoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **113**, 303-310.
- MCCARTHUR, J.M., TURNER, J.V., LYONS, W.B., OSBORN, A.O., THIRLWALL, M.F., 1991. Hydrochemistry on the Yilgarn Block, Western Australia: ferrolysis and mineralisation in acidic brains. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **55**, 1273-1288.
- MCCBRIDE, E.F., PAREA, G.C., 2001. Origin of highly elongate, calcite-cemented concretions in some Italian coastal beach and dune sands. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 82-87.
- MCCBRIDE, E.F., PICARD, M.D., FOLK, R.L., 1994. Oriented concretions, Ionian Coast, Italy: evidence of groundwater flow direction. *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 535-540.
- MCFADDEN, P.L., MCELHINNY, M., 1988. The combined analysis of remagnetisation circles and direct observation in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**, 161-172.
- MCFADDEN, P.L., MCELHINNY, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophysical Journal Interior*, **103**, 725-729.
- MEES, F., STOOPS, G., 1999. Palaeoweathering of Lower Palaeozoic rock of the Brabant Massif, Belgium : a mineralogical and petrological analysis. *Geological Journal*, **34**, 349-367.
- MEGNIEN, C., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mémoires du BRGM., **101**, 466pp.
- MERRILL, R.T., MCFADDEN, P.L., 1999. Geomagnetic polarity transitions. *Rev. Geophys.*, **37**, 201-226.
- MICHEL-LEVY, A., 1908. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. PhD Thesis, Faculté des Sciences de Paris, Paris, 297 pp.

- MIGON, P., LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 2001. Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, **56**, 285-324.
- MOJON, P.-O., 2005. II. Paléokarst, crocodiles nains et micropaléontologie du Valanginien d'Arzier (Jura Suisse). Recherches sur la Pangée mésozoïque, P.O. Mojon (ed.), Dijit Presse, Lausanne, 48-69
- MOJON, P.-O., STRASSER, A., 1987. Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **80**, 37-58.
- MOSKOWITZ, B.M., BANERJEE, S.K., 1981. A comparison of the magnetic properties of synthetic titanomaghemites and some oceanic basalts. *Journal of Geophysical Research*, **86** (11), 869-11, 882.
- MOZLEY, P.S., DAVIS, J. M., 1996. Relationship between oriented calcite concretions and permeability correlation structure in an alluvial aquifer, Sierra Ladrones Formation, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 11-16.
- MUGGLER, C.C., VAN LOEF, J.J., BUURMAN, P., VAN DOESBURG, J.D.J., 2001. Mineralogical and (sub)microscopic aspects of iron oxydes in polygenetic Oxysols from Minas Gerais, Barzil. *Geoderma*, **100** (1-2), 147-171.
- MÜLLER, D.M., ROYER, J.Y., LAWVER, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks, *Geology*, **21**, 275-278.
- MULLINS, C.E., 1977. Magnetic susceptibility of the sols and its significance in sol science - A review: *Journal of Soil Science*, **28**, 223-246.
- NAHON, D., JANOT, C., KARPOFF, A.M., PAQUET, H., TARDY, Y., 1977. Mineralogy, petrology, and structures of iron crusts (ferricretes) developed on sandstones in the western part of Senegal. *Geoderma*, **19**, 263-277.
- NAHON, D., JANOT, C., PAQUET, H., PARRON, C., MILLOT, G., 1979. Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses. Signification des goethites et hématites. *Al. Sci. Géol. Bull.*, **4**; 165-180.
- NORRISH, K., TAYLOR, R.M., 1961. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *Journal of Soil Sciences*, Oxford, **12** (2), 294-306.
- NOTT, J.F., IDNURM, M., YOUNG, R.W., 1991. Sedimentology, weathering, age and geomorphological significance of Tertiary sediments on the far coast of New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, **38**, 357-373.
- PAGEL, M., BRAUN, J.-J., DISNAR, J.-R., MARTINEZ, L., RENAC, C., VASSEUR, G., 1997. Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions and apatite fission-track at the Ardèche paleo-margin (BA1 drillhole, GPF program), France. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 235-245.
- PARCERISA, D., THIRY, M., SCHMITT, J.M. (soumis). Albitization related to the Triassic unconformity in igneous rocks of the Morvan Massif (France). *Journal of the Geological Society*.
- PERROUD, H., BONHOMMET, N., VAN DER VOO, R., 1983. Palaeomagnetism of the Ordovician dolerites of the Crozon Peninsula (France). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **72**, 307-319.
- PEYAUD, J.-B., 2002. Diagenèse et transfert en milieu argileux fracturé : l'argilite de Tournemire (Aveyron- France). Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris Sud/Orsay, France.
- PEYAUD, J.-B., BARBARAND J., CARTER A., PAGEL M., 2005. Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal of Earth Sciences*, **94** (3), 462-474. DOI: 10.1007/s00531-005-0486-z

- PEYRONNET (DE), P., ROCH, E., 1974. Argilites et bauxites de Provence. *Revue Géographie Physique et géologie Dynamique*, **2**, 313-323.
- PRICE, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth Science Reviews*, **48**, 183-210.
- QUADE, J., CERLING, T. E., AND BOWMAN, J. R., 1989. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in southern Great Basin, United States. *Geological Society America Bulletin*, **101**, 464-475.
- QUESNEL, F., PROST, A.E., LABLANCHE, G., THIRY, M., SIMON-COINÇON, R., THEVENIAUT, H., avec la collaboration de : GUERROT, C., THIEBLEMONT, D., JEZEQUEL, P., CHEVREMONT, P., ROSSI, P., MAGET, P., CRIBELLIER, M., LAUSANNE, S., BONNEMAISON, M., BOURDILLON, C., FARJANEL, G., FAUCONNIER, D., 2006. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Châteaumeillant, n°595, BRGM, Orléans.
- RAYOT, V. 1994. Altérations du centre de l'Australie : rôle des solutions salines dans la genèse des silcrètes et des profils blanchis. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Mémoire des Sciences de la Terre, **22**, 142 pp.
- REISINGER, J., EDEL, J.B., MAURITSCH, H.J., 1994. Late Carboniferous--Late Permian paleomagnetic overprinting of Carboniferous granitoids in southern Bohemian Massif (Austria). *Physics of The Earth and Planetary Interior*, **85** (1-2), 53-65.
- RICORDEL, C., THÉVENIAULT, H., MOREAU, M.-G., SIMON-COINÇON, R., THIRY, M., 2005. Early Cretaceous continental évolution of the French Massif central. 7th Intern. Symposium on the Cretaceous, 5-9 sept., Neuchâtel, Scientific Program and Abstracts, 182-184.
- ROBINSON, S.A., ANDREWS, J.E., HESSELBO, S.P., RADLEY, J.D., DENNIS, P.F., HARDING, I.C., ALLEN, P., 2002. Atmospheric pCO (sub 2) and depositional environment from stable-isotope geochemistry of calcrete nodules (Barremian, Lower Cretaceous, Wealden Beds, England). *Journal of the Geological Society of London*, **159**, 215-224.
- ROCHA, F., GOMEZ, C., 1992. Clay mineralogy and geochemistry used for the definition of paleoweatherings and paleosurfaces in the Infra-Cretaceous of the Aveiro basin. Cuarta Reunion Argentin de Sedimentologia, **1**, 281-298.
- ROUIRE, J., ROUSSET, C., 1980. Causses, Cévennes, Aubrac. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 190pp.
- RUELLAN, P.-Y., THIRY, M., MOREAU, M.-G., 2003. Datation des paléaltérations et des évènements géodynamiques continentaux. I – Premières datations par paléomagnétisme des formations "sidérolithiques" du Lembron. Rapport Armines/Ecole des Mines, LHM/RD/03/01, 23 pp.
- RUFFET, G., INNOCENT, C., MICHARD, A., FERAUD, G., BEAUVAIS, A., NAHON, D., HAMELIN, B. 1996. A geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (12), 2219-2232.
- SCHMIDT, P.W., AND EMBLETON, B.J.J., 1976. Paleomagnetic results from sediments of the Perth Basin, Western Australia, and their bearing on the timing of regional lateritisation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **19**, 257-273.
- SCHMIDT, P.W., CUREY, D.T., AND OLLIER, C.D., 1976. Sub-basaltic weathering, damsites, paleomagnetism and the age of lateritisation.. *Journal of the Geological Society of Australia*, **23**, 367-370.
- SCHMIDT, P.W., OLLIER, C.D., 1988. Palaeomagnetic dating of late Cretaceous to Early Tertiary weathering in New England, N.S.W., Australia. *Earth Sciences Review*, **25**, 363-371.
- SCHMIDT, P.W., PRASAD, VANKA, AND RAMAM, P.K., 1983. Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **44**, 185-202.

- SCHMITT J.M., SIMON-COINÇON R., 1985. La paléosurface infra-liasique en Rouergue : dépôts sédimentaires et altérations associés, *Géologie de la France*, 2, 125-135.
- SCHMITT, J.M., 1986. Albitisation triasique, hydrothermalisme jurassique et altération supergène récente: métallogénie des gisements uranifères du Rouergue. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 240 pp.
- SCHMITT, J.M., 1992. Triassic albitization in southern France: an unusual mineralogical record from a major continental paleosurface. In: SCHMITT, J.-M., AND GALL, Q., (Eds), Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mdes Sciences de la Terre. ENSMP, *Mémoire des Sciences de la Terre*, Paris, 115-131.
- SCHMITT, J.M., 1994. Geochemical modelling and origin of the Triassic albitized regolith in southern France. 14th International Sedimentological Congress, Recife, Brazil. Abstracts book, S8, 19-21.
- SCHMITT, J.M., BAUDRON, J.C., BONHOMME, M.G., 1984. Pétrographie et datations K-Ar des transformations minérales affectant le gîte uranifère de Bertholène (Aveyron-France). *Mineralium Deposita*, **19**, 123-131.
- SCHMITT, J.M., CLÉMENT, J.Y., 1989. Triassic regolithization: a major stage of pre-enrichment in the formation of unconformity related deposits in Southern France. In: Metallogenesis of uranium deposits. IAEA Technical Committee Meeting, **542** (8), Vienna, 93-113.
- 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**, 288-291.
- SÉRANNE, M., CAMUS, H., LUCAZEAU, F., BARBARAND, J., QUINIF, Y., 2002. Surrection polyphasée de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Société géologique de France*, **172** (2), 97-112.
- SIDALL, R., CARTER, A., HURFORD, A.J., 1996. Doming, denudation and the tertiary evolution of the Massif central, France. International Workshop on Fission-Track Dating, Gent, Belgium, August 26-30, livre des résumés, p105.
- SIMON-COINÇON, R., 1989. Le rôle des paléaltérations et des paléformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). E.N.S.M.P., *Mémoire des Sciences de la Terre*, **9**, 290pp.
- SIMON-COINÇON, R., THIRY, M., QUESNEL, F., 2000. Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **330** (10), 693-700.
- SIMON-COINÇON, R., THIRY, M., SCHMITT, J.M., 1997. Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the south-western French Massif central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, 51-79.
- SIZUN, J.P., JEANNETTE, D., WEBER, F., 1993. Evolution diagénétique et réduction de la porosité des séries jurassiques et triassiques sur la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est de la France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **316**, Série II, 645-651.
- SOFFEL, H.C., HARZER, F., 1991. An Upper Carboniferous-Lower Permian (280 Ma) paleomagnetic pôle from western margin of the Bohemian Massif. *Geophysical Journal International*, **105** (2), 547-551.
- SOULE DE LAFONT, D., LHEGU, J., 1980. Les gisements stratiformes de fluorine du Morvan (sud-est du Bassin de Paris, France). Fascicules sur les gisements Français 2. 26th International Geological Congress. Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique, Paris, France, 39 pp.
- STRASSER, A., 1988. Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiww and French Jura Moutains). *Sedimentology*, **35**, 369-383.
- TAPSOBA, P., 1967. Les sols ferrugineux du Lembron. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences, Université Clermont Ferrand, 130 pp + carte hors-texte.

- TAUXE, L., MULLENDER, T.A.T., PICK, T., 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 571-583.
- 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). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 209-231.
- THÉVENIAUT, H., QUESNEL, F., WYNS, R., *soumis*. Paleomagnetic dating of the "Borne de Fer" ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- THEVENIAUT, H., WYNS, R., QUESNEL, F., 2002. Etude paléomagnétique de la borne de fer. Journée du Partenariat de la Recherche et Développement entre le BRGM et l'ANDRA, Orléans, France, 5 mars 2002, Programme et résumés, 63-65.
- THEVENIN, A., 1903. Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, **95** (14), 203pp.
- THIRY M., MILNES, A.R., 1989. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia. *Journal of sedimentary Petrology*, **61**(1), 111-127.
- THIRY, M., 1999. Diversity of continental silicification features: Examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: *Paleoweathering paleosurfaces and related continental deposits* (Eds) THIRY, M., SIMON-COINÇON, R., Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment., **27**, 87-128.
- THIRY, M., 2000. paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth Science Reviews*, **49**, 201-221.
- THIRY, M., AUBRY, M.-P., DUPUIS, C., SINHA, A., STOTT, L.D., BERGGREN, W.A., *sous presse*. The Sparnacian deposits of the Paris Basin: $\delta^{13}\text{C}$ Isotope stratigraphy. *Stratigraphy*..
- THIRY, M., MARÉCHAL, B., 2001. Development of tightly cemented sandstone lenses within uncemented sand: Example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. *Journal of Sedimentary Research*, **71**(3), 473-483.
- THIRY, M., MOREAU, M.-G., SIMON-COINÇON, R., RUELLAN, P.-Y., 2004. Datation des paléaltérations et des évènements géodynamiques continentaux - II – paléaltérations, paléoreliefs et datation des formations "sidérolithiques" du Lembron. Rapport Armines/Ecole des Mines, LHM/RD/2004/03, 76pp.
- THIRY, M., QUESNEL, F., YANS, J., WYNS, R., VERGARI, A., THEVENIAUT, H., SIMON-COINÇON, R., RICORDEL, C., MOREAU, M.-G., GIOT, D., DUPUIS, C., BRUXELLES, L., BARBARAND, J., BAELE, J.-M., 2006. Continental France and Belgium during the Early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. *Bulletin de la Société géologique de France*., **177** (3), 155-175.
- THIRY, M., SCHMITT, J.M., TRAUTH, N., COJEAN, R., TURLAND, M., 1983. Formations rouges "sidérolithiques" et silicifications sur la bordure Nord du Massif central. *Revue de géologie physique et géologie dynamique*, **24**, 381-395.
- THIRY, M., SIMON-COINÇON, R., QUESNEL, F., WYNS, R., 2005. Bauxitic palaeoweathering related to the Clay-with-Jurassic cherts Formation in the southeastern Paris Basin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **176** (2), 199-214.
- THIRY, M., SIMON-COINÇON, R., RICORDEL, C., PARCERISA, D., BRUXELLES, L., 2006. Paléosurfaces et paléoreliefs mésozoïques et cénozoïques du Massif central : décryptage d'un transect Nord-Sud. Rapport technique No R060529MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, 102pp.
- THIRY, M., SORNEIN, J.F., 1983. Pétrologie d'une séquence d'altération de carbonate de fer. Le chapeau de fer du gisement de sidérite de Batère (Pyrénées orientales). In : *Pétrologie des altérations et des sols*, NAHON, D., NOACK, Y. (Eds). *Sci. Géol., Mém.*, **73**, 195-205.

- THIRY, M., TURLAND, M., 1985. Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolitique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, **2**, 175-192.
- THIRY, M., VINSOT, A., BERTRAND-AYRAULT, M., 1989. Faciès blanc et faciès glauconieux sombres dans les sables de Fontainebleau (Stampien, Bassin de Paris). Milieux de dépôt et paléoaaltérations. 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 279-280.
- TORSVIK, T.H., VAN DER VOO, R., MEERT, J.G., MOSAR, J., WALDERHAUG, H.J., 2001. Reconstructions of the continents around the North Atlantic at about the 60th parallèle. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**, 55-69.
- VAN DER VOO, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans, Cambridge University Press, 411pp.
- VAN EVERDINGEN, R.O., 1960. Paleomagnetic analysis of Permian extrusives in the Oslo region, Norway. PhD Thesis, University of Utrecht, Skrifter Norske Vidensk. Akad. Oslo: Mat. Naturv. Kl., **1**, 1-80.
- VASCONCELOS, P.M., BECKER, T.A., RENNE, P.M., BRIMHALL, G.H., 1992. Age and duration of weathering by $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of potassium-manganese oxides. *Science*, **258**, 451-455.
- VASCONCELOS, P.M., RENNE, P.R., BRIMHALL, G.H., BECKER, T.A., 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene Mn-oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 1635-1665.
- VIALETTE, Y., 1973. Age des granites du Massif central. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7** (3-4), 260-270.
- WESTPHAL, M., EDEL, J.B., KADZIALKO-HOFMOKL, M., JELENSKA, M., GROCHOLSKI, A., 1987. Paleomagnetic study of Upper Carboniferous volcanics from Sudetes (Poland). *Journal of Geophysics*, **61**, 90-96.
- WIELEMAKER, W.G. 1984. Soil formation by termites a study in the Kisii area, Kenya. PhD Thesis, Department of soil Sciences and Geology, Agricultural University, Wageningen, (XII), 132pp.
- WORM, H.-U., MARKERT, H., 1987. Magnetic hysteresis properties of fine particulate titanomagnetites precipitated in a silicate matrix. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **46**, 84-93.
- YANS, J., 2003. Chronologie des sédiments kaoliniques faciès wealdiens (Barrémien moyen Albien supérieur ; Bassin de Mons) et de la saprolite polyphasée (Crétacé inférieur et Miocène inférieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications géodynamiques et paléoclimatiques. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté Polytechnique de Mons & Université de Paris-Sud Orsay, 316 pp.
- YERLE, J.J., THIRY, M., 1979. Albitisations et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permio-houillers du bassin de Brousse-Broquiés (Aveyron, France). *Bulletin du BRGM*, (Section II), **4**, 275-290.
- ZELLER, E. J., LEVY, P. W., MATTERN, P. L. 1967. Proceedings of the Symposium on Radioactive Dating and Low Level Counting. International Atomic Energy Agency, Vienna, 531-540.
- ZIJDERVELD, J.D.A., 1967a. A.C. demagnetisation of rocks: Analysis of results. In: COLLINSON, D.W., CREER, K.M., RUNCORN, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.
- ZIJDERVELD, J.D.A., 1967b. The natural remanent magnetizations of the Exeter Volcanic Traps (Permian, Europe). *Tectonophysics*, **4** (2), 121-153.

Liste des figures

Figure 1 - Problématique de l'étude des paléoaltérations	1
Figure 2 - Schéma des hypothèses concernant l'évolution géodynamique du Massif central.	2
Figure 3 - Hypothèses sur l'origine des faciès albitisés du socle du Massif central	3
Figure 4 - Hypothèses de corrélation des paléosols sidérolithiques avec les dépôts dans les bassins	4
Figure 5 - Hypothèses sur la ferruginisation des sables crétacés de la bordure sud-est du Bassin de Paris	5
Figure 6 - Relations entre paléoaltérations continentales, paléoenvironnements et évolution géodynamique	5
Figure 7 - Courbes de dérive apparente du pôle de l'Europe, de l'Inde et de l'Australie	7
Figure 8 - Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers.	9
Figure 9 - Analyses des courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI)	12
Figure 10 - Définition des paramètres d'hystérésis et allure de cycles d'hystérésis	13
Figure 11 - Exemples de cycles d'hystérésis caractéristiques d'échantillons divers.	14
Figure 12 - Lithologie et minéralogie magnétique de la coupe des Mottes	15
Figure 13 - Observations pétrographiques des oxyde de fer des échantillons des Mottes	16
Figure 14 - Cycles d'hystérésis pour différents échantillons des Mottes.	18
Figure 15 - Comparaison des cycles d'hystérésis obtenus sur des échantillons de volumes différent	19
Figure 16 - Courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme de la coupe des Mottes.	20
Figure 17 - Diagrammes de Zijdeveld pour deux échantillons représentatifs des Mottes	20
Figure 18 - Analyses des composantes d'ARI: LAP, GAP, SAP pour 4 échantillons des Mottes.	23
Figure 19 - Courbes de désaimantation thermique d'aimantations rémanentes isothermes orthogonales	24
Figure 20 - Carte géologique schématique du Massif central.	27
Figure 21 - Disposition des formations sidérolithiques par rapport aux paléoreliefs du socle	28
Figure 22 - Faciès des grès rouges "sidérolithiques".	30
Figure 23 - Bioturbations des grès rouges "sidérolithiques".	32
Figure 24 - Aspect colonnaire des niveaux gréseux.	33
Figure 25 - Fentes planaires blanchies et dépôts de silice associés.	34
Figure 26 - Matrice et grains de squelettes des grès rouges "sidérolithiques".	36
Figure 27 - Gravelles des grès rouges "sidérolithiques".	40
Figure 28 - Illuviations argileuses des grès rouges "sidérolithiques".	42
Figure 29 - Dépôt de silice des grès rouges "sidérolithiques".	43
Figure 30 - Distribution des oxydes de fer des grès rouges "sidérolithiques".	44
Figure 31 - Carte géologique simplifiée du "bassin" de Naussac.	47
Figure 32 - Lithologie, minéralogie et micromorphologiques des coupes de Naussac.	48
Figure 33 - Coupes géologiques des fossés tertiaires du secteur Saint-Alban sur Limagnole.	49
Figure 34 - Coupe lithologique de la cuirasse rouge du Château de La Brosse.	50
Figure 35 - Désaimantation de l'ARN directions d'ARHt pour les sites de Naussac	52
Figure 36 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site du Rouget.	53
Figure 37 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Chassefeyre.	53
Figure 38 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de la Brosse.	54
Figure 39 - Comparaison des PGVs de Naussac et de la CDAP de l'Eurasie.	56
Figure 40 - Comparaison du PGV du Rouget et de la CDAP de l'Eurasie.	57
Figure 41 - Comparaison du PGV de Chassefeyre et de la CDAP de l'Eurasie.	58
Figure 42 - Carte géologique de la partie méridionale de La Grande Limagne.	59
Figure 43 - Panorama de la coupe orientale du Cirque des Mottes.	63
Figure 44 - Minéralogie des formations "sidérolithiques" des Mottes.	64
Figure 45 - Micrographie des sables argileux rouge brique de la coupe des Mottes.	64
Figure 46 - Micrographie des sables argileux blancs à marbrures ferrugineuses.	65
Figure 47 - Micrographie des niveaux indurés de la coupe des Mottes.	66
Figure 48 - Micrographie des argiles sableuses à pisolithes de la coupe des Mottes.	67
Figure 49 - Micrographie des argiles sableuses rouges supérieures de la coupe des Mottes.	68
Figure 50 - Micrographie du silcrète noduleux du sommet de la coupe des Mottes.	69
Figure 51 - Micrographie du socle altéré et silicifié de La Geneille.	73
Figure 52 - Situation des coupes "sidérolithiques" du Lembron.	74
Figure 53 - Coupe géologique schématique des affleurements "sidérolithiques" des ravines de Madriat	75
Figure 54 - Coupe lithologiques des formations sableuses de la Vallée des Saints.	76
Figure 55 - Coupe géologique passant par le cimetière de Madriat.	77
Figure 56 - Coupes lithologiques des formations affleurantes au cimetière de Madriat.	78
Figure 57 - Coupe schématique de l'affleurement de socle altéré de la Combe.	78
Figure 58 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site d'Augnat paléorelief.	79

Figure 59 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Madriat Croix Notre-Dame.	80
Figure 60 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site des Ravines de Madriat.	80
Figure 61 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de la Vallée des Saints.	82
Figure 62 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site d'Augnat carrefour.	82
Figure 63 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site du Letz.	83
Figure 64 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Brugère-Haute.	84
Figure 65 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site du cimetière de Madriat.	84
Figure 66 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de La Geneille.	85
Figure 67 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité A des Mottes.	86
Figure 68 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité B des Mottes.	87
Figure 69 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité C des Mottes.	87
Figure 70 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité D des Mottes.	89
Figure 71 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité E des Mottes.	89
Figure 72 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité G des Mottes.	90
Figure 73 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour l'unité H des Mottes.	89
Figure 74 - Directions d'ARHt moyennes obtenues pour chaque unité des Mottes.	91
Figure 75 - Comparaison des PGVs du Lembron et de la CDAP de l'Eurasie.	92
Figure 76 - Stratigraphie des formations sableuses du Barrémien à l'Albien du Nivernais à l'Yonne.	95
Figure 77 - Carte géologique de la bordure sud-est du Bassin de Paris.	96
Figure 78 - Grès ferrugineux de la carrière du chantier archéologique de Guédelon.	97
Figure 79 - Dalle ferrugineuse des Beaux-Arts.	99
Figure 81 - Cimentations ferrugineuses des sables de la Puisaye dans la carrières de Vessy.	100
Figure 82 - Grains de squelette des grès ferrugineux de la bordure sud-est du Bassin de Paris.	101
Figure 83 - Succession des phases d'oxydes de fer dans les grès ferrugineux.	102
Figure 84 - Oxydes de fer en pseudomorphose de rhomboèdres de la coupe des Chézeaux.	103
Figure 85 - Grès silicifiés du stade de Vailly sur Sauldre.	104
Figure 86 - Lithologie et minéralogie de la coupe des Beaux-Arts.	105
Figure 87 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site des Beaux-Arts	106
Figure 88 - Désaimantation de l'ARN et directions d'aimantation du site de Guédelon	108
Figure 89 - Désaimantation de l'ARN et directions portées par la goéthite pour le site des Chézeaux.	109
Figure 90 - Comparaison des PGVs des Beaux Arts et de la CDAP de l'Eurasie.	109
Figure 91 - Comparaison des PGVs de Guédelon et de la CDAP de l'Eurasie.	110
Figure 92 - Comparaison des PGVs des Chézeaux et de la CDAP de l'Eurasie.	110
Figure 93 - Carte géologique du Morvan et localisation des coupes échantillonnées.	114
Figure 94 - Profil d'altération synthétique affectant le socle cristallin du massif du Morvan.	115
Figure 95 - Coupe géologique montrant la disposition des faciès d'altération du socle du Morvan	116
Figure 96 - Micromorphologie de l'hématite dans les roches albitisées du Morvan.	118
Figure 97 - Principales caractéristiques des échantillons chauffés.	119
Figure 98 - Comportement thermomagnétique de rhyolites et granites du Morvan.	120
Figure 99 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site d'Avallon.	121
Figure 100 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Saint Agnan.	122
Figure 101 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de La Pérouse.	123
Figure 102 - Désaimantation de l'ARN et directions d'ARHt pour le site de Planchez.	123
Figure 103 - Comparaison du PGV relatif aux sites du Morvan et de la CDAP de l'Europe	124
Figure 104 - Hypothèses sur la ferruginisation des sables crétacés de la bordure sud-est du Bassin de Paris	128
Figure 105 - Hypothèse de formation des grès à hématite lors de l'entaille des paysages	129
Figure 106 - Pôles décrits dans la littérature pour des âges permien et triasiques en Europe	131
Figure 107 - Coupe schématique à travers le sud du Massif central au Dogger.	133
Figure 108 - Comparaison des résultats paléomagnétisme vs thermochronologie	136
Figure 109 - Relations entre les paléosurfaces triasique, jurassique supérieur/crétacé inférieur et tertiaire	138

Liste des tableaux

Tableau I - Températures de Curie ou de Néel de principaux oxydes de fer rencontrés dans les paléosols	9
Tableau II - Analyses de minéralogie magnétique effectuées sur la coupe des Mottes	17
Tableau III - Analyses des composantes d'ARI : principaux paramètres	23
Tableau IV - Composition chimique des traits pédologiques du "Sidérolithique" de Naussac.	38
Tableau V - Coordonnées géographiques et directions d'ARHt moyennes des sites de Naussac	51
Tableau VI - Coordonnées et directions d'ARHt moyennes des 3 sites "sidérolithiques" isolés.	54
Tableau VII - Coordonnées et PGV calculés des sites de Naussac	55
Tableau VIII - Coordonnées et PVG moyen du site du Rouget.	57
Tableau IX - Coordonnées et PVG moyen du site de Chassefeyre	58
Tableau X - Tests de McFadden et McElhinny (1990) appliqué aux cuirasses "sidérolithiques".	58
Tableau XI - Composition chimique des accumulations ferrugineuses des grès "sidérolithique" des Mottes.	67
Tableau XII - Composition chimique des structures argileuses de la coupe des Mottes.	70
Tableau XIII - Coordonnées et directions d'ARHt moyennes des sites analysés dans le Lembron	90
Tableau XIV - Coordonnées et PGVs moyens des sites du Lembron,	93
Tableau XV - Tests de McFadden et McElhinny (1990) appliqué aux sites du Lembron.	93
Tableau XVI - Coordonnées et directions d'ARHt moyennes des Beaux-Arts et des Chézeaux.	107
Tableau XVII - Composition chimique des chlorites des granites des rhyolites du Morvan.	117
Tableau XVIII - Coordonnées et directions d'ARHt moyennes des sites du Morvan.	121
Tableau XIX - Coordonnées et PGVs des sites du Morvan.	125
Tableau XX - Réaimantations permo-triasiques dans des roches volcaniques d'Europe de l'Ouest.	130

Annexe 1

Les mesures des différentes propriétés magnétiques des échantillons ont été effectuées dans 3 laboratoires distinct :

- 1) les mesures métant en œuvre les techniques de chauffage ont été réalisées à l'Institut de Physique du Globe de Paris au laboratoire de Paleomagnétisme. ;
- 2) les mesures d'induction en champ fort sur macro-échantillons ont été réalisés à l'Institut de Physique du Globe de Paris dans les laboratoires de Saint Maur ;
- 3) les mesures sur petits échantillons au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement à Gif-sur-Yvette. Les détails apparaissent dans le tableau ci-dessous.

Synthèse des différents outils d'analyses pour paléomagnétisme et minéralogie magnétiques mis en œuvre au cours de ce travail.

Méthode	Appareils	Taille des échantillons	Laboratoire d'analyse
Echantillonnage	Carotteuse à couronne diamanté	25mm diamètre	ENSMP
Anisotropie de susceptibilité magnétique	Pont d'impédance de type Kappabridge AGICO KLY3S	25*22 mm	IPGP (Saint Maur)
Susceptibilité en champ faible	Susceptibilimètre KLY3 et four CS3	poudre	IPGP (Paris)
Aimantation rémanente naturelle	Magnétomètre cryogénique vertical	25*22 mm	IPGP (Paris)
Désaimantation thermique	Four pour désaimantation thermique	25*22 mm	IPGP (Paris)
Susceptibilité magnétique	Susceptibilimètre Bartington	25*22 mm	IPGP (Paris)
Lowrie	Inductomètre JR5	25*22 mm	IPGP (Paris)
Aimantation rémanente isotherme	Micromag (champ maximum appliqué= 1.5T)	3mm*3mm	LSCE (Gif sur Yevtte)
	Inductomètre en champ fort (champ maximum appliqué= 1T)	10mm*10mm	IPGP (Saint Maur)
Cycle d'hysteresis	Micromag (champ maximum appliqué= 1.5T)	3mm*3mm	LSCE (Gif sur Yvette)
	Inductomètre en champ fort	15mm*15mm	IPGP (Saint Maur)

Annexe 2

Directions caractéristiques des aimantations rémanentes naturelles

Calcul	=	DirKir = régression de moindres carrés DirOKir = DirKir forcé vers l'origine GC Kir = grand cercle de désaimantation.
PT	=	plage de température utile en °C
N	=	nombre de points utilisés pour le calcul de la direction
Dec/Inc	=	déclinaison/inclinaison en ° en coordonnées géographiques
Erreur	=	déviations angulaires, en degrés.

Cuirasses »sidérolithiques » du Massif central

Naussac

Naussac coupe 1

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2229	DirOKir	T280-T580	8	186,4	43,9	13,0
2230	GC Kir	NRM -T580	4	180,2	54,9	9,0
2236	DirOKir	T470-T585	9	186,6	-51,6	7,8
2237	DirOKir	T500-T535	4	197,9	36,3	11,4
2238	DirOKir	T540-T610	3	185,1	-67,2	9,6
2244	DirOKir	T470-T525	5	18,9	20,9	8,4
2256	DirOKir	T540-T645	5	206,9	58,6	8,5
2260	DirOKir	T390-T615	12	181,3	47,2	3,6
2264	DirOKir	T240-T580	9	11,9	52,1	6,8
2265	DirOKir	T515-T550	4	18,5	50,5	5,9
2266	DirOKir	T440-T585	10	25,2	27,9	7,9
2267	DirOKir	T515-T630	10	195,7	18,7	2,9
2284A	DirOKir	T460-T645	4	51,8	54,8	7,3
2285	DirOKir	T290-T615	13	2,8	52,1	7,9
2287	DirOKir	T340-T630	17	302,9	60,1	9,3
2288	GC Kir	T340-T570	13	122,4	41,7	18,3
2292	DirOKir	T390-T570	10	356,0	33,8	2,5
2294	Dir Kir	T420-T630	7	37,3	39,7	6,4

Naussac coupe 2

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2299	DirOKir	T370-T610	7	0,8	55,7	2,4
2302	Dir Kir	T370-T580	4	20,6	44,3	15,9
2305	DirOKir	T500-T580	3	10,1	41,7	4,1
2306	DirOKir	T615-T630	2	19,6	49,7	3,6
2309	DirOKir	T500-T525	5	175,2	16,4	14,9
2310	DirOKir	T370-T540	5	205,5	47,1	5,7
2314	DirOKir	T370-T500	4	16,2	35,9	23,7
2319	DirOKir	T420-T630	7	21,4	51,4	4,2
2320	DirOKir	T585-T630	4	8,4	48,7	7,2
2325	Dir Kir	T500-T630	5	244,6	3,5	1,4
2341	Dir Kir	T460-T610	4	2,1	31,7	6,7

Le Rouget

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2359	DirKir	T420-T610	6	7,9	60,3	2,9
2361	DirOKir	T370-T630	8	4,3	65,8	6,4
2363	DirKir	T570-T615	4	16,3	55,6	6,0
2364	DirKir	T470-T630	4	29,3	42,9	8,8
2365	GCKir	NRM -T630	12	160,4	-50,9	10,9
2792	DirOKir	T420-T610	16	260,5	6,2	9,6
2793	DirOKir	T520-T630	6	355,8	56,1	3,6
2794	DirOKir	T420-T630	5	3,4	56,5	6,9
2795	DirOKir	T480-T630	7	352,7	66,1	7,4
2799	DirOKir	T480-T610	5	10,3	49,2	12,5
2800	DirOKir	T420-T630	5	356,0	60,3	2,5
2807	DirOKir	T420-T630	7	358,8	59,3	4,3
2809	DirOKir	T520-T610	7	10,1	54,1	6,0
2810	DirOKir	T520-T580	4	6,6	46,4	6,0

Chassefeyre

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2811	DirOKir	T430-T520	2	215,8	-32,3	1,2
2812	DirOKir	T480-T630	6	207,1	-33,2	1,3
2813	DirOKir	T520-T630	5	24,5	41,6	19,1
2814	DirOKir	T420-T610	5	42,8	32,7	17,1
2816	DirOKir	T320 -T610	7	31,4	55,2	14,9
2821	DirOKir	T420-T540	4	20,1	49,7	16,1

La Brosse

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2824	DirOKir	T320-T580	6	30,9	54,3	9,4
2825	DirOKir	T520-T580	3	130,5	48,9	20,4
2827	DirOKir	T100-T520	8	27,0	59,9	6,0
2829	DirOKir	T520-T630	5	137,7	42,1	18,2
2832	DirOKir	T580 -T630	2	18,4	51,0	1,0
2836A	DirOKir	T240-T630	9	342,9	-8,1	5,7

Formations « sidérolithiques » du Lembron

Les Mottes – sous-site A

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ME11	DirOKir	T200-T590	11	4,200	65,3	2,8
ME15A	DirOKir	T520-T590	4	21,70	47,0	8,4
ME16A	DirKir	T290-T520	6	354,1	65,6	4,0
ME17	DirOKir	T320-T570	7	1,500	49,8	4,2
ME19A	DirOKir	T320-T610	9	355,5	57,7	8,5
ME20A	DirOKir	T290-T550	7	357,6	56,7	2,6
ME21	DirKir	T370-T520	4	336,8	56,0	5,2
ME3	DirOKir	T370-T520	4	347,4	52,6	6,0
ME31	DirKir	T370-T630	9	1,500	50,9	9,5
ME5	DirOKir	T420-T570	5	332,6	58,4	9,3
ME7	DirOKir	T370-T590	7	17,90	55,9	7,0
ME9	DirOKir	T370-T550	5	347,6	62,2	8,2
ME12	DirOKir	T390-T535	5	17,30	53,3	5,0
ME2	DirOKir	T440-T535	4	345,7	58,8	3,5
ME32	DirOKir	T390-T560	6	8,400	57,2	5,4
ME4	DirOKir	T340-T535	6	2,100	71,5	5,7
ME8	DirOKir	T390-T535	5	359,0	47,6	4,1

Les Mottes – sous-site B

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ME27B	DirOKir	T250-T470	6	14,50	44,9	8,2
ME22B	DirOKir	T370-T520	4	28,80	56,3	3,3
ME24	DirKir	T120-T470	9	348,1	68,5	1,2
ME29	DirKir	T150-T420	7	353,1	53,2	1,8
ME33	DirOKir	T150-T470	8	21,20	65,0	1,7
ME35	DirKir	T320-T520	6	349,9	64,1	2,3
ME36B	DirKir	T290-T590	9	18,30	63,0	2,6
ME38	DirKir	T120-T470	9	28,90	67,9	1,8
ME40	DirKir	T290-T420	4	340,2	69,2	2,8
ME23	DirKir	T120-T630	13	343,7	60,5	2,1
ME27A	GCKir	T340-T475	3	32,30	-21,2	0,90
ME37	DirOKir	T290-T560	7	20,70	76,3	2,1
ME39	DirOKir	T120-T590	12	22,50	73,3	2,5
MEB20A	DirOKir	T535-T645	5	174,7	-47,5	7,7
MEB21B	DirOKir	T120-T590	11	165,3	-57,5	7,8

Les Mottes – sous-site C

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ME46B	DirOKir	T520-T645	7	166,7	-47,2	5,8
ME51	DirOKir	T250-T711	20	156,3	-45,5	2,3
ME53	DirOKir	T150-T645	15	182,9	-48,8	3,3
ME55A	DirOKir	T520-T665	9	166,5	-40,4	7,8
ME46A	DirOKir	T510-T665	8	174,4	-45,0	6,8
ME50B	DirOKir	T390-T705	15	180,7	-49,2	7,6
ME52	DirOKir	T290-T685	15	155,7	-45,6	3,1
ME55B	DirOKir	T510-T665	6	170,1	-43,3	8,4
ME57A	GCKir	T535-T645	5	174,5	39,8	15

Les Mottes – sous-site D

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ME58A	DirOKir	T440-T695	12	185,0	-26,9	6,3
ME59B	DirOKir	T340-T705	16	176,2	-22,7	3,5
ME60A	DirOKir	T340-T705	15	171,4	-17,9	3,5
ME61B	DirOKir	T340-T685	14	172,5	-20,2	4,3
ME62A	DirOKir	T290-T705	17	145,2	-32,9	4,3
ME58B	DirOKir	T470-T689	12	180,3	-23,3	3,2
ME59A	DirOKir	T290-T665	14	171,7	-22,5	3,0
ME60B	DirOKir	T290-T655	13	173,4	-15,4	4,9
ME61A	DirOKir	T470-T675	11	174,4	-18,0	3,6
ME62B	DirOKir	T370-T665	12	158,7	-27,8	7,0
ME103	DirOKir	T420-T670	13	170,8	-35,2	11
ME98	DirOKir	T610-T645	4	162,0	-38,1	5,9
ME99	DirOKir	T420-T685	16	174,9	-25,4	7,8

Les Mottes – sous-site E

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ME63	DirOKir	T570-T665	7	169,4	-37,9	5,3
ME64B	DirOKir	T250-T689	17	179,1	-44,1	3,5
ME64A	DirOKir	T290-T665	8	186,8	-43,5	3,8
ME65	DirOKir	T420-T665	12	183,4	-40,4	11
ME69	DirOKir	T420-T680	15	176,2	-37,2	6,2
ME71	DirOKir	T320-T665	13	163,1	-33,1	8,7

Les Mottes – sous-site G

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ME76	DirKir	T420-T645	10	169,8	-52,0	3,2
ME77	DirKir	T470-T645	7	170,3	-52,0	6,7
ME90	DirKir	T420-T645	8	160,7	-49,3	2,7
ME92	DirKir	T420-T645	8	174,8	-42,8	2,5
ME95	DirKir	T420-T645	8	174,1	-47,8	4,6
MEB11A	DirKir	T440-T645	8	173,7	-47,0	4,7
MEB13C	DirKir	T440-T645	8	173,6	-41,3	7,0

Les Mottes – sous site H

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
MEB14A	DirKir	T440-T645	8	350,7	54,5	3,6
MEB16C	DirKir	T440-T645	8	349,2	56,9	6,8
MEB17A	DirKir	T440-T645	8	3,0	61,9	6,4

St-Gervazy, La Combe -La Geneille

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
MC1A	DirKir	T320-T680	17	167,9	-48,5	2,0
MC2	DirKir	T645-T660	4,	181,8	-44,4	1,3
MC4	DirKir	T420-T675	15	153,3	-56,6	4,1
MC5	DirKir	T470-T660	9	168,1	-56,1	1,4
MC6	DirKir	T610-T680	11	165,6	-43,2	2,9
MC8	DirKir	T420-T660	10	165,4	-46,3	3,2
MC10A	DirOKir	T610-T660	5	142,3	-52,8	7,4
MC10B	DirKir	T420-T670	13	149,9	-54,7	3,3
MC40A	GC	T120-T655	14	339,8	-29,3	
MC41B	DirKir	T520-T675	13	163,9	-51,2	1,7
MC54A	DirOKir	T420-T665	11	273,3	-75,2	20,4
MC58B	DirOKir	T610-T665	8	175,1	-56,6	6,2
MC69B	DirKir	T420-T650	10	155,4	-54,3	4,0
MC63C	DirKir	T570-T655	7	166,5	-55,8	
MC61	DirKir	T320-T660	13	312,3	-43,1	1,6
MC71A	DirKir	T570-T650	5	156,2	-57,1	4,4
MC75B	DirOKir	T470-T650	8	156,7	-51,2	4,9
MC77	DirKir	T630-T665	7	152,8	-49,2	1,3
MC11	DirKir	T420-T645	7	357,7	61,7	7,6
MC17A	GC	T120-T645	10	312,	-16,8	
MC19A	DirOKir	T420-T630	6	13,4	62,5	3,9
MC23A	DirKir	T570-T645	4	353,1	55,5	3,0

Madriat - ravines et galerie

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
RM1	DirKir	T220-T610	7	0,3	53,1	3,1
RM2	DirKir	T470-T610	4	359,5	40,8	15
RM3	DirKir	T320-T610	6	21,8	57,0	6,8
RM5	DirKir	T220-T610	7	7,2	60,0	6,3
RM6	DirKir	T420-T610	5	7,7	57,1	18
RM7	DirKir	T220-T570	6	145,8	40,0	6,7
RM8A	DirKir	T220-T610	7	21,8	65,1	5,4
RM9	DirKir	T120-T610	8	11,6	57,6	4,5
RM10A	DirKir	T420-T645	7	1,8	49,5	16
RM10B	DirKir	T420-T610	5	4,9	47,1	23
RM11A	DirKir	T320-T610	6	23,4	60,3	9,5
RM13	DirOKir	T320-T630	7	348,5	52,2	6,4
CL01	DirKir	T420-T630	7	301,5	80,8	10
CL02	DirKir	T420-T630	7	335,4	62,8	6,1
CL05	DirKir	T470-T640	6	341,6	63,6	4,1
CL06	DirKir	T320-T650	10	9,6	67,6	1,9
CL07	DirKir	T470-T645	7	359,3	67,0	7,8

Madriat - Croix Notre-Dame

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
ND1	DirKir	T420-T645	7	15,00	50,7	9,0
ND2	DirKir	T320-T610	6	10,40	60,4	5,1
ND4	GC	T320-T630	7	87,00	-2,60	19
ND5	DirKir	T120-T610	8	348,3	50,8	1,8
ND6	DirKir	T120-T610	8	10,00	59,8	1,9
ND7	DirKir	T420-T610	5	0,5000	64,4	8,6
ND8A	DirKir	T320-T610	6	4,700	59,5	4,8

Madriat - cimetière

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
CM1	DirKir	T420-T610	5	335,1	52,8	18
CM2	DirKir	T520-T655	6	353,5	22,0	33
CM10	DirKir	T220-T610	8	327,1	64,6	19
CM12	DirKir	T220-T570	7	22,90	41,6	27
CM16	DirKir	T470-T640	7	15,10	42,6	13
CM25B	DirKir	T420-T640	8	308,1	50,2	22
CM27	GC	NRM-T610	10	108,8	21,5	23
CM30B	DirKir	T220-T640	10	359,1	46,6	14

Brugère-Haute

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
BH2	DirOKir	T610-T660	5	169,2	-37,5	26
BH4	DirOKir	T420-T630	6	349,4	49,0	23
BH6	DirOKir	T520-T655	5	10,00	38,4	15
BH8	DirOKir	T520-T665	7	354,2	57,2	28
BH10	DirOKir	T520-T640	5	156,3	-46,2	21
BH14	DirOKir	T470-T570	4	4,500	51,8	13
BH16	DirOKir	T420-T540	4	359,3	64,2	8,7
BH17	GC	T470-T570	4	87,60	3,30	9,8

La Vallée des Saints

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2491	DirKir	T610-T645	3	174,5	-51,2	6,3
2492	DirOKir	T440-T645	9	174,0	-45,5	2,2
2511	GC Kir	T100-T610	16	58,5	-34,3	12,1
2516	DirOKir	T480-T630	6	348,5	44,1	8,4
2517	DirOKir	T400-T630	8	357,8	38,1	7,9
2523	DirOKir	T400-T610	7	1,9	64,2	9,1
2529	DirOKir	T400-T630	8	360	54,8	9,3
2530A	DirOKir	T400-T610	7	335,2	39,3	11,4

Augnat Carrefour

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2751	DirOKir	T520-T610	4	311,4	74,6	4,6
2753	DirKir	T520-T610	4	354,7	56,4	11,8
2754	DirOKir	T540-T580	2	357,5	45,8	8,2
2756	DirOKir	T480-T610	5	274,6	36,1	8,7
2757	DirOKir	T580-T610	2	14,8	43,9	3,2
2758	DirOKir	T420-T580	5	355,9	46,8	4,1
2761	DirOKir	T480-T580	3	339,2	38,2	10,6
2763	DirOKir	T520-T610	4	5,7	37,4	10,6
2764	DirOKir	T420-T580	5	349,4	54,2	6,4

Augnat Paléorelief

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2532	DirOKir	T470-T610	5	343,1	68,8	3,5
2535	DirOKir	T580-T630	3	6,4	49,9	9,6
2536	DirOKir	T580-T630	3	1,3	57,5	11,7
2537	DirOKir	T420-T610	6	9,0	59,5	10,0
2544	GC Kir	NRM -T645	21	278,4	-10,5	7,9
2564	DirOKir	T580-T630	3	353,8	65,9	9,7
2569	DirKir	T520-T610	4	349,4	62,0	6,4
2572	DirOKir	T480-T630	6	317,5	40,9	11,8
2575	DirOKir	T540-T630	4	9,8	58,6	7,2
2581	Dir Kir	T630-T645	3	340,4	-40,4	2,0

Le Letz

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2765A	DirOKir	T480-T580	4	13,3	52,3	6,8
2766	DirOKir	T480-T610	5	159,2	-48,4	9,2
2771	DirOKir	T520-T610	3	172,2	-42,7	3,7
2773	DirOKir	T420-T630	7	169,4	-54,6	2,9
2775	DirOKir	T420 -T630	7	179,8	-51,4	2,0

Grès ferrugineux de la Bordure sud –est du Bassin de Paris

Beaux Arts

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2000A	DirOKir	T340-T645	8	187,1	-68,7	1,3
2001	DirOKir	T420-T630	6	170,0	-69,2	0,5
2002	DirOKir	T420-T630	6	353,0	61,0	3,4
2005	DirOKir	T420-T645	7	178,1	-68,6	1,2
2006	DirOKir	T420-T630	6	183,1	-64,3	,8
2007	DirOKir	T470-T580	3	170,6	-62,4	3,2
2008	DirOKir	T520-T580	2	186,2	-65,8	1,1
2011	DirOKir	T520-T630	4	193,0	-67,8	0,3
2012	DirOKir	T470-T645	6	177,3	-62,0	0,7
2013	DirOKir	T520-T645	5	176,7	-64,9	1,2
2014	DirOKir	T520-T645	5	184,1	-66,5	1,0
2015A	DirOKir	T420-T630	6	,9	62,6	1,8

Guédelon

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2017	DirOKir	T130-T580	12	348,8	51,9	13,6
2019	DirOKir	T470-T610	4	13,1	53,7	3,6
2023	DirOKir	T340-T580	7	10,6	42,3	13,1
2024	DirOKir	T310-T580	8	,1	41,8	13,9
2025	DirOKir	T340-T520	5	48,8	17,1	13,0
2026A	DirOKir	T370-T580	6	18,3	59,7	6,2
2027	DirOKir	T240-T580	9	9,6	53,7	16,7
2029	DirOKir	T180-T660	15	281,3	45,0	11,8
2031	DirOKir	T370-T580	6	24,5	42,6	12,6
2033	DirOKir	T370-T580	6	326,5	48,4	15,1
2035A	DirOKir	T180-T580	11	320,3	68,7	5,3

Proux de la Route

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2040	DirOKir	T520-T630	4	345,2	76,3	4,7
2041	DirOKir	T370-T580	6	347,5	68,7	2,8

Chézeaux

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
2139A	DirKir	T80-T120	3	337,1	50,2	3,9
2140	DirKir	T80-T120	3	348,6	51,4	2,2
2147A	DirKir	T80-T120	3	4,4	65,7	11,4
2148A	DirKir	T80-T120	3	13,6	70,0	3,9
2149A	DirKir	T80-T120	3	8,8	71,3	2,4
2156	DirKir	T80-T120	3	0,1	58,5	1,7
2157	DirKir	T80-T120	3	357,0	63,1	3,6
2158	DirKir	T80-T120	3	17,9	65,3	6,0
2165A	DirKir	T80-T120	3	344,6	61,6	9,6
2166A	DirKir	T80-T120	3	354,3	44,0	16,6
2173A	DirKir	T80-T120	3	349,4	52,4	2,0
2174A	DirKir	T80-T120	3	338,7	62,0	5,0

Le socle albitisé du Morvan

Avallon

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
CO1	GCKir	T580-T630	3	285,4	9,7	10,4
CO5	GCKir	NRM-T580	7	292,5	0,5	4,2
CO6	DirOKir	T540-T610	3	26,2	29,1	4,1
CO7	DirOKir	T250-T610	7	198,0	-14,6	11,1
CO10	DirOKir	T540 -T610	3	19,7	31,4	8,2

Rocher de la Pérouse

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
MOR93	DirKir	T630-T660	3	200,9	-19,9	9,4
MOR96	DirOKir	T290-T645	17	199,2	-24,5	5,4
MOR98	DirOKir	T535-T585	5	194,5	-14,0	4,4
PT4	DirOKir	T500-T630	5	197,4	-18,9	3,6
PT9	GCKir	NRM-T645	11	286,8	4,5	8,4
RP4	DirOKir	T580-T645	4	196,1	-24,8	6,1
RP6	DirOKir	T580-T645	4	207,2	-15,3	5,0
RP7	DirOKir	T580-T645	4	198,3	-18,1	6,0

Planchez

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
MOR110	DirOKir	T535-T670	11	194,4	-18,2	11,3
MOR112	DirOKir	T615-T645	3	194,7	-38,0	6,0
MOR113A	DirOKir	T390-T600	11	199,8	-29,6	16,9

Saint Agnan

ECHANTILLON	CALCUL	PT	N	DEC°	INC°	DEV°
MOR87	DirOKir	T550-645	8	11,1	47,7	8,6
MOR91	DirOKir	T550-670	10	26,0	44,7	9,3
MOR92	DirOKir	T170-550	13	20,3	56,6	7,5