



Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine

Synthèse bibliographique & rapport d'avancement

Rapport « intermédiaire »

BRGM/RP-65041-FR

Juillet 2015

Opération réalisée avec le concours financier de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne





Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine

Synthèse bibliographique & rapport d'avancement

Rapport « intermédiaire »

BRGM/RP-65041-FR

Juillet 2015

Étude réalisée dans le cadre du programme de
recherche et développement du BRGM PDR14AQI04

E. Husson

Avec la collaboration de

T. Gutierrez, H. Camus, J.G. Astruc, O. Cabaret, S. Galaup & R. Couëffé

Vérificateur :

Nom : E. LASSEUR

Fonction : Responsable de
programme RGH02

Date : 02/09/2015

Approbateur :

Nom : N. PEDRON

Fonction : Directeur du BRGM
Aquitaine

Date : 26/11/2015

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



Mots-clés : karst ; paléokarst ; géologie ; synthèse bibliographique ; remplissages karstiques ; Aquitaine ; gestion de la ressource en eau ; Périgord ; Charentes ; Quercy ; Dordogne.

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

Husson E., avec la collaboration de T. Gutierrez, H. Camus, J.G. Astruc, O. Cabaret, S. Galaup & R. Couëffé (2015) – Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine. Synthèse bibliographique & rapport d'avancement. Rapport intermédiaire BRGM/RP-65041-FR, 72 p., 41 ill., 5 ann.

Synthèse

Les terrains carbonatés occupent près de 30% de la surface du territoire national. Ils sont particulièrement bien représentés dans le Bassin Adour-Garonne où on les retrouve à l’affleurement en bordure du Bassin sédimentaire aquitain. La nature plus ou moins karstique de ces aquifères rend leur gestion délicate.

L’évolution globale des besoins en eau pour l’alimentation en eau potable et l’impact attendu du changement climatique sur les eaux superficielles et souterraines peu profondes nécessitent de mieux appréhender ces formations pour mieux les protéger et les gérer. C’est une des préoccupations du SDAGE Adour-Garonne qui demande qu’un effort d’amélioration de la connaissance des eaux souterraines soit notamment porté sur les milieux karstiques.

Le projet de recherche OKaNA a pour objectif principal d’expliquer et/ou de prédire la position actuelle des massifs carbonatés karstifiés à la fois libres et sous couverture. Il s’inscrit dans la stratégie du BRGM de développer des travaux scientifiques de qualité sur ce sujet afin d’améliorer la connaissance des ressources en eau dans les karsts et de leur fonctionnement.

Le présent rapport propose un état des lieux des données disponibles et leur analyse critique à partir des premières investigations de terrain et travaux opérationnels réalisés lors de la 1ère phase du projet.

La synthèse bibliographique réalisée montre trois grandes périodes identifiées comme favorables à la mise en place d’un karst affectant les séries jurassiques et crétacées du Bassin aquitain :

1) Au Crétacé inférieur, une surrection affecte l’ensemble de la région nord-aquitaine responsable d’une érosion et altération intense des terrains jurassiques.

2) Au cours du Paléogène, une intense période d’altération se développe au Paléocène affectant l’ensemble des dépôts carbonatés mésozoïques, puis à l’Eocène, la chute progressive du niveau de base permet la mise en place des réseaux hydrographiques et le développement de conduits karstiques importants.

3) Du Miocène à l’actuel, le gradient créé par la surrection du Massif Central exacerbé par les variations glacio-eustatiques plio-quatérnaires, est responsables du décapage progressif de la couverture sédimentaire tertiaire et crétacée supérieure et de l’incision du réseau hydrographique.

Corréées à des chutes du niveau de base, ces trois périodes ont constitué les 3 principales étapes d’une karstification affectant les terrains mésozoïques, et contribuant ainsi à la formation, l’organisation et au fonctionnement actuel des réservoirs. Parallèlement à cette karstification épigène (dissolution de la roche par des eaux météoriques), certains indices de terrain montrent aussi des comportements hypogènes (dissolution lors de remontée de fluides de bassin). Ces indices se présentent sous la forme d’indices géologiques (couloirs de brèches, croissance de calcite hydrothermale, minéralisations...) et d’indices hydrogéologiques (présence de sources minéralisées sulfatées-sodiques, anomalies de température...). Ces éléments sont à prendre en considération et doivent être intégrés dans le processus de recherche sur la mise en place des réservoirs karstiques.

Sur le secteur de la zone d'étude délimité lors de la phase 1 du projet OKaNA, on trouve les témoins de ces trois périodes de karstification majeures disséminés sur l'ensemble du territoire. Selon les différents secteurs, certains indices sont plus visibles que d'autres et il est difficile de trouver un site qui concentre l'ensemble des marqueurs de ces épisodes de karstification successifs.

Au vu de ce contexte géologique, et pour être appliquée à la zone d'étude nord-aquitaine, la méthodologie développée en Languedoc (Husson, 2013) doit être revue afin d'intégrer le concept d'une karstification hypogène, potentiellement à l'origine d'un karst situé actuellement en profondeur. Le but étant d'arriver à un modèle conceptuel géologique et hydrogéologique qui nourrira les réflexions sur la gestion opérationnelle de ces ressources en eaux.

Sommaire

1. Introduction	9
1.1. CONTEXTE GENERAL DU PROJET	9
1.2. OBJECTIFS DU PROJET	11
1.3. METHODOLOGIE ET DESCRIPTIF TECHNIQUE DU PROJET	11
2. Synthèse de la géologie du bassin aquitain.....	13
2.1. HERITAGE HERCYNIE ET VARISQUE.....	13
2.2. LA PREMIERE TRANSGRESSION MAJEURE MESOZOÏQUE DU TRIAS AU JURASSIQUE.....	17
2.3. LE CRETACE INFERIEUR : UNE LACUNE DE 40 MA	20
2.3.1. En Charentes.....	21
2.3.2. En Quercy.....	26
2.3.3. En Périgord.....	27
2.4. LE CRETACE SUPERIEUR : DERNIERE TRANSGRESSION MAJEURE MESOZOÏQUE	29
2.5. LE PALEOGENE : ENTRE SEDIMENTATION CONTINENTALE ET ALTERATION	35
2.5.1. En Charentes.....	35
2.5.2. En Quercy.....	35
2.5.3. En Périgord.....	40
2.6. DU MIOCENE A L'ACTUEL.....	42
2.6.1. En Charentes.....	42
2.6.2. En Quercy.....	43
2.6.3. En Périgord.....	45
3. Etat d'avancement des travaux réalisés sur la karstogenèse nord-aquitaine	47
3.1. LES PERIODES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION	47
3.2. LES PALEOKARSTS : L'INFORMATION DU REMPLISSAGE KARSTIQUE.....	49
3.3. LA FANTOMISATION.....	50
3.4. LES VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE AU COURS DU TEMPS.....	53
3.5. L'ORIGINE DU KARST PROFOND ?	54
4. Comparaison méthodologique et perspectives	59

5. Conclusion	63
6. Bibliographie.....	65

Liste des illustrations

Illustration 1 : Carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM, de la zone d'étude (encadré rouge).	10
Illustration 2 : Schéma structural simplifié du socle du bassin d'Aquitaine et de ses bordures (Platel et al., 1986).....	13
Illustration 3 : Carte de l'écorché anté-triasique faite par extrapolation des résultats ponctuels fournis par forages (BRGM et al., 1974). Sur la carte est situé le tracé (en rouge) du profil de sismique réflexion LR13, interprété par O. Serrano et al., (2006), sur lequel les dépôts du Permien apparaissent en orange.	15
Illustration 4: Carte d'isobathes du toit du paléozoïque ou du socle, avec l'âge du premier recouvrement (BRGM et al., 1974).	16
Illustration 5 : Carte d'isopaches et de faciès du Trias (BRGM et al., 1974).....	17
Illustration 6 : Carte d'isopaches et de faciès du Dogger (BRGM, 1974).....	19
Illustration 7 : Les déformations anté-albiennes en France et leur relations avec l'ouverture du golfe de Gascogne (Guillocheau et al., 2003).	20
Illustration 8 : Carte paléogéographique de la France et de la Belgique, synthétisant les paléo-altérations survenues au cours du Crétacé inférieur, depuis le Berriasien au Barremien (Thiry et al., 2006).	21
Illustration 9 : Carrière de gypse de Champblanc (à proximité de Cherves).....	22
Illustration 10 : Log stratigraphique de la formation continentale du Crétacé inférieur, traversée par le sondage de Cadeuil et son extension géographique en carte, situé en Charentes et au sud de Bordeaux.	22
Illustration 11 : Cavités dans la carrière de Peusec (Dandurand, 2011).	24
Illustration 12 : Exemples de cavités d'un paléokarst crétacé (carrière de Peusec) résultant de la vidange du fantôme de roche et de son remplacement par des sables marins ou alluviaux (Dandurand, 2011).	25
Illustration 13 : Schéma de l'affleurement de la carrière du Pont-Du-Causse (Astruc, 1988).....	26
Illustration 14 : Schéma d'affleurement du tunnel de Fajoles et log du contact Jurassique-Crétacé supérieur (Astruc, 1988).	27
Illustration 15 : Carte paléogéographique anté-tertiaire et isobathes de la base du Tertiaire (BRGM et al., 1974).....	28
Illustration 16 : Essai de reconstitution des paléoenvironnements à la fin du Cénomanién supérieur - région de St-Cyprien (Platel, 1987).	28
Illustration 17 : Ecorché des terrains recouvert par les dépôts du Crétacé supérieur (Platel, 1987).	30
Illustration 18 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Cénomanién inférieur (Platel, 1996).....	31
Illustration 19 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Cénomanién supérieur (Platel, 1996).....	31
Illustration 20 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Turonien inférieur (Platel, 1996).....	32
Illustration 21 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Santonien inférieur (Platel, 1996). ...	33

Illustration 22 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Campagnien inférieur (Platel, 1996).	34
Illustration 23 : Bloc diagramme montrant l'état de la région quercynoise au cours du Crétacé supérieur et pendant la première partie du Tertiaire (Astruc et al., 2008).	34
Illustration 24 : Tableau de correspondance entre la roche mère et l'altérite développée à partir de cette dernière (Astruc, 1988).	36
Illustration 25 : Des lambeaux d'altérites versicolores crétacées occupent le fond de nombreuses dépressions, comme ici sur le Causse de Martel (photo L. Bruxelles).	36
Illustration 26 : Mise en place et organisation du drainage à l'Eocène inférieur (à gauche) et à l'Eocène supérieur-Oligocène (à droite) (Bruxelles, 2008 modifié d'après Jean-Guy Astruc).	37
Illustration 27 : Principales structures affectant le Crétacé reconnues à l'affleurement et en subsurface (Platel, 1987).	38
Illustration 28 : Carte de localisation des remplissages de phosphatières datés (Pélissié, 2008).	39
Illustration 29 : Evolution schématique entre Pyrénées et Massif Central (Brive) pendant le Tertiaire et le Quaternaire (Astruc et al., 2008 modifié d'après Astruc, 1986).	40
Illustration 30 : Bloc de calcaire oligocène (formation de Montbazillac) silicifié et meuliérisé, dans le secteur du Buisson-de-Cadouin.	42
Illustration 31 : Carte hypsométrique du Causse de Gramat (altitudes croissantes du plus foncé au plus clair) montrant les différents ensembles morphologiques (modifié d'après Platel et al., 2008).	44
Illustration 32 : Carte d'isopaches et de faciès du Miocène (BRGM et al., 1974).	45
Illustration 33 : Organisation spatiale des différents types d'altération et leur association sédimentaire (Wyns et al., 2003).	46
Illustration 34 : Localisation des points d'observation de terrain (affleurements et carrières) sur l'ensemble de la zone d'étude (carte géologique au 1/1 000 000).	47
Illustration 35 : Charte chronostratigraphique de la bordure nord-aquitaine représentant schématiquement les périodes de sédimentation, d'altération/karstification et les épisodes géodynamiques.	48
Illustration 36 : Localisation des carrières et lieux-dits dont les échantillons prélevés ont été analysés par DRX.	49
Illustration 37 : Localisation des affleurements présentant des phénomènes de fantômisat	51
Illustration 38 : Schéma conceptuel simplifié de la mise en place d'une karstification associée à la circulation de fluides hypogènes de bassin.	55
Illustration 39 : Exemples d'indices de paléocirculations de fluides.	56
Illustration 40 : Localisation des forages profonds, des sources sulfatées, des sources hypothermales et du front de dissolution des évaporites (Astruc et al., 2008 & Pélissié & Astruc, 1996). ..	57
Illustration 41 : Carte géologique (Astruc et al., 2008), localisant les indices de karstifications (forages pétroliers et profonds, traçages, sources...) sur la zone d'étude.	61

Liste des annexes

Annexe 1	Carrière de Peusec	73
Annexe 2	Carrière Les Brandes	85
Annexe 3	Carrière Bretonnier	91
Annexe 4	Affleurement de la carrière du Vaylats	97
Annexe 5	Données DRX.....	103

1. Introduction

1.1. CONTEXTE GENERAL DU PROJET

Le bassin sédimentaire aquitain correspond à une vaste dépression au sud-ouest de la France. Largement ouvert vers l'ouest et l'océan atlantique, il est ceinturé par des reliefs constitués par le Massif Armoricaïn au nord, le Massif Central et la Montagne Noire à l'est, et par la chaîne des Pyrénées au sud.

La disposition des formations sédimentaires résulte du comblement progressif du bassin sur le socle continental depuis plus de 250 Ma. Son évolution géodynamique traduit une histoire polyphasée ayant évolué globalement d'un stade extensif (du Trias au Crétacé inférieur) à un stade compressif (du Crétacé supérieur au Tertiaire) au travers de 5 stades majeurs. Les affleurements des terrains jurassiques et crétacés, en bordure du Massif Central et du Massif Armoricaïn (Quercy, Périgord, Charentes), témoignent des deux vastes transgressions marines qui se sont produites au Mésozoïque. Les formations géologiques à dominante calcaire qui en résultent sont le siège de systèmes karstiques à la fois à l'affleurement et sous couverture (Illustration 1).

La gestion des ressources en eau provenant de ces formations se heurte à des difficultés liées à la nature plus ou moins karstique de ces réservoirs carbonatés. L'évolution globale des besoins pour l'alimentation en eau potable a pour conséquence que ces réservoirs sont de plus en plus sollicités et que des moyens de pérennisation doivent être mis en place. Elles sont aujourd'hui stratégiques pour l'AEP (Alimentation en eau potable) de certains départements et le seront encore plus avec l'impact du changement climatique sur les ressources les plus superficielles.

C'est une des préoccupations du SDAGE Adour-Garonne qui demande qu'un effort d'amélioration de la connaissance des eaux souterraines soit notamment porté sur les milieux karstiques. Le programme de mesure (PDM) élaboré par la Commission Territoriale Nappes Profondes identifie bien le besoin d'une action d'amélioration de la connaissance sur les formations karstiques des masses d'eau crétacées et jurassiques du Bassin Adour-Garonne.

Différents travaux de thèse (Vouvé, 1969 ; Fabre, 1983 ; Muet, 1985 ; Astruc, 1988 ; Marchet, 1991 ; Lopez, 2009 ; Peyraube, 2011) et rapports d'étude (Bichot *et al.*, 1997 ; Bichot *et al.*, 2003 ; Mauroux *et al.*, 2003 ; Bardeau & Belgodère 2009) menés depuis plus de 20 ans ont permis de faire des avancées significatives dans la compréhension du fonctionnement des systèmes de la plate-forme nord-aquitaine. Malgré cela, les aquifères karstiques restent encore aujourd'hui mal connus, tant du point de vue de leurs géométries complexes, liées à leur formation dans le cadre d'une évolution longue et polyphasée, que de leur fonctionnement hydrodynamique. Parmi les questions et verrous scientifiques limitant aujourd'hui la gestion opérationnelle de ces nappes, sont identifiés :

- la géométrie des zones karstifiées profondes (profondeurs, extensions, connectivité),
- la reconstitution de l'histoire de la karstification de la région (paléosurfaces, paléo-niveaux de base, rôle potentiel de l'altération par « fantômisation », ...).

Dans le secteur nord-montpelliérain, ces aspects sont traités depuis 2010 dans le cadre d'un travail de recherche (Husson, 2013) en collaboration avec Géosciences Montpellier, sous l'impulsion de la Direction Eau, Environnement et Ecotechnologies (D3E) du BRGM avec l'appui de la Direction des Géoressources (DGR). La finalité de cette thèse était d'élaborer une

méthode prédictive permettant d'estimer la distribution des volumes karstifiés, en particulier pour les karsts dits « profonds ».

Cette approche prédictive offre des perspectives d'application de la méthodologie développée en Languedoc sur la bordure nord-aquitaine (Quercy, Périgord, Charentes).

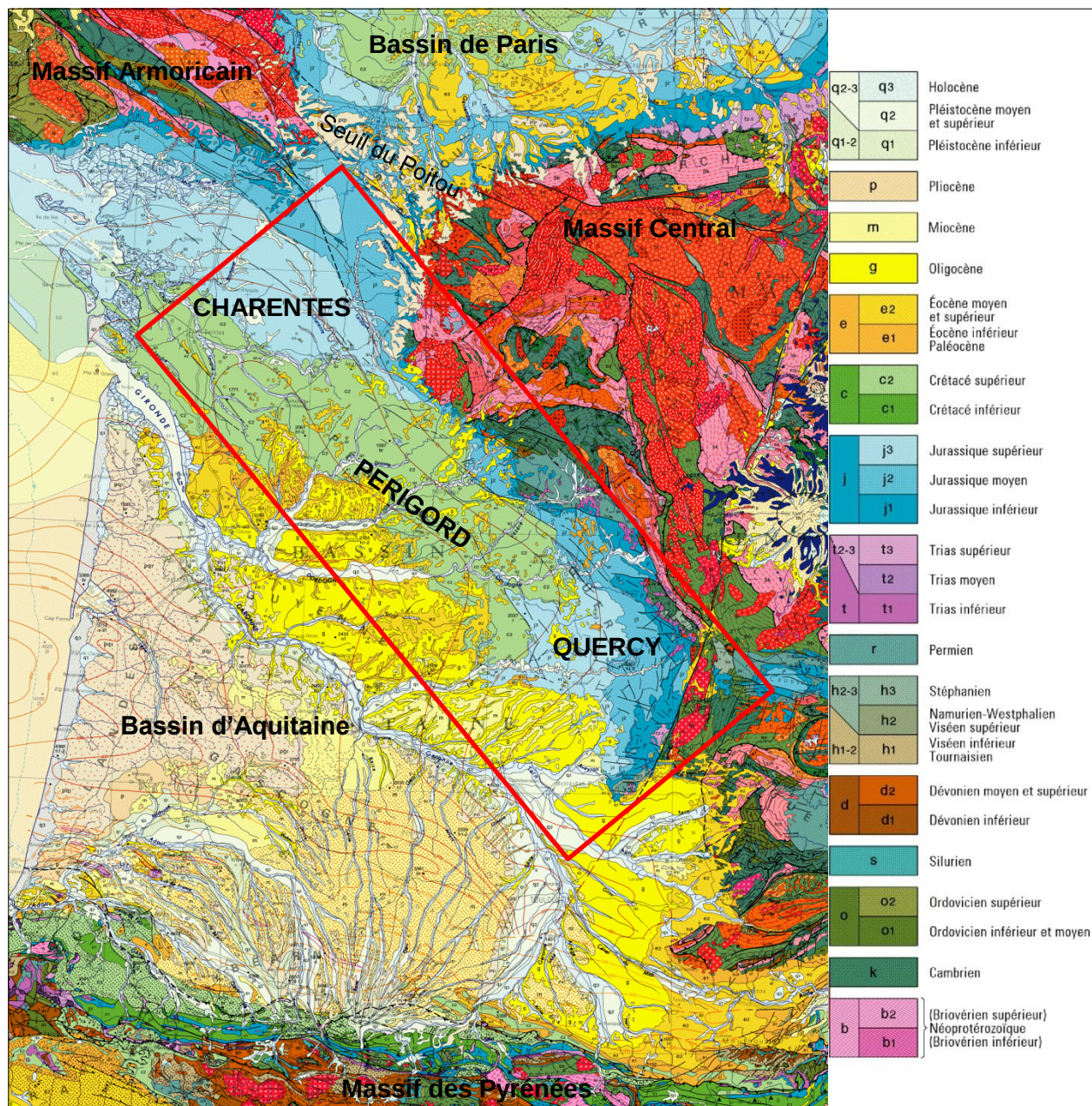


Illustration 1 : Carte géologique au 1/1 000 000 du BRGM, de la zone d'étude (encadré rouge).

1.2. OBJECTIFS DU PROJET

L'objectif principal est d'expliquer et/ou de prédire la position actuelle des massifs carbonatés karstifiés à la fois libres et sous couverture. Pour cela, il s'agira :

- de mieux comprendre l'origine du karst sur la bordure nord-aquitaine et donc de déterminer et de caractériser les processus (géodynamiques, climato-eustatiques, ...) à l'origine des variations du niveau de base et de la karstogenèse ;
- d'identifier les formations carbonatées mésozoïques karstifiées (ou potentiellement karstifiables) et de contraindre leur géométrie actuelle ;
- de procéder sur quelques coupes de référence à une reconstitution cinématique et au dépliage des structures afin de déterminer la géométrie des massifs carbonatés au cours du temps et d'examiner en particulier leur position par rapport au niveau de base lors des périodes de karstification ;
- de réunir des observations sur le processus de « fantômisation ». Ce phénomène pouvant conduire à une altération importante des massifs carbonatés a déjà été mis en évidence en Charente (Dandurand, 2011).

Pour cela, l'application des travaux effectués sur la zone nord-montpelliéraine à la frange nord-ouest du Bassin aquitain apparaît comme très pertinente. De plus, cela permettra de comparer les résultats obtenus en contexte structural complexe (Languedoc), à ceux obtenus sur une province karstique de l'avant-pays pyrénéen située en contexte structural plus « simple » (épargnée par l'extension oligo-aquitaine et la crise messinienne).

1.3. METHODOLOGIE ET DESCRIPTIF TECHNIQUE DU PROJET

- Détermination et caractérisation des processus à l'origine de la karstogenèse

La caractérisation des remplissages karstiques commencé par Astruc (1998) reste indispensable pour bien identifier les périodes de karstification et les processus à l'origine des variations du niveau de base. Une synthèse bibliographique, l'acquisition de données sur le terrain et l'analyse des dépôts (caractérisation lithologique, datations...) sont donc à réaliser.

- Reconstitution de la géométrie actuelle des formations carbonatées

Reconstituer la géométrie actuelle des formations carbonatées et effectuer des restaurations de coupes nécessitent au préalable la réalisation d'une modélisation 3D des unités géologiques.

La géométrie des formations carbonatées dans le secteur d'étude a déjà fait l'objet de travaux récents par le BRGM (Platel *et al.*, 2010). En complément, le MOdèle hydrogéologique Nord-Aquitain (MONA) fait l'objet actuellement d'une révision. Les travaux réalisés jusqu'ici ont permis d'affiner la géométrie des couches du modèle avec une résolution plus fine (maille de 500 m) sur l'ensemble de la plate-forme nord-aquitaine.

Les données disponibles dans le secteur d'étude à travers les forages, les lignes sismiques (au nombre de 6 utilisables) et l'exploitation de la géométrie du Modèle Nord-Aquitain dans sa version 4 semblent suffisantes pour reconstituer une géométrie des formations carbonatées, à l'échelle du réservoir.

- Restauration de coupes de référence et localisation potentielle de la karstification

L'objectif de l'étude est à terme de prédire la position des massifs carbonatés karstifiés. La connaissance de cette distribution nécessite de reconstituer la position des formations carbonatées par rapport aux niveaux de base lors des périodes de karstification. L'existence d'un premier modèle géométrique permet d'envisager cette restauration le long de certaines coupes de références.

- Processus de « fantômisation »

Cette question sera abordée au travers des travaux de terrain, notamment ceux concernant les remplissages karstiques. Il s'agira donc d'examiner à la fois le remplissage des (paléo-) karsts et l'état d'altération de l'encaissant carbonaté, dans l'optique de reconstituer la chronologie des processus.

Dans une première partie une synthèse bibliographique de la géologie régionale s'attache à décrire en détail les périodes reconnues et référencées comme propices à la karstification. Pour chacune de ces périodes, la synthèse est découpée, à but comparatif, selon les trois régions étudiées : les Charentes, le Quercy et le Périgord.

Le second volet est dédié à la synthèse des questions soulevées et des verrous scientifiques qui limitent la compréhension des phénomènes karstiques et leur impact sur la formation des réservoirs. Puis vient la présentation des premières prospections de terrain, observations, analyses et des résultats associés.

Enfin la troisième partie propose une comparaison entre la méthodologie développée en Languedoc (Husson, 2013) et les travaux réalisables sur le secteur d'étude du projet OKaNA. En perspectives seront abordés les points nécessitant une adaptation méthodologique qui préfigurent la deuxième phase du projet OKaNA.

2. Synthèse de la géologie du bassin aquitain

2.1. HERITAGE HERCYNIEN ET VARISQUE

La géologie du socle du Bassin aquitain n'est connue que par quelques forages et des données géophysiques inégalement répartis sur le territoire. Les informations tirées de ces investigations donnent lieu à un schéma structural présenté en illustration 2. On peut distinguer :

- dans la partie Nord de ce bassin, un socle appartenant à la zone interne de l'orogénèse varisque dont les déformations majeures, de direction SE-NW remontent au Dévonien,
- dans la région centrale, un socle pour l'essentiel structuré au cours de l'orogénèse calédonienne précédente et peu affecté par l'orogénèse varisque, avec des directions de failles majeures SW-NE,
- dans la partie Sud, en bordure de l'actuelle chaîne des Pyrénées, le socle est affecté par l'orogénèse hercynienne, identifiée dans le domaine pyrénéen au Carbonifère supérieur.

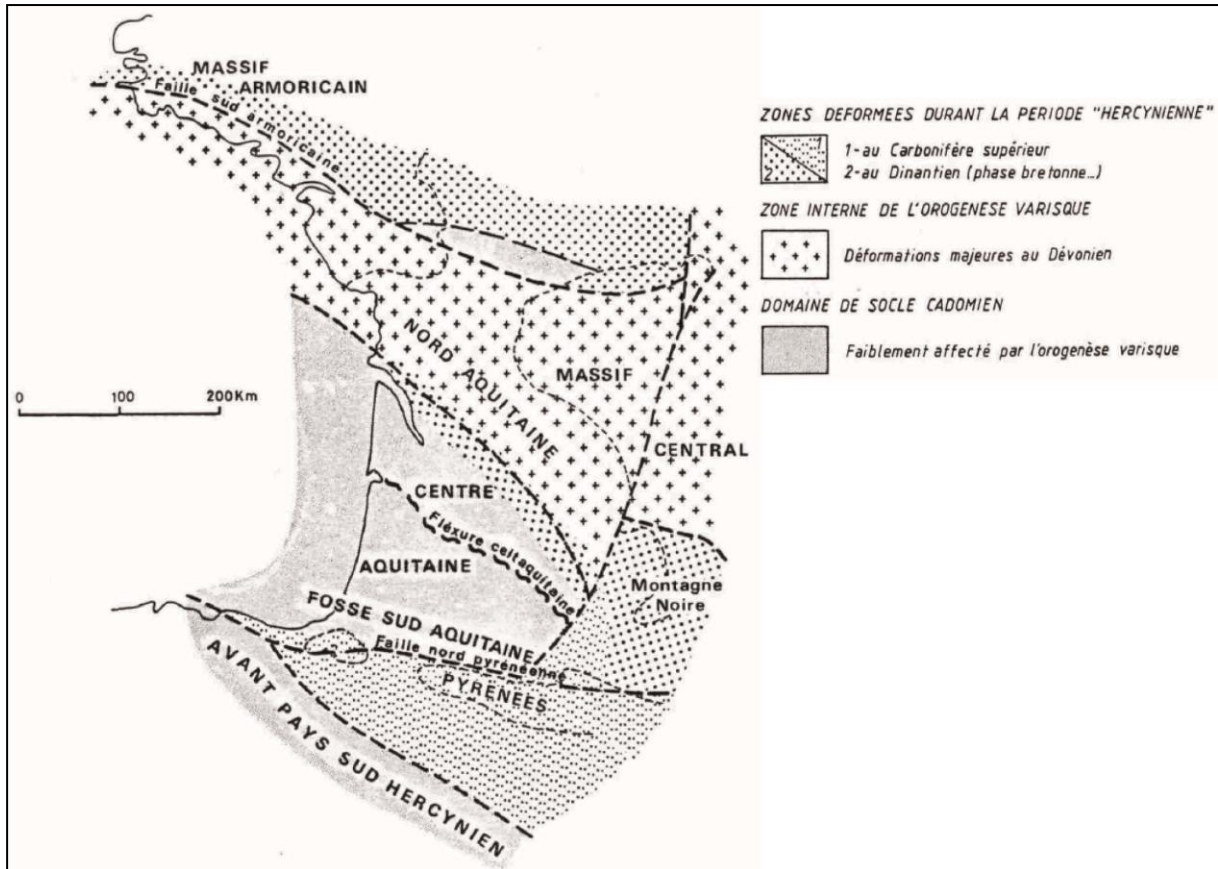


Illustration 2 : Schéma structural simplifié du socle du bassin d'Aquitaine et de ses bordures (Platel et al., 1986).

Les derniers terrains anté-triasiques sont constitués par des terrains métamorphiques à l'ouest du bassin, centrés sur le Médoc et la Gironde et des terrains stéphano-permiens à l'est, le long de la bordure occidentale du Massif central, formant une longue gouttière depuis Brive-la-Gaillarde jusqu'à Castres (Illustration 3). Ces derniers, très subsidents, sont composés de

dépôts continentaux d'argiles bariolées et de grès recoupés par forages et peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, reconnus par aéromagnétisme et sismique réflexion, notamment dans la région de Souillac (Illustration 3).

D'autres séries paléozoïques ont été atteintes par forage entre ces deux zones précitées :

- des schistes à graptolithes (Silurien ou Ordovicien),
- des alternances de schistes et quartzites (Cambro-Ordovicien),
- des dolomies et calcaires dolomitiques (Dévonien inférieur) et des calcaires récifaux à polypiers (Carbonifères moyen),
- des schistes à plantes (Carbonifère inférieur),
- des granites dont l'âge de mise en place est indéterminé.

Avant recouvrement par les formations mésozoïques, ces terrains semblent avoir subi une altération très poussée. En effet, associés à de nombreuses surfaces riches en oxyde de fer, les 20 premiers mètres des terrains anté-triasiques montrent des teintes rouge, verte, ocre ou lie-de-vin, au lieu des gris foncé ou noir des schistes non altérés. A noter que des phénomènes karstiques anté-triasiques sont apparents. Au forage de Contis, le trépan a traversé une poche de 11m de grès conglomérats du Buntsandstein sous 7 mètres de dolomies dévoniennes, avant d'entrer dans la dolomie massive.

Les sédiments qui se déposent au cours du Secondaire recouvrent un substratum dont la structuration a donc été acquise sous l'influence de plusieurs orogénèses. Ces anciennes structures ont par la suite orienté la sédimentation soit directement (bâti morpho-structural), soit indirectement à la suite de jeux induits par des phases tectoniques ultérieures.

Le premier examen de la carte en isobathes du socle anté-triasique (Illustration 4) fait apparaître en premier lieu la « flexure celtaquitaine » ; flexure bien marquée depuis Arcachon au NO, jusqu'à Carcassonne au SE. Ce linéament se dessine dès le début du Trias et marque le contraste net entre le Nord et le Sud du bassin :

- Au Nord, un plateau peu subsident tardivement atteint par la transgression post-hercynienne, n'ayant reçu qu'une couverture sédimentaire mince de type épicontinental comportant de nombreuses lacunes de sédimentation.
- Au Sud, les bassins ont une structure plus accusée et leur profondeur peut atteindre jusqu'à 10 000m.

On remarque aussi le prolongement vers le Sud de la faille de Villefranche de Rouergue au niveau de Toulouse et parallèle au cours de la Garonne jusqu'au voisinage du Front Nord-Pyrénéen. Cette faille n'est pas toujours visible sur les profils sismiques, mais le fait que les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur présents à l'ouest de la Garonne, sont le plus souvent absents à l'est, confirme l'existence d'une flexure importante dans ce secteur.

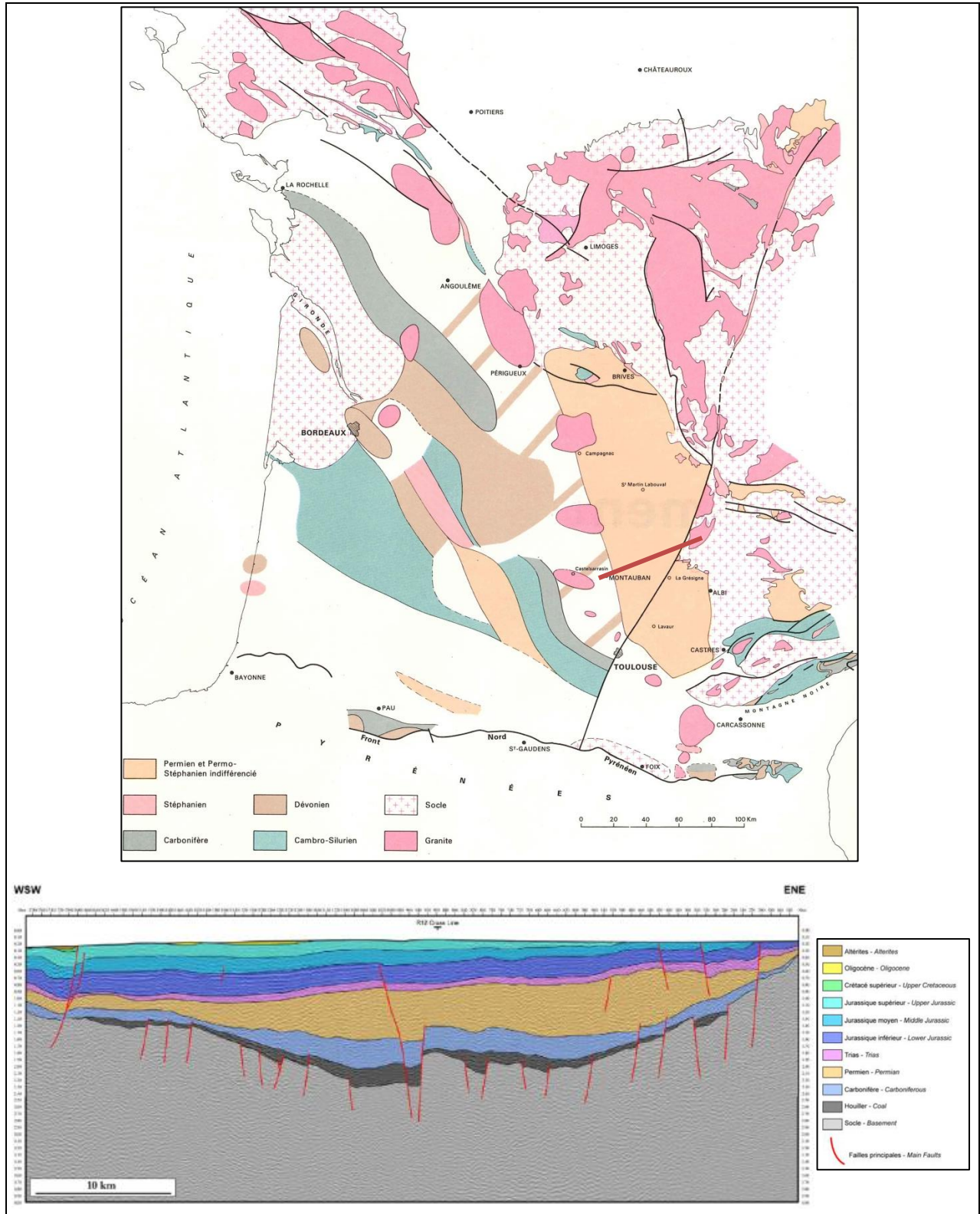


Illustration 3 : Carte de l'écorché anté-triasique faite par extrapolation des résultats ponctuels fournis par forages (BRGM et al., 1974). Sur la carte est situé le tracé (en rouge) du profil de sismique réflexion LR13, interprété par O. Serrano et al., (2006), sur lequel les dépôts du Permien apparaissent en orange.

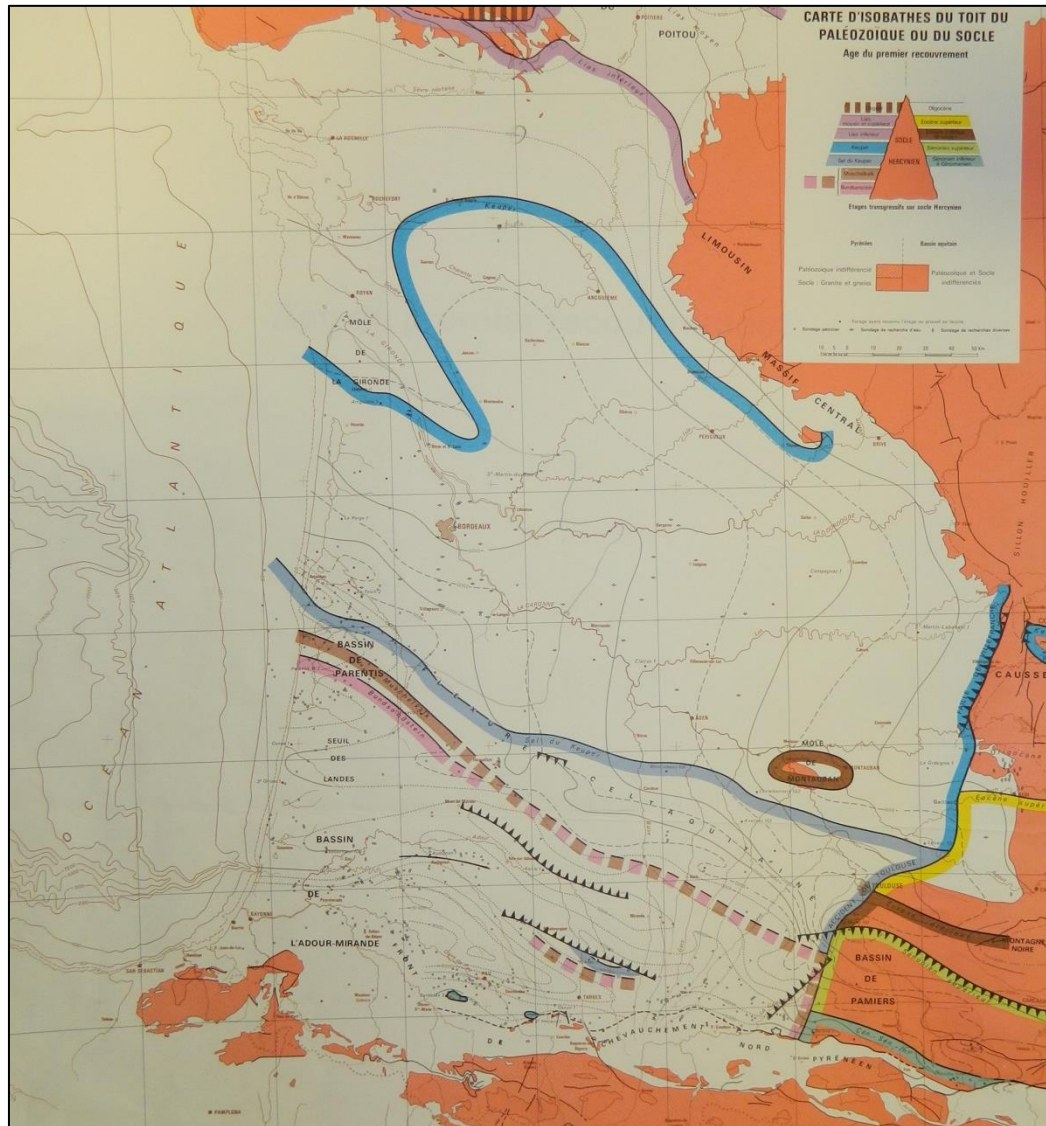


Illustration 4: Carte d'isobathes du toit du paléozoïque ou du socle, avec l'âge du premier recouvrement (BRGM et al., 1974).

2.2. LA PREMIERE TRANSGRESSION MAJEURE MESOZOÏQUE DU TRIAS AU JURASSIQUE

Lorsque commence l'histoire sédimentaire du bassin, au cours du Trias, l'érosion a déjà bien affecté les reliefs montagneux hercyniens. Le produit de leur érosion a d'abord alimenté le remplissage des bassins permien, tel celui de Brive sur la marge nord-est du bassin, puis a continué de s'étendre dans les proto bassins aquitainien et parisien. Le Trias correspond donc à une phase pour l'essentiel continentale, avant que l'érosion accentuée des montagnes anciennes ne facilite les grandes invasions marines qui débutent à partir du Jurassique.

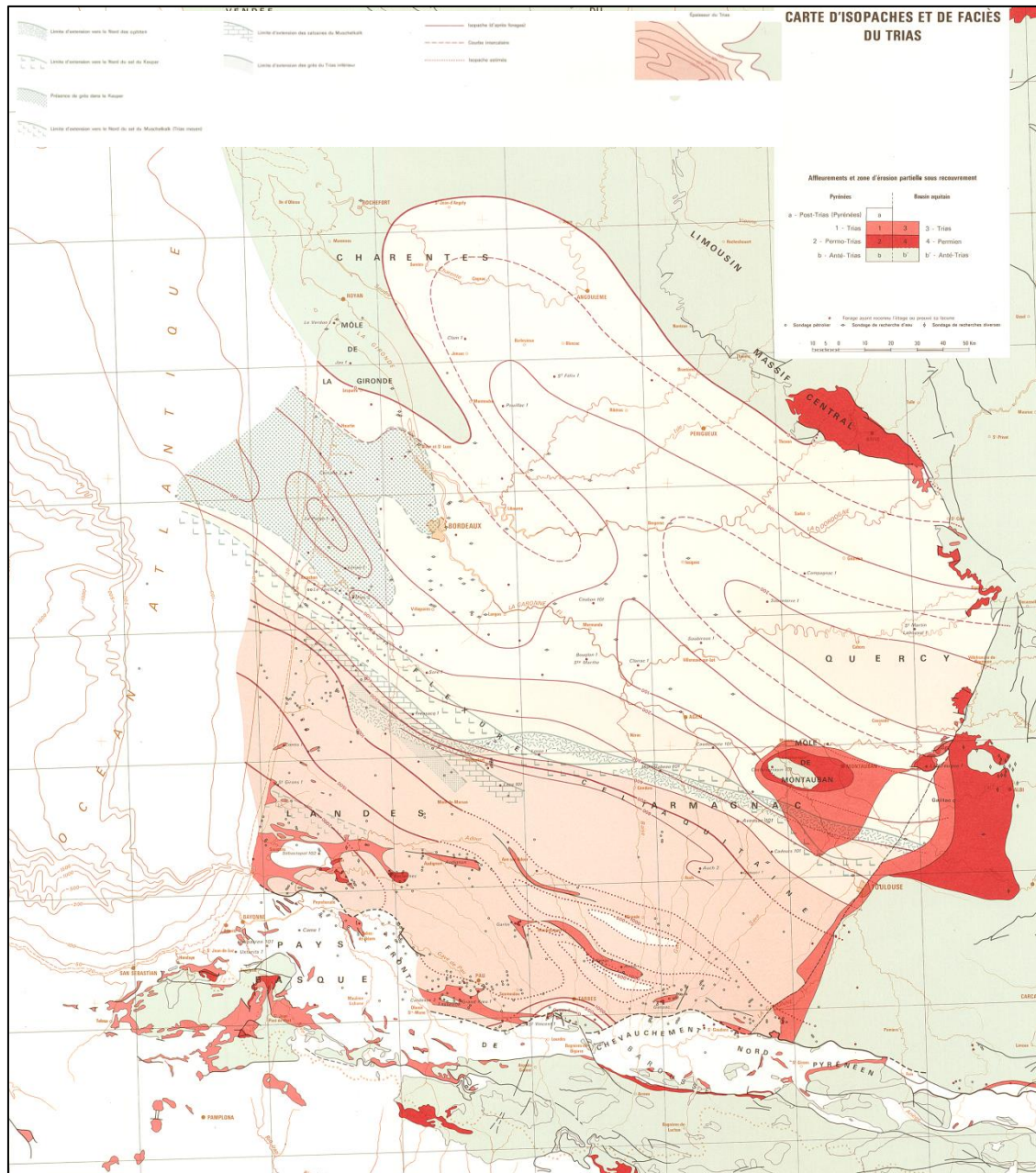


Illustration 5 : Carte d'isopaches et de faciès du Trias (BRGM et al., 1974).

Au nord de la flexure celtaquitaine, seul le Trias supérieur est présent (Illustration 4). Les dépôts les plus septentrionaux apparaissent en surface dans la région de Brive où ils sont peu

épais et recouvrent le Permien (Illustration 5). Le Trias s'épaissit et se complète vers le sud, en suivant la bordure du Massif Central, jusqu'à devenir complet au sud de la flexure celtaquitaine. Durant le Trias inférieur, l'Aquitaine méridionale avait déjà fortement subsidé, compensée par les apports détritiques provenant d'un vaste continent nord aquitain. Au Trias moyen et supérieur une épaisse formation salifère comble cette aire déprimée, si bien qu'à la fin du Trias supérieur la transgression s'étend jusqu'au-delà d'Angoulême. A la fin du Trias et au début du Lias, l'intensité de l'érosion diminue et le déficit de sédimentation terrigène devient très important : la sédimentation évaporitique se généralise à tout le Sud du bassin (Platel *et al.*, 1986).

La transgression s'accroît au Lias inférieur. Des calcaires marins francs atteignent les approches du Seuil du Poitou, tandis que domine encore une sédimentation chimique (dolomies), traduisant localement un confinement passager (évaporites). La stratigraphie du Lias se distingue géographiquement : au Nord du bassin par deux séries superposées, l'une gréseuse et l'autre carbonatée ; alors qu'au centre du bassin, les forages ont plutôt traversé des dépôts carbonatés et évaporitiques, avec à la base, « la dolomie de Carcans » (Curnelle, 1983), surmontée de la « zone à Anhydrite », puis d'une formation moins confinée dans laquelle dominent des dolomies puis des calcaires oolithiques.

On notera l'existence d'un micro-karst « Lotharingien » au sein des calcaires du Sinémurien (Lefavrais-Raymond, 1961) caractérisé par une surface durcie, dotée de micro-lapiaz, de fentes et de conduits décimétriques (Astruc, 1988). Les remplissages de barytine reflètent le milieu sulfaté caractérisant les marges des mers du Lias inférieur. Toutes ces karstifications sont fossilisées par des dépôts du Carixien.

Le cycle transgressif, amorcé au Lias inférieur, se poursuit pendant le Lias moyen et supérieur. Les dépôts reflètent un milieu de plate-forme marine, peu profonde, s'ouvrant largement aux influences océaniques téthysiennes à partir du Domérien. Les apports clastiques sont surtout gréseux jusqu'au Carixien, ils sont argileux ensuite (Delfaud, 1970, 1971). Dans la région charentaise, le Lias moyen est peu épais, de l'ordre d'une dizaine de mètres. Le Carixien est composé de calcaires organodétritiques, souvent gréseux. Le Domérien est souvent plus micritique et argileux. Ensuite, se déposent uniformément quelques mètres d'argiles dans lesquelles on peut distinguer toutes les zones paléontologiques du Lias supérieur. En Périgord et Quercy, le Lias moyen et supérieur prend une importance plus grande. On voit s'individualiser dans le Lias moyen une trilogie lithologique avec i) le Carixien composé de calcaires organo-détritiques plus ou moins gréseux et de calcaires micritiques argileux, ii) le Domérien est argileux avec quelques passées de calcaires micritiques et iii) une assise de calcaires à entroques et de calcaires oolithiques couronne la série. Ce Lias moyen peut atteindre 120 à 130m de puissance. Le Lias supérieur peut atteindre une centaine de mètres. Il est composé de marnes et d'argiles fossilifères.

La limite Lias-Dogger est généralement facile à identifier en forage, car elle correspond à une nette coupure lithologique se marquant très bien en diagraphies (inconformité aalénienne). A cette époque, la géométrie du bassin s'est modifiée et fait désormais partie de la marge nord-sud du proto-Atlantique (Curnelle et Dubois, 1986). Le Dogger d'Aquitaine montre un schéma de sédimentation carbonatée de domaine de plate-forme, composé d'une plate-forme externe à l'ouest à sédimentation calcaréo-argileuse, d'une plate-forme interne à l'est plus carbonatée, limité par une zone de barrière à haute énergie, parfois récifale, entre les deux (Illustration 6).

Au cours du Dogger puis du Malm, l'enfoncement du substratum est homogène sur l'ensemble du bassin. L'organisation est-ouest des domaines sédimentaires marins apparus au Dogger persiste au Malm. A l'est comme à l'ouest, les environnements de vasières carbonatées sont le trait dominant de la sédimentation. La moitié occidentale du bassin (Charentes, Médoc,

Landes) est couverte d'une mer, relativement profonde, où se déposent des marno-calcaires à céphalopodes (Hantzpergue, 1979). En revanche la moitié orientale (Périgord, Quercy, Haute-Garonne) est un domaine de mer peu profonde, siège d'une sédimentation à dominante carbonatée (Delfaud, 1970; Pélissié, 1982; Cubaynes *et al.* 1989, Rey *et al.*, 1988, 1995; Pélissié & Astruc, 1996).

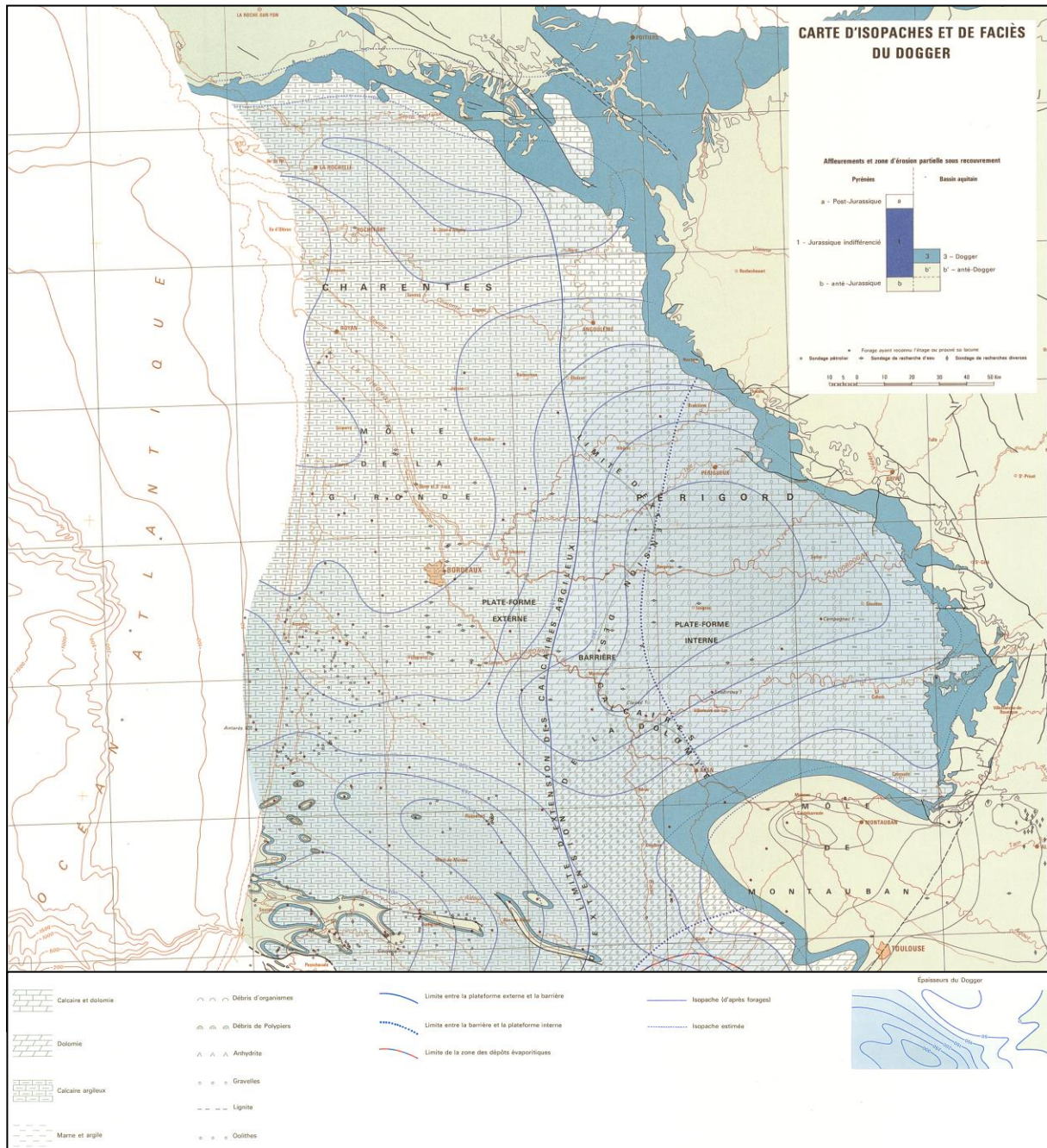


Illustration 6 : Carte d'isopaches et de faciès du Dogger (BRGM, 1974).

Vers le milieu du Jurassique supérieur, s'amorce un cycle régressif de la mer (Hantzpergue et Maire, 1981), qui s'accroît à la fin du Jurassique (Tithonien) et se traduit au début du Crétacé inférieur par l'individualisation de petits bassins confinés (Charentes, Quercy, Parentis, Adour).

2.3. LE CRETACE INFÉRIEUR : UNE LACUNE DE 40 MA

Durant le Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien supérieur, l'étirement crustal de direction NE-SW provoque une phase de rifting dans tout le domaine Gascogne-Aquitaine (Montadert *et al.*, 1979 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982 ; Montadert, 1984). Le domaine marin était restreint à deux bassins (Parentis et Adour-Mirande), puis commence la phase d'accrétion océanique du Golfe de Gascogne depuis l'Aptien-Albien (Debyser *et al.*, 1971, Montadert *et al.*, 1979 ; Olivet, 1996) jusqu'au Campanien (Williams, 1975). Durant le Crétacé inférieur, la bordure est et nord-est du bassin aquitain est soumise à une longue phase continentale d'environ 40 Ma (Platel, 1989), pendant laquelle le substratum jurassique carbonaté a été structuré par des phases de plissements (Illustration 7) et localement par une tectonique cassante (Platel, 1987).

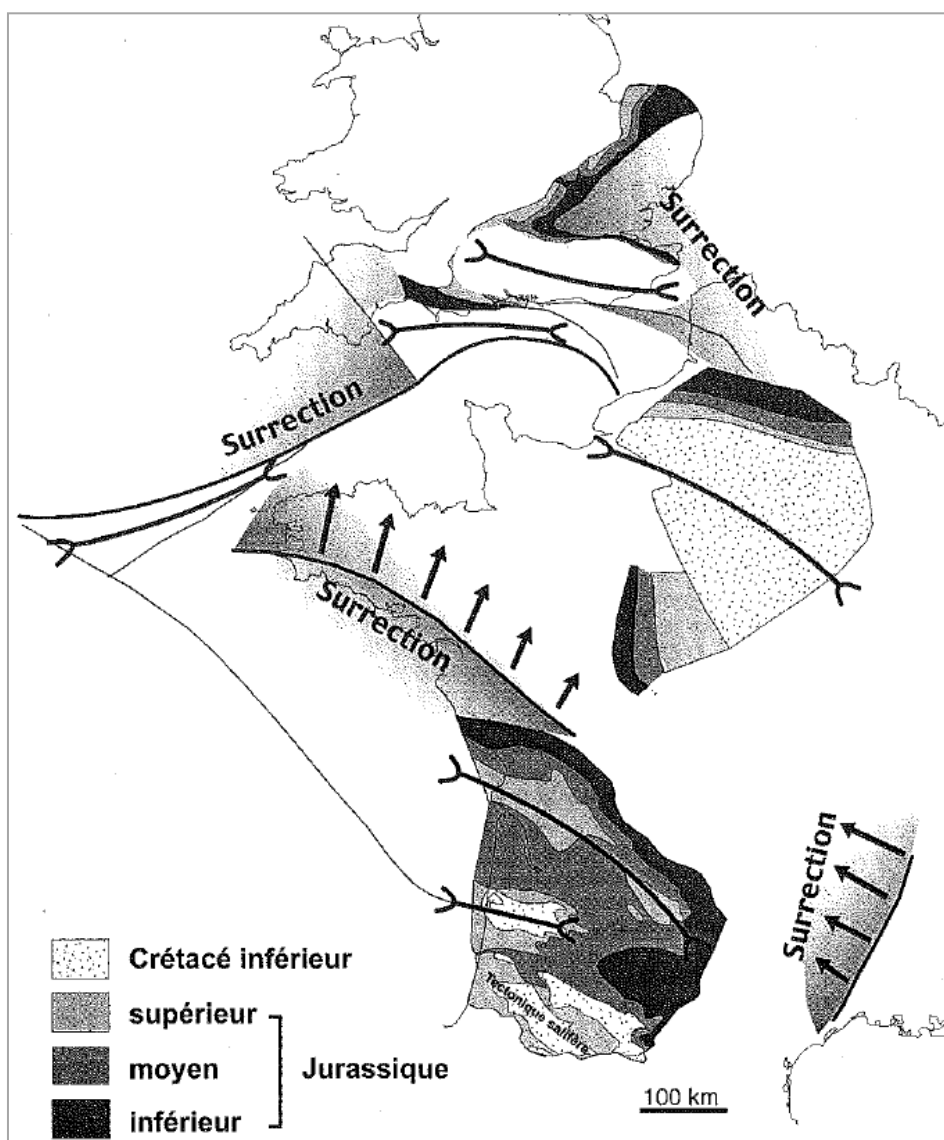


Illustration 7 : Les déformations anté-albiennes en France et leur relations avec l'ouverture du golfe de Gascogne (Guillocheau *et al.*, 2003).

Durant cette période, l'érosion des plateaux carbonatés associée aux épandages de matériaux détritiques grossiers provenant du Massif Central comblant les dépressions aboutissent à une quasi-pénéplanation. La sédimentation continentale crétacée inférieure est

extrêmement ténue et affleure de manière épisodique (Illustration 8). C'est aussi la première phase majeure de karstification affectant le substratum jurassique (Thiry *et al.*, 2006).

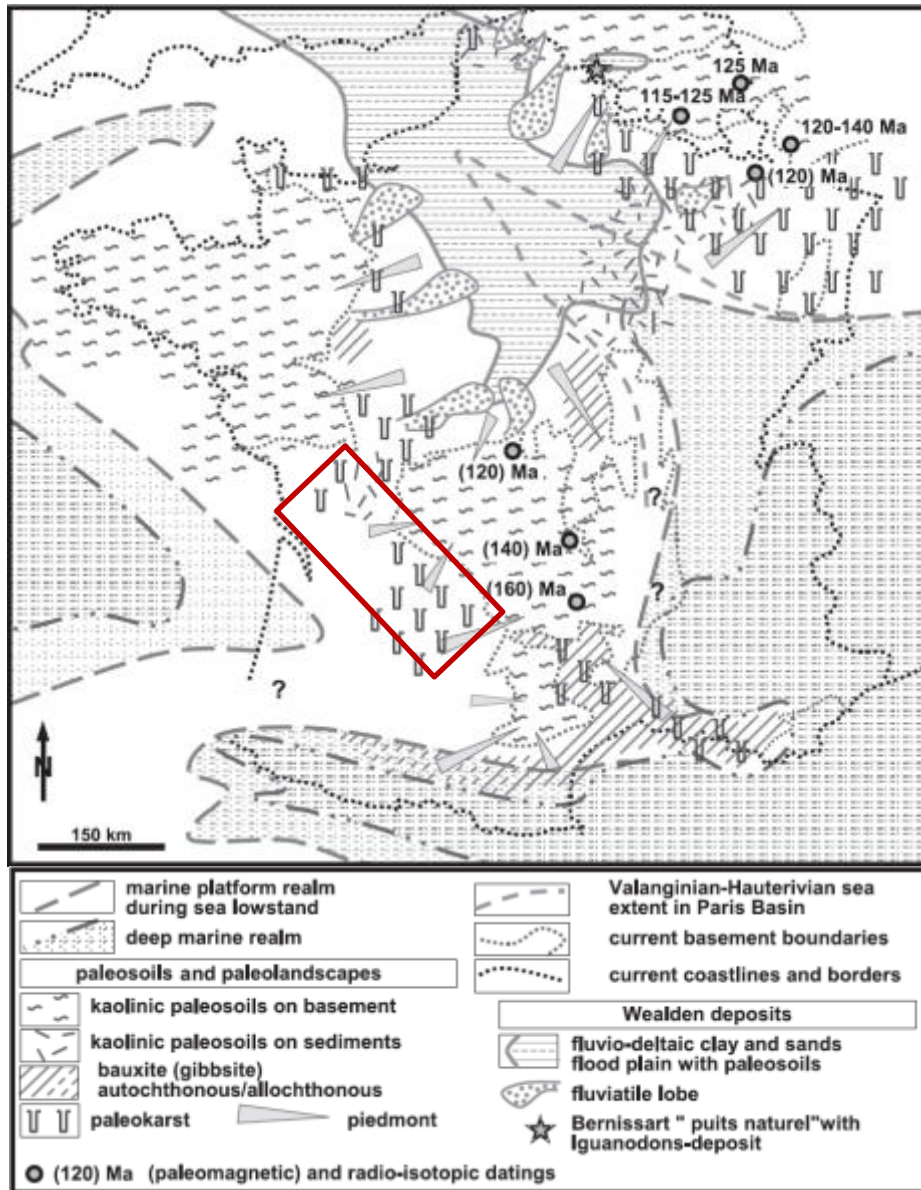


Illustration 8 : Carte paléogéographique de la France et de la Belgique, synthétisant les paléo-altérations survenues au cours du Crétacé inférieur, depuis le Berriasien au Barremien (Thiry *et al.*, 2006). De larges zones de socle étaient à l'affleurement et couvertes d'épais paléosols kaoliniques. De vastes paysages karstiques se sont développés sur toutes les plateformes jurassiques à l'affleurement. La zone d'étude du projet OKaNA est représentée approximativement par le rectangle rouge.

2.3.1. En Charentes

Vers la fin du Portlandien moyen, une régression générale se produit dans les Charentes et un bassin s'installe au Purbecko-Wealdien (Jurassique supérieur à Crétacé inférieur) avec des dépôts lagunaires d'argiles et de marnes à gypse (Illustration 9), particulièrement développé au voisinage de Cognac (Bourgueil & Moreau, 1967). Ces formations qui affleurent à Cherves sont en superposition directe avec le Tithonien marin et sont maintenant bien datées du Berriasien (gisement fossilifère) (Colin, 2004; Néraudeau *et al.*, 2012).



Illustration 9 : Carrière de gypse de Champblanc (à proximité de Cherves).

Ensuite la région connaît un épisode continental au Crétacé inférieur, caractérisé par un ensemble de dépôts sablo-argileux à faciès sidérolithique (Platel, 1987), décrit dans le sondage de Cadeuil (code BSS : 682-6-23, illustration 10) situé en Charentes.

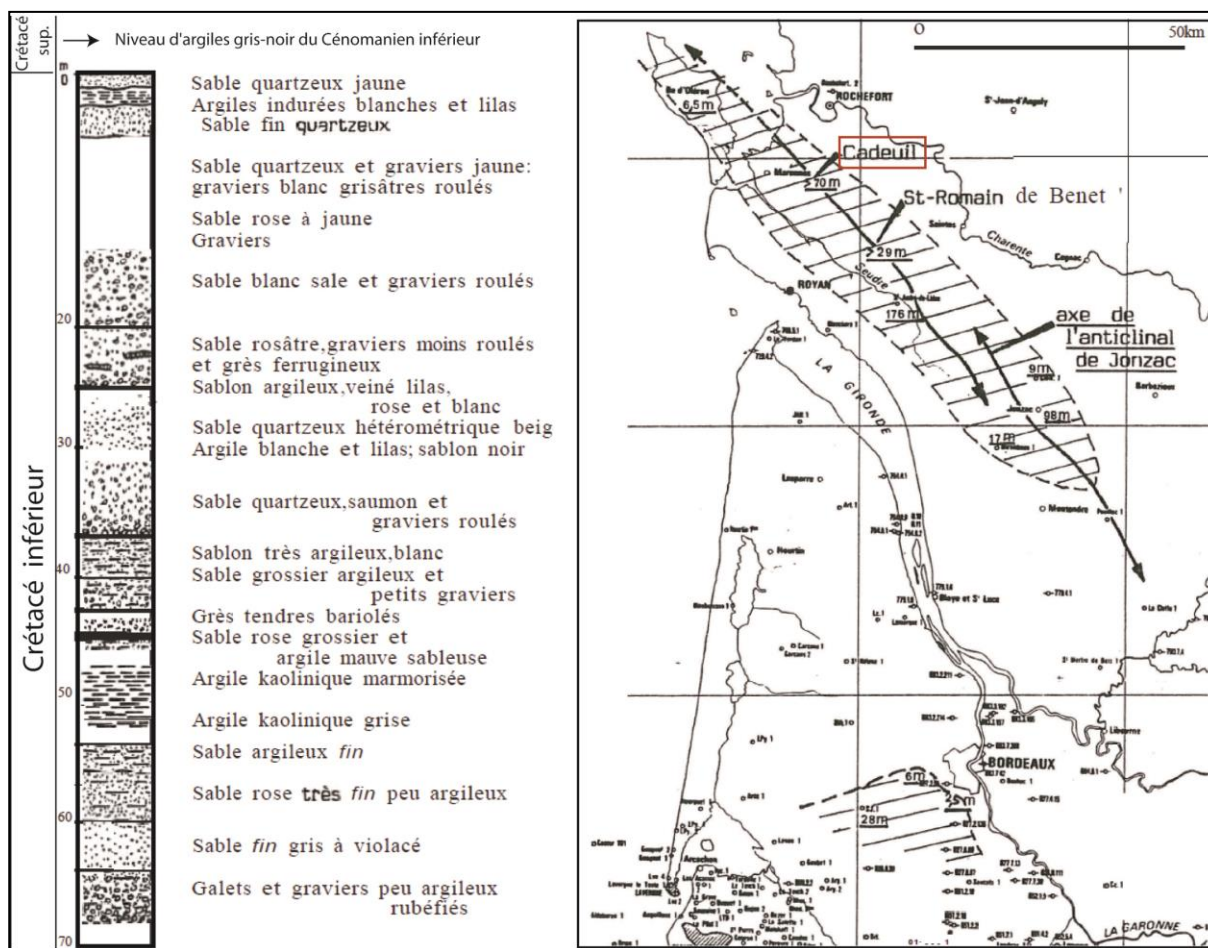


Illustration 10 : Log stratigraphique de la formation continentale du Crétacé inférieur, traversée par le sondage de Cadeuil et son extension géographique en carte, situé en Charentes et au sud de Bordeaux.

Difficile à distinguer des formations tertiaires du fait d'un faciès très semblable, il existe des éléments de datation indirecte (argiles et niveaux calcaires datée du Cénomanién au toit et corrélations d'analogues par forages pétroliers) prouvant que cette formation se serait mise en

place durant la période barrémienne à albiennaise (Platel, 1987). Le corps sédimentaire de cette formation caractérisé par des affleurements de sables grossiers fluviaux et lentilles de kaolinite ("à faciès sidérolithiques"), s'étend sur une centaine de kilomètres de longueur et une dizaine de kilomètres de largeur au nord-ouest du bassin aquitain le long de l'axe de l'anticlinal de Jonzac (Illustration 10). L'extension de ces sédiments appelés aussi infracénomaniens, presque exclusivement conservés au cœur de la structure anticlinale de Jonzac, est confirmée par les travaux de thèse de Mouragues (2000). Ces sables se retrouvent autour du marais de Brouage et sont immédiatement sous-jacents aux dépôts estuariens de l'Albien terminal datés à Archingeay notamment. On retrouve cette formation au sud-ouest de Bordeaux interstratifiée dans les faciès albo-aptiens au nord-est du bassin d'Arcachon. Par une discordance généralisée, le Cénomaniens recouvre les différents étages du Jurassique et les lambeaux de dépôts crétacés inférieurs.

Selon Dandurand (2011), la régression marine du Crétacé inférieur laisse un paysage peu différencié avec une topologie relativement plane et de faibles pentes impliquant un gradient hydraulique superficiel très faible. Les plateaux représentant les zones les plus élevées (hauts-fonds) subissent une altération tant en surface (qui a disparu depuis par érosion) qu'en profondeur alors que les dépressions sont comblées par le matériel détritique en provenance du Massif Central (Platel, 1987). Le résidu de cette karstification est fossilisé par des remplissages sédimentaires marins datés du Cénomaniens (Illustration 11), grâce au paléokarst de la carrière de Peusec, située à l'est d'Angoulême (Rouiller, 1987).



Illustration 11 : Cavités dans la carrière de Peusec (Dandurand, 2011).

L'analyse pétrographique révèle une zone altérée sur la partie gauche de la photo en lien avec une fracturation verticale et des brèches d'effondrement. Le remplissage correspond à un débris flow à blocs sub-arrondis hétérométriques de calcaires poreux et dans les plus bas niveaux, un sable fin glauconieux assigné au Cénomaniens (Rouiller, 1987).

Aujourd'hui disparu, compte tenu de l'avancée des fronts de taille de la carrière, Rouiller (1987) signale la présence d'un paléokarst se présentant sous la forme d'une cavité excavée par l'activité de la carrière. Cette cavité présente des parois usées et durcies, oxydées et perforées de trous de lithophages, prouvant que la cavité a été immergée avant ou pendant son comblement. Le remplissage se compose de blocs décimétriques emballés dans un sédiment argileux noir associé à de minces lits de gypse interstratifiés ne présentant pas de remaniement évident. La matrice argileuse riche en matière organique, ambre, pyrite, et glauconie a fourni une grande quantité de foraminifères planctoniques à cachet crétacé et de pollens dont l'association s'apparente à celle fournies par les argiles noires de la base du Cénomaniens de Vendée (Azema & Ters ; 1971).



Illustration 12 : Exemples de cavités d'un paléokarst crétacé (carrière de Peusec) résultant de la vidange du fantôme de roche et de son remplacement par des sables marins ou alluviaux (Dandurand, 2011). Alignement de cavités perchées sur le front de taille qui témoignent d'un paléokarst crétacé en partie colmatée par des sables et des argiles du Cénomaniens (A) (Cliché B. Losson, 16 septembre 2011). Colmatage par des sables lités fluviaux. Les sables attestent une phase fluviale soit qui a rempli le pseudo-endokarst préalablement évidé, soit qui est à l'origine de l'évacuation des altérites in situ (B) (Cliché G. Dandurand, 14 janvier 2007). Sables fluviaux grossiers qui colmate une petite cavité préalablement évidée partiellement de ses fantômes de roche (C) (Cliché R. Maire, 24 mai 2011).

Dandurand (2011) interprète ce paléokarst par la formation de cavités liées à une vidange du fantôme de roche, puis comblées par des remplissages de sables marins et d'argiles noires du Cénomaniens (Illustration 12). La fossilisation de ces cavités par des sédiments est la preuve d'une circulation souterraine au cours du Crétacé inférieur. Mais, toujours selon cet auteur, cette longue phase a surtout été propice au développement de l'altération biochimique sous la forme d'une fantômisation importante, sans forcément engendrer une karstification classique. Cette interprétation n'est pas totalement en accord avec Rouiller (1987) qui interprète l'origine cénomaniens du remplissage paléokarstique comme la preuve d'une période de karstification au Crétacé inférieur.

L'interprétation de Dandurand (2011) s'oppose aux travaux de Mouragues (2000), considérant la longue période d'émersion du Crétacé inférieur, à l'origine d'une intense phase d'érosion, associée à des phénomènes de karstification affectant le substratum jurassique. De plus, ces travaux, effectués plus à l'Est, dans le secteur de l'anticlinal de Jonzac, font état d'une période anté-crétacé supérieur caractérisée par le dépôt d'une formation « infracénomaniennne » possédant un faciès similaire au Sidérolithique tertiaire, composée d'argiles et de sables azoïques pouvant atteindre 167m d'épaisseur. L'environnement de dépôt de cette formation reste à préciser mais l'origine des matériaux est incontestablement continentale, provenant de l'altération du Massif Armoricain et du Massif Central (Moreau, 1993). L'extension spatiale limitée de ces formations sur des épaisseurs non négligeables centré sur le cœur de l'anticlinal de Jonzac, suggère une paléogéographie tectoniquement structurée de type grabben ou pull-apart.

2.3.2. En Quercy

Sous un climat chaud et humide, l'altération et l'érosion ont attaqué les entablements calcaires alors émergés et ont fait disparaître plusieurs centaines de mètres de terrains jurassiques (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon, 1990 ; Astruc et Simon-Coinçon, 1992), 300 m (Astruc *et al.*, 1995) ou 500 m localisés principalement au nord de la vallée de la Dordogne (Astruc *et al.*, 1994; Astruc *et al.*, 1992) et jusqu'à 800 mètres de calcaires jurassiques dans le secteur à l'ouest de Brive (Durand-Delga, 1979).

Il n'y a aucune évidence de sédimentation du Crétacé inférieur conservée dans le Quercy. Le contact du Turonien sur le Kimméridgien est difficilement observable en général. La discordance est essentiellement cartographique et presque invisible à l'échelle de l'affleurement. Localement, on note dans le secteur de Gourdon une très nette discordance angulaire (Astruc, 1988). Puis dans la carrière de Pont-du-Causse, on observe que la stratigraphie du Crétacé présente un pendage de 5° environ vers l'est, reposant sur le Jurassique horizontal (Illustration 13). Cette discordance indique une inclinaison du Jurassique en direction de l'ouest avant le dépôt du Crétacé, puis une inclinaison de l'ensemble en direction de l'est après le Crétacé supérieur (Astruc, 1988). L'affleurement présente des cavités paléokarstiques affectant aussi bien le Jurassique que le Crétacé ce qui indique une karstification postérieure au Crétacé supérieur.

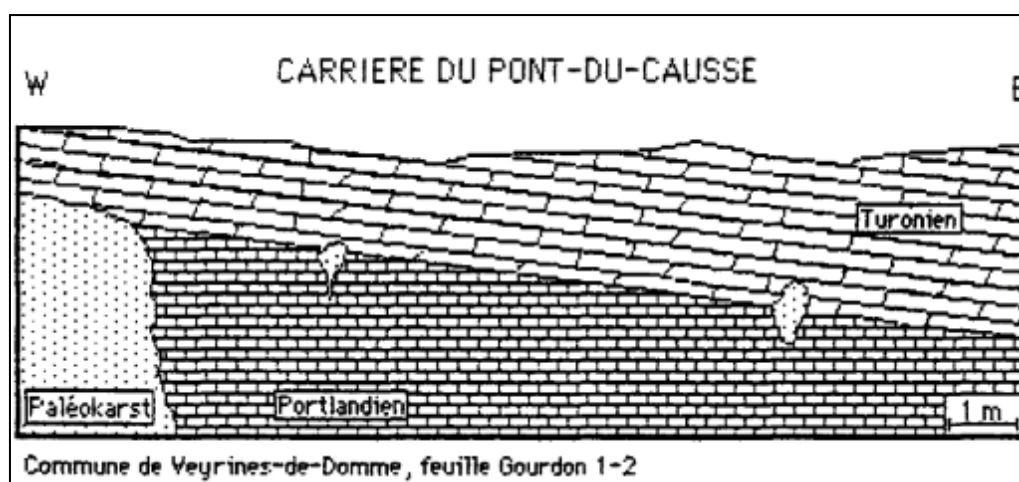


Illustration 13 : Schéma de l'affleurement de la carrière du Pont-Du-Causse (Astruc, 1988).

Dans la région de Fajoles, dans la tranchée du chemin de fer, les calcaires argileux du Kimméridgien supérieur forment un synclinal surmonté par des calcaires cénomaniens et des calcaires turoniens fossilisant cette déformation (i.e anté-cénomaniennne) (Astruc, 1988). Les calcaires kimméridgiens sont légèrement ravinés et revêtus d'un enduit ferrugineux et des sables argileux à lentille d'argiles kaoliniques s'intercalent entre la surface supérieure ravinée des calcaires jurassiques et le premier banc de calcaire cénomanien (Illustration 14).

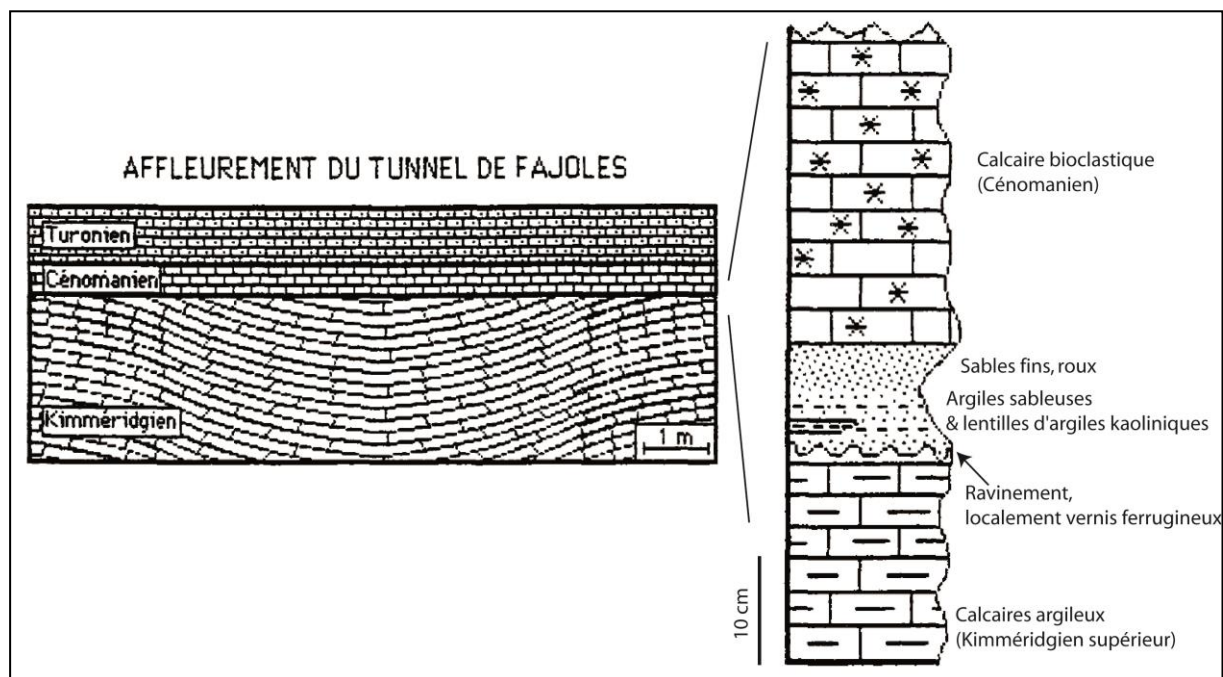


Illustration 14 : Schéma d'affleurement du tunnel de Fajoles et log du contact Jurassique-Crétacé supérieur (Astruc, 1988).

Les phases d'érosion postérieures qui ont progressivement exhumé ces morphologies ont révélé l'existence d'un paléo-relief de karst à buttes et de vastes dépressions (Simon-Coinçon et Astruc, 1991). Aucune cavité datant de cette phase de karstification n'a pour l'instant été identifiée dans le Quercy (Astruc et al., 2008).

[Le karst infra-crétacé se caractérisait par un système de vastes dépressions à fond plats dépourvus de dépôts (conséquences de l'érosion marine postérieure ?) et accidentées de reliefs d'allure conique ressemblant aux hums ou aux « mogotés » de Cuba (Gèze et Mangin, 1980). L'existence de formes karstiques de profondeur n'est pas établie pour cette période et l'absence d'un véritable endokarst, qui se forme habituellement dans la zone de fluctuation de la nappe, jointe aux autres caractéristiques, suggèrent l'existence d'une topographie subtabulaire aux contrastes altitudinaux médiocres (de moins de 100m) et à faible élévation au-dessus du niveau de la mer.] Simon-Coinçon & Astruc, 1991.

2.3.3. En Périgord

Comme en Quercy, sous un climat chaud et humide, l'altération et l'érosion ont attaqué les entablements calcaires alors émergés et fait disparaître plus de 200m de terrains jurassiques. L'écorché anté-tertiaire (Illustration 15), montre clairement la transgression discordante des sédiments marins crétacés supérieurs sur un substratum jurassique, notamment dans la région de la Tour Blanche jusqu'à Thiviers (encadré, Illustration 15). Il n'y a aucune évidence de sédimentation au Crétacé inférieur conservée dans en Périgord.

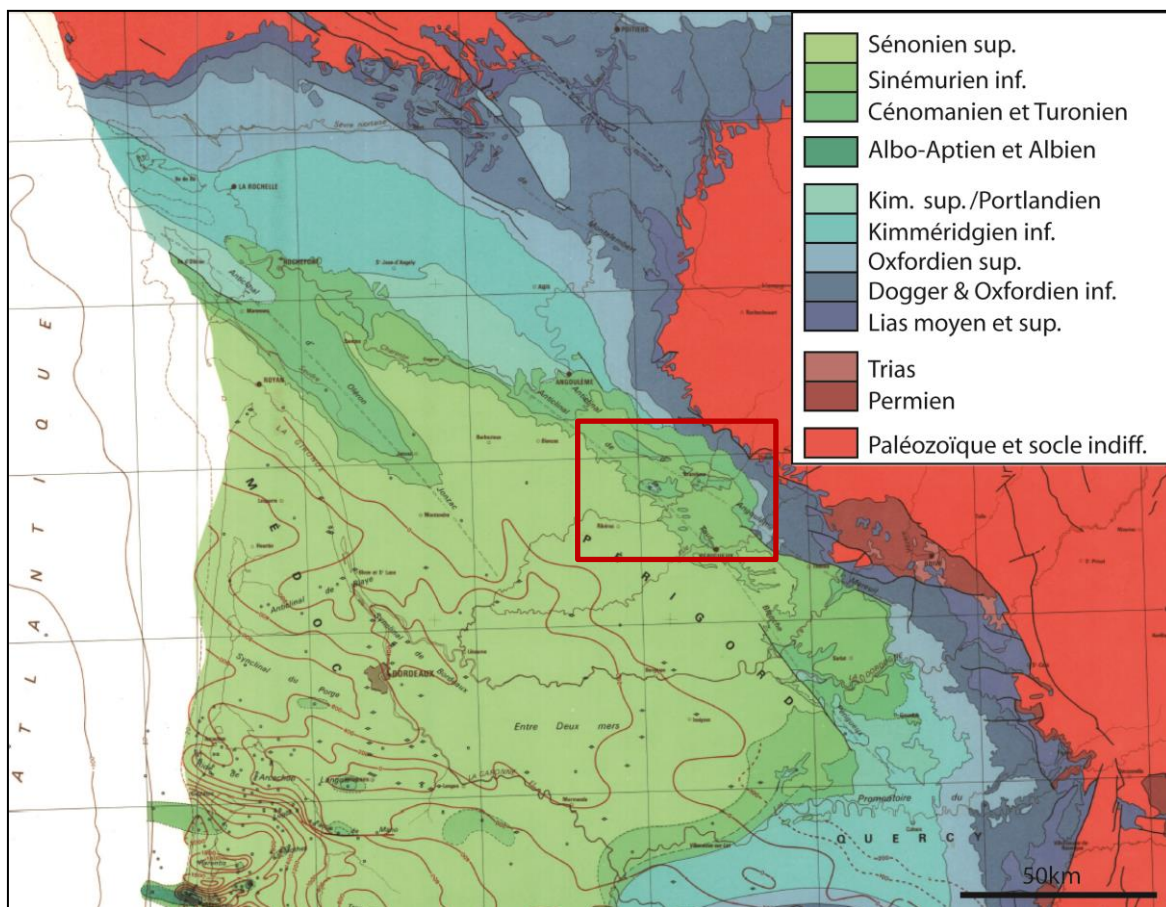


Illustration 15 : Carte paléogéographique anté-tertiaire et isobathes de la base du Tertiaire (BRGM et al., 1974)

Dans la région du Sarladais, une coupe reconstituée par Platel (1987) avec comme niveau repère subhorizontal les calcaires lacustres du Cénomaniens, permet de resituer les corps sédimentaires approximativement au moment du dépôt et d'imager la paléo-structuration du Jurassique qu'il fossilise. On observe que les dépôts cénomaniens se sont installés sur une paléotopographie assez prononcée des calcaires portlandiens, qui rappelle le paysage de « mogotès » décrit par Simon-Coinçon & Astruc, (1991), dans le Quercy.

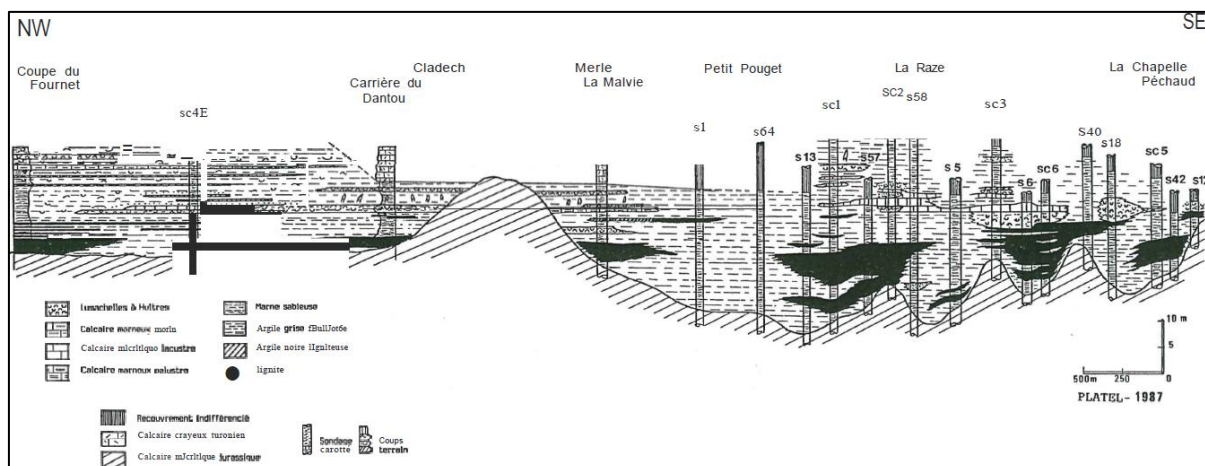


Illustration 16 : Essai de reconstitution des paléoenvironnements à la fin du Cénomaniens supérieur - région de St-Cyprien (Platel, 1987).

Sur l'ensemble des trois régions étudiées (Charentes, Quercy et Périgord), se dégage une atmosphère de contradiction entre certains auteurs.

En effet, au Crétacé inférieur, la tectonique active responsable de l'ouverture du Golfe de Gascogne associée à l'érosion importante des terrains jurassiques et aux indices d'un piégeage sédimentaire continentale infracénomaniens, semblent indiquer que la région subit des transformations importantes. De tels bouleversements, dans un contexte climatique favorable, semblent difficilement imaginables sans la mise en œuvre de phénomènes karstiques importants. Reste à savoir sous quelle forme s'est exprimée cette karstification. Il est évident qu'une surrection a affecté l'ensemble de la région, mais les marqueurs tectoniques de cet épisode restent ténus et difficiles à identifier. A noter, que lors de cette période, la création d'un relief lié à l'épaulement de la marge nord-aquitaine, de type bombement de grande longueur d'onde n'est pas à exclure. De plus, sur le versant méditerranéen, un scénario similaire se déroule à la même période avec l'épisode des bauxites (Husson et al., 2013).

2.4. LE CRETACE SUPERIEUR : DERNIERE TRANSGRESSION MAJEURE MESOZOIQUE

A partir du Cénomaniens, le bassin d'Aquitaine est progressivement re-ennoyé. Un nouveau cycle sédimentaire débute et couvre environ 35 Ma jusqu'à l'émersion au cours du Maastrichtien.

L'évolution verticale des dépôts marins crétacés supérieurs s'organise en 2 grands cycles sédimentaires transgression/régression, séparés par une discontinuité régionale majeure correspondant à une émersion du Nord de la plateforme mise en évidence par la lacune du Turonien terminal (Platel, 1987, 1996 ; Platel *et al.*, 2008).

La première séquence de transgression cénomano-turonienne d'une durée d'environ 10 Ma, a recouvert en discordance des terrains très divers à l'échelle du bassin (Illustration 17) :

- Jurassique moyen dans le nord du Périgord
- Kimméridgien inférieur
- Kimméridgien supérieur et Portlandien dans le bassin des Charentes, du Quercy et dans la vallée de la Garonne.
- Aptien et albien dans le bassin de Parentis
- Crétacé inférieur continental dans la zone de l'anticlinal de Jonzac et au sud de Bordeaux.

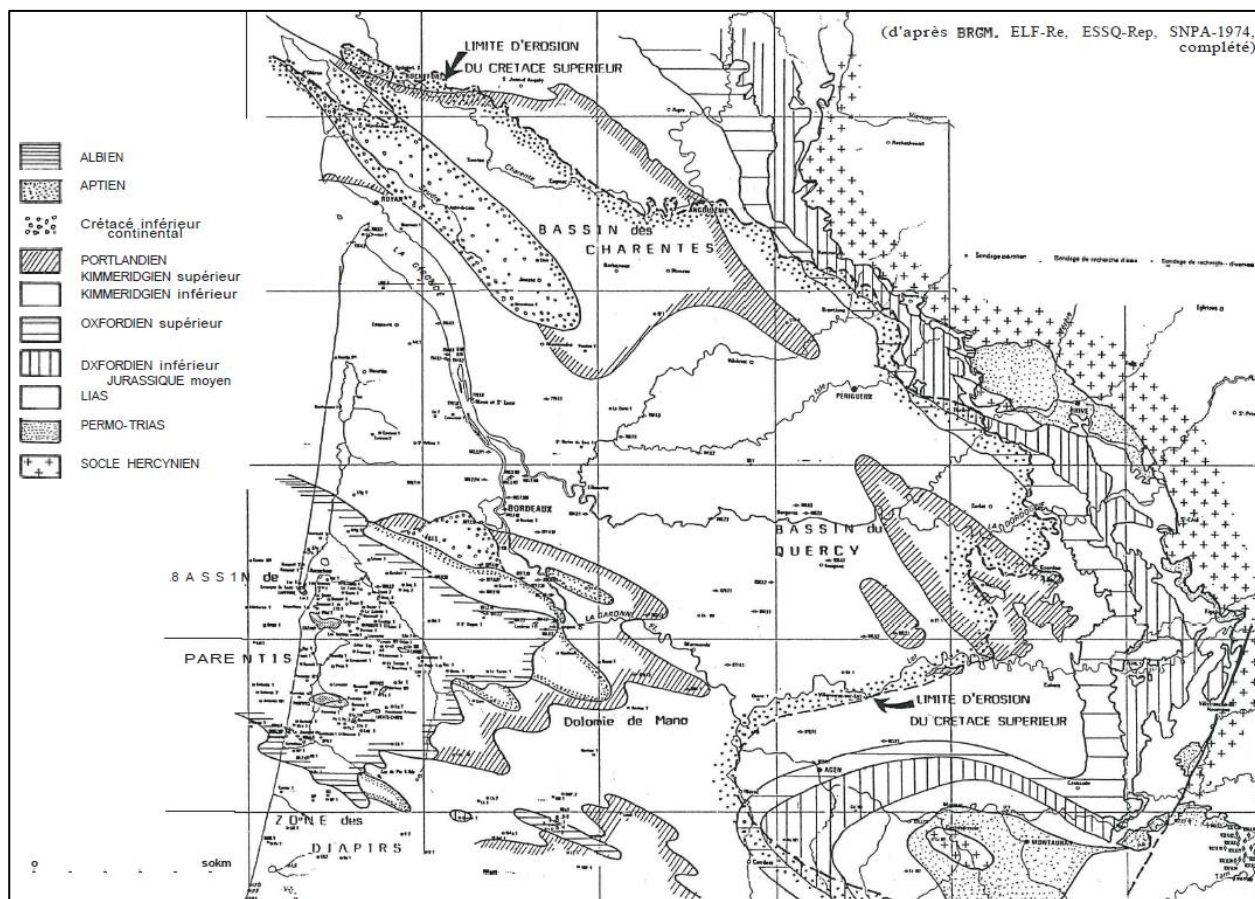


Illustration 17 : Ecorché des terrains recouvert par les dépôts du Crétacé supérieur (Platel, 1987).

La transgression commence au Cénomanién, s'effectue d'ouest en est et atteint son paroxysme au Turonien inférieur. Au Cénomanién inférieur et moyen le littoral reste cantonné à l'ouest d'un axe nord-sud au pied du Quercy et du Périgord noir, limitant le domaine de plateforme interne à l'ouest de la zone émergée à l'est (Illustration 18).

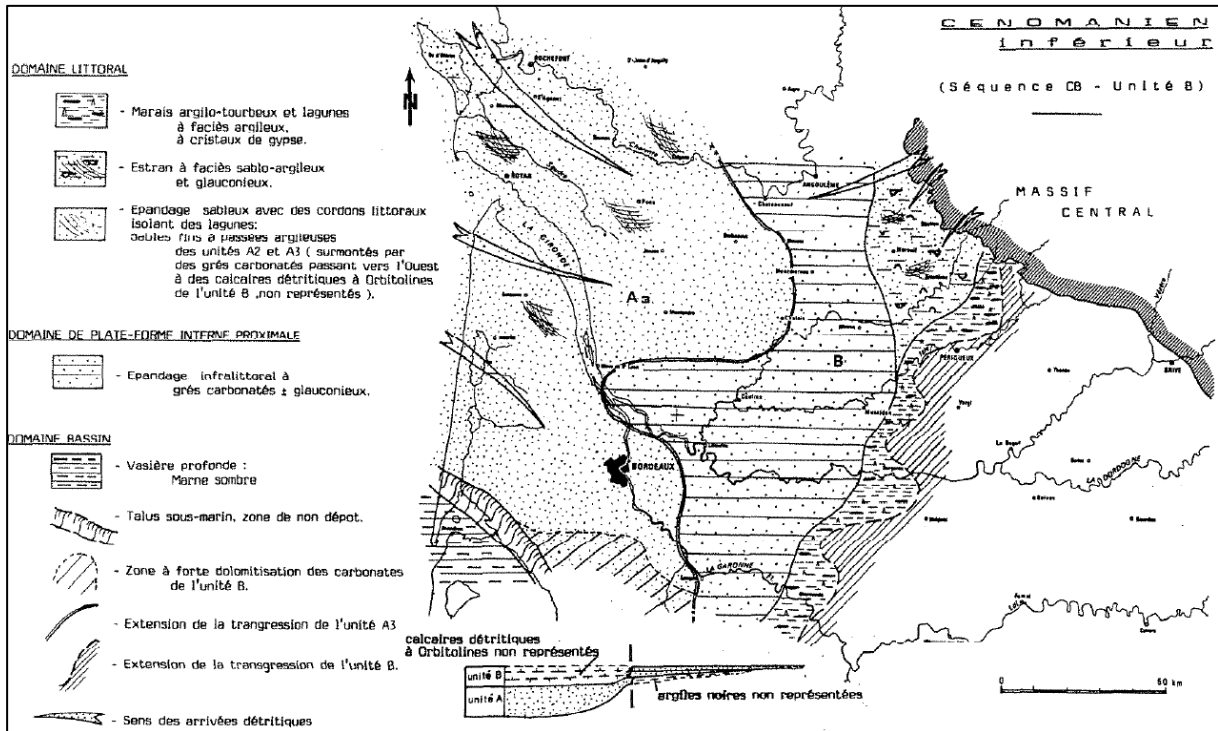


Illustration 18 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Cénomanién inférieur (Platel, 1996).

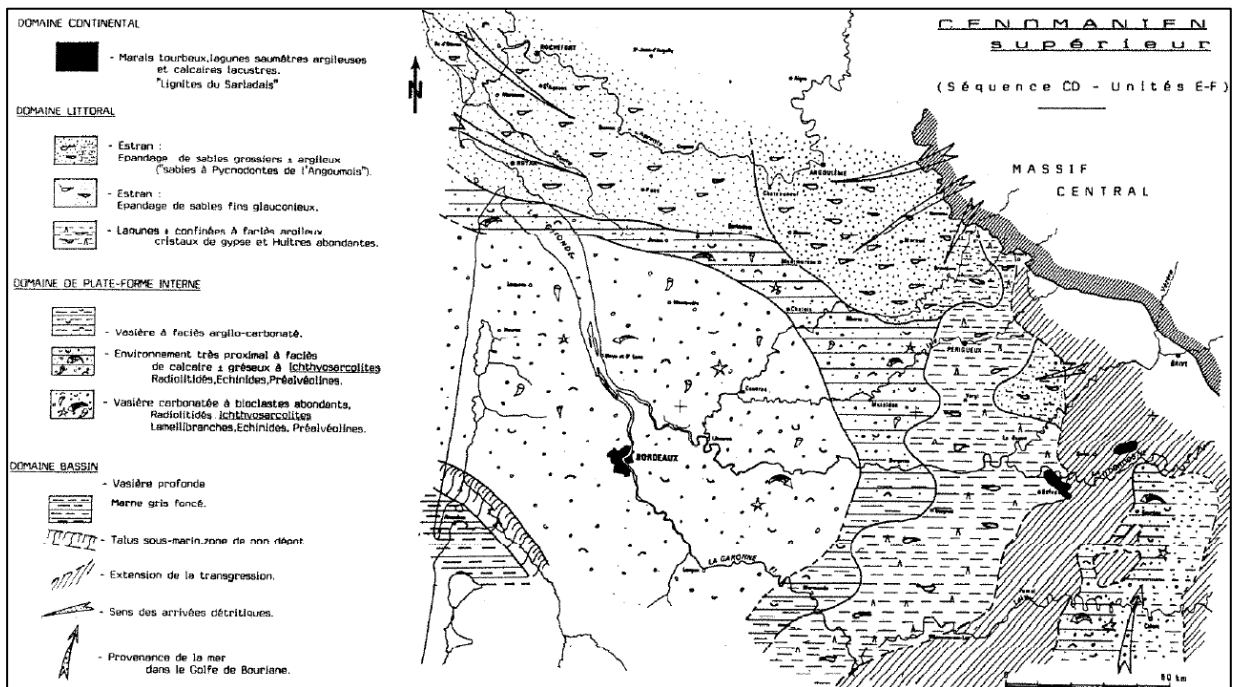


Illustration 19 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Cénomanién supérieur (Platel, 1996).

Le Périgord noir n'est atteint par la mer qu'au Cénomanién supérieur par un bras de mer venant du sud recouvrant le Causse de Gramat en Quercy (Astruc & Simon-Coinçon 1992), laissant le secteur de Terrasson, Sarlat et Gourdon émergé (Illustration 19).

Ce n'est qu'au Turonien inférieur correspondant au maximum de cette première transgression, que la région est totalement immergée. Comme les faciès connus les plus à l'Est

sont toujours constitués de calcaires crayeux de plateforme externe, il est certain que cette transgression a largement envahi le Quercy (Illustration 20). On retrouve d'ailleurs les dépôts plus proximaux sous forme d'altérites dans les remplissages des paléokarsts quercynois (Astruc *et al.*, 1992).

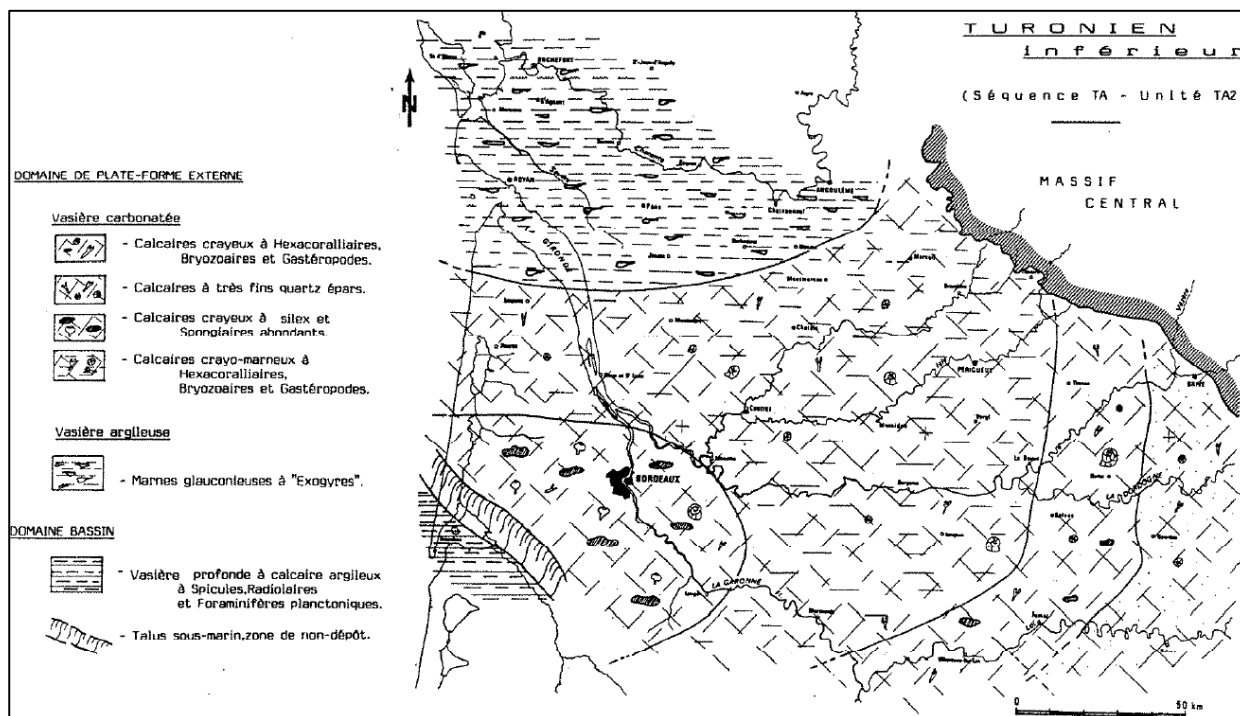


Illustration 20 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Turonien inférieur (Platel, 1996).

Ce premier cycle se clôture par une régression rapide au Turonien moyen à supérieur, liée à une chute eustatique et à un soulèvement généralisé de tout le nord de la plateforme. La discontinuité majeure du Turonien terminal témoigne d'une nette phase d'émersion avec hardground perforé, dissolution micro-karstique et bréchification *in situ* des calcaires du sommet du Turonien.

La deuxième séquence transgression/régression couvre toute la période du Sénonien et du Maastrichtien. Les stratotypes de ces formations sont décrits en Charentes. Ainsi le Coniacien (décrit à Cognac), légèrement discordant sur le Turonien avec à sa base des grès glauconieux de domaine littoral dans la partie nord et une vasière argilo-carbonatée à glauconie de domaine de plateforme proximale au sud.

Le Coniacien moyen et supérieur est dominé par des faciès marneux à huîtres d'extension régionale mais aussi par des calcaires crayeux à silex sur une grande partie de la plateforme. La partie est de la région est dominée par des dépôts proximaux à littoraux de grès et sables qui progradent d'est en ouest en relation avec les arrivées détritiques venant du Massif Central.

Le Santonien est très bien représenté dans les environs de la ville de Saintes, en Charente, son stratotype. Cet étage est caractérisé par un calcaire à faciès crayeux à silex qui occupe le domaine de plateforme circalittorale (Illustration 21). Le domaine infralittoral constitué de vasière carbonatée et le domaine littoral à faciès plus franchement carbonaté sont cantonnés à une frange bordant le Massif Central. Au Santonien supérieur des épandages deltaïques et de plage recouvrent une partie du Périgord et le nord du Quercy.

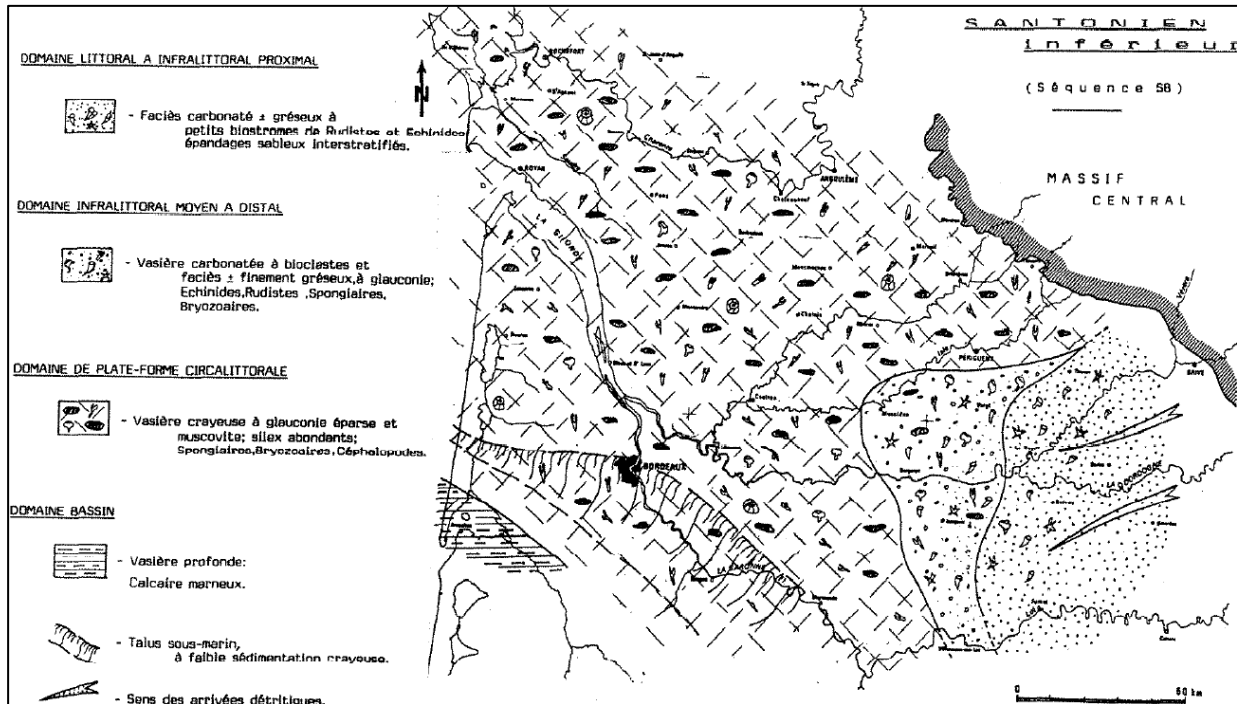


Illustration 21 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Santonien inférieur (Platel, 1996).

La transgression se stabilise pendant le Campanien inférieur, avec de grandes séquences aggradantes à termes crayeux (Illustration 22). A la limite Campanien inférieur/supérieur, le maximum transgressif est atteint. La régression fini-Crétacé débute dès le Campanien supérieur au nord et nord-est de la plateforme nord-aquitaine, alors qu'elle ne se produit qu'au Maastrichtien supérieur dans sa partie sud-ouest.

Les dépôts maastrichtiens sont matérialisés par des calcaires bioclastiques à rudistes. Le Quercy est alors complètement émergé, mais l'érosion tertiaire a nettement repoussé vers l'ouest la limite des affleurements campaniens. Il est certain que le Quercy a été largement recouvert par la mer au Sénonien. Astruc *et al.* (1995) associent les altérites sableuses piégées dans le karst au nord de Souillac et sur la quasi-totalité du causse de Gramat aux produits de l'altération de cette couverture Sénonienne. Cependant les faciès crayeux à pelliculaires et les grès fins connus les plus à l'est du Périgord indiquent que cette deuxième transgression a été moins étendue sur le Quercy, que celle du Turonien, y ayant déposé des sédiments plus proximaux à littoraux.

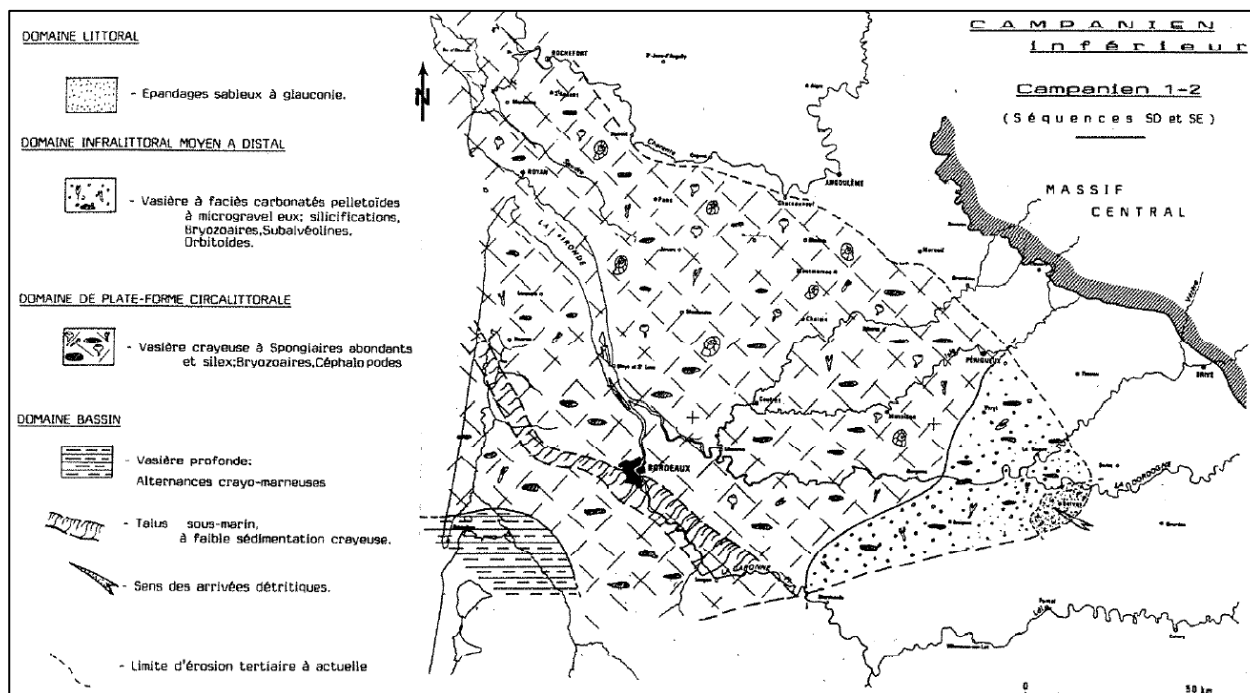


Illustration 22 : Paléogéographie et répartition des faciès durant le Campagnien inférieur (Platel, 1996).

Durant le Crétacé supérieur, la mer a fossilisé une paléotopographie déjà différenciée par l'érosion anté-crétacée sur laquelle est venue se surimposer une évolution continentale post-crétacée (Illustration 23).

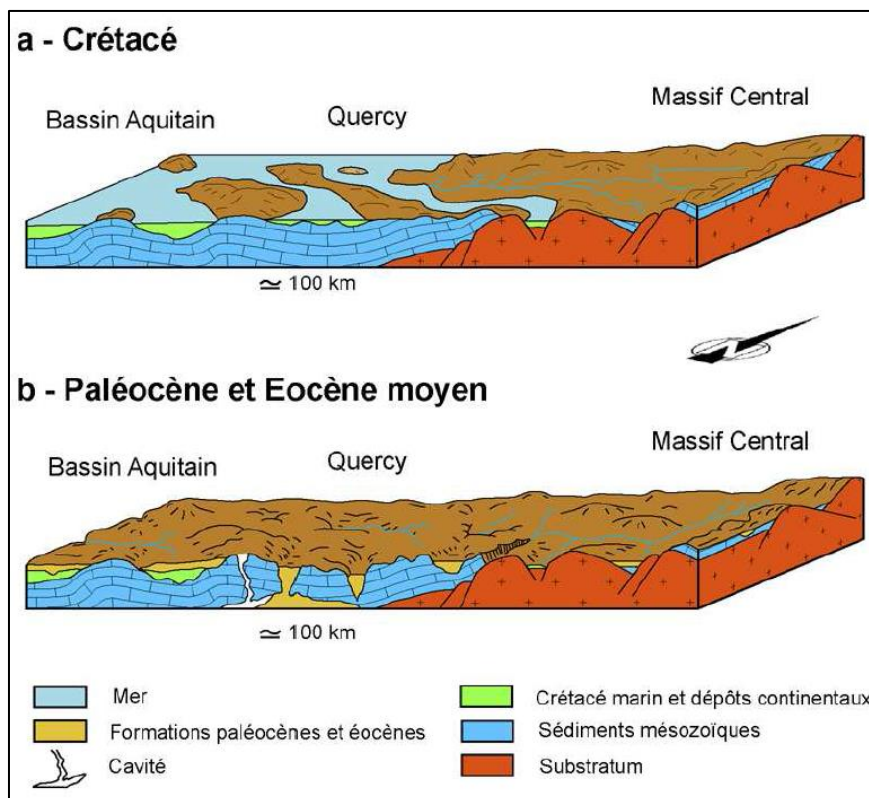


Illustration 23 : Bloc diagramme montrant l'état de la région quercynoise au cours du Crétacé supérieur et pendant la première partie du Tertiaire (Astruc et al., 2008).

2.5. LE PALEOGENE : ENTRE SEDIMENTATION CONTINENTALE ET ALTERATION

2.5.1. En Charentes

A la fin du Crétacé supérieur, la sédimentation marine disparaît et tout le nord-est de la plateforme nord-aquitaine est émergé dès le Campanien inférieur. Elle est alors relayée au Cénozoïque par une sédimentation détritique épicontinentale, en relation avec d'importantes phases de réajustement liées aux mouvements tectoniques de soulèvement du Massif Central et plus tard des Pyrénées (Callot, 1976; Platel, 1987).

De l'Eocène au Miocène, une érosion intense attaque le Massif Central. La région est-charentaise, en position de piedmont, est recouverte progressivement par une succession d'épandages détritiques en provenance du Massif Central (Platel, 1987). Ces dépôts correspondent à des formations argilo-sableuses contenant des éléments provenant à la fois du socle cristallin (gravier et galets sub-anguleux de gneiss, micaschistes et de quartz) et des éléments de la plate-forme carbonatée (calcaire, dolomie et rognons de silex).

L'épaisse couverture argilo-sableuse cénozoïque est venue progressivement recouvrir les reliefs de la bordure occidentale du Massif Central ainsi que les premiers plateaux calcaires de l'extrémité nord-est du Bassin aquitain. Cette couverture a permis de fossiliser le karst est-charentais. La proximité du niveau de base, associé à un potentiel hydraulique faible, devaient induire des circulations karstiques lentes (Dandurand, 2011).

Les épandages siliceux ont favorisé le processus de cuirassement des altérites, et notamment des sables siliceux. Dans les dépressions, les solutions acides ont permis la silicification des calcaires. Les calcaires oolithiques silicifiés et ferruginisés sont la preuve de l'extension des formations paléoaltéritiques éocènes et oligocènes en Angoumois septentrional. Ce type de formation (Meyer, 1987) est décrite ailleurs, dans les régions de l'Angoumois méridional (Daniou & Gourdon-Platel, 1977), du Périgord et du Quercy (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1997) ou encore dans le bassin parisien (Thiry *et al.*, 2005).

2.5.2. En Quercy

Après le retrait de la mer crétacée, le littoral est repoussé au Sud Ouest et le Quercy se retrouve en position émergée et exposé à érosion et karstification. Les terrains mésozoïques sont alors soumis à l'altération qui se traduit par la formation d'altérites généralement meubles, parfois indurées par la silice ou des oxy-hydroxydes de fer. On retrouve ces altérites dans des remplissages karstiques sous différents faciès traduisant la nature de la roche mère dont elles sont issues (Illustration 24). Ainsi, à partir des calcaires du Sénonien, elles sont composées de sables quartzeux parfois argileux, roux, fins à moyens et rarement grossiers. Par contre, à partir des calcaires argileux du Jurassique et de la base du Crétacé, elles montrent une fraction argileuse dominante. Les altérites dont la roche mère est attribuée au Jurassique (Kimméridgien supérieur) correspondent à des argiles beiges et rougeâtres sous forme d'affleurements discontinus. Ces altérites pourraient avoir leur origine dans l'altération quaternaire selon Astruc et Simon-Coinçon (1992) et Astruc *et al.*, (1994). Les variations brutales de la couleur des argiles et la présence de quelques graviers de quartz pourraient provenir d'un remaniement local de remplissages paléokarstiques.

AGE DE LA ROCHE MÈRE	ALTERITES
Santonien moyen et supérieur	Sables fins, argileux, bruns ; nombreux cailloux constitués par des polypiers, des rudistes et des fragments de bois silicifiés.
Coniacien et Santonien inférieur	Sables fins, beiges, localement argileux ; débris de lamellibranches ; lentilles centimétriques d'argiles kaoliniques.
Turonien	Argiles rouges et brunes ; localement sables argileux.
Cénomanién	Argiles rouges à beiges.
Portlandien	Argiles beiges, à nombreux silex plats à petits trous parallèles (anciennes lamines calcaires ou dolomitiques à bioturbations).

Illustration 24 : Tableau de correspondance entre la roche mère et l'altérite développée à partir de cette dernière (Astruc, 1988).



Illustration 25 : Des lambeaux d'altérites versicolores crétacées occupent le fond de nombreuses dépressions, comme ici sur le Causse de Martel (photo L. Bruxelles).

Le résidu d'altération des dépôts marins du Crétacé (Illustration 25) a été extrêmement abondant et a recouvert plus ou moins complètement les causses du Quercy. L'épaisseur de ces formations est très variable. Localement pelliculaire, elle dépasse parfois plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au fond des dépressions. Cette couverture d'altérites a joué un grand rôle dans la corrosion des calcaires sous-jacents. Elle a conditionné l'évolution d'un karst sous couverture (cryptokarst) dont les pechs les plus hauts sont les témoins (buttes coniques). Sous cette couverture d'altérites, la karstification paraît très active comme le montrent les nombreuses dolines-puits colmatées de sables argileux. Une grande quantité d'eau plutôt acide provenait à la fois des massifs cristallins à l'est et de l'impluvium du plateau lui-même, recouvert de plusieurs mètres d'altérites argilo-sableuses. Ces circulations paléohydrologiques sont à l'origine de la cimentation locale de ces altérites sableuses par précipitation et cristallisation de la silice véhiculée (N.Trauth *et al.*, 1985). Ces silcrètes (Meyer, 1984) abondent dans l'aire d'affleurement des altérites sableuses (région de Gourdon, d'où leur appellation « grès de Gourdon ») mais reposent également sur les calcaires jurassiques (Astruc, 1986) ou même à l'intérieur de paléokarsts (Saint-Cirq-Lapopie).

L'abaissement du niveau de base associé à ces phénomènes de silicification a fourni l'énergie nécessaire à la mise en place du karst dont on retrouve des témoins à différentes altitudes dans la Bouriane, et sur les causses de Martel et de Gramat (Pech Merle, Coudoulous ou Roucadour) (Astruc *et al.*, 2008).

Parallèlement à cette altération, se forment des bassins qui vont fonctionner de manière endoréique et accueillir une sédimentation de type fluviolacustre constituée d'argiles à graviers (Illustration 26).

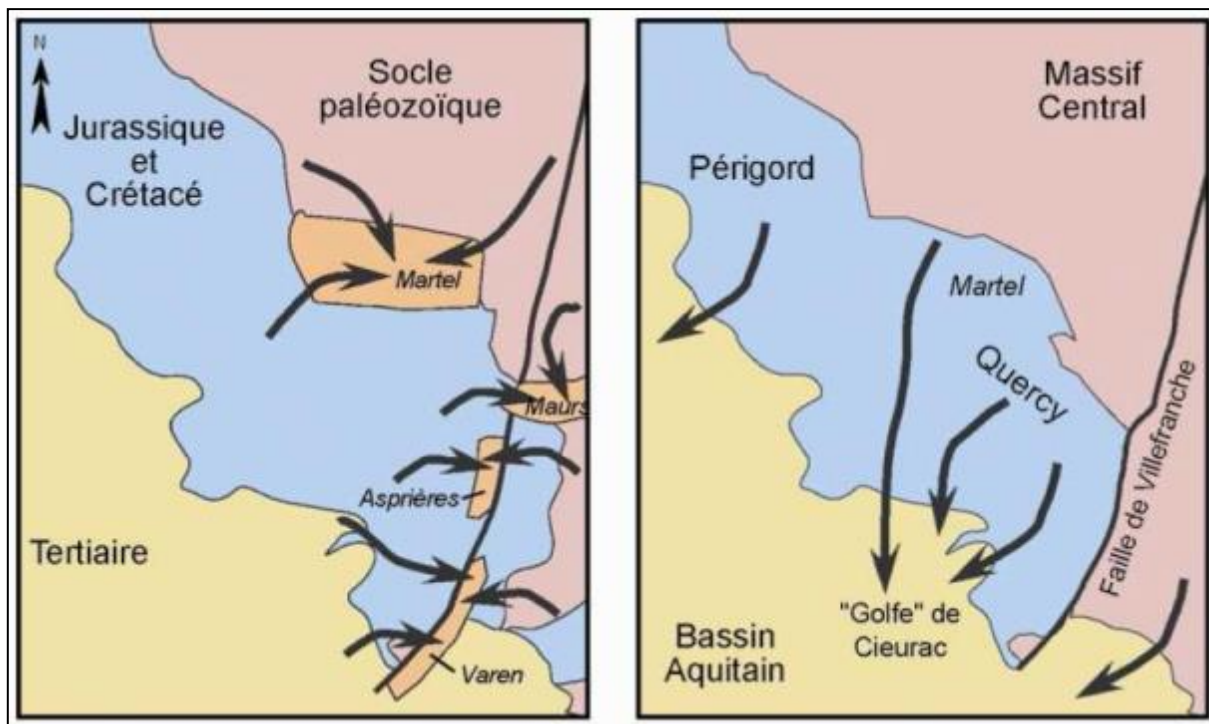


Illustration 26 : Mise en place et organisation du drainage à l'Eocène inférieur (à gauche) et à l'Eocène supérieur-Oligocène (à droite) (Bruxelles, 2008 modifié d'après Jean-Guy Astruc).

A la base de ces dépôts, on peut trouver des grès ferrugineux et des sables quartzeux marins remaniés du Crétacé, ainsi que des calcaires oolitiques et des bois silicifiés appartenant plutôt à l'éncaissant jurassique. Lors de la mise en place de ces dépôts, la dynamique fluviolacustre

torrentielle aurait démantelé les reliefs karstiques anté-Cénomaniens et remanié des vestiges de ce karst. Ces bassins endoréiques constituaient les exutoires des systèmes karstiques développés sur les versants carbonatés. La morphologie des réseaux formés montrent un fonctionnement de karst hypogé (karst noyé).

A partir de l'Eocène moyen, peut être au Bartonien (Astruc, *et al.*, 1995 ; 2000), l'orogénèse pyrénéenne engendre une série de plis de direction E-W, de faible amplitude (Illustration 27), mais suffisante, alliée à la subsidence du bassin d'Aquitaine, pour réorganiser l'orientation des drainages. La plus part des écoulements se dirigent en direction du S-W, vers le centre du bassin d'Aquitaine (Illustration 26).

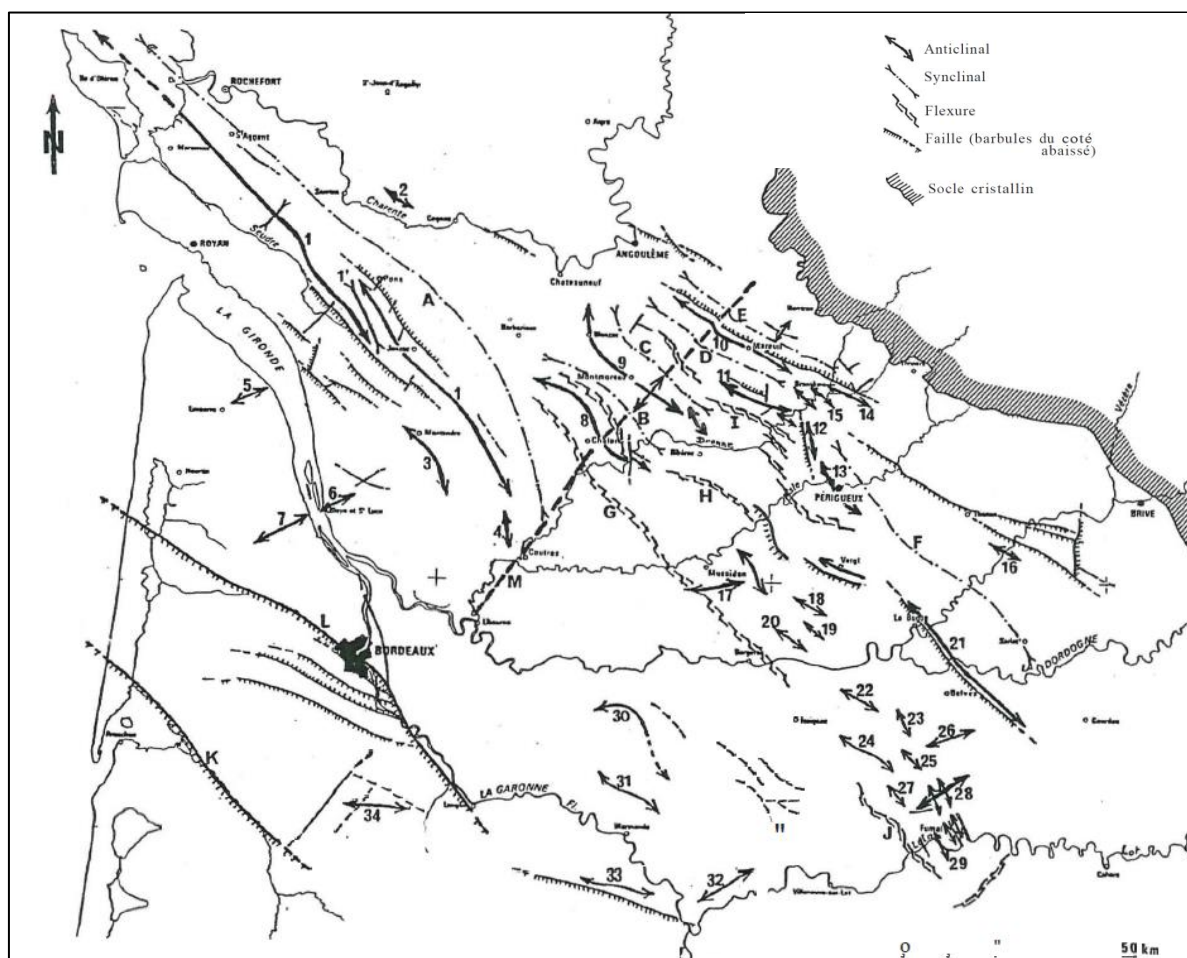


Illustration 27 : Principales structures affectant le Crétacé reconnues à l'affleurement et en subsurface (Platel, 1987).

Numéro ou lettre de renvoi selon i) les anticlinaux : 1-Jonzac, 2-Saint Césaire, 3-Montendre, 4-La clotte, 5-Couqueques, 6- Blaye, 7-Listrac, 8-Chalaix/St Felix, 9-Montmoreau, 10-Mareuil, 11-La Tour Blanche, 12-Bussac, 13-Périgueux/Chancelade, 14-La chapelle Faucher, 15-Brantome, 16-Montignac, 17-Saint-Géry, 18- Clermont de B., 19-St Félix de Villadeix, 20-Liorac, 21-Saint Cyprien, 22-Couze, 23-Montferrand, 24-Tourliac, 25-Caporot, 26-Salles de Belves, 27-Lacapelle-Biron, 28-Sauveterre la Lemance, 29-Fumel, 30- Coubeyrac/Auriac, 31-Caubon, 32-Clairac, 33-Bouglon Ste-Marthe, 34-Villagrains/Landiras ; ii) Synclinaux : Jazennes/St-Cantin de R, A-Saintes/Bardezieux, B-Deviat/Bors, C-Aignes/Nanteuil, D-Villebois Lavalette/La chapelle Montabourlet, E-Combiens/Champagnac de Belair, F-Sarlat/Cavillac ; iii) Flexures principales : G-Brossac/Bergerac, H-Sidrac, I-Verteillac/Lisle, J-Gavaudon/Monsempron ; iv) Accidents majeurs : K-Faille Nord du B. Arcachon, L-Faille de Bordeaux, M-Accident de la Dronne.

Dès la fin de l'Eocène, la remontée du niveau de base et la progradation molassique d'origine pyrénéenne ont réduit progressivement l'activité karstique. Progressivement, la molasse bloque les circulations fluviales et provoque la formation de lacs autour des reliefs karstiques du Quercy (Gèze, 1938 ; Cavaillé, 1974 ; Renault et al., 1992). L'endokarst s'est colmaté par des dépôts fins qui traduisent une dynamique hydraulique moindre. Les cavités ouvertes et partiellement ennoyées par la remontée du niveau de base (de type cenotes), vont former les futures phosphorites du Quercy (Sermet, 1933 ; Gèze, 1938 ; Cavaillé, 1974 ; Billaud, 1982 ; Legendre et al., 1992 ; Legendre et al., 1997). Certaines d'entre elles sont connues à l'extrémité sud du causse de Gramat mais le plus grand nombre est situé sur le Causse de Limogne, au sud de la vallée du Lot (Illustration 28).

C'est donc au sud du Quercy qu'on trouve le karst des phosphorites, dont plus de 150 gisements ont été datés entre -52 et -19 Ma (Péligri & Duranthon, 2009 ; illustration 28). Selon ces auteurs, les terrains du Crétacé supérieur sont riches en phosphate et leur altération est à l'origine du remplissage karstique des phosphatières. Il a aussi été observé que la durée du remplissage d'un site n'excède pas 250 000 ans d'après les données paléontologiques (amphibiens, reptiles, oiseaux et mammifères), montrant un fonctionnement ponctuel des différents sites au cours du comblement.

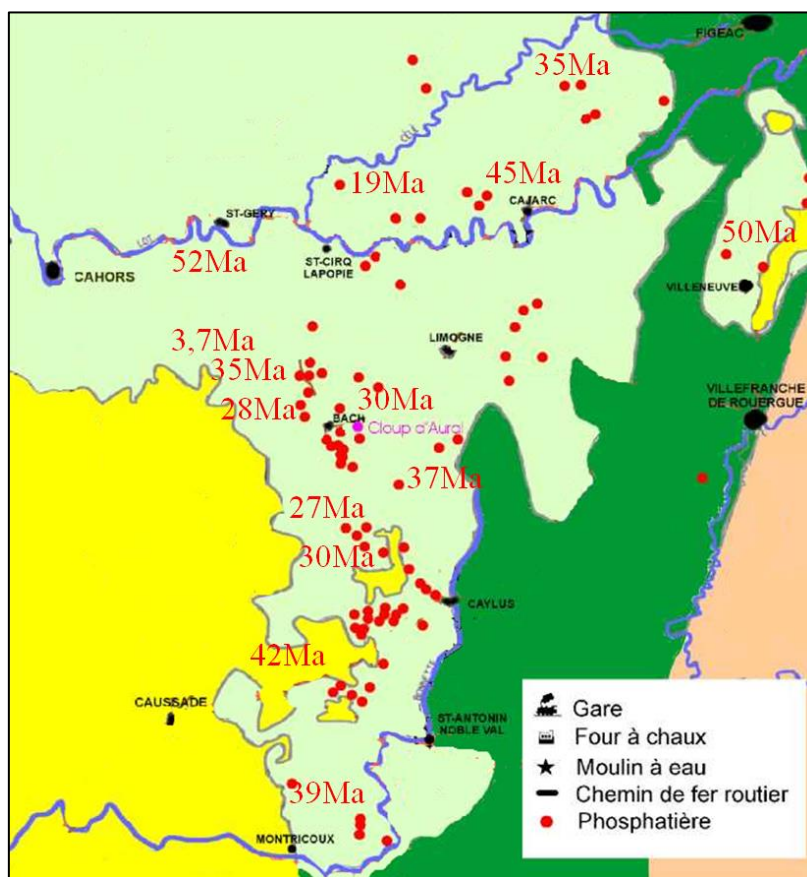


Illustration 28 : Carte de localisation des remplissages de phosphatières datés (Péligri, 2008).

Cette observation corrobore les observations géologiques de l'évolution sédimentaire au sud du Quercy. A partir de l'Eocène supérieur et jusqu'au Miocène, la formation des Pyrénées entraîne le dépôt d'un important piedmont détritique. Ces dépôts molassiques d'origine

pyrénéenne s'avancent vers le nord, faisant remonter progressivement le niveau de base (Illustration 29). Cette remontée du niveau de base fossilise progressivement les cavités et provoque le colmatage du karst des phosphorites.

La molasse à dominante carbonatée recouvre ensuite les causses du Quercy, depuis la fin de l'Oligocène et pendant l'ensemble du Miocène. Elle scelle le karst pendant cette longue période.

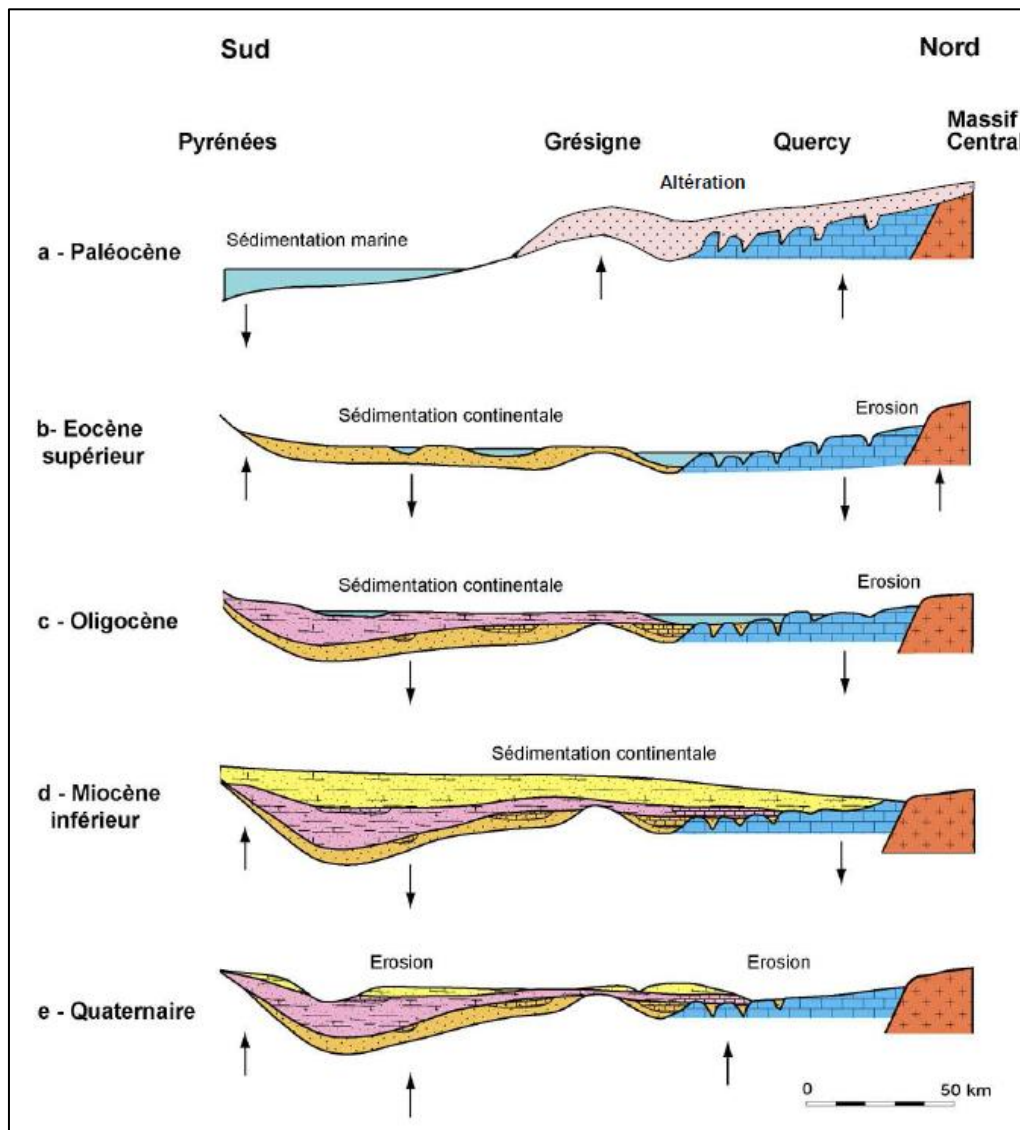


Illustration 29 : Evolution schématique entre Pyrénées et Massif Central (Brive) pendant le Tertiaire et le Quaternaire (Astruc et al., 2008 modifié d'après Astruc, 1986).

2.5.3. En Périgord

En Périgord, les sédiments attribués au Paléocène correspondent aux manteaux d'altérites argileuses à silex recouvrant les formations crétacées calcaires dont elles sont issues (Trauth et al., 1985 ; Gourdon-Platel & Dubreuilh, 1992 ; Platel & Gourdon-Platel, 2012). Ces terrains non stratifiés de type allotérites sont constitués d'argiles plus ou moins sableuses à silex, de couleur brun-rouge et rouge brique en surface à verdâtre en profondeur ; des silts limoneux ou argileux

existent localement. Du point de vue des minéraux lourds, ces altérites sont caractérisées par la présence exclusive d'éléments provenant du substratum crétacé : andalousite, staurotide, tourmaline et zircon (Capdeville, 1989).

Durant l'Eocène, la chute progressive du niveau de base entraîne la mise en place d'un système fluvial drainant la région nord-limousine, les Monts du Cantal et la Montagne Noire (Dubreuilh, 1982 ; 1987). A l'Eocène inférieur, la région correspond à une plaine d'inondation parcourue par un réseau de chenaux anastomosés isolant de grandes étendues de zones marécageuses où se déposent des argiles kaoliniques. A l'Eocène moyen, le drainage se poursuit, charriant de grandes quantités de sédiments grossiers et présentant un régime de crues violentes sous un climat chaud et humide (Dubreuilh, 1987). Ravinant nettement les dépôts sous-jacents, ces terrains débutent par une décharge détritique massive, puis plusieurs séquences fluviales positives très comparables à celles de l'Eocène inférieur. D'intenses altérations pédogénétiques s'observent en fin de séquences.

A la fin de l'Eocène moyen, suite au soulèvement général dû à la phase orogénique pyrénéenne, tous les terrains émergés de la région sont affectés par une intense altération ferrallitique. A la limite de Eocène moyen/supérieur, les terrains cénozoïques et mésozoïques sont recouverts par un manteau d'altérites gravillonnaires ferruginisées, résultant d'une intense pédogenèse latéritique (Gourdon, 1973 ; 1975 ; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Gourdon-Platel *et al.*, 2000). Cette couverture se présente sous deux aspects principaux, avec une carapace latéritique faite de gravillons émoussés ferruginisés formés in situ (Formation de Rouffignac - Gourdon-Platel *et al.*, 2000 ; Platel, 1999), surmontée d'une cuirasse gravillonnaire ferro-alumineuse qui en dérive. Ces profils se placent à la fin de la longue période de pédogenèse latéritique qui s'étend du Paléocène à l'Eocène supérieur (Wyns *et al.*, 2003 ; Wyns, 2010) qui sévit à proximité du domaine « Massif Central-Armoricain ». Les matériaux fluviaux éocènes, originaires du socle cristallin, se distinguent des altérites sableuses du Crétacé, par la présence notamment de disthène (Capdeville, 1989).

A l'Oligocène, l'alluvionnement se poursuit dans le Périgord avec un réseau fluvial plus compétent (conglomérats et sables grossiers) accompagné du développement d'environnements lacustres à dépôts calcaires au sein des séries molassiques du Fronsadais et de l'Agenais. Les calcaires sont postérieurement affectés par une silicification puis une meulièrement (Illustration 30).

Les terrains du Crétacé supérieur sont fortement affectés par la karstification qui se produit depuis la fin du Crétacé et au Tertiaire, au moins jusqu'à l'Eocène. Cette altération affecte l'ensemble du Périgord noir, du Sarladais, du Périgord central et du Ribéracois.

Au Paléocène, l'altération des carbonates crétacés qui a entraîné la formation de couvertures argileuses à silex est aussi responsable d'une altération plus en profondeur au sein de ces carbonates. En profondeur, cette altération s'est prolongée par une altération isovolumique in situ dans la masse des calcaires à l'origine de la formation de fantômes de roche. Ainsi, le long des principales discontinuités (fractures, contacts lithologiques), mais aussi de faciès plus favorables (porosité, fraction détritique), les calcaires ont subi une dissolution sélective avec préservation des structures lithologiques (Quinif, 1999 ; Quinif et Bruxelles, 2011). Le plus souvent, dans ces calcaires crétacés, c'est la matrice micritique qui est évacuée alors que la sparite et la fraction détritique (argile, sable et silex) restent sur place dans leur position lithostratigraphique. A la différence d'une karstification « classique », par ablation totale de la roche, les circulations n'ont ici pas la compétence pour exporter les résidus moins solubles qui forment alors le squelette de l'altérite. Il en résulte une altérite meuble, isovolumique, où l'on reconnaît les niveaux de silex et les stratifications entrecroisées présents dans les calcaires gréseux par exemple. Dans le secteur d'étude cette altération donne des

sables jaunes à roux en fonction de leur préservation sur place ou de leur remaniement et de leur altération en surface.

Parallèlement à cette altération en profondeur, le résidu insoluble de nature acide (sable et silex) constituant la couverture d'altérites a contribué au phénomène d'altération à l'interface entre les calcaires et les argiles sableuses à silex, sous la forme d'une cryptokarstification, affectant le substratum crétacé.



Illustration 30 : Bloc de calcaire oligocène (formation de Montbazillac) silicifié et meuliérisé, dans le secteur du Buisson-de-Cadouin.

Au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, le niveau de base est relativement proche de la topographie, permettant le dépôt d'une succession de formations fluviales et lacustres. Malgré le soulèvement général dû à la phase orogénique pyrénéenne, exacerbé par une forte chute du niveau marin à la fin du Bartonien, le processus de karstification continue de s'exprimer par cryptokarstification. Le climat chaud et humide qui régnait sur ce paysage aux faibles reliefs recouvert par une couverture riche en silice et oxydes en est à l'origine.

2.6. DU MIOCENE A L'ACTUEL

2.6.1. En Charentes

Le miocène inférieur à moyen est caractérisé par une subsidence qui atteint son paroxysme au Miocène moyen et engendre des incursions marines (Dubreuilh 1987) atteignant la partie septentrionale de la région Poitou-Charentes (mer des faluns). Puis, dès le Miocène supérieur, la compression « alpine » provoque un nouveau bombement lithosphérique (Wyns et al., 2003) se traduisant par une remontée altimétrique responsable d'une phase de silicification,

suivie d'une phase d'altération lessivante ou latérisation. Cette séquence d'altération va être à l'origine de la formation des meulières, bien exprimé sur le seuil du Poitou, en particulier dans la région de Saint Maixent.

Au Pliocène, de nouvelles décharges détritiques se déversent sur l'Aquitaine, issues du Massif Central, alors que se manifestent quelques réajustements tectoniques très localisés. Il s'agit de couloirs d'épandage, matérialisant des paléocours d'eau, ancêtres du réseau structuré quaternaire (Dubreuilh, 1987).

2.6.2. En Quercy

Du début du Miocène (Burdigalien) jusqu'à nos jours, la subsidence graduelle du bassin observée depuis l'Eocène fait place à un soulèvement qui sera à l'origine de la morphologie actuelle. Plusieurs phases d'érosion (Aguilar *et al.*, 2007) ont conduit au déblaiement de la couverture molassique et au creusement des vallées. Concomitamment, de nombreux paléokarsts sont recoupés par la surface topographique et une grande partie de ces cavités est réutilisée par les nouvelles circulations. Ce dégagement plus tardif au Sud est à l'origine de la conservation exclusive du paléokarst des phosphorites dans le Quercy méridional (périphérie du causse de Limogne), plus longtemps préservé de l'érosion plio-quaternaire par sa couverture molassique. On peut aussi attribuer à ce phénomène l'évolution différenciée des principales vallées, de plus en plus tardive en allant vers le sud, de la Dordogne au Lot et à l'Aveyron. Le creusement des vallées (Dordogne, Lot et Aveyron) démarre dès la fin du Tertiaire (Bruxelles & Astruc, 2008). Elles connaissent également cette évolution différentielle, de plus en plus tardive vers le sud.

Cette surrection est responsable d'une évolution morphologique et géologique visible en lien avec le décapage et le retrait de la couverture altéritique du Crétacé (Bruxelles & Astruc, 2008). Ainsi, le rôle de cette couverture dans l'histoire du paysage se traduit par le maintien des processus de crypto-corrosion en surface alors que le niveau de base est largement déprimé. Cette couverture joue également un rôle important dans la mise en place et le fonctionnement d'un réseau hydrographique hiérarchisé et extrêmement bien développé (Platel *et al.*, 2008). Après évacuation partielle de la couverture d'altérites, l'empreinte de cet ancien réseau hydrographique dans le substrat jurassique reste perceptible dans le paysage. Ainsi on distingue trois ensembles morphologiques à la surface du plateau (Illustration 31) :

- à l'ouest (zone verte), on voit clairement l'existence d'un réseau hydrographique bien marqué dans le paysage. Son développement a été favorisé par la nature du substrat kimméridgien, comprenant des niveaux marneux imperméables et moins karstifiables. Il est également dû à la présence, dans ce secteur, de couvertures d'altérites des niveaux du Kimméridgien et des formations crétacées aujourd'hui disparues, mais aussi des dépôts tertiaires. Toutes ces caractéristiques concourent au maintien des écoulements en surface et à leur alimentation continue en eau ;

- plus à l'est (zone bleue), jusqu'aux environs de Quissac, on perçoit encore dans le paysage l'empreinte d'un système hydrographique. Celui-ci est aujourd'hui fossile et il est en grande partie démantelé par le soutirage karstique ;

- enfin, de Quissac jusqu'à la bordure du causse (zone orangée), on ne perçoit pas de vestiges d'un tel réseau hydrographique en surface. On observe plutôt l'existence d'un vaste aplanissement pouvant correspondre à un ancien poljé de bordure. Il est aujourd'hui traversé par deux petites vallées allochtones fossiles. Les écoulements se font donc principalement en souterrain, calés sur les principaux cours d'eau qui incisent le causse.

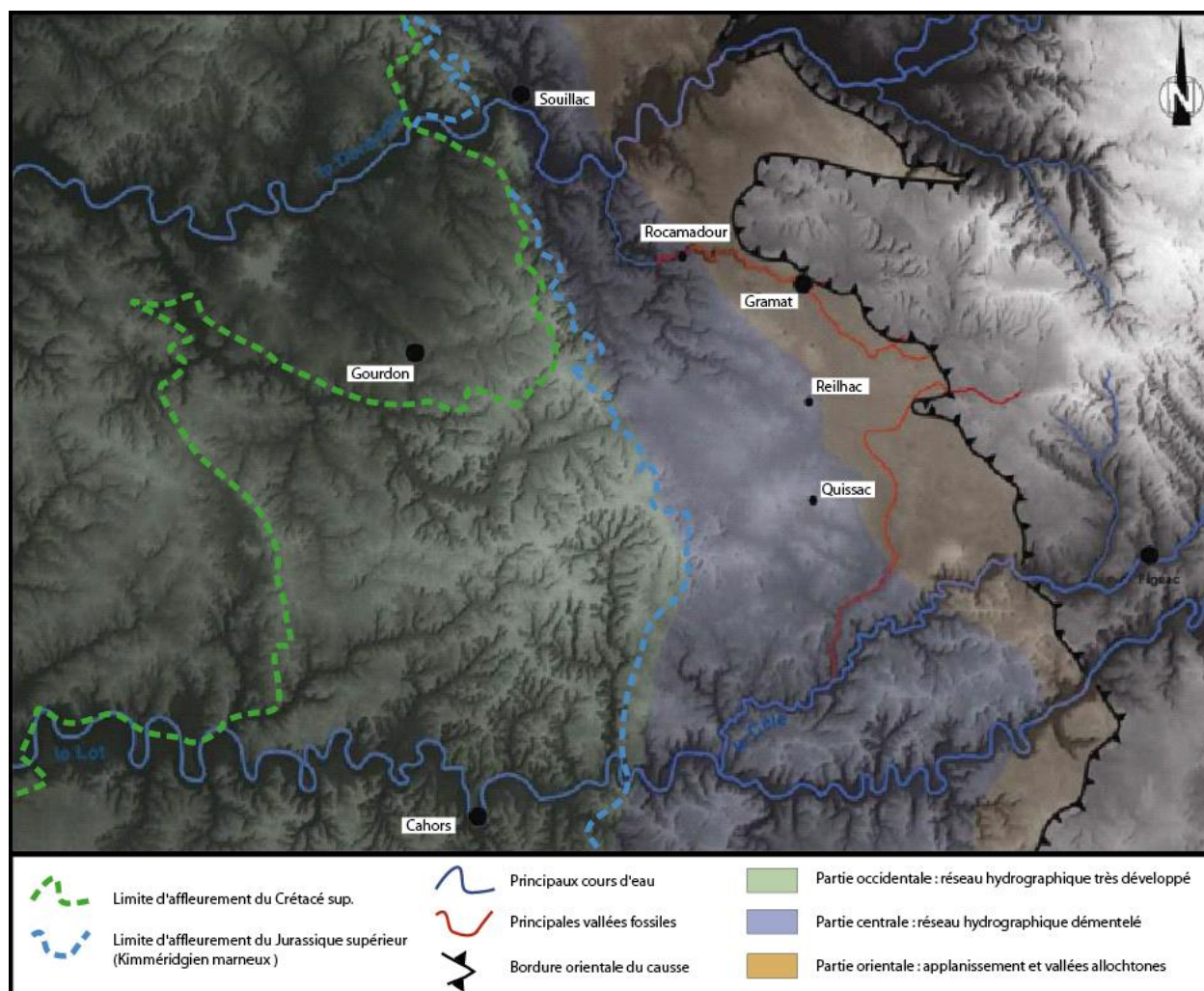


Illustration 31 : Carte hypsométrique du Causse de Gramat (altitudes croissantes du plus foncé au plus clair) montrant les différents ensembles morphologiques (modifié d'après Platel et al., 2008).

Les vestiges d'un ancien réseau hydrographique situés dans la partie centrale (en bleu, Illustration 31) peuvent matérialiser, comme c'est le cas à l'ouest de la vallée de Vers, l'existence dans ces secteurs d'une couverture meuble ayant contribué à son développement. Ainsi, sur la base de ces observations, on peut penser que l'ensemble du secteur situé entre la vallée de Vers et une ligne Rocamadour-Reilhac-Quissac était initialement couvert par cette couverture argilo-sableuse. Elle a permis la concentration et le maintien des circulations en surface jusqu'à ce que le soutirage karstique devienne trop important. Les écoulements ont alors été absorbés par des pertes et le reste de la couverture a été évacué par l'endokarst. Enfin, plus à l'est, il reste difficile de se prononcer quant à l'extension de cette couverture car le développement d'aplanissements karstiques liés à la position de piémont de cette partie du causse a effacé ces anciennes morphologies. L'étude détaillée des formes et des formations superficielles des autres causses permettra certainement d'aller plus loin dans cette approche.

L'abaissement du niveau de base, et donc des principales circulations karstiques, provoque l'abandon des anciens conduits phréatiques. Exondés, partiellement vidés de leurs remplissages sablo-argileux initiaux, ils font désormais partie des nombreuses cavités fossiles que l'on retrouve à faible profondeur sous la surface du plateau. Assez souvent, l'épaisseur de calcaire entre le toit de la cavité et la surface devient très faible et la voûte s'effondre. Des dolines associées à ces cavités constituent parfois le prolongement effondré de la galerie

(grotte de Roucadour). Dans les parties encore préservées, un concrétionnement calcitique massif ainsi que l'accumulation de gélifracts obturent ponctuellement ces anciens conduits. Seul le soutirage, en rapport avec les circulations actuelles plus profondes, rend localement accessibles certains tronçons de ces paléo-réseaux.

2.6.3. En Périgord

La chute du niveau de base amorcée au cours du Miocène se traduit dans le Périgord de différentes manières. L'extension des dépôts miocènes aquitaniens est beaucoup plus limitée que celle des molasses oligocènes (Illustration 32). Ces dépôts continentaux sont essentiellement dominés par une sédimentation chimique plus ou moins évaporitique donnant la formation des calcaires lacustres blancs et gris de l'Agenais.

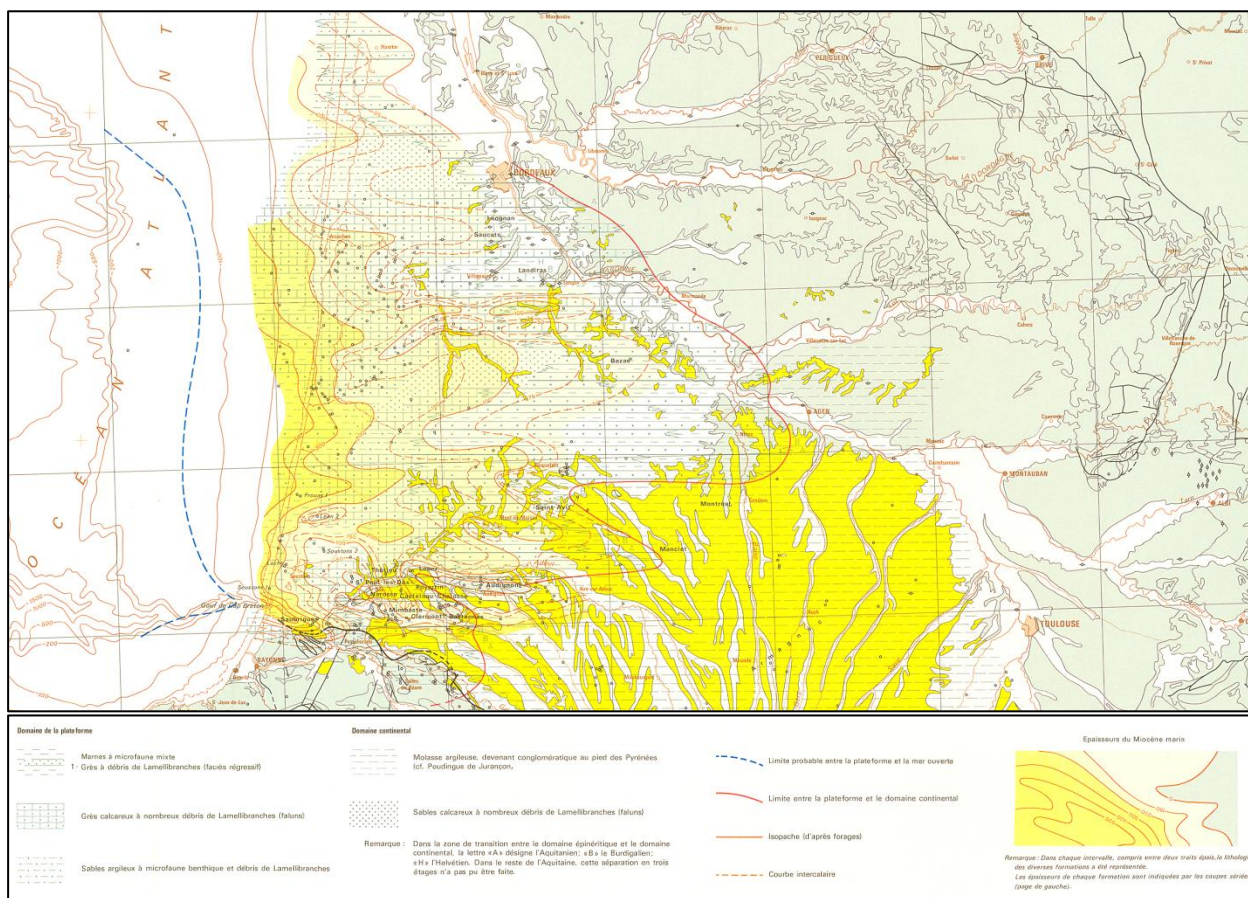


Illustration 32 : Carte d'isopaches et de faciès du Miocène (BRGM et al., 1974).

En aval de ces dépôts, apparaissent des formations marines de bordure dans la région bordelaise (Illustration 32). En amont, hormis quelques lambeaux de ces calcaires lacustres encore conservé dans le domaine molassique, l'altération conduit à la silicification des dépôts lacustres oligocènes.

Notamment présent dans la région du Sarladais, ces calcaires oligocènes silicifiés peuvent atteindre 2 mètres d'épaisseur et présentent des trous pluricentimétriques en leur sein. Ceci est le résultat d'une désilicification secondaire de ce calcaire silicifié. Ce processus s'appelle la meulièrement (Ménillet, 1993 ; Thiry, 2007). La silicification des calcaires oligocènes, suivie de

la meulièrement de ces silcrêtes sont des indices qui confirment la chute progressive du niveau de base qui affecte l'ensemble de la région.

Selon le schéma conceptuel de l'organisation spatiale des différents types d'altération le long d'un profil amont-aval (Illustration 33), proposé par Wyns *et al* (2003), la position de ces calcaires sur le profil s'est déplacée vers l'amont passant de dépôts lacustres, à leur silicification, puis enfin à leur meulièrement (désilicification). Ce déplacement sur le profil au cours du temps correspond à la chute du niveau de base causée par la surrection miocène due au flambage lithosphérique « alpin » qui affecte le Massif Central et Armoricaïn (Wyns *et al.*, 2003 ; Guillocheau *et al.*, 2003).

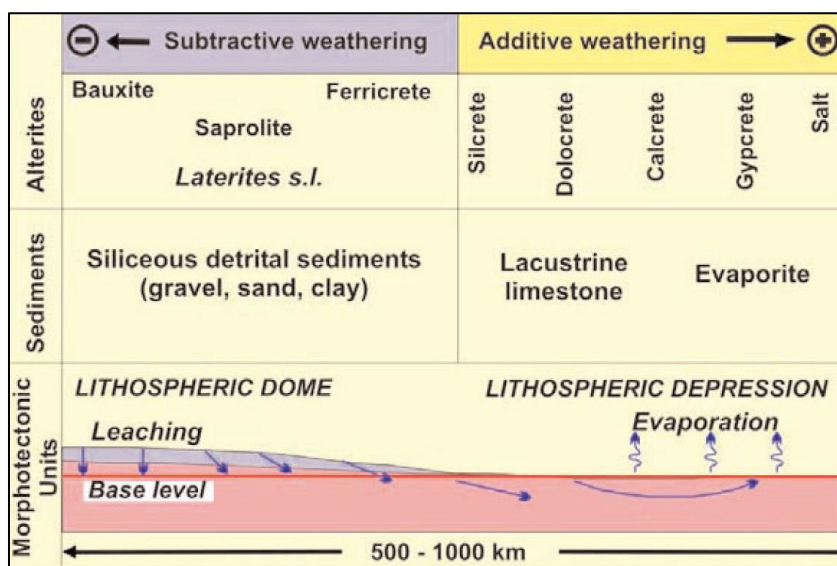


Illustration 33 : Organisation spatiale des différents types d'altération et leur association sédimentaire (Wyns *et al.*, 2003).

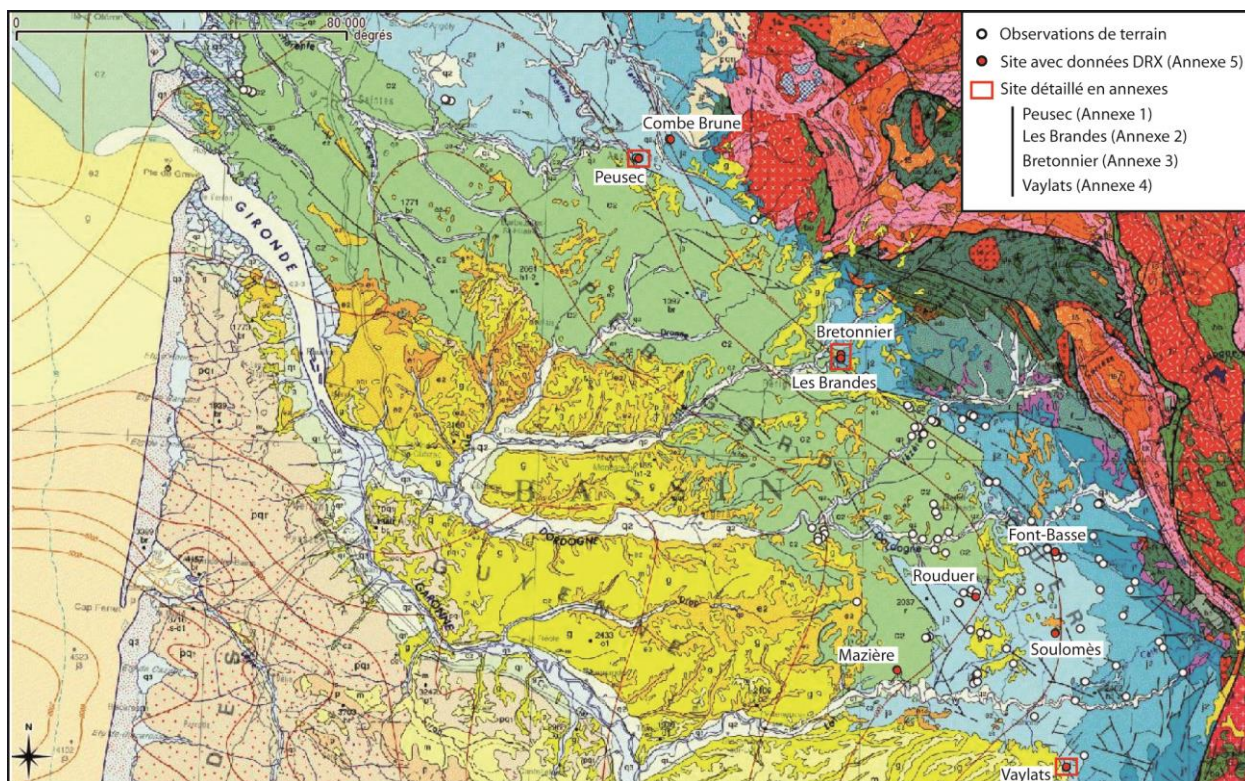
3. Etat d'avancement des travaux réalisés sur la karstogenèse nord-aquitaine

3.1. LES PERIODES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION

Concernant les objectifs initiaux du projet, plusieurs éléments de réponse et certaines hypothèses commencent à émerger. En effet, lors de cette première phase du projet OKANA, la zone d'étude initiale était vaste (Illustration 34). Cela a permis d'avoir une vision d'ensemble et de prendre en compte la complexité et la diversité de cette région concernant les phénomènes karstiques sans toutefois entrer dans le détail ou appréhender des questions précises. Ce chapitre présente donc la synthèse des observations qui serviront dans un second temps à justifier la localisation d'une zone pilote ciblée permettant de répondre à la majorité des questions soulevées lors de la première phase du projet.

Tout d'abord, la synthèse bibliographique a permis de rassembler et confronter les travaux déjà existants sur le sujet, et d'identifier les différentes périodes favorables aux phénomènes de karstification.

Il est encore difficile de distinguer et dater tous les processus karstiques à l'œuvre, mais 3 grandes périodes majeures se dégagent : le Crétacé inférieur, le Paléocène-Eocène et du Miocène à l'actuel (Illustration 35). En revanche, de nombreuses questions subsistent encore au sein de ces différentes périodes. Dans ce chapitre, nous synthétiserons les principales interrogations, tenterons d'apporter quelques éléments de réponse et proposerons des pistes de recherche pour la phase 2 du projet.



*Illustration 34 : Localisation des points d'observation de terrain (affleurements et carrières) sur l'ensemble de la zone d'étude (carte géologique au 1/1 000 000).
Les sites encadrés sont détaillés en annexes.*

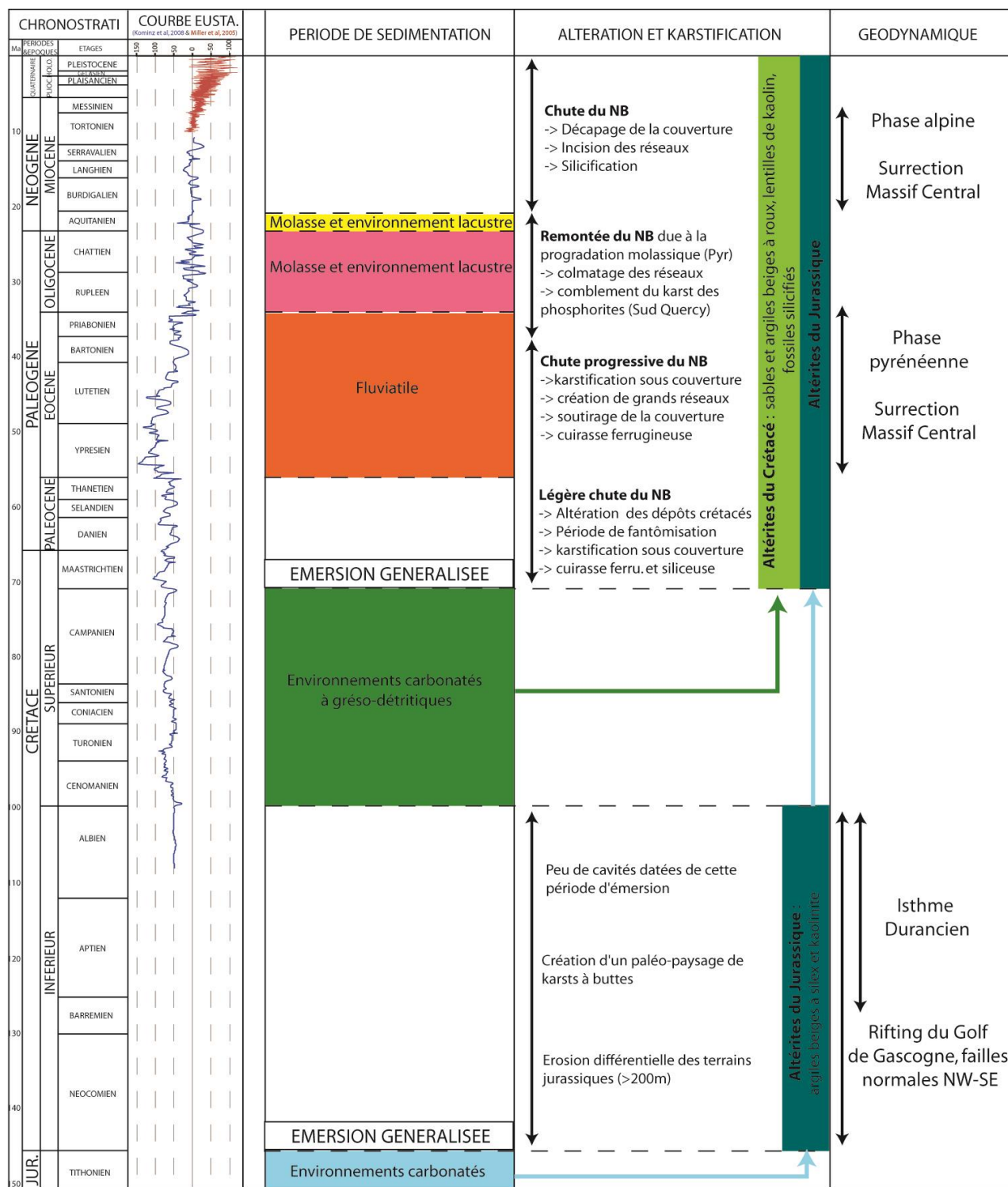


Illustration 35 : Charte chronostratigraphique de la bordure nord-aquitaine représentant schématiquement les périodes de sédimentation, d'altération/karstification et les épisodes géodynamiques.
NB=niveau de base.

3.2. LES PALEOKARSTS : L'INFORMATION DU REMPLISSAGE KARSTIQUE

Afin de distinguer et caractériser les remplissages karstiques de chaque époque de karstification, un essai d'analyse du remplissage par diffractométrie des rayons X (DRX) a été réalisé sur un certain nombre d'échantillons prélevé sur le terrain (Illustration 36). Comme la majorité des remplissages sédimentaires karstiques est d'origine continentale et malheureusement azoïque, le but de ces analyses était d'identifier des caractéristiques minéralogiques ou des groupes d'association minéralogique propre à une période de karstification. Les DRX permettent d'identifier la nature des minéraux argileux contenus dans une fraction d'échantillon et d'estimer quantitativement leur proportion.

A ce jour, 24 échantillons ont été analysés sur poudre (fraction $<2\mu\text{m}$) pour obtenir une vision globale de la minéralogie et seulement 6 ont bénéficié d'un traitement complémentaire afin d'identifier la fraction argileuse (Thiry *et al.*, 2013). Les analyses ont été conduites au laboratoire de l'ENSEGID (Université de Bordeaux) sous la direction de Serge Galaup. Les premiers résultats sont détaillés en annexe (annexe 5).

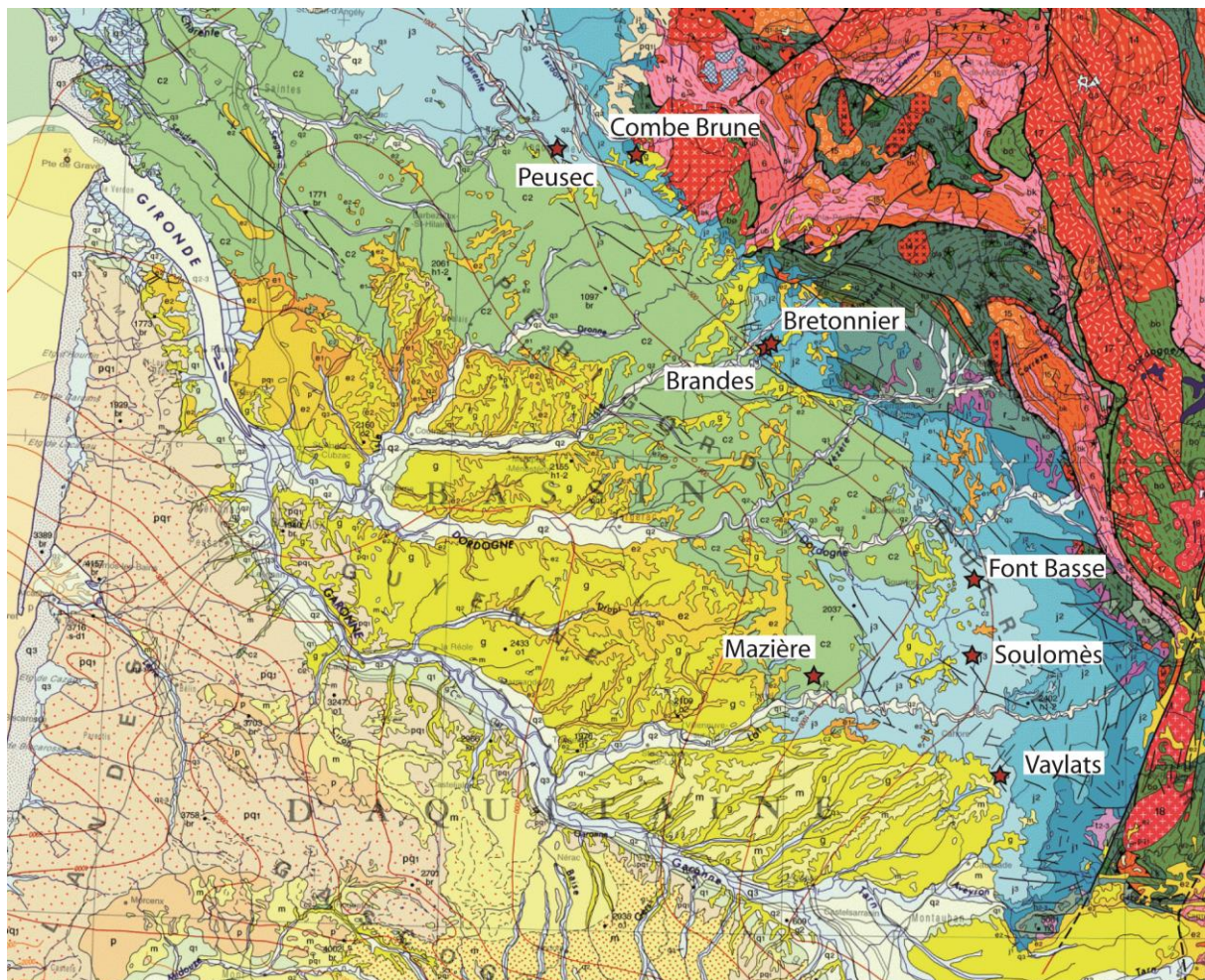


Illustration 36 : Localisation des carrières et lieux-dits dont les échantillons prélevés ont été analysés par DRX.

La carrière de Peusec (9 échantillons, dont 4 avec un traitement argileux), la carrière de Combe Brune (1 échantillon), la carrière des Brandes (6 échantillons, dont 1 avec un traitement argileux), la carrière de Bretonnier (1 échantillon avec un traitement argileux), la carrière du Vaylats (2 échantillons), Mazière (2 échantillons), Soulomès (1 échantillon) et Font Basse (1 échantillon). Le descriptif des sites échantillonnés et spectres minéralogiques est détaillé en annexe 5.

Il en résulte que les spectres sont majoritairement dominés par le quartz et dans une moindre mesure par la kaolinite et la calcite. En proportion secondaire, apparaissent des feldspaths (sanidine, orthose et albite), des oxydes de fer (goethite) et de titane (anatase et rutile) ainsi que d'autres argiles (illites, chlorites, sméctites, micas et interstratifiés).

A la vue de ces premiers résultats, il est difficile de tirer de ces analyses des conclusions en termes de datation. En effet, les spectres présentent tous une minéralogie semblable, ne permettant pas de mettre en évidence une potentielle différence entre les diverses sources d'apport, fonction d'un contexte particulier ou d'une période spécifique. Ces résultats peuvent néanmoins être discutés, car malgré le fait que la minéralogie soit sensiblement la même, certains échantillons présentent des minéraux en proportion différente. Ainsi on peut distinguer deux remplissages qui se distinguent des autres par leur proportion minéralogique.

PEU-4C, prélevé au sein de la carrière de Peusec (Annexe 1), à l'est d'Angoulême correspond à un échantillon de remplissage karstique gréseux et glauconieux déposé au sein d'un encaissant jurassique supérieur. Ce dépôt est un des rares à être assigné à un remplissage cénomanien (Rouiller, 1987 ; Dandurand, 2011), scellant une cavité formée au cours du Crétacé inférieur. La particularité de son spectre argileux (Annexe 5), réside dans la proportion entre kaolinite et interstratifiés. Concernant les échantillons traités pour les argiles, la kaolinite est toujours le minéral argileux prédominant, sauf pour l'échantillon Peu4c, pour lequel les interstratifiés sont en proportion plus importante que la kaolinite. Cette différence notable ne peut malheureusement entraîner de conclusion, car le nombre d'échantillons traité pour les argiles est trop faible. En revanche, ce traitement argileux mérite d'être poursuivi et approfondi, car si cette différence est caractéristique des remplissages cénomaniens elle devient une signature pour la reconnaissance de ces remplissages.

VAY-2, le deuxième échantillon de remplissage karstique présentant des proportions minéralogiques réellement différentes révélées par DRX correspond à un remplissage karstique situé au Sud du Quercy dans le secteur de la carrière du Vaylat (Annexe 4). Son spectre sur poudre est dominé par la calcite a contrario du reste des échantillons dont les spectres sur poudre sont dominés par le quartz sans exception (Annexe 5). En effet la majorité des remplissages karstiques identifiés comme tels dans la région sont des remplissages sablo-argileux ou à forte composante détritique. Bien que la majorité des échantillons analysés contiennent de la calcite (ce qui est logique puisque l'environnement est essentiellement carbonaté), l'échantillon VAY-2 est le seul à en présenter en aussi forte proportion (Annexe 4). C'est donc le seul échantillon issu d'un remplissage carbonaté qui traduit un contexte paléogéographique complètement différent des autres remplissages à dominance détritique. D'autres analyses sont en cours afin de dater ce remplissage.

Ces résultats sont préliminaires et les analyses DRX sont en cours. L'obtention des spectres argileux nécessite un temps de manipulation plus important, ce qui explique que seulement 6 échantillons aient été traités au cours de cette 1^{ère} phase d'étude.

L'ensemble des spectres est présenté en annexe 5 avec une description succincte des sites et remplissages karstiques au sein desquels les échantillons ont été prélevés.

3.3. LA FANTOMISATION

Le processus d'altération appelé fantômisiation est décrit pour la première fois en Belgique (Vergari, 1998 ; Quinif, 1999, 2010). Il s'agit d'une altération isovolumique *in situ* des roches carbonatées, une sorte de pédogenèse souterraine progressant dans les trois dimensions en fonction des zones plus poreuses, des joints de stratification et des fractures. La raison de cette

dissolution très lente est le quasi blocage de tout écoulement souterrain qui interdit tout potentiel hydraulique (Rodet, 2007). L'énergie mise en cause, d'origine biochimique (Dubois et al., 2014), s'exprime donc sur des temps très longs. Mais elle suppose une évacuation des carbonates dissous par une autre forme d'énergie, également très lente, sous forme probable de boucles phréatiques permettant l'évacuation progressive des carbonates dissous et la formation d'un aquifère poreux. Le fantôme de roche, une fois formé, ne possède plus de cohésion pouvant résister à la mise en place d'un gradient hydraulique. Il est alors très vite évacué, laissant des cavités et conduits karstiques, qui une fois vidés du fantôme de roche, sont difficilement différenciables d'un karst formé par unique corrosion sur roche nue. On retrouve quand même dans des réseaux actuellement fossiles, des fantômes de roche non décolmatés.

La fantômisation semble être un processus bien présent au sein des terrains calcaires du Crétacé supérieur et les évidences de fantôme de roche se retrouvent régulièrement sur l'ensemble du territoire (Illustration 37).

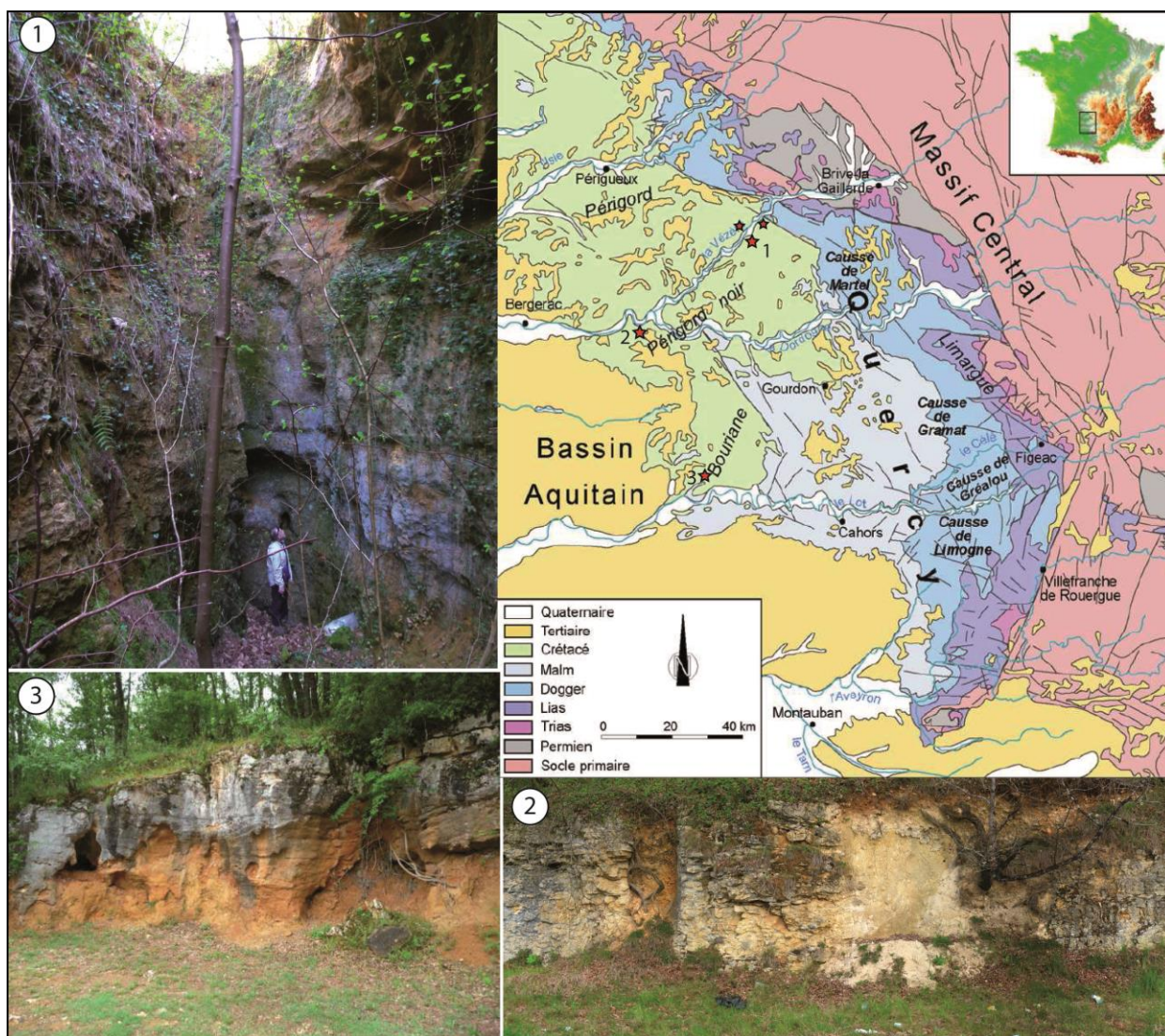


Illustration 37 : Localisation des affleurements présentant des phénomènes de fantômisation.

1) Site du Regourdoux (Lascaux), 2) Secteur de Cadouin, 3) Château de Bonaguil (Photo Jean-Pierre Platel).

L'illustration 37 présente trois sites où la fantômisaiton est clairement visible :

- Dans le secteur de Lascaux (photo 1), le site du Regourdou présente de nombreux couloirs de fantômisaiton dont le fantôme a été vidé à la main.
- Dans le secteur de Cadouin (photo 2), un affleurement de bord de route permet d'observer le passage de la roche saine à la zone fantômisée qui garde encore certains éléments de sa structure originelle.
- Dans le secteur du château de Bonaguil (photo 3), un affleurement montre la zone fantômisée (orangée) en train de s'effriter du fait de la dissolution de la matrice carbonatée.

Sur la zone d'étude, l'âge de cette fantômisaiton est toujours une question ouverte. Mais la période continentale susceptible d'être le siège de ce type de processus karstique commence à partir de la fin du Crétacé, lorsque la mer se retire. La légère chute du niveau de base entraînée par la régression marine crétacée terminale associée à la mise en place d'un bombement de grande longueur d'onde créé lors du flambage lithosphérique pyrénéen (Guillocheau *et al.*, 2003), est à l'origine d'une période d'intense altération qui affecte les dépôts mésozoïques. Sur la bordure nord-aquitaine, le Paléocène est caractérisé par une période de relative stabilité tectonique sous un climat chaud et humide de type tropical. Cette altération se manifeste par une décarbonatation du substratum calcaire jurassique et crétacé accompagnée d'une silicification des altérites du Crétacé. Ces couvertures semi-perméables d'altérites riches en silice et donc à fort potentiel acide ont sans doute un rôle très important dans le moteur et l'efficacité du processus de fantômisaiton. Sur la bordure nord-aquitaine, c'est donc a priori au Paléocène que les conditions les plus favorables sont réunies pour une fantômisaiton des terrains carbonatés.

D'après Dandurand (2011), au Crétacé supérieur, compte tenu du contexte biostasique sous climat tropical humide, les conditions étaient réunies pour permettre une lente altération biochimique de la roche jurassique par fantômisaiton, d'abord en surface puis en profondeur largement sous la surface piézométrique. D'après cet auteur, lors de cette période, le secteur de La Rochefoucauld (Charente) s'est trouvé en position de faible émergence, en domaine littoral, donc à très basse altitude. Cette longue phase a été propice au développement de l'altération biochimique de la masse carbonatée sans engendrer de facto une karstification «vraie». Localement, une première émergence a probablement été à l'origine d'une karstification superficielle classique par dissolution directe, qui a disparu à cause de l'érosion.

Bien que cette paléotopographie karstique, en prélude à la transgression crétacée, a été observée sur le Causse de Sauveterre et dans le Quercy (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles *et al.*, 2007), les évidences de fantôme de roche au sein du Jurassique à l'affleurement sont plus difficiles à identifier et les conclusions sur l'âge de cette fantômisaiton présentées dans les travaux de Dandurand (2011) restent peu étayées.

Le concept de fantômisaiton, bien que récent, est un paramètre à prendre en compte dans la formation et l'organisation des réseaux karstiques, car c'est un facteur pré-structurant. Il reste néanmoins à mieux caractériser ce phénomène afin d'en déterminer l'âge, d'étudier la distribution et l'organisation spatiale des fantômes et l'impact sur les différentes natures de terrains carbonatés.

3.4. LES VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE AU COURS DU TEMPS

Sur la zone d'étude les moteurs majeurs identifiés à l'origine des variations du niveau de base sont d'ordre géodynamique. En effet chaque période d'altération ou de karstification est à relier à un contexte géodynamique particulier.

Du Miocène à l'actuel, l'origine de la chute du niveau de base entraînant l'incision des cours d'eau et une plus grande infiltration des écoulements vers le milieu souterrain, provient de la surrection du Massif Central. Cette chute a ensuite été accentuée à la fin du Néogène par les variations glacio-eustatiques du Plio-Quaternaire, mais de manière très anecdotique. La chute du niveau de base qui se produit entre le Miocène et l'actuel peut donc être quantifiée à minima, et de manière assez simple, entre les derniers dépôts oligo-miocènes encore perchés sur les hauts-topographiques et le lit actuel des principaux cours d'eau. Elle est plus importante à l'est, sur les contreforts du Massif Central et les Causses, où elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres et décroît progressivement vers l'ouest. Bien que cette chute du niveau de base soit structurante au niveau de l'organisation des réseaux karstiques fonctionnels actuels, elle ne peut être responsable de la création des réservoirs karstiques profonds situés actuellement sous la couverture crétacée et tertiaire, conservée dans la partie ouest et centrale du Bassin aquitain.

Le Tertiaire correspond à une période tectonique plutôt calme sur la bordure nord-aquitaine. Le Paléocène, période fortement favorable à l'altération, correspond à une phase de bombement de grande longueur d'onde liée au flambage lithosphérique pyrénéen, permettant de conserver le produit de l'altération sur place. Dans ce contexte, la chute du niveau de base est extrêmement limitée et plusieurs indices concourent à identifier cette période comme plutôt favorable aux phénomènes de fantômisation plutôt qu'à la création de réseaux karstiques profonds. Au cours de l'Eocène, bien qu'en position continentale et dominée par des apports fluviaux, la bordure nord aquitaine se trouve dans une position où la topographie reste proche du niveau de base. De nombreux réseaux karstiques sont hérités de cette période et on les retrouve perchés, sous la surface actuelle des plateaux, au-dessus du niveau de base actuel. Là encore, la période du Tertiaire de manière générale ne semble pas propice au développement de réseaux karstiques qu'on pourrait actuellement retrouver à grande profondeur au sein du Jurassique sous couverture.

En Aquitaine, l'une des périodes théoriquement plus favorable à la karstification des terrains jurassiques correspond à l'émersion de la plateforme jurassique au Crétacé inférieur. Cette émersion est mise en évidence par la superposition des sédiments marins du Cénomani en discordance sur ceux du Portlandien et révèle ainsi une lacune de près de 40 Ma, période durant laquelle le domaine continental évolue sous un climat chaud et humide (Thiry *et al.*, 2006). Il se développe alors un paysage particulier caractérisé par un système de vastes dépressions à fond plat dépourvus de dépôts et accidentées de reliefs d'allure conique ressemblant aux hums ou aux « mogotés » de Cuba (Gèze et Mangin, 1980). Ces morphologies sont moulées par les sédiments marins du Crétacé supérieur, montrant bien que ces formes karstiques se sont donc élaborées au sein des terrains jurassiques durant le Crétacé inférieur (Simon-Coinçon & Astruc, 1991). Hormis l'existence d'un paléokarst à remplissage marin crétacé supérieur fossilisant des poches de dissolution affectant le substratum jurassique à l'est d'Angoulême, aucune autre cavité karstique pouvant avoir été créée lors du Crétacé inférieur n'a été identifiée. Certains auteurs interprètent l'absence d'un véritable endokarst par l'existence d'une topographie subtabulaire aux contrastes altitudinaux insuffisants pour permettre la mise en place d'un gradient hydraulique efficient nécessaire à la karstification, mais plutôt favorable à des phénomènes de corrosion et d'érosion prédominants (Simon-Coinçon & Astruc, 1991 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1997).

Les principales questions que soulève ce constat sont de plusieurs types. Si le gradient hydraulique est faible, pourquoi ne retrouve-t-on aucun sédiment crétacé inférieur de type détritique ou altéritique, conservé au contact Jurassique - Crétacé supérieur dans le Quercy et Périgord? La présence de dépôts sédimentaires infracénomaniens détritiques dans l'ouest des Charentes (anticlinal de Jonzac), venant en partie du Massif Central, nécessite un transport de sédiments, et donc la présence d'un gradient. De plus, l'érosion affectant les terrains jurassiques sur plusieurs centaines de mètres, associée à un basculement mis en évidence par la discordance angulaire des terrains du Crétacé supérieur sur ceux du Jurassique semblent indiquer qu'une géodynamique non négligeable était à l'œuvre faisant chuter le niveau de base. Il est donc probable qu'un karst de type endokarst ait pu se développer au Crétacé inférieur sur l'ensemble de la région émergée, couplé aux formes karstiques de surfaces encore visibles. Les indices de cet endokarst ont ensuite disparu en surface ou ont été remaniés dans les zones où le Jurassique affleure, notamment dans le Quercy où les terrains carbonatés ont subi un fort décapage au Néogène.

3.5. L'ORIGINE DU KARST PROFOND ?

Enfin, l'évidence d'un karst situé actuellement à grande profondeur au sein des terrains du Jurassique, parfois à plus de 900 m de profondeur et sous couverture des dépôts crétacés, interroge (Lorette, 2013). La période la plus favorable au développement d'un karst profond au sein du Jurassique correspond au Crétacé inférieur. En effet, après les dépôts marins du Crétacé supérieur, aucun phénomène connu ne peut expliquer à ce jour, une chute du niveau de base permettant la création d'un karst actuellement aussi profond.

Or, les témoins d'un endokarst hérités du Crétacé inférieur sont rares et uniquement localisés dans le secteur d'Angoulême, en Charente. En Quercy et Périgord, il n'est connu aucune cavité fossilisée par des sédiments crétacés supérieurs non remaniés. Cela conduit certains auteurs à exclure l'existence d'un karst gravifique clairement exprimé en profondeur (Simon-Coinçon & Astruc 1991). Bien que certains indices tendent à prouver qu'il n'est pas complètement exclu que le karst profond actuel trouve, pour partie, son origine au cours de la période continentale du Crétacé inférieur, le manque de preuves réelles pousse à émettre une seconde hypothèse. Celle-ci n'est plus basée sur des concepts de karstification en relation avec les variations du niveau de base, mais sur des circulations de fluides profonds à l'échelle du bassin (Illustration 38) associées à une karstification hypogène (Klimchouk, 2007 ; 2012 ; Palmer, 2011 ; Audra *et al.*, 2015). Plusieurs indices de terrain permettent de proposer l'étude sérieuse de cette hypothèse. Ces indices sont aussi bien d'ordre géologique (Illustration 39), sous forme de couloirs de brèches, minéralisations (calcite hydrothermale, encroûtement de manganèse, de fer et d'oxydes) que d'ordre hydrologique avec la présence de source hypogènes et sulfatées-sodiques (Illustration 40). Ces dernières seraient à relier à un front de dissolution des évaporites du Lias inférieur en profondeur (Pelissié & Astruc, 1996).

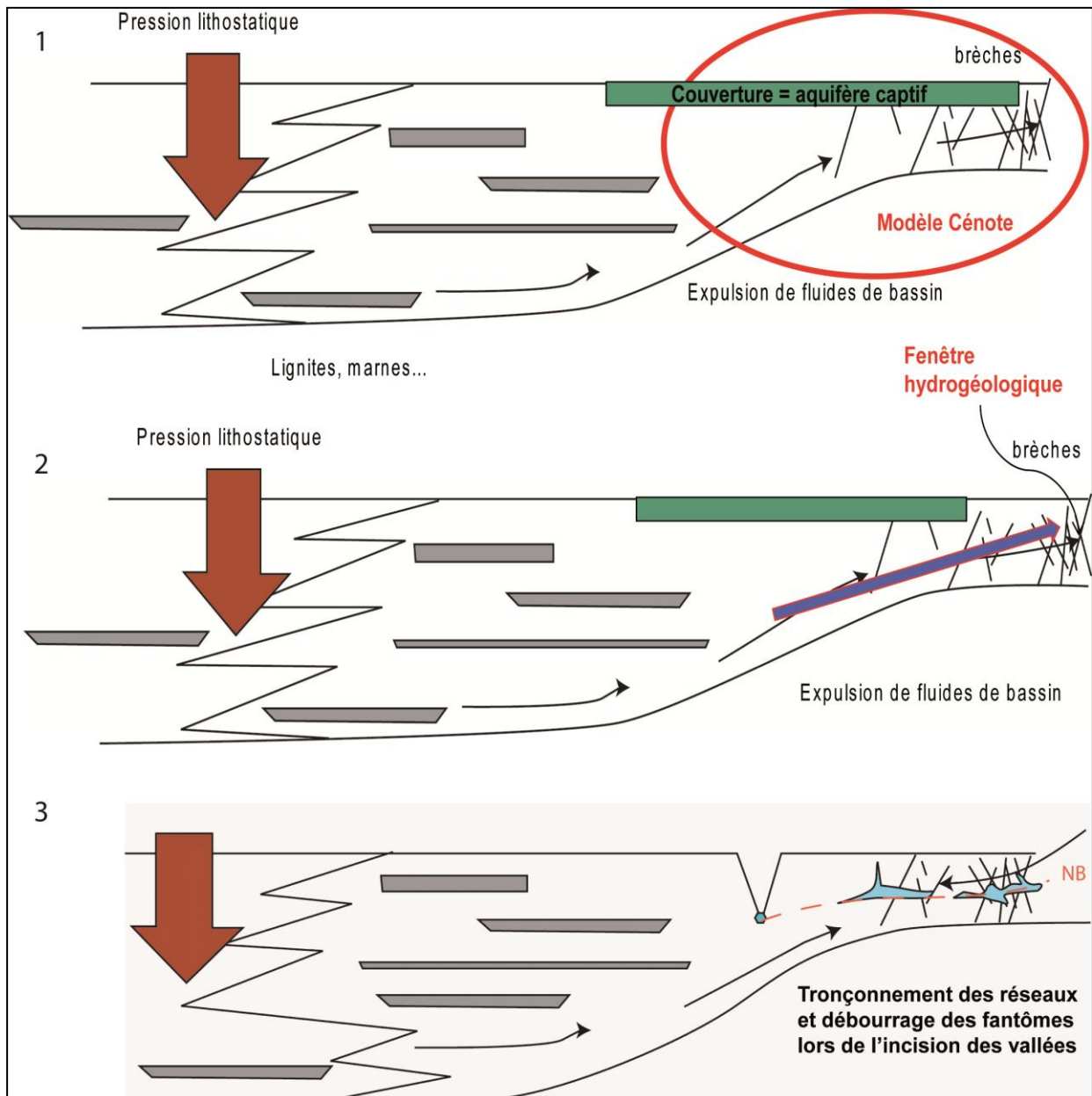


Illustration 38 : Schéma conceptuel simplifié de la mise en place d'une karstification associée à la circulation de fluides hypogènes de bassin.

- 1) Les fluides sont expulsés du centre du bassin vers les bordures sous la pression lithostatique. 2) Lorsque la couverture sédimentaire est érodée, les fluides « fuient » sur les bords et une fenêtre hydrogéologique se crée avec l'organisation des réseaux de mise en charge au contact avec l'imperméable (socle ou Lias). 3) Lors de la chute du niveau de base, il se produit un tronçonnement des réseaux et un débouillage des fantômes de roche, créés lors des phases 1 et 2, calés sur l'incision des vallées.

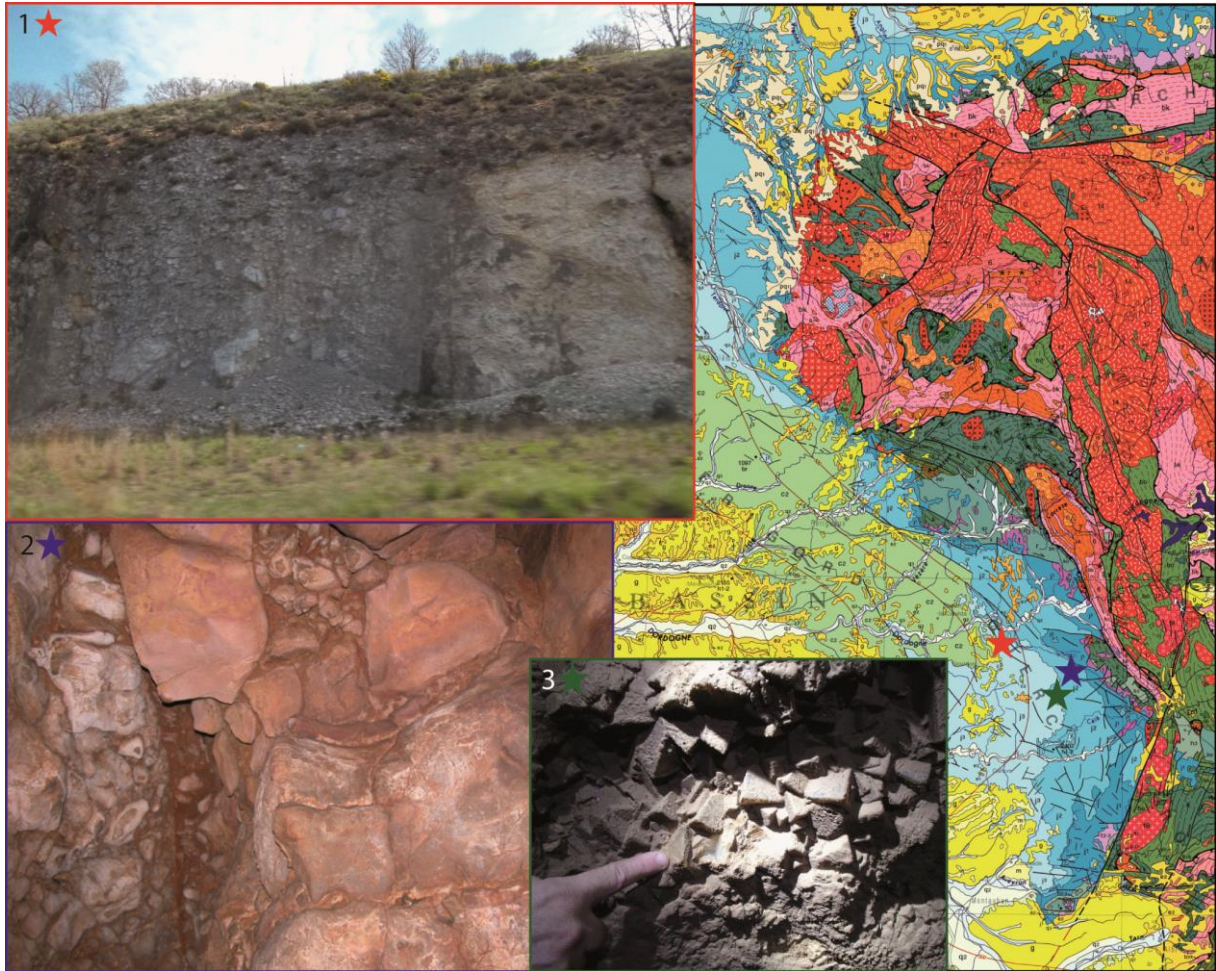


Illustration 39 : Exemples d'indices de paléocirculations de fluides.

1) Couloirs de brèches à l'affleurement en bordure de l'autoroute A20, 2) cavité karstiques développée dans une brèche, 3) cristaux de calcite hydrothermale.

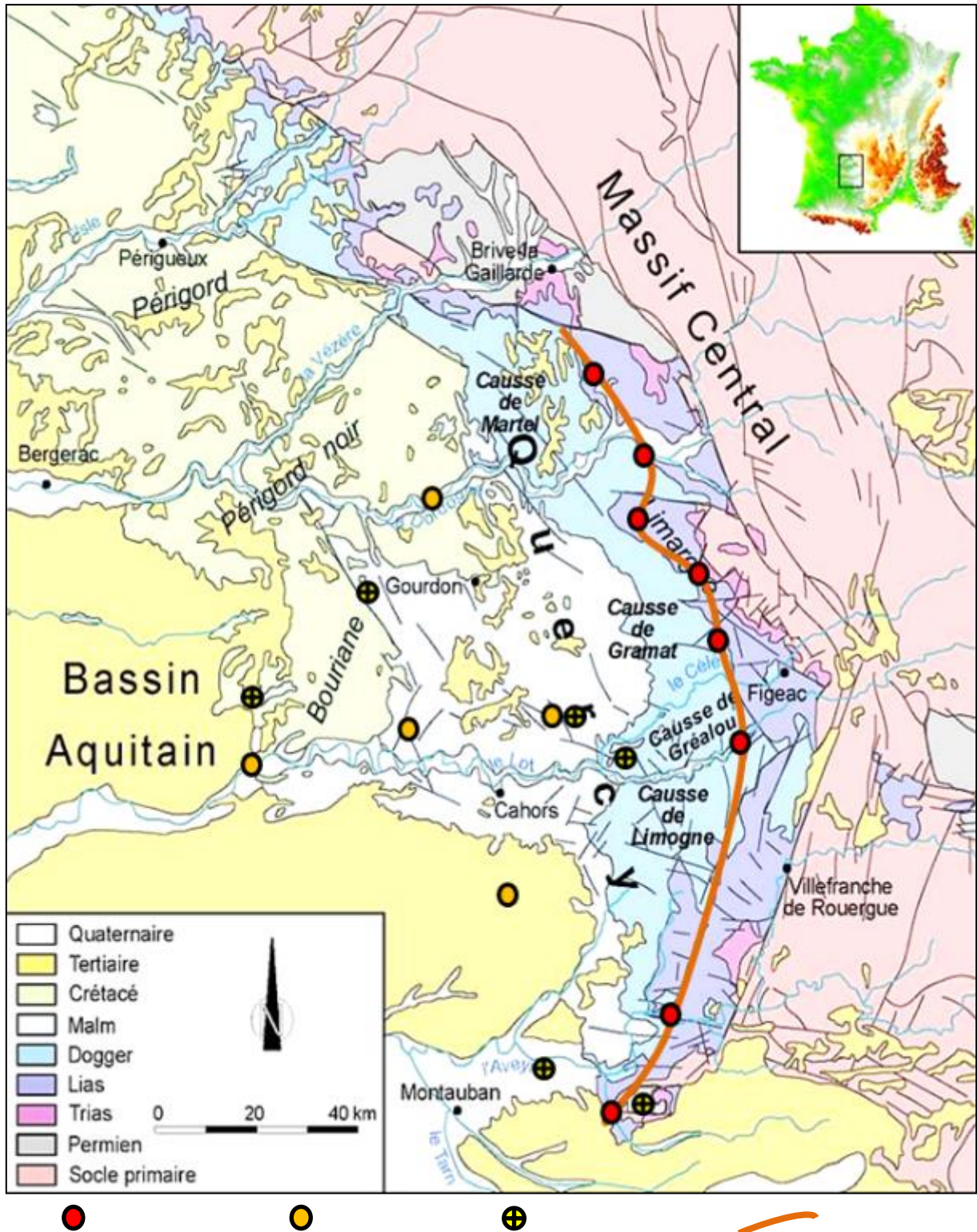


Illustration 40 : Localisation des forages profonds, des sources sulfatées, des sources hypothermales et du front de dissolution des évaporites (Astruc et al., 2008 & Pélissié & Astruc, 1996).

4. Comparaison méthodologique et perspectives

Il est rapidement apparu que la méthodologie développée en Languedoc nécessitait une adaptation et une révision afin de l'appliquer à la zone d'étude aquitaine. En effet, l'histoire géologique qu'ont subi ces deux régions n'est pas la même et les concepts en karstogenèse ont évolué. En Languedoc, les principaux réservoirs ont été créés lors de chutes drastiques du niveau de base (Husson, 2013), induites par la dessiccation de bassins endoréiques (crise messinienne, Paléocène). La plateforme aquitaine n'a pas été impactée par de tels phénomènes. En revanche on observe que les périodes de surrection affectant le Languedoc et provoquant des chutes du niveau de base à l'origine d'une karstification polyphasée, correspondent aux mêmes épisodes de karstification en Aquitaine.

Au cours du premier volet « OKaNA », trois périodes ont été identifiées comme favorables à la mise en place d'un karst affectant les séries jurassiques et crétacées du Bassin aquitain :

- 1) Au Crétacé inférieur, lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne, des mouvements géodynamiques de grandes longueurs d'onde bouleversent la paléogéographie de la région. Une surrection affecte l'ensemble de la région nord-aquitaine responsable d'une érosion et altération intense des terrains jurassiques.
- 2) Au cours du Paléogène, une intense période d'altération se développe, affectant l'ensemble des dépôts carbonatés mésozoïques, puis à l'Eocène, la chute progressive du niveau de base permet la mise en place des réseaux hydrographiques et le développement de conduits karstiques importants.
- 3) Du Miocène à l'actuel, la surrection du Massif Central combinée aux variations glacio-eustatiques plio-quadernaires, sont responsables du décapage progressif de la couverture sédimentaire tertiaire et crétacée supérieure et de l'incision du réseau hydrographique. Lors de cette dernière évolution, les zones amont révèlent le substratum jurassique à l'affleurement dans lequel les circulations hydrologiques réactivent une partie des anciens conduits karstiques profonds et abandonnent les cavités maintenant fossiles que l'on retrouve à faible profondeur sous la surface des plateaux.

Corréées à des chutes du niveau de base, ces trois périodes ont constitué les 3 principales étapes d'une karstification affectant les terrains mésozoïques, et contribuant ainsi à la formation, l'organisation et au fonctionnement actuel des réservoirs. Parallèlement à cette karstification épigène (dissolution de la roche par des agents originaires de la surface, comme l'eau de pluie, les acides humiques, etc...), certains indices de terrain montrent aussi des comportements hypogènes (dissolution lors de remontée de fluides de bassin). Ces indices se présentent sous la forme d'indices géologiques (couloirs de brèches, croissance de calcite hydrothermale, minéralisations...) et d'indices hydrogéologiques (présence de sources minéralisées sulfatées-sodiques, anomalies de température...). Ces éléments sont à prendre en considération et doivent être intégrés dans le processus de recherche sur la mise en place des réservoirs karstiques.

Sur l'ensemble de la zone d'étude délimitée lors de la phase 1 du projet OKaNA, on trouve les témoins de ces trois périodes de karstification majeures disséminés sur l'ensemble du territoire. Selon les différents secteurs, certains indices sont plus visibles que d'autres et il est difficile de trouver un site qui concentre l'ensemble des marqueurs de ces épisodes de karstification successifs.

A la vue de ce contexte géologique, et pour être appliquée à la zone d'étude nord-aquitaine, la méthodologie développée en Languedoc doit être revue afin d'intégrer le concept d'une karstification hypogène, potentiellement à l'origine d'un karst situé actuellement en profondeur. Le but étant d'arriver à un modèle conceptuel géologique et hydrogéologique qui nourrira les réflexions sur la gestion opérationnelle de ces ressources en eau.

Dans la perspective d'obtenir des premiers résultats concrets à l'issue de la phase 2, il apparaît opportun de réduire la zone d'étude. Cela permettra de recentrer les investigations de terrain et les acquisitions de données afférentes.

Pour cela, la zone d'étude a été restreinte au secteur Gramat/Sarladais-Agenais qui se situe sur la bordure orientale du Bassin aquitain (Illustration 41) et constitue la transition des terrains jurassiques à l'affleurement (secteur du causse de Gramat) aux réservoirs captifs constitués par ces formations sous couverture crétacée (secteur sarladais-agenais).

En effet, le secteur sous couverture (Dordogne) révèle un fort enjeu stratégique à caractère hydrogéologique encore très mal contraint et présentant l'évidence d'un karst situé à grande profondeur signalé en forages, par des passages caméras, des anomalies thermiques et des épisodes de turbidité, ou par traçage.

La Phase 2 du projet OKaNA a pour objectif principal de se focaliser sur ce secteur en développant le volet analytique pour mieux contraindre les processus à l'origine du karst.

Pour cela, il est proposé de réaliser les travaux selon 4 axes principaux :

1. Contraindre la configuration géométrique des formations et réservoirs sur un transect NE-SW (connexion latérale et verticale des réservoirs) avec la construction d'un modèle géologique 3D intégrant quelques coupes de référence du MONA (MOdèle Nord Aquitain) et les données de terrain ;
2. Identifier, caractériser et cartographier à l'affleurement dans le secteur amont (Gramat), les marqueurs des processus à l'œuvre lors des différentes périodes de karstification et à l'origine de la structuration actuelle du réservoir des terrains jurassiques ;
3. Rechercher, identifier et caractériser en aval (secteur sarladais-agenais) les marqueurs des processus à l'origine de la karstification par une analyse en subsurface des données de forages pétroliers (carottes, incident forage) et des données hydrologiques (essais de pompage, chimie des eaux, suivies de sources, traçages...) ;
4. Transposer les résultats obtenus en appliquant la méthode développée sur le secteur le mieux documenté (Gramat et Sarladais-Agenais), à la partie nord de la zone d'étude (secteur entre la vallée de l'Isle et de la Dordogne), zone à forte sensibilité et vulnérabilité hydrologique où les données sont moins abondantes.

Plusieurs séries d'analyses viendront appuyer ces travaux de terrain et de modélisation de bassin. Il est notamment primordial de déterminer la nature des fluides à l'origine de la karstification. Un volet spécifique est donc dédié aux aspects analytiques, avec en particulier des analyses sur inclusions fluides ainsi que des observations en cathodoluminescence. Si ces analyses seront bien évidemment engagées prioritairement sur des échantillons issus des campagnes terrain afin de conforter les hypothèses formulées par le travail à l'affleurement, des prélèvements sur carottes de forages pétroliers pourraient être envisagées afin de vérifier la validité de ces mêmes hypothèses en subsurface.

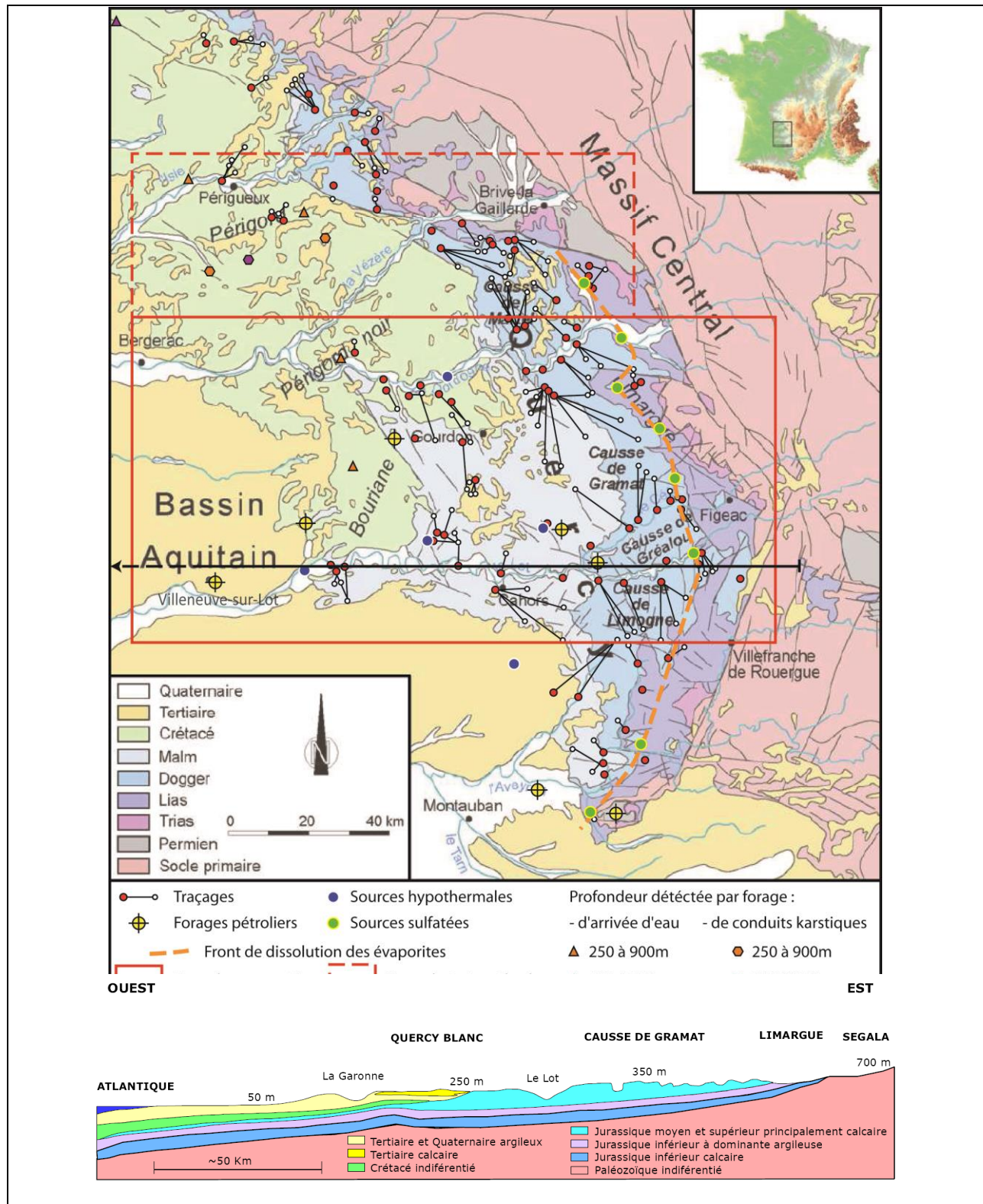


Illustration 41 : Carte géologique (Astruc et al., 2008), localisant les indices de karstifications (forages pétroliers et profonds, traçages, sources...) sur la zone d'étude.

Zone d'étude restreinte où sera portée la prospection de terrain et les analyses. Zone étendue correspondant à la zone d'interpolation et extrapolation méthodologique. Coupe conceptuelle provisoire selon un transect E-W (Astruc et al., 2008), établie dans le cadre du projet OKaNA, à partir des données de puits, d'affleurements et des données sismiques (le trait de coupe est positionné sur la carte).

5. Conclusion

Le projet OKaNA vise à améliorer l'état des connaissances des karsts aquitains. Il a pour principal objectif d'expliquer et /ou de prédire la position actuelle des massifs carbonatés karstifiés à la fois libres et sous couverture.

La compréhension du fonctionnement des aquifères carbonatés de manière générale et plus spécifiquement leur fonctionnalité karstique nécessite une approche pluridisciplinaire qui repose sur la conjonction de plusieurs méthodes pour mettre en évidence l'existence d'un comportement et d'une structure karstique. Ces différentes méthodes nécessitent de nombreuses données ayant trait à la géomorphologie, à la géologie, à l'hydrogéologie ou encore à la géochimie.

Au cours de la première phase du projet OKaNA (1 an), la synthèse des données permet de préciser les trois phases majeures de karstification potentielle dans le nord du Bassin aquitain :

- Le Crétacé inférieur,
- Le Paléocène - Eocène,
- Du Miocène supérieur à l'actuel.

Bien que l'histoire géologique du bassin aquitain diffère de celle du Languedoc, on retrouve une chronologie similaire dans les événements géodynamiques à l'origine des grands épisodes de karstification. La méthodologie développée en Languedoc peut donc être en partie appliquée à la bordure nord-est aquitaine. Elle a cependant besoin d'être adaptée afin de prendre en compte l'histoire géologique régionale et d'être agrémentée d'une réflexion supplémentaire sur l'origine d'une éventuelle karstification des carbonates en profondeur, par circulation de fluides hypogènes. Il est donc important de prendre en compte tous les éléments qui *in fine* seront intégrés dans le modèle conceptuel géologique et hydrogéologique construit lors de la phase 2 du projet OKaNA.

La zone d'étude de la première phase du projet OKaNA couvrait la frange nord-est du Bassin aquitain et sera restreinte au cours de la phase 2, aux secteurs du Causse de Gramat et au Sarladais/Agenais. Si le Causse de Gramat constitue une zone d'étude indispensable à la compréhension des phénomènes qui ont prévalu à la mise en place des karsts du Bassin aquitain, le sud de la Dordogne et le nord du Lot-et-Garonne constituent les principales zones à enjeux en termes de ressources en eau souterraine sur lesquels il convient de faire des avancées scientifiques significatives.

6. Bibliographie

AGUILAR J.-P., MICHAUX J., PÉLISSIÉ T., SIGÉ B. (2007) - Early late pliocene paleokarstic fillings predating the major plio-pleistocene erosion of the Quercy table, SW France. *Acta Carstologica*, **33/6**, p.469-473.

ASTRUC J. G. (1986) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Puy l'Evêque (856). BRGM, Orléans, 38 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1985).

ASTRUC J. G. (1988) – Le paléokarst quercynois au Paléogène, altérations et sédimentations associées. *Documents du BRGM*, **133**, 149pp.

ASTRUC J.G. & PÉLISSIÉ T. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Cahors (881). BRGM, Orléans, environ 40 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. & PÉLISSIÉ T. (1988).

ASTRUC J.G. & SIMON-COINCON R. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Géry (857). BRGM, Orléans, environ 60 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1992).

ASTRUC J.G., COUSTOU J.C., CUBAYNES R., GALHARAGUE J., LORBLANCHET M., MARCOULY R., PÉLISSIÉ T., REY J. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Gramat (833). BRGM, Orléans, 69 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. (1992).

ASTRUC J. G., CUBAYNES R., FABRE J.P., GALHARAGUE J., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MARCOULY R., PÉLISSIÉ T., REY J., SIMON-COINÇON R., TURQ A. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Souillac. BRGM, Orléans, 76pp. Carte géologique par ASTRUC J.G. & Lefavrais-Raymond A. (1993).

ASTRUC J.G., CUBAYNES R., DURAND-DELGA M., LEGENDRE S., MURATET B., PAJOT B., PÉLISSIÉ T., REY J., SIGÉ B. (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Nègrepelisse (931). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, environ 111 pp. Carte géologique par ASTRUC J.G., MURATET B., FABRE J. (2000).

ASTRUC J.-G., ESCARGUEL G., MARANDAT B., SIMON-COINÇON R., SIGÉ B. (2000) – Floor-age constraining of a tectonic paroxysm of the Pyrenean orogen. Late middle Eocene mammal age of a faulted karstic filling of the Quercy phosphorites, south-western France, *Geodinamica Acta*, vol. 13, p.71-280.

ASTRUC J.G., BRUXELLES L., SIMON-COINCON R. (2008) - Les principales étapes de la morphogenèse caussenarde. *Journées AFK/AGSO/CFH, septembre 2008 - Excursions en Quercy - Livret-Guide*, p.11-16.

AUDRA P., GAZQUEZ F., RULL F., BIGOT J.Y., CAMUS H. (2015) - Hypogene Sulfuric Acid Speleogenesis and rare sulfate minerals in Baume Galinière Cave (Alpes-de-Haute-Provence, France). Record of uplift, correlative cover retreat and valley dissection. *Geomorphology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.031>

AZEMA C. & TERS M. (1971) - Etude palynologique préliminaire du gisement cénomanien de la Bironière, Vendée (France). *Rev. Paléobotan. Palynol.*, **11**, p.267-282.

BARDEAU M. & BELGODERE C. (2009) - Synthèse hydrogéologique du département du Lot. Rapport BRGM RP-57678-FR, 154 pp.

BICHOT.F., PLATEL.J.P., BENHAMMOUDA.S., COUNIL.T., DUFOUR.P. (1997) - Gestion des eaux souterraines en Aquitaine, année 1. Evaluation des ressources. Extension du modèle Nord-Aquitain : synthèse des données et concepts. Rapport BRGM/RR-39331-FR, 25 pp.

BICHOT F., KARNAY G., LAVIE J. (2003) - Les sources de La Touvre. Synthèse des Connaissances - Rapport BRGM RP-52738-FR, 54 pp.

BILLAUD Y. (1982) - Les paragénèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy, Thèse 3ème cycle, univ. Lyon, 135 p.

BOURGUEIL B. & MOREAU P. (1967) - Carte géologique de la feuille de Cognac. Ed BRGM, Orléans.

BOURGUEIL B. & MOREAU P. (1970) - Carte géologique de la feuille d'Angoulême. Ed BRGM, Orléans.

BRGM, ELF-Re, ESSO Rep, SNPA (1974) - Géologie du bassin d'Aquitaine. Atlas de 26 pl.

BRINDLEY, G.W. & BROWN G. (1980) - Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification Mineralogical Society Monograph N°5. Mineralogical Society, London, 485 pp.

BRUXELLES L. (2001) - Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causses de l'Hospitalet et de la Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution géomorphologique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-en-Provence, 266 pp.

BRUXELLES L., SIMON-COINÇON R., GUENDON J.-L., AMBERT P. (2007) - Formes et formations superficielles de la partie ouest du Causse de Sauveterre (Grands Causses, Aveyron et Lozère). *Karstologia*, **49**, p. 1-14.

BRUXELLES L. & ASTRUC J.G. (2008) - Vallées et vallons caussenard : les témoins de l'encaissement progressif du réseau hydrographique sur le Causse de Gramat. *Journée AFK/AGSO/CHF-excursion en Quercy-Livret guide*. p 77-83.

CALLOT G., (1976) - Analyse d'un système géopédologique régional Nord-Aquitain. Thèse de doctorat d'Etat, USTL Montpellier, 107 pp.

CAPDEVILLE J.P. (1989) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du Bassin Aquitain entre Lot et Dordogne. *Documents du BRGM*, **175**, 295 pp.

CAVILLE A. (1974) - La région des phosphorites du Quercy, *Palaeovertebrata* **6**, 5–19.

COLIN J.P., EL ALBANI A. 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. *C.R. Paleovol*, **3**, p. 9-16.

CUBAYNES R., FAURE P., HANTZPERGUE P., PÉLISSIÉ T., REY J. (1989) - Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, **3**, p. 33-62.

CURNELLE R. (1983) - Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Soc. Nat. Elf Aquitaine (Production), F-64018 Pau, p.69-99.

CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, t.II, n°4. P.529-546.

DANDURAND G. (2011) - Cavité et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Tourve, La Rochefoucauld) - Spéléogénèse par fantômisat[i]on, archives pléistocène et holocène, rôle de l'effet de site. Thèse de doctorat, Université Bordeaux III. 317pp.

DANDURAND G., DUBOIS C., MAIRE R., QUINIF Y. (2014) - The Charente karst basin of the Touvre: alteration of the Jurassic series and speleogenesis by ghost-rock process. *Geologica Belgica*, **17/1**, p. 27-32.

DANIOU P., & GOURDON-PLATEL N. (1977) - Cuirasses ferrallitiques et dalles silico-ferrugineuses en Angoumois méridional et Périgord Blanc. Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, Institut de Géographie - Université de Bordeaux 3, **1**, p.10-27.

DEBYSER J., LE PICHON X., MONTADERT L. (1971) - Histoire structurale du golfe de Gascogne. *Symposium. – Technip, Paris*, **22** (I & II).

DELFAUD J. (1970) - Résumé d'une recherche sur la dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Actes Soc. Linn. Bordeaux, vol. spécial, 139 pp. (résumé de la Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences, Université de Bordeaux - 1969).

DELFAUD J. (1971) - Réflexions sur un modèle géodynamique à propos de la sédimentation du Jurassique périgourdin et quercynois. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **2**, 13, p. 207-232.

DERÉGNAUCOURT D. & BOILLOT G. (1982) - Structure géologique du golfe de Gascogne. *Bull. BRGM*, **1**, 149-178.

DUBOIS C., QUINIF Y., BAELE J.M., DAGRAIN F., DECEUSTER J., KAUFMANN O. (2014) - The evolution of the mineralogical and petrophysical properties of the weathered limestone in southern Belgium. *GEOLOGICA BELGICA*, **17(1)**, p. 1-8.

DUBREUILH J. (1982). - Corrélations stratigraphiques entre les dépôts continentaux fluviaux du Sidérolithique et des Sables du Périgord des Charentes et les formations molassiques du Libournais. *Bulletin BRGM, Fr.* (2), sect. I, n°4, p. 281-284.

DUBREUILH J. (1987). - Synthèse paléogéographique et structurales des dépôts fluviaux tertiaires du Nord du Bassin d'Aquitaine. Passages aux formations palustres, lacustres et marines. *Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Bordeaux III, Documents du BRGM*, **172**, 481 pp.

DURAND-DELGA M. (1979) – Documents sur la géologie de la Grésigne. – Pub. Ass. prof. bio. géol., Toulouse, 32 pp.

GEZE B. (1938) - Contribution à la connaissance des Phosphorites du Quercy. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **5**, 123-146.

GEZE B. & MANGIN A. (1980) - Le karst de Cuba. Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique (Paris), **22** (2), p. 157-166.

GOURDON N. (1973) - Etude de quelques concentrations en oxydes de fer dans diverses formations continentales du Bassin Aquitain. Essai de classification. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Univ. Bordeaux III, 2 t., 189 pp.

GOURDON N. (1975) - Les ferruginisations en bandes d'origine cryogénique; un exemple en Aquitaine. *Revue de Géomorphologie Dynamique*. **24** (1), p. 13-19.

GOURDON-PLATEL N. & DUBREUILH J. (1992) - Les ferruginisations et les argiles associées au paléokarst tertiaire du Périgord (Dordogne, France). *Karsts et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod*, Presses Universitaires de Bordeaux, p. 449-460.

GOURDON-PLATEL N., PLATEL J.P., ASTRUC J.G. (2000) - La Formation de Rouffignac, témoin d'une paléoaalterite cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy. *Géologie de la France*, n° 1, p.65-74.

GUILLOCHEAU F., BRAULT N., THOMAS E., BARBARAND J., BONNET S., BOURQUIN S., ESTEOULE-CHOUX J., GUENOC P., MENIER D., NERAUDEAU D., PROUST J.N., WYNS R. (2003) - Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Association des Géologues du Bassin de Paris*, **40** (1), p. 13-28.

HANTZPERGUE P. (1979) - Biostratigraphie du Jurassique supérieur nord-aquitain. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, t. XXI, n°6, p. 715-725.

HANTZPERGUE P. & MAIRE P. (1981) - Les plates-formes de l'Aunis et de l'Angoumois au Jurassique supérieur: caractères sédimentologiques et paléogéographie. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIII, n°5, p. 493-500. **PLATEL J.-P.** (1996) - Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plateforme carbonatée du Crétacé supérieur du Nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, **4**, p 33-58.

HUSSON E. (2013) Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonates : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Thèse de doctorat, Univ Montpellier II, 316 pp.

KLIMCHOUK A. (2007) - Hypogene speleogenesis : hydrogeological and morphogenetic perspective. Special Paper no. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106 pp.

KLIMCHOUK A. (2012) - Speleogenesis, hypogenic. In : *Encyclopedia of caves*. p.748-765.

LEFAVRAIS RAYMOND A. (1961) - Le Lias du Lot. *Bull. Soc. Et . Lot*, Cahors, 9pp.

LEGENDRE S., MARANDAT B., SIGE B., CROCHET J.Y., GODINOT M., HARTENBERGER J.L., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M., MURATET B., ASTRUC J.G. (1992) - La faune de mammifères de Vielase (phosphorites du Quercy, sud de la France): preuve paléontologique d'une karstification du Quercy dès l'Éocène inférieur, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Mh.* **7**, 414-428.

LEGENDRE S., SIGE B., ASTRUC J.G., DE BONIS L., CROCHET J.Y., DENYS C., GODINOT M., HARTENBERGER J.L., LEVEQUE F., MARANDAT B., MOURER-CHAUVIRE C., RAGE J.C., REMY J.A., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M. (1997) - Les phosphorites du Quercy: 30 ans de recherche. Bilan et perspectives, *Geobios M.S.* **20**, 331-345.

LOPEZ B. (2009) - Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst. Aide à la conservation des grottes ornées par le développement de nouvelles méthodologies pour l'étude de l'environnement des cavités - Application à la grotte de LASCAUX Thèse de Doctorat - Université de Bordeaux 1, 384pp.

LORETTE G. (2013) - Géomorphologie karstique en Dordogne. Stage Master I, Université d'Avignon. 78pp.

MAIRE P. (1980) - Le kimméridgien inférieur carbonaté de la région d'Angoulême (Aquitaine Nord-Charente). DEP. SUP, Poitiers, 2 t., 119p., 33 fig., 11pl.

MAIRE P. (1983) - Le Jurassique supérieur charentais - Plate-forme carbonatée et faciès de bassin, stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie. Thèse de 3^{ème} cycle. Univ. Poitiers, 2 t., 141pp., 33 fig., 11pl.

MARCHET P (1991) - Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement - Application au NW du Causse de Martel (Quercy, France). Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 327 pp.

MAUROUX B., PLATEL J.P., BAUDRY D., OLIVIER J.P., BERGERONNEAU S., MARSAC.BERNEDE.M.J. (2003). Synthèse hydrogéologique du département de la Dordogne : potentialités, qualité, vulnérabilité des nappes d'eaux souterraines. Première partie. Rapport BRGM/RP-52259-FR, 139pp.

MEDARD T. (2007) - Les Argiles à Meulières de la Ferté-sous-Jouarre : memento pour une visite. Guide pour une excursion géologique sur les meulières de la Ferté-sous-Jouarre (77). Sortie géologique. 2007, 11 pp.

MENILLET F. (1993) -Les meulières du bassin de Paris (France) et les faciès associés rôle des altérations supergènes à quaternaire ancien dans leur genèse. *Documents du BRGM*, **222**, 277pp.

MEYER R. (1984) - Fixation de la silice dans les environnements continentaux. *Bull. Cent. Rech. Explor. - Prod. Elf. Aquitaine*, Pau.

MEYER R. (1987) - Paléoaltérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. Manuels et méthodes, éditions du BRGM, 13, 164 pp.

MONTADERT L. (1984) - La marge au nord du golfe de Gascogne. Segmentation morphologique et structurale. In : G. BOILLLOT, L. MONTADERT, M. LEMOINE & B. BIJU-DUVAL, Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. – Masson, Paris, 82-121.

MONTADERT L., ROBERTS D.G., AUFFRET G.A., BOCK W.D., DUPEUBLE P.A., HAILWOOD E.A., HARRISON W.E., KAGAMI H., LUMSDEN D.N., MULLER C.M., SCHNITKER D., THOMPSON R.W., THOMPSON T.L., TIMOFEEV P.P. (1979) - Initial reports of the deep sea drilling project covering leg 48 of the cruises of the drilling vessel glomar challenger, brest, france to aberdeen, scotland, may-july, 1976. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **48**, 1183.

MOREAU P. (1993) – La transgression cénomanienne sur la marge septentrionale du Bassin d'Aquitaine (Charentes). Flanc nord du synclinal de Saintes et Angoumois. Modalités d'une

invasion marine. Aspects stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. Thèse Doct. d'état n°208, Université de Poitiers, Vol 1, 505 pp.

MOURAGUES N. (2000) - Caractérisation et vulnérabilité d'un hydrosystème complexe sub-profond associé à la structure anticlinale de Jonzac (Charente-Maritime). Thèse Doctorat 3ème cycle, Université Bordeaux I, Tome 1, 187 pp.

NERAUDEAU D., ALLAIN R., BALLEVRE M., BATTEN D.J., BUFFETAUT E., COLIN J.P., DABARD M.P., DAVIERO-GOME V., EL ALBANI A., GOMEZ B., GROSHENY D., LE LOEUFF J., LEPRINCE A., MARTIN-CLOSAS C., MASURE E., MAZIN J.M., PHILIPPE M., POUECH J., TONG H., TOURNEPICHE J.F., VULLO R. (2014) - The Hauterivian-Barremian lignitic bone bed of Angeac (Charente, south-west France): stratigraphical, palaeobiological and palaeogeographical implications. *Cretaceous Research*, **37**, p.1-14.

OLIVET J.L. (1996) - La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **20**, 131-195.

PALMER A.N. (2011) - Distinction between epigenic and hypogenic maze caves. *Geomorphology*, **134**, p.9-22.

PÉLISSIÉ T. (1982) - Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse Doctorat 3ème cycle, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 281 pp.

PÉLISSIÉ T. (2008) - Les phosphatières du Quercy : d'une exploitation minière au laboratoire naturel de l'évolution. *Journée AFK/AGSO/CHF-excursion en Quercy-Livret guide*. p.125-128.

PÉLISSIÉ T & ASTRUC J.G. (1996) - Tectonique synsédimentaire et dissolution d'évaporites dans les dépôts du Jurassique moyen et supérieur des Causses du Quercy. *Géologie de la France*, **4**, p 23-32.

PÉLISSIÉ T. & DURANTHON F. (2009) - L'exploitation des phosphates en Quercy : de la fièvre du phosphate au laboratoire naturel de l'évolution. *Géologues*, **162**, pp 30-33.

PEYRAUBE N. (2011) - Apport des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst. Application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France). Thèse de doctorat, Univ. Bordeaux 1, 350pp.

PLATEL J.P. (1987) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences, Université de Bordeaux III, 573 pp.

PLATEL J.-P. (1989) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine: stratigraphie et évolution géodynamique. *Documents du BRGM*, **164**, 572 pp.

PLATEL J.P. (1996) - Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, **4**, p 33-58

PLATEL J.P. (1999) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Ribérac (757). BRGM, Orléans. Notice explicative par PLATEL J.P., CELERIER G., DUCHADEAU-KERVAZO C., CHEVILLOT C., CHARNET F, 43 pp.

PLATEL J.P., AUTRAN A., DUBREUILH J., BONIJOLY D., FOURNIGUET J. (1986) - Le bassin d'Aquitaine. in LAJOINIE J.P., PLATEL J.P., AUTRAN A., DUBREUILH J., BONIJOLY D., FOURNIGUET J. (1986) – Grandes étapes de l'histoire géologique de quatre régions françaises. Rapport BRGM 86 SGN 424 GEO, 18 pp., 12 planches

PLATEL J.-P., ATRUC J.-G., BRUXELLES L. (2008) - La couverture crétacée, son extension, sa transformation et son ablation. Environnements de dépôts et paléogéographie. *Journée AFK/AGSO/CFH, septembre 2008 - Livret guide Excursion en Quercy*, pp 149-158.

PLATEL J.P., PEDRON N., GOMEZ E., SALTEL M. (2010) - Perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord. Synthèse géologique et hydrogéologique, modélisation hydrodynamique. BRGM/RP-59330-FR, 217pp.

PLATEL J.P. & GOURDON-PLATEL N. (2012) - Grands traits de l'évolution géologique continentale du nord du bassin d'Aquitaine pendant le Cénozoïque - Particularités et richesse des paléoaéolites paléogènes en matières premières (silex et ocre). In : *Quaternaire Continental d'Aquitaine, excursion AFEQ - ASF 2012, Livret-guide des excursions*, pp 9-21.

QUINIF Y. (1999) - Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. *Proceedings of the European Conference Karst-99*, p. 159-164.

QUINIF Y. (1999) – Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue : le triptyque de la karstification. *Actes du colloque Karst-99, 10-15 septembre 1999, Grands Causses - Vercors.* Etudes de géographie physique, Travaux 1999 - Supplément n°XXVIII, CAGEP, Université de Provence, p. 159-164.

QUINIF Y. (2010) - Fantômes de roche et fantômisation. Essai sur un nouveau paradigme en karstogenèse. *Karstologia Mémoires*, **18**, 196 pp.

QUINIF Y. & BRUXELLES L. (2011) - L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, **4**, p 349-358.

RENAULT Ph., SIMON-COINÇON R. et ASTRUC J.G. (1992) - Problèmes des causses du Quercy. - Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod. Presses Universitaires de Bordeaux, pp.469-496.

REY J., CUBAYNES R., FAURE P., HANTZPERGUE P. ET PÉLISSIÉ T. (1988) - Stratigraphie séquentielle et évolution d'une plate-forme carbonatée : le Jurassique du Quercy (Sud-Ouest de la France). - *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. **306**, série II, p. 1009-1015.

REY J., CUBAYNES R., HANTZPERGUE P. ET PÉLISSIÉ T. (1995) - Le Jurassique du Quercy in "Du Lias nord-aquitain aux molasses miocènes. Généralités". *Strata*, **2**, 26, p. 19-62.

ROBERT M. (1975) - Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. *Annales Agronomiques*, **26**, p. 363-399.

RODET J. (2007) - Les fantômes de la Maissonnière (Bellou-sur-Huisne) ou comment l'Orne est devenu un département "spéléologable". *Spelunca*, **108**, p.23-32.

ROUILLER D. (1987) - Etude des systèmes karstiques de la Tourve et de la Leche (Angoulême, Charente). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. d'Avignon, 206pp.

SERMET J. (1933) - Les phosphorites du Quercy et leur signification morphologique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **4**, 2, 200-215.

SERRANO O., DELMAS J., HANOT F., VIALLY R., HERBIN J.P., HOUEL P., TOURLIERE B. (2006) - Le bassin d'aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Ed. BRGM, 245pp.

SIMON-COINÇON R. (1990) – Aplanissements et paléotopographies du sud-ouest du Massif Central : genèse et marqueurs. – In : La terre et les hommes. Mélanges offerts à Max Derruau. Faculté des Lettres et Sciences appliquées de l'Université Blaise Pascal, fascicule 2, p. 45-62.

SIMON-COINÇON S. & ASTRUC J.G. (1991) – Les pièges karstiques en Quercy : rôle et signification dans l'évolution des paysages. – *Bull. Soc. Géol. France*, **162**, n° 3, p. 595-605.

SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J.-M. (1997) - Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary paleosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, p.51-79.

THIRY M. (2007) - Les Argiles à Meulière de la Ferté-sous-Jouarre : memento pour une visite. Guide pour une excursion géologique sur les meulière de la Ferté-sous-Jouarre (77). *Sortie géolog.*, 11 pp.

THIRY M., SIMON-COINÇON R., QUESNEL F., WYNS R. (2005) - Altération bauxitique associée aux argiles à chailles sur la bordure sud-est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, **176** (2), p.199-214.

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. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **177** (3), p. 155-175.

THIRY M., CARRILLO N., FRANKE C., MARTINEAU N. (2013) - Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. *Archive ouverte des mines de ParisTech*. <hal-00872214>.

TRAUTH N., ASTRUC J.-G., ARCHANJO J., DUBREUILH J., MARTIN P., CAULIEZ N., FAUCONNIER D. (1985) - Géodynamique des altérations ferrallitiques sur roches sédimentaires, en bordure sud-ouest crétacée du Massif Central : paysage sidérolithiques en Quercy Blanc, Haut Agenais, Bouriane et Périgord Noir. *Géologie de la France*, **2**, p. 151-1600.

VERGARI A. (1998) - Nouveau regard sur la spéléogénèse : le "pseudo-endokarst" du Tournaisien (Hainaut,Belgique). *Karstologia*, **31**, p. 12-18.

WILLIAMS C.A. (1975) -Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 440-456.

WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) - Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, **1**, p.79-87.

WYNS R. (2010) - Tertiaire et altérites sur le seuil du Poitou. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **47** (3), p 25-28.

Annexe 1

Carrière de Peusec

Commune de Garat, Charente (en Lambert II et. : 439111 ;2073627)

La carrière de Peusec

Exploitant : Audoin & Fils, 16 410 Garat.

La carrière de Peusec (plan de position, Figure 1) s'ouvre dans les formations du Jurassique supérieur (Oxfordien et Kimméridgien) dont les séries carbonatées sont exploitées pour la confection de granulats.



Figure 1 : Plan de position de la carrière de Peusec.

Localisation des affleurements étudiés et des échantillonnages, ainsi que les points de vue à l'origine des photos panoramiques (Figure 2 pour la photo B et figure 6 pour la photo A).

Sur la photo de la figure 2, le front de taille fait apparaître la superposition de deux séries sédimentaires facilement discernables. En position basale se trouvent des calcaires récifaux plus ou moins grossiers, oolithiques et graveleux à galets de polypiers et rudistes. Cette série est rapportée au faciès « rauracien » de l'Oxfordien selon la carte géologique au 1/50 000 d'Angoulême (Bourgueil *et al.*, 1970) et au Kimméridgien inférieur selon Maire (1980, 1983) et Rouiller (1987). En position sommitale, on observe une alternance de calcaires argileux décimétriques (0,2 à 0,5 m) à interlits marneux attribuée au Kimméridgien inférieur selon Bourgueil *et al.* (1970) et Kimméridgien supérieur selon Hantzpergue & Maire (1981) et Rouiller (1987).

Les caractéristiques lithologiques de ces deux formations sont soulignées par un impact différentiel de la karstification sur ces formations. En effet les calcaires récifaux basaux sont principalement affectés par la dissolution (nombreuses cavités paléokarstiques), alors que la série marno-calcaire sommitale reste relativement préservée à l'exception de son mur pouvant être affectée par des phénomènes d'effondrement karstique (Figure 3).



Figure 2 : Affleurement illustrant les deux séries jurassiques qui constituent les fronts de taille : calcaires récifaux en position basale et alternance marno-calcaire en position sommitale.



Figure 3 : Nouveau front de taille situé dans la partie est de la carrière, permettant d'observer le membre inférieur largement affecté par la karstification, créant des structure d'effondrement au mur du membre supérieur.

Cette carrière précédemment étudiée par Rouiller (1987) et Dandurand (2011) montre des figures de karstification fossilisées par divers types sédiments. Le front de taille ayant évolué, il nous a paru intéressant de continuer l'étude des paléokarsts dans cette carrière.

Le paléokarst décrit par Rouiller (1987) dans sa thèse a disparu par l'avancée des fronts de taille, mais il est encore possible d'observer ceux décrits par Dandurand (2011) et Dandurand *et al.*, (2014). On retrouve notamment une grande cavité à l'entrée de la carrière (affleurement 1 sur la figure 1), développée en relation avec une facturation verticale, à l'origine de brèches d'effondrement. Son remplissage, très chaotique (Figure 4), présente des blocs carbonatés emballés dans une matrice principalement argileuse de couleur ocre-brune à verte (Figure 4). Un fin lit de sables glauconieux assignés au Cénomaniens a été reconnu dans les plus bas niveaux (Figure 4). L'échantillonnage de cette cavité a nécessité le prélèvement de 4 échantillons :

- Peu 4a (Peusec 4a) : argile lithifiée verdâtre à brune, incorporant des nodules beiges à blanchâtres. L'échantillon présente des surfaces vitrifiées et striées semblant résulter du fluage au sein du remplissage. L'échantillon provient des niveaux hauts du remplissage de la cavité.
- Peu 4b (Peusec 4b) : provient du niveau argileux stratigraphiquement positionné juste au-dessus du niveau sableux glauconieux (Peu 4a). L'argile présente un aspect lustré à cassure conchoïdale, incorporant des grains carbonatés d'origine biologique (petits fossiles, fragments de coquilles)
- Peu 4c (Peusec 4c) : correspond au niveau sableux fin constitué de quartz, glauconie et micas, déjà décrit par Dandurand (2011). Ce grès, très peu cimenté, correspond à un sable marin (glauconie), attribué au Cénomaniens.
- Peu 4d (Peusec 4d) : correspond à un niveau stratigraphiquement en-dessous du niveau sableux glauconieux. L'échantillon présente une alternance de granulométrie entre pélite et siltite, mais présente un aspect lustré argileux sur certaines surfaces (stratigraphique ou fissure). A la loupe, les grains, lorsqu'ils sont visibles, semblent être de même composition que le niveau sableux (quartz, mica et glauconie). L'aspect de l'échantillon varie du vert à l'ocre. Sur tous les échantillons prélevés, on retrouve des grains carbonatés qui correspondent pour certains, à de petits fossiles (coquilles).

L'échantillon Peusec 4c a bénéficié d'une analyse de sa composition par DRX (poudre et argile). Sa composition est surtout dominée par le quartz, la calcite et des minéraux argileux (kaolinite et glauconie). Les spectres de cet échantillon sont présentés en annexe 5.

Au niveau de l'affleurement 2 (Figure 1), on retrouve une cavité colmatée par un sédiment sableux et argileux. Le niveau gréseux correspond à un sable très peu cimenté essentiellement siliceux, avec quelques paillettes de mica (Figure 5). La granulométrie est très homogène, hormis quelques lentilles argileuses très fines. L'échantillon prélevé dans la partie sableuse, Peu 5b (Peusec 5b) a été traité par DRX sur poudre. Sa composition est dominée par le quartz essentiellement, la sanidine, la calcite et la muscovite (Annexe 5). L'analyse DRX sur argile n'a pu être faite, on ne peut donc obtenir le détail de la minéralogie argileuse, on peut néanmoins noter que la fraction argileuse de cet échantillon est moins importante que celle de Peusec 4c.

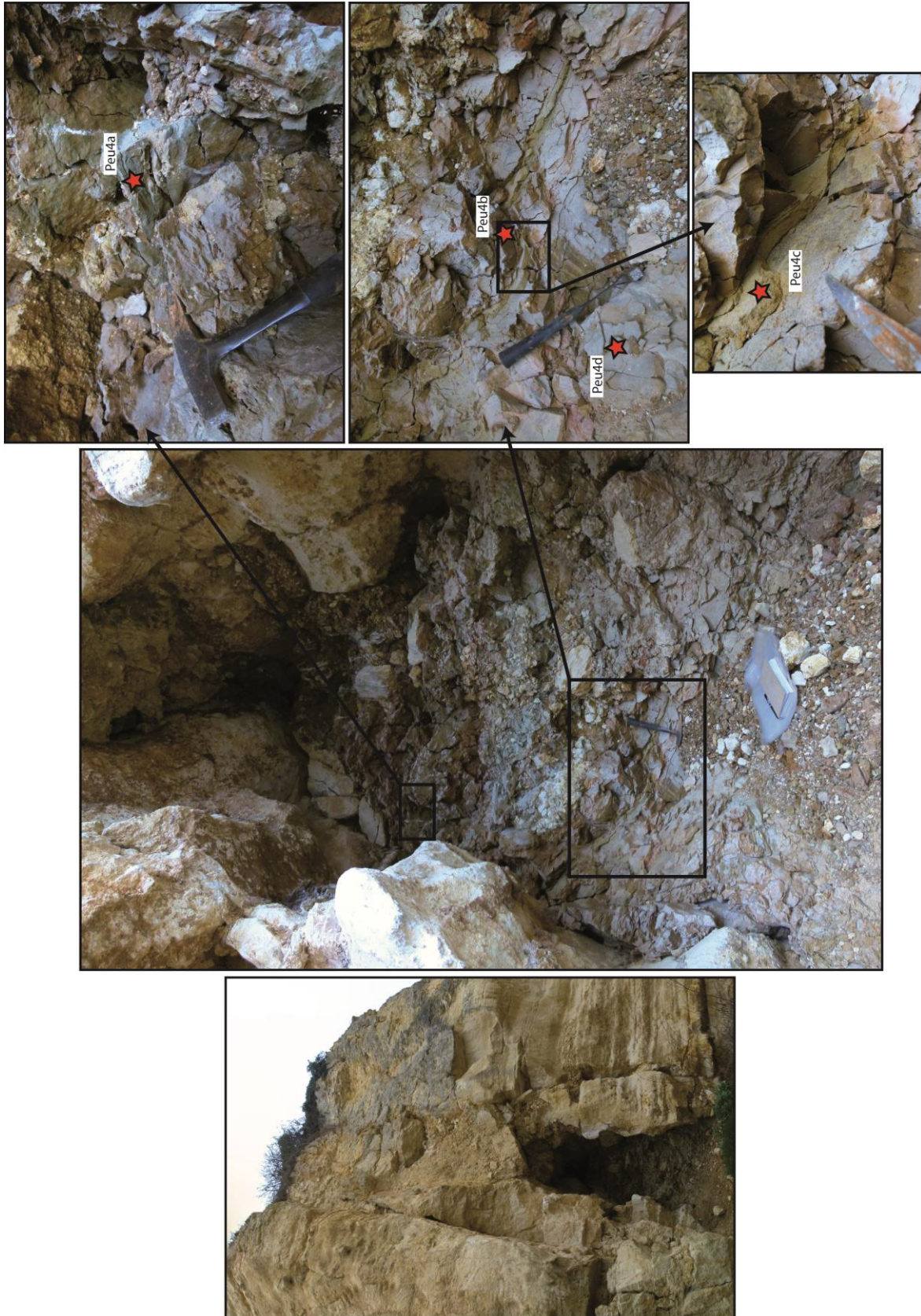


Figure 4 : Remplissage karstique contenu dans une cavité développée en relation avec la fracturation.
Les échantillons Peu4 (a, b, c, d) ont été prélevé au sein de ce remplissage.



Figure 5 : Remplissage sableux (beige à ocre) contenu dans la cavité de l'affleurement 2.

L'avancée des fronts de taille de la carrière nous permet de découvrir de nouvelles coupes fraîches, notamment au niveau du dernier front de taille au fond de la carrière (Figure 6), correspondant à la photo panoramique A sur la figure 1. Sur ce front, on observe la limite lithologique entre la formation supérieure constituée d'alternance marno-calcaire et le membre inférieur plus massif constitué d'un calcaire récifal (Figure 6). Hormis quelques couloirs verticaux en relation avec la fracturation qui affecte l'ensemble du front de taille, le membre inférieur est affecté par la karstification de manière plus importante. La formation marno-calcaire n'est impactée qu'au niveau de son mur à l'aplomb de cavités développées dans le membre inférieur, par des phénomènes d'effondrement gravitaire.

Sur la figure 6, le front de taille de la carrière nous permet d'observer nettement un basculement des séries vers le sud (dans la partie nord) suivie d'une flexure avant de retrouver des terrains horizontaux (dans la partie sud).

On observe plusieurs cavités remplies par des sédiments de différente nature. Sur ce front, trois cavités ont été échantillonnées (cavités n°3,4 et 5, Figure 6).

La cavité n°3, en position basse (Figure 6) présente un remplissage argileux et sableux illustré dans la figure 7. La série du remplissage débute par une stratigraphie horizontale. Un plan de recoupement incliné (faille, glissement) lui fait se superposer une série à pendage oblique composée d'argile à la base puis d'une lentille gréseuse blanchâtre litée.

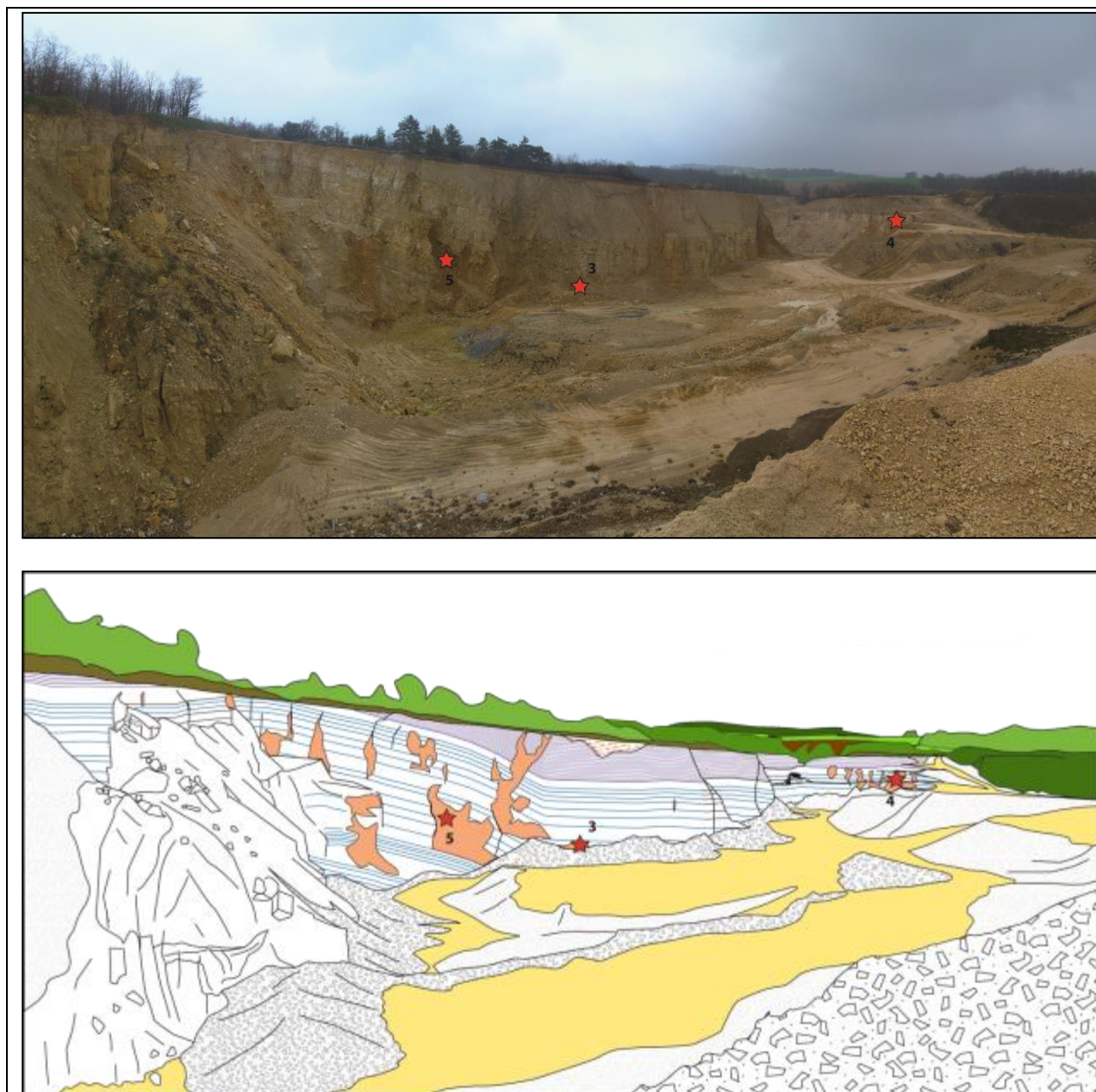


Figure 6 : Panorama du front de carrière est (photo et interprétation), pris du point de vue A sur la figure 1 et localisation des remplissages karstiques échantillonnés (cavités 3, 4, 5).

Sur cette série repose un cortège d'argiles brunes qui se rubéfient et se déforment vers le haut de la série, incorporant de nombreuses lentilles gréseuses. Les cinq niveaux d'échantillonnage sont reportés sur le log (Figure 7). On présente de bas en haut :

- L'échantillon Peu1a_bis est composé d'un sable moyen à grossier essentiellement composé de quartz à dominance arrondis, poli et luisant, de type « émousé-luisant » caractéristique d'un transport long en milieux aquatiques continentaux ou d'une évolution en milieux marin. On y trouve aussi quelques grains d'oxydes de fer ;
- L'échantillon Peu 1a est constitué d'un niveau de sable grossier de granulométrie hétérogène, intercalé entre deux niveaux argileux-silteux ;

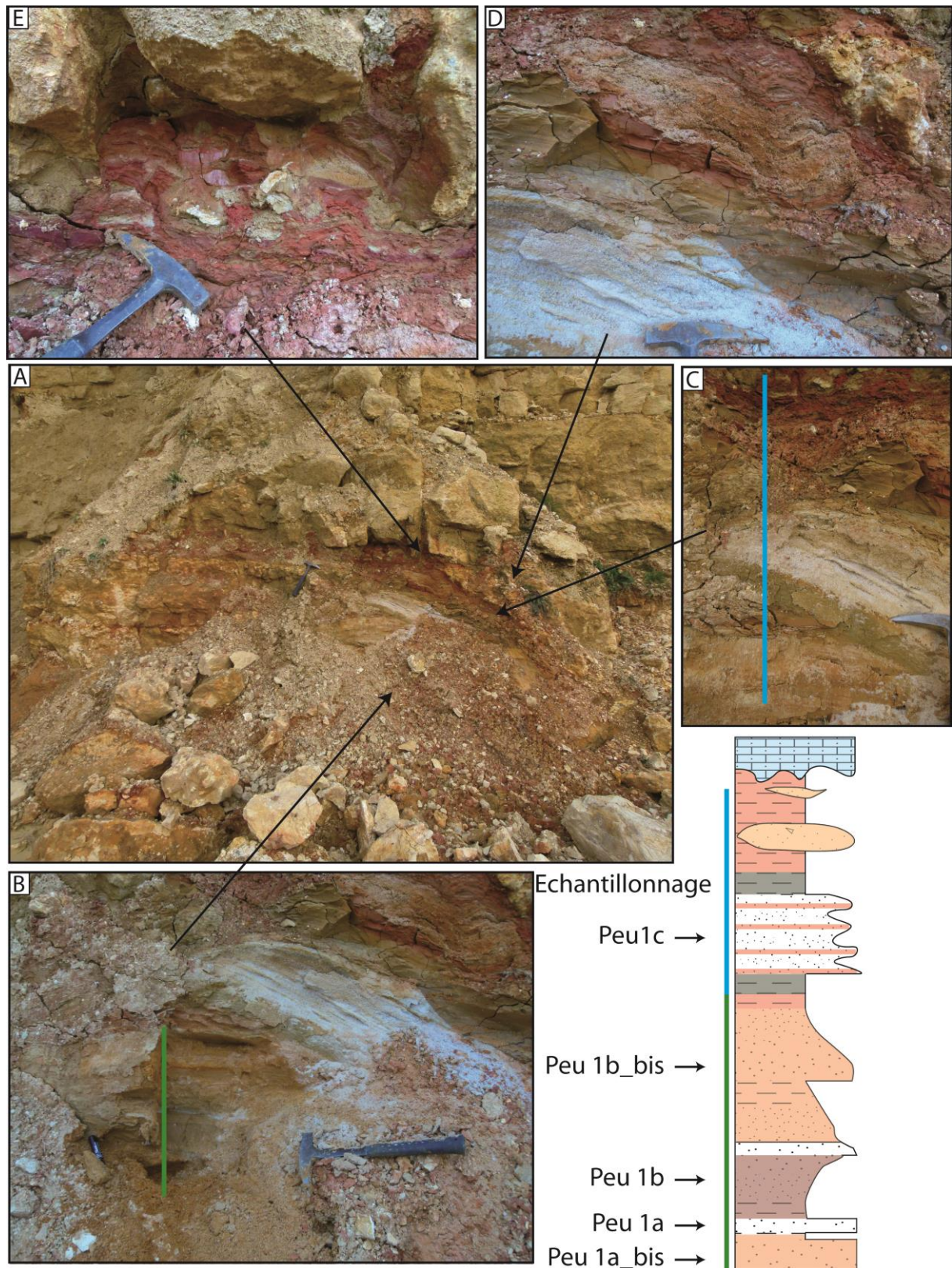


Figure 7 : Remplissage de la cavité n°3 et log sédimentaire associé avec la position des niveaux échantillonnés. A) Vue générale de la cavité karstique et son remplissage. B) Détail de la partie basse du remplissage karstique. C) Détail de la partie haute du remplissage. D) Zoom sur les différentes lentilles sableuses au sein du remplissage. E) Argiles rubéfiées emballant des petites lentilles sableuses en sommet de série.

- L'échantillon Peu1b est composé à sa base par les siltites de l'échantillon Peu1a, surmonté d'un sable très fin essentiellement quartzeux avec un niveau siliceux très propre ;
- L'échantillon Peu1b_bis, est constitué d'un sable de nature comparable au sable de Peu1b, mais moins propre du fait d'une couleur ocre liée à la présence plus importante d'argile ;
- Un niveau argileux ocre à grisâtre coiffe l'échantillon Peu1b_bis avant d'être recouvert par des sables lités constituant l'échantillon Peu1c. Il s'agit d'un sable composé d'une alternance de granulométrie (fin à moyen-grossier). Les grains sont anguleux et sont très peu polis ce qui signe un transport dans un cours d'eau relativement court.

Les analyses DRX effectuées sur ces échantillons (Annexe 5), présentent des spectres minéralogiques comparables pour les échantillons Peu1a, Peu1b et Peu1b_bis, dominés par le quartz essentiellement, des argiles (kaolinite, sméctite et chlorite), la goéthite, la calcite et des feldspaths (orthose et albite). La minéralogie de l'échantillon Peu 1c, diffère par sa composition plus épurée dominé par le quartz principalement, et la calcite (Annexe 5). De par son faciès, sa composition et sa position au sein du remplissage karstique, la lentille de sable blanc litée représenté par l'échantillon Peu1c semble provenir d'une source différente des sédiments sous-jacents constituant les échantillons Peu1a, Peu1b et Peu1b_bis.

La cavité n°4 se situe dans la partie supérieure, proche du toit des calcaires massifs récifaux (Figure 8) et présente un remplissage argileux et sableux semblable à celui de la cavité n°3. Deux échantillons ont été prélevés :

- L'échantillon Peu6a correspond à une siltite d'aspect gris verdâtre à forte proportion d'argile qui lui donne sa plasticité.
- L'échantillon Peu6b est composé d'un sable roux, de granulométrie fine à moyenne, riche en quartz. On y trouve quelques grains d'oxydes.

Les analyses DRX sur poudre ont été réalisées sur ces deux échantillons (Annexe 5). L'échantillon argileux Peu6a présente un spectre minéralogique comparable aux échantillons Peu1a, Peu1b et Peu1b_bis. On retrouve le quartz en proportion dominante, de la kaolinite, calcite et mica (muscovite). L'échantillon plus gréseux Peu6b, présente un spectre minéralogique plus appauvri dominé par quartz avec une forte proportion de calcite magnésienne (Annexe 5).

La cavité n°5 se trouve dans les calcaires récifaux du membre inférieur, quelques mètres sur la gauche de la cavité n°3 affectant les mêmes niveaux stratigraphiques (Figure 6). Cette cavité présente un remplissage essentiellement sableux, lité (Figure 9). L'échantillon prélevé, Peu2, est constitué d'un sable de granulométrie hétérogène (fin à grossier) essentiellement composé de quartz, avec quelques nodules d'oxydes.

Les analyses DRX sur poudre et après traitement argileux donnent aussi pour l'échantillon Peu 2, une composition minéralogique dominée par le quartz (Annexe 5). Le cortège argileux, en proportion significative, se compose principalement de kaolinite, chlorite, et illite (Annexe 5).



Figure 8 : Remplissage de la cavité n° 4 constitué à sa base d'argiles vertes plastiques (échantillon Peu6a) surmonté d'un niveau sableux ocre (échantillon Peu6b).



Figure 9 : Photo de l'affleurement vue du point panoramique A (Figure 1) présentant la cavité n°5 échantillonnée. Le zoom montre un remplissage karstique sableux ocre-rouge lité correspondant à l'échantillon Peusec 2 (Peu 2).

Annexe 2

Carrière Les Brandes

Commune de Cubjac, Dordogne (en Lambert II et. : 488573 ; 2024912)

La carrière « Les Brandes »

Exploitant : Société départementale des Carrières.

La carrière des Brandes s'ouvre dans les calcaires du Bathonien supérieur à Oxfordien composés de calcaires gris cryptocristallins et beiges à gravelles. Elle est composée de deux fronts de taille ; un supérieur et un inférieur (Figure 10 et 11), sur lesquels on observe des cavités à remplissages argileux et sableux.



Figure 10 : Vue aérienne de la carrière « Les Brandes ». Positionnement du point de vue de la photo panoramique (Figure 11) et des affleurements étudiés et/ou échantillonnés, en rouge sur le front supérieur et en bleu sur le front inférieur.

Plusieurs cavités ont été échantillonnées, le remplissage de l'affleurement n°1 au niveau du front supérieur et la cavité de l'affleurement n°2 au niveau front inférieur (Figure 11).



Figure 11 : Vue panoramique de la carrière. On y distingue les deux fronts de taille (inférieur et supérieur).

L'affleurement n°1 présente des cavités à remplissages détritiques. Deux cavités peuvent se distinguer par leur organisation et leur remplissage (Figure 12). Une première cavité, organisée suivant un plan subhorizontal contient un remplissage sédimentaire stratifié constitué d'une alternance de lits sablo-argileux. Quatre échantillons ont été prélevés au sein de ce remplissage (Figure 12) :

- L'échantillon Brandes_a est composé d'un sable grossier et de graviers blancs et rougeâtres. Les éléments sont constitués de grains de quartz sub-anguleux et de morceaux de calcaire anguleux ;
- L'échantillon Brandes_b est composé d'un sable grossier composé de grains de quartz et de calcaire et quelques paillettes de mica (muscovite) ;
- L'échantillon Brandes_c est composé d'un sable de granulométrie moyenne de même composition que les échantillons Brandes a et b ci-dessus ;
- L'échantillon Brandes_d est composé d'un niveau argileux intercalé entre les sables de l'échantillon Brandes_c au-dessus et d'un niveau sableux grossier en dessous ;
- L'échantillon Brandes_f est composé de ces mêmes éléments, mais de taille plus importante pouvant aller jusqu'au galet décimétrique.

Les analyses DRX sur poudres ont été effectuées sur les échantillons Brandes_b, c et f. Les spectres minéralogiques de ces 3 échantillons sont similaires. Dans les éléments qui apparaissent dans les spectres, le quartz domine largement, associé à la kaolinite, la calcite, la sanidine, et la goethite (Annexe 5).

Une deuxième cavité se découpe sur ce front de taille, cette fois-ci selon un axe vertical (Figure 12). Le puits est évidé de son remplissage, seul un plaquage résiduel détritique recouvre les parois. L'échantillon Brandes_e prélevé au sein de ce plaquage est de composition macroscopique semblable à l'échantillon Brandes_b, composé de grain de quartz et de calcaire et quelques paillettes de mica (muscovite). L'analyse DRX de cet échantillon donne un spectre similaire au remplissage de la cavité précédente, avec le quartz comme élément dominant, associé à la calcite, goethite et la kaolinite (Annexe 5). Cet échantillon a bénéficié d'un traitement supplémentaire pour obtenir le spectre des minéraux argileux qui montre que la chlorite, illite et des interstratifiés sont présent en plus de la kaolinite (Annexe 5).

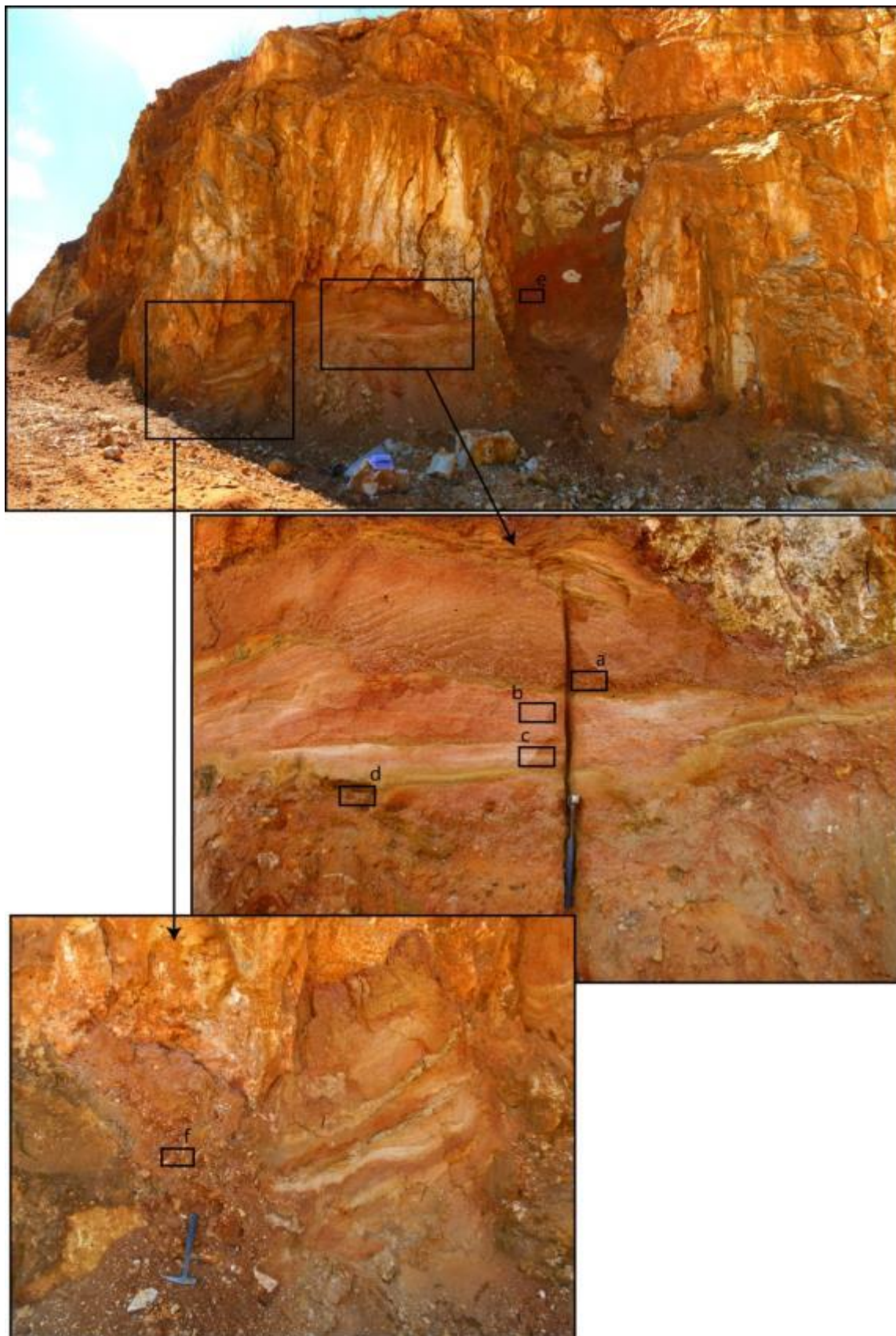


Figure 12 : Photos des remplissages détritiques des cavités échantillonnées sur le front supérieur de la carrière Les Brandes. Localisation des échantillons au sein du remplissage.

L'affleurement n°2 se situe au niveau du front inférieur de la carrière (Figures 10 et 11). Dans la partie basse du front de taille, une cavité est colmatée par un remplissage sablo-argileux. Trois échantillons ont été prélevés au sein de ce remplissage (Figure 13) :

- L'échantillon Brandes_Front_inf_a est composé d'un sable blanc à passées ocres, très fin à pélitique.
- L'échantillon Brandes_Front_inf_b correspond à une argile ocre, sèche et craquelée.
- L'échantillon Brandes_Front_inf_c correspond à une argile plastique beige.



Figure 13 : Photo du remplissage échantillonné colmatant la cavité de l'affleurement n°2.

- Les échantillons Brandes_Front_inf a et c ont été analysés sur poudre par DRX. L'échantillon « a » est composé principalement de quartz et de calcite associé à une proportion non négligeable en kaolinite et goéthite (Annexe 5). Le spectre de l'échantillon « c », contient les mêmes éléments majeurs (Annexe 5), avec une proportion en argile plus importante (kaolinite et montmorillonite principalement).

Annexe 3

Carrière Bretonnier

Commune de Cubjac, Dordogne (en Lambert II et. : 488759 ; 2025823)

La carrière « Bretonnier »

Exploitant : Société départementale des Carrières.

Située en face de la carrière « Les Brandes » décrite ci-dessus, la carrière Bretonnier s'ouvre dans les calcaires du Bathonien supérieur à Oxfordien composés de calcaires gris cryptocristallins et beiges à gravelles. Elle est composée de trois fronts de taille ; un supérieur, un inférieur et un intermédiaire (Figures 14 et 15), sur lesquels on observe des cavités à remplissages argileux et sableux.



Figure 14 : Vue aérienne de la carrière « Bretonnier ».
Positionnement du point de vue de la photo panoramique (Figure 15) et des affleurements étudiés et/ou échantillonnés, en rouge sur le front supérieur et en bleu sur le front inférieur.



Figure 15 : Vue panoramique de la carrière. On y distingue les trois fronts de taille (inférieur, supérieur et intermédiaire). Les affleurements décrits et échantillonnés sont reportés sur le panorama.

L'affleurement n°1 montre une organisation extrêmement perturbée au niveau du front supérieur de la carrière. La figure 16A montre une brèche à éléments calcaires sub-en place (on peut suivre les bancs) au sein d'une matrice argileuse (verte à ocre). Les éléments carbonatés constituant la brèche sont affectés par une « frange » semblable à une gangue qui entoure l'élément (Figure 16B). Cette franche d'aspect sableux et pulvérulent ressemble à une frange d'altération. On remarque aussi des éléments flottant au sein des niveaux argileux, ayant perdu leur structure originale et ne présentant plus que cet aspect pulvérulent et sableux.

Il est difficile de conclure sur ces observations. Cette frange est-elle réellement due à l'altération des carbonates? Quelle est la composition de cette frange ? Est-elle siliceuse ou carbonatée ?

Sur le front inférieur de la carrière, un affleurement aussi perturbé (tectonique syn-sédimentaire) présente une cavité colmatée par un remplissage sablo-argileux (Figure 17). La partie silto-sableuse de ce remplissage de par sa couleur et sa texture semble de même nature et composition que la frange d'altération décrite ci-dessus.

L'échantillon prélevé dans cette poche (Bret_Front_inf_a) a été analysé par DRX sur poudre et après traitement argileux. Son spectre sur poudre, « très propre » donne une composition essentiellement siliceuse (Annexe 5). Le peu d'argile contenu dans cet échantillon correspond à un mélange kaolinite-chlorite-illite-interstratifiés.

La composition de ce remplissage constitué de grains de quartz très fins (siltite) pourrait être le résultat de la re-mobilisation et la re-sédimentation des carbonates altérés d'aspect pulvérulent décrits ci-dessus. La frange d'altération ressemblant à un processus de fantômisatation en cours de progression dans la masse carbonatée, une fois complètement démantelé et remobilisé le résidu de cette altération pourrait être à l'origine de ce type de remplissage siliceux.

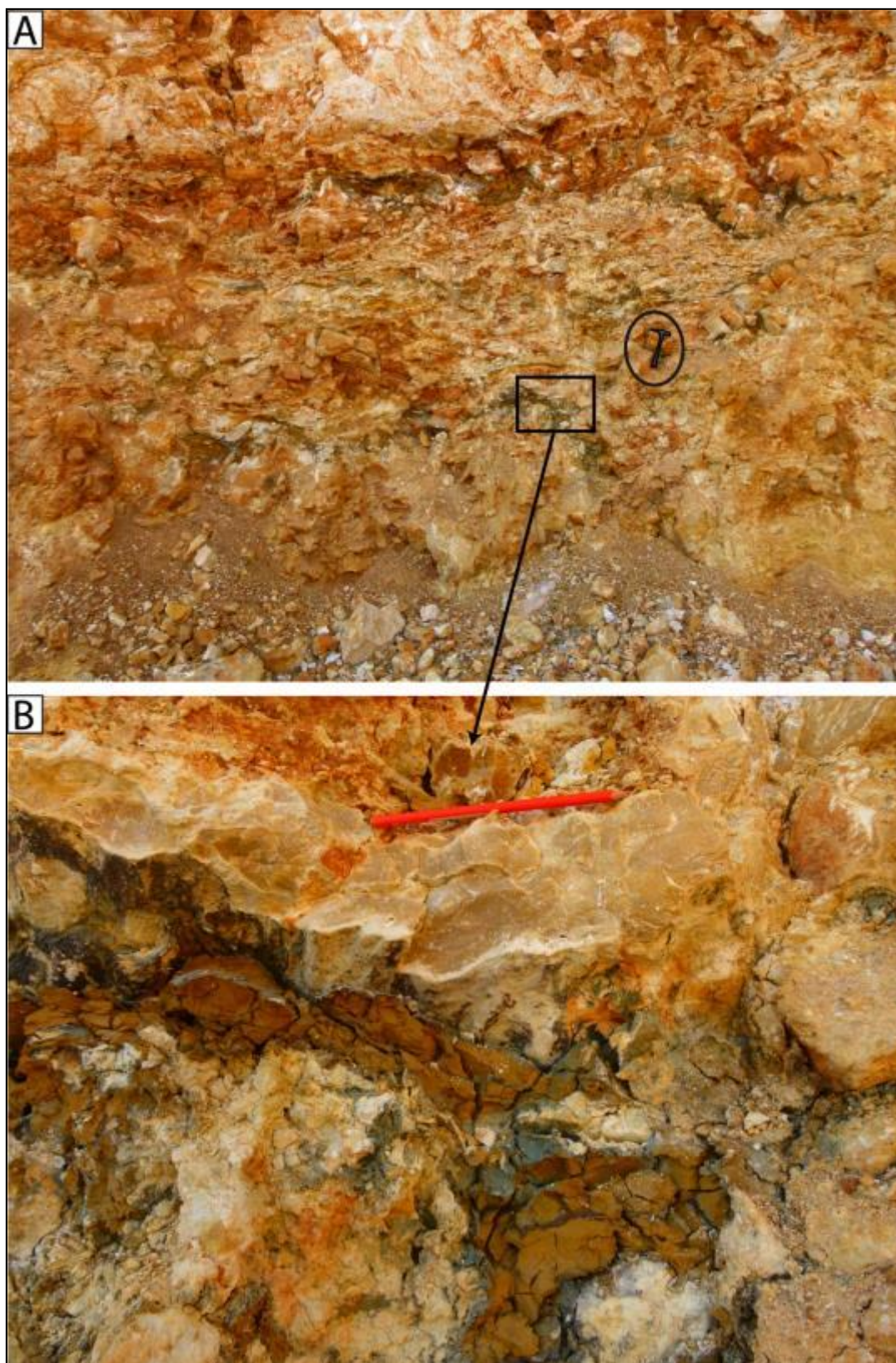


Figure 16 : Photos de l'affleurement n°1.

A) Brèche d'éléments carbonatés au sein d'une matrice argileuse verte à ocre. B) Détail de la photo A sur un bloc de carbonate présentant une frange pulvérulente d'altération en contact avec le remplissage argileux, incorporant lui-même des éléments pulvérulents.

Dans le cas où ce remplissage serait issu d'une autre source, il est aussi possible que ces grains de quartz très fins proviennent des formations gréséo-carbonatées du Crétacé supérieur marin, aujourd'hui disparues par érosion.



Figure 17 : Photo de l'affleurement (photo du dessus) dans lequel l'échantillon Bretonnier_Front_inf_a a été prélevé au sein d'un remplissage silteux blanc très propre (photo du dessus).

Annexe 4

Affleurement de la carrière du Vaylats

Commune du Vaylats, Lot (en Lambert II et. : 543144 ; 1926180)

Tranchée de route D19 - carrière du Vaylats

Au niveau de la carrière du Vaylats, la route D19 entaille les calcaires et dolomicrites à Astartes de l'Oxfordien (Astruc & Pélissié, 1988) sur une dizaine de mètres de hauteur (Figure 18). La roche affleurante présente de nombreuses cavités colmatées par divers types de sédiments.



Figure 18 : Vue de la tranchée de route D19 au sein des calcaires oxfordiens, proche de la carrière du Vaylats et localisation des affleurements échantillonnés (cavités n°1, 2 & 3).

Plusieurs essais de datation ont déjà été effectués au sein des remplissages karstiques qui affleurent. Une poche karstique (n°1 sur la figure 18 ; Figure 19) a notamment délivré des fossiles de rongeurs datés du quaternaire (Pélissié, communication orale). D'autres prélèvements ont été effectués au cours de la phase de prospection du présent projet.

Le premier remplissage échantillonné (n°2, Figure 18) est composé d'argile beige à ocre déposée dans des cavités en relation avec un réseau vertical (Figure 20). L'échantillon prélevé Vay_1, correspond à une argile lustrée blanche à jaunâtre incorporant quelques grains de quartz. Le faciès de ce remplissage ressemble fortement à la molasse oligocène qui affleure à moins d'un kilomètre à l'ouest (Astruc & Pélissié, 1988).

L'analyse DRX faite sur la poudre de cet échantillon donne un assemblage minéralogique dominé par le quartz essentiellement, la calcite et la dolomite, la kaolinite, des feldspaths (albite et orthoclase) et de la goéthite (Annexe 5).

L'affleurement n°3 (Figure 18), se situe au niveau d'un miroir de faille affectant les bancs micritiques du calcaire à Astartes (Figure 21). Les stries du miroir de faille présentent des stylolithes indiquant un jeu normal et des crochons de calcite prouvant un jeu inverse. Lorsque que les carbonates ne sont pas striés par cette faille polyphasée, ils sont affectés par des formes de gouttière de dissolution typique du processus de corrosion (dissolution classique du

calcaire par l'eau). Ces cannelures sont colmatées par le plaquage d'une boue carbonatée jaunâtre.

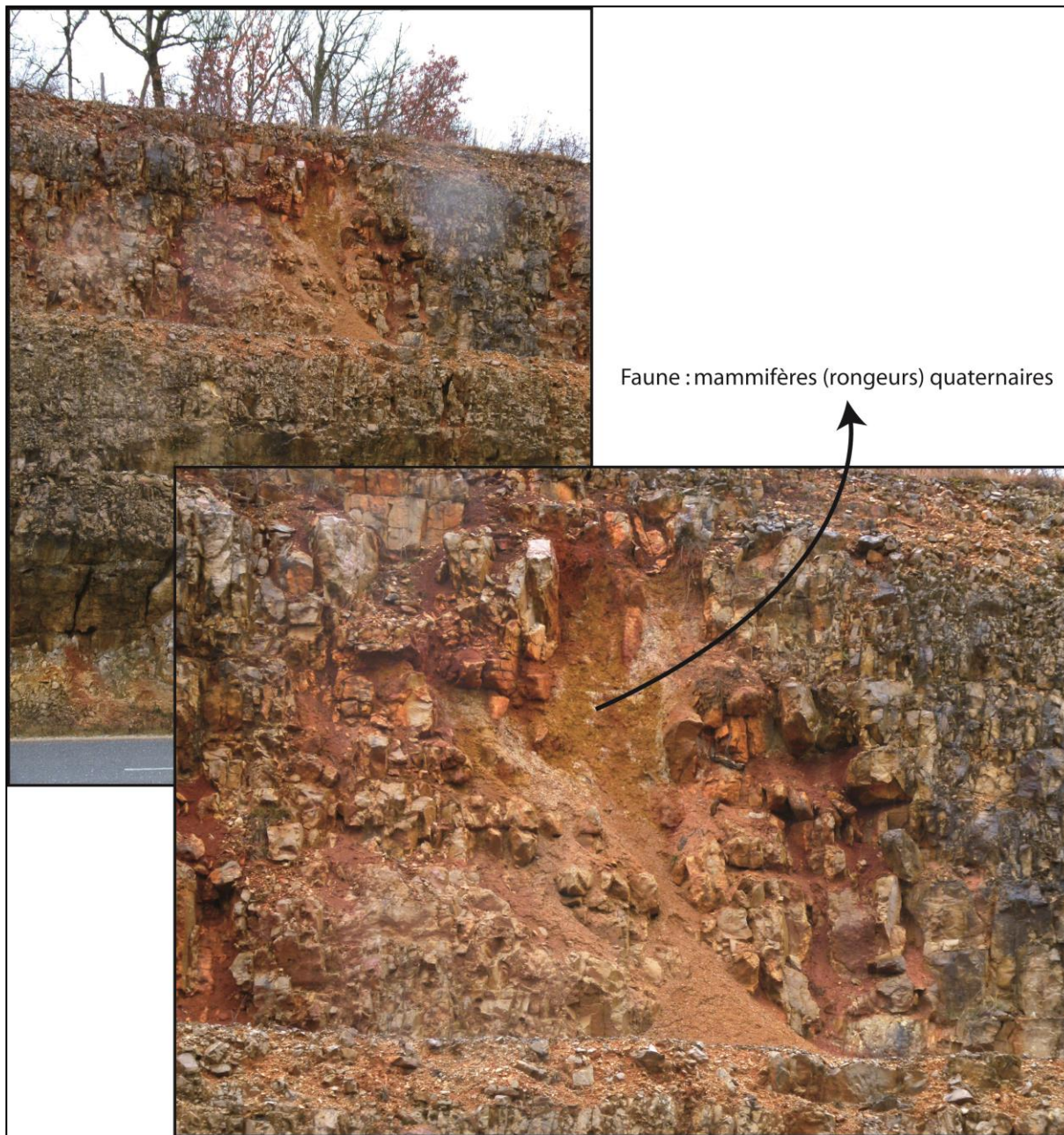


Figure 19 : Photo de l'affleurement n°1 : poche contenant un remplissage ayant délivré de la faune quaternaire.

Dans la partie basse de cet affleurement, un autre remplissage carbonaté de type boue micritique jaunâtre a été échantillonné. Il s'agit d'un remplissage laminé jaune contenu dans une cavité dont le mur de la paroi est recouvert d'une fine couche de calcite.

L'analyse DRX faite sur la poudre de cet échantillon Vay_2, donne un spectre où pour la première fois, la calcite est le minéral dominant (Annexe 5). Le quartz n'apparaît qu'en deuxième élément majeur, puis des argiles (kaolinite et montmorillonite).

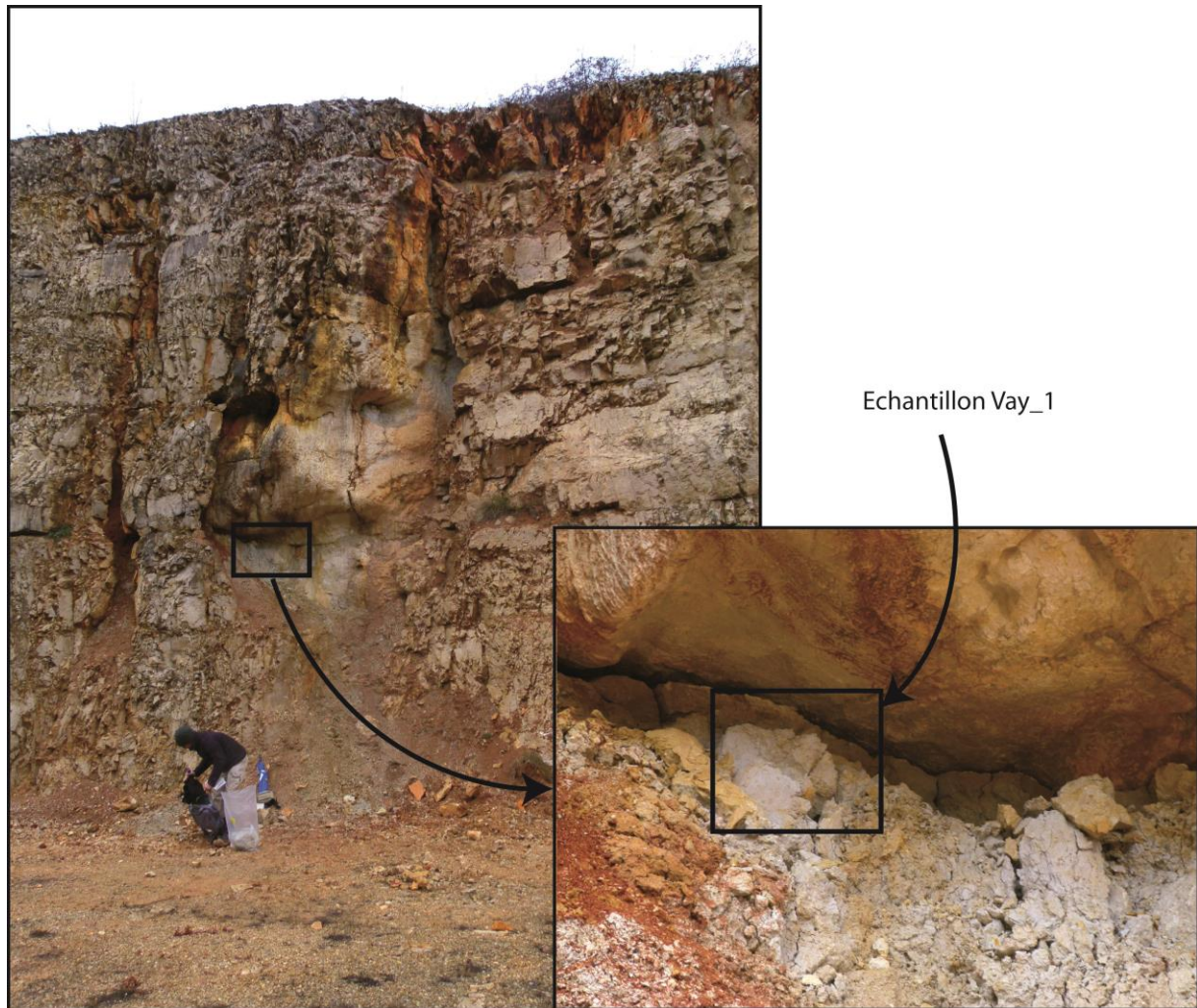


Figure 20 : Photo de l'affleurement n°2 et position de l'échantillon Vay_1.

La singularité de la proportion quartz-calcite interpelle. De plus le remplissage carbonaté est lithifié contrairement aux sables et argiles majoritairement échantillonnés dans les autres cavités et autres formes karstiques. Ce remplissage similaire aux plaquages de boue carbonatée colmatant les cannelures, pourrait correspondre à une même phase de remplissage. En termes de chronologie, les cannelures encore visibles actuellement, n'affectent pas le miroir de faille, mais sont contenues dans les autres plans qui ont été préservés. Elles sont donc antérieures aux mouvements de la faille et le remplissage aussi. La faille ayant enregistré des mouvements normal et inverse, pourrait donc correspondre à une « vieille » faille et les cannelures leur étant antérieures, préservent un remplissage encore plus ancien. A défaut de datation, il est difficile d'aller plus loin dans les conclusions, mais des essais de datation sont en cours pour identifier l'âge de ce remplissage.



Figure 21 : Photo de l'affleurement n°3. A gauche : miroir de faille et cannelure de dissolution remplie par une boue micritique jaunâtre. En haut à droite : stries, stylolite et précipitation de calcite indiquant le jeu polyphasé de la faille. En bas à droite : Echantillon Vay_2 prélevé.

Annexe 5

Données DRX

Les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX) des échantillons prélevés sur le terrain au sein de remplissages karstiques ou dépôts classiques, ont été faites sur poudres afin d'avoir la composition globale de l'échantillon et sur lames orientées afin d'obtenir la minéralogie des argiles. Ces analyses ont été effectuées au laboratoire de l'ENSEGID (Université de Bordeaux) sous la direction de S. Galaup.

Le principe de la diffraction RX consiste à appliquer un rayonnement de la longueur d'onde des rayons X ($0.1 < \lambda < 10 \text{ nm}$) sur un échantillon. Le rayonnement pénètre le cristal, il y a absorption d'une partie de l'énergie et excitation des atomes avec émissions de radiations dans toutes les directions. Les radiations émises par des plans atomiques en phases vont engendrer un faisceau cohérent qui pourra être détecté. La condition pour que les radiations soient en phase s'exprime par la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

où n : nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction

λ : longueur d'onde du rayonnement utilisé

d : espace basal (Å)

θ : angle de diffraction

Le rayonnement X est émis par un tube à rayons X constitué d'une anode métallique de cuivre bombardée par un faisceau d'électrons produit par un filament chauffé. La radiation émise sort par des fenêtres de béryllium. Le spectre émis par une anode de cuivre, consiste en un fond continu, produit suite à la collision d'électrons sur l'anode. Ces électrons convertissent leur énergie cinétique en rayonnement X. A ce spectre s'ajoutent des pics (radiations caractéristiques) qui correspondent à l'énergie libérée par les réarrangements des électrons suite à l'éjection de 1 ou plusieurs électrons lors de l'excitation.

Lorsque le rayonnement X rencontre des électrons, il est dispersé dans toutes les directions selon des fronts d'onde qui se propagent. Les rayons vont interférer entre eux et le faisceau diffracté mesuré constitue la résultante des interférences constructives. Des centres de dispersion (par exemple des atomes) régulièrement disposés vont engendrer des interférences constructives à des endroits particuliers et destructives à d'autres endroits. Les fronts d'onde résultant de points d'interférences constructives vont engendrer des cônes de diffraction. Les interférences entre les différents cônes de diffraction produisent à nouveau des interférences constructives.

Pour une rangée d'atomes, le rayon diffracté se produit selon un angle q , identique à l'angle d'incidence. Le rayonnement est dispersé dans toutes les directions. Tous les rayons émis par les atomes d'un même plan sont en phase et contribuent au faisceau diffracté. Ceci est valable pour toutes les rangées d'atomes. La différence de chemin entre le faisceau incident qui arrive sur la 1^{ère} ou la 2^{ème} rangée est équivalente à $2d\sin\theta$. Par conséquent, les rayons dispersés seront en phase et se renforceront si la différence de chemin parcouru est égale à un nombre entier de la longueur d'onde du rayonnement incident λ .

Le détecteur est positionné par rapport à l'échantillon et se déplace avec l'angle d'incidence θ . L'échantillon et le détecteur sont couplés. La rotation de 2θ du détecteur s'accompagne d'une rotation de θ de l'échantillon. Ceci permet de conserver un angle d'incidence et de diffraction identique θ , équivalent à la moitié de l'angle de diffraction (2θ). L'énergie du faisceau diffracté est enregistrée selon l'angle de diffraction. Ensuite les spectres de diffraction ou diffractogrammes sont interprétés manuellement ou via un logiciel de traitement.

Concernant les poudres, les échantillons ont été broyés (cristallites $< 50\mu\text{m}$) et repartis aléatoirement dans les porte-échantillons. Le spectre obtenu correspond alors à la composition générale de l'échantillon.

Pour obtenir le détail de la fraction argileuse, une étape supplémentaire est nécessaire dans le protocole. Afin de renforcer la réflexion principale des minéraux argileux, un agrégat concentré et orienté est confectionné par la méthode de la sédimentation sur lame de verre. Le protocole suivi est celui détaillé par Thiry *et al.* (2013). L'identification de la fraction argileuse suit aussi ce protocole.

Après diffraction, on obtient un spectre d'énergie du faisceau diffracté en fonction de l'angle de diffraction 2θ . Dans ce spectre, les valeurs angulaires peuvent être en espace basal d (en angströms) en appliquant la Loi de Bragg. Ainsi chaque famille argileuse se caractérise par une valeur de d pour les plans (001). Cependant il faut aussi considérer les différents ordres de diffraction n . Une même espèce argileuse aura donc plusieurs pics de diffraction correspondant à différentes valeurs de d : $d/1$ ($n=1$), $d/2$ ($n=2$), $d/3$ ($n=3$),...

Dans un mélange argileux naturel, le spectre de diffraction enregistrera différents pics correspondants aux réflexions principales des différentes familles présentes mais aussi les réflexions secondaires ou d'ordre 3. On constate que les mêmes valeurs de d peuvent correspondre à des réflexions d'ordres différents pour des minéraux différents. Par exemple, la réflexion (001) de la kaolinite à $7\text{\AA}$ coïncide avec la réflexion (002) de la chlorite. Dans le cas d'un mélange, le spectre sera la résultante de la somme des spectres individuels avec les superpositions éventuelles. En ne considérant que le spectre normal, certains minéraux ne sont donc pas dissociables.

Pour certains minéraux ces distance basales se déplacent d'une manière caractéristique après certains traitement spécifiques appliqués au lames (Robert, 1975 ; Brindley&Brown, 1980).

Un diagramme DRX est enregistré à partir d'une lame séchée à l'air. C'est le diagramme de référence auquel on se reporte pour juger des déplacements de raies occasionnés par les autres traitements. Il est représenté par la courbe noire.

Le traitement par chauffage à 490°C est choisi pour détruire la kaolinite, sans effet sur les chlorites. Ainsi le spectre obtenu après chauffage est représenté par la courbe rouge. La comparaison entre les courbes rouge et noire permet donc de discriminer les parts de kaolinite et de chlorite.

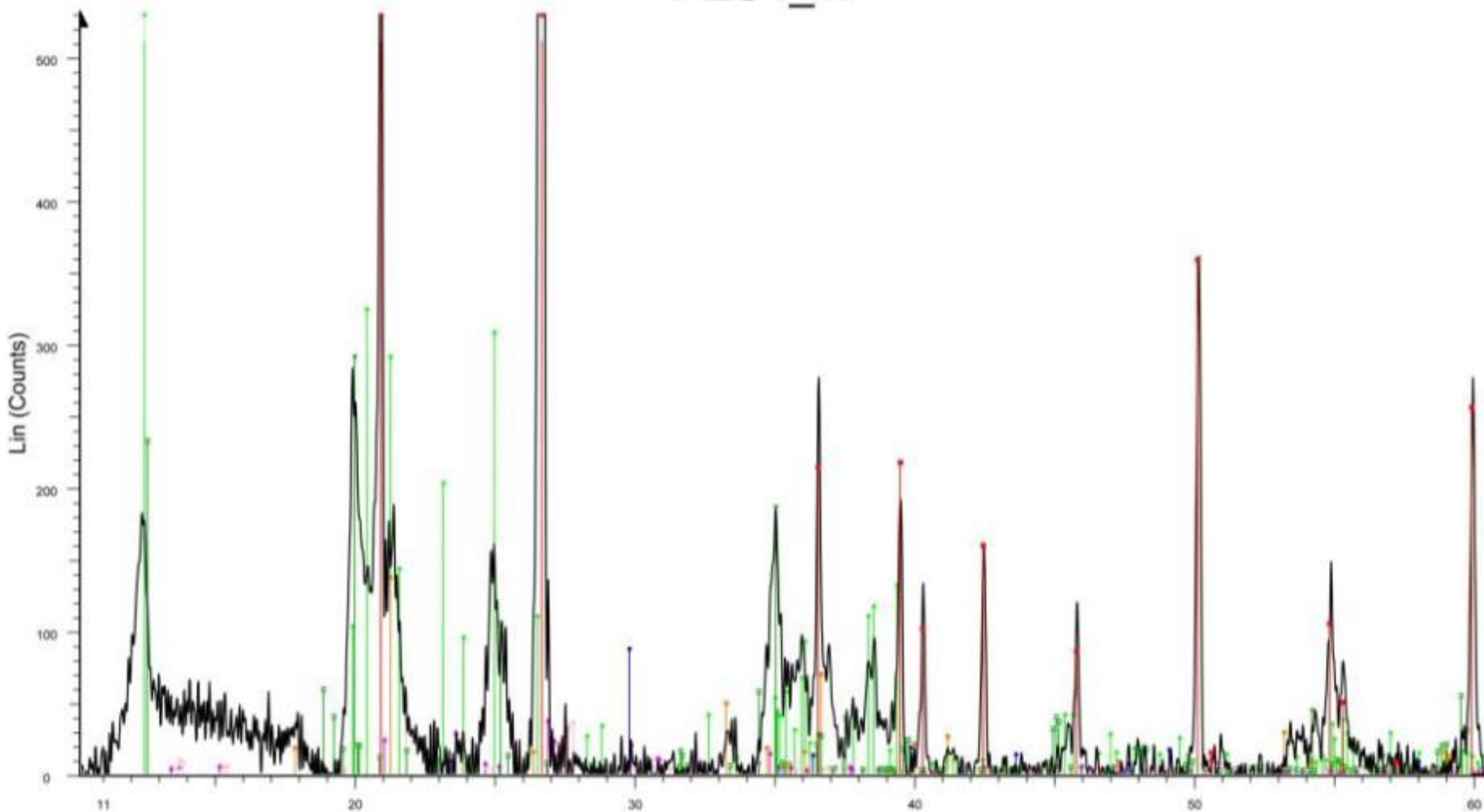
Il existe d'autres traitements, notamment à l'Ethylène-glycol afin de faire gonfler les smectites et les distinguer de la kaolinite ou de l'illite. Mais ces analyses n'ont pas encore été faites.

- La carrière de **Peusec**

- Peu1_a (poudre)
- Peu1_b (poudre et argiles)
- Peu1b_bis (poudre)
- Peu1_c (poudre)
- Peu2 (poudre et argiles)
- Peu4_c (poudre et argiles)
- Peu5_b (poudre)
- Peu6_a (poudre)
- Peu6_b (poudre)

Description des affleurements en Annexe 1.

PEU1_A



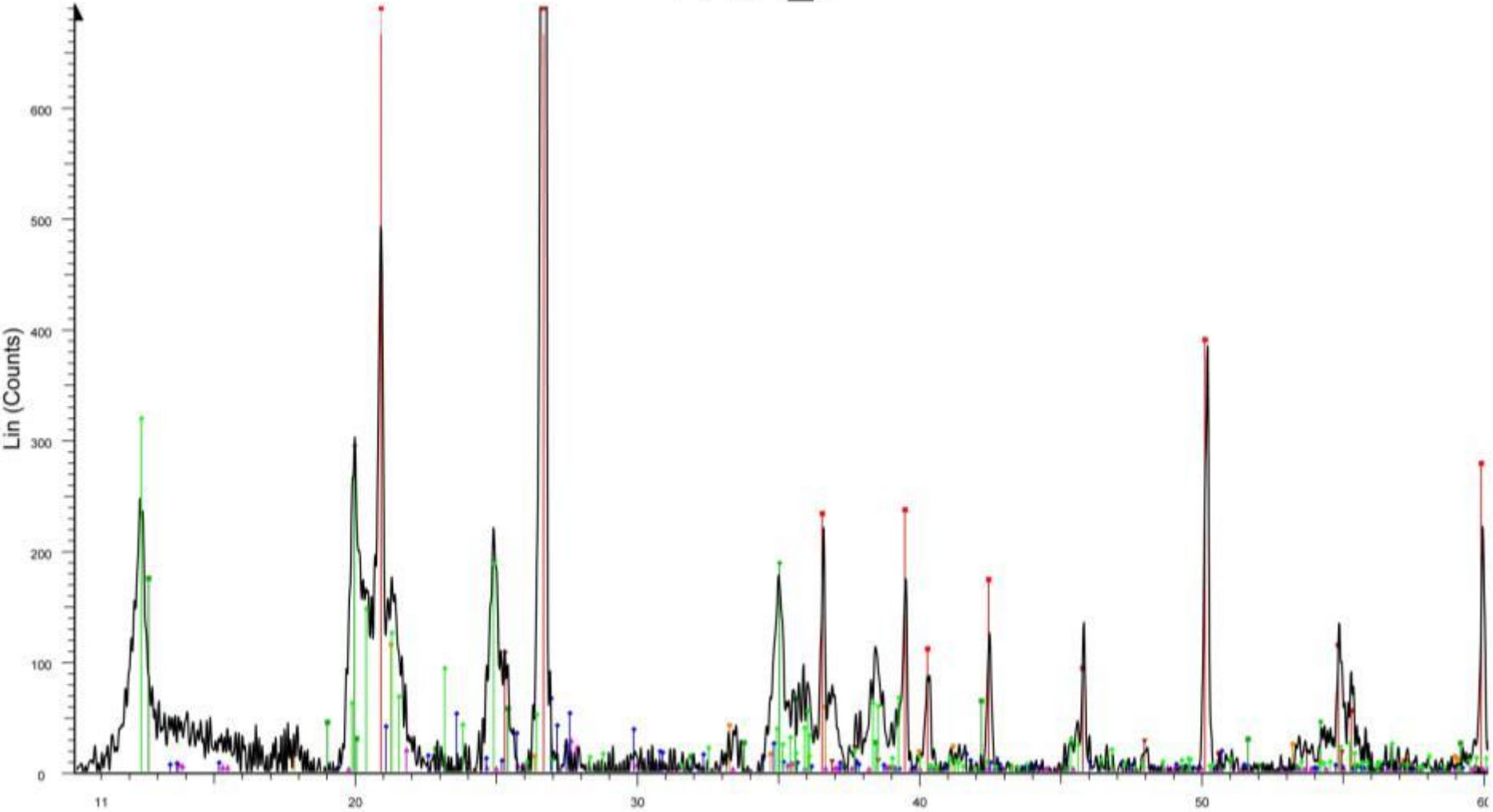
PEU1A - File: PEU1A.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s
 Operations: Fourier 20.000 x 1 | X Offset 0.175 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.676,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 114.41 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.913
 01-083-0971 (C) - Kaolinite 1A - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 24.99 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15350 -
 00-029-0713 (I) - Goethite - Fe₂O₃(OH) - Y: 4.81 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.60800 - b 9.9
 01-086-2336 (C) - Calcite, magnesian - (Mg₁₂₉Ca₈₇₁)(CO₃) - Y: 3.04 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.
 00-029-1499 (*) - Montmorillonite-22A - Na_{0.3}(Al,Mg)₂Si₄O₁₀(OH)₂·8H₂O - Y: 18.70 % - d x by: 1. - WL: 1.540
 01-076-0824 (C) - Orthoclase - (K₉₃₁Na_{0.055}Ca_{0.098}Al_{0.975}Si_{3.030}) - Y: 1.27 % - d x by: 1. - WL: 1.5

01-083-1611 (C) - Albite high - Na(AlSi₃O₈) - Y: 1.19 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.25900 - b 12.97
 01-085-2163 (C) - Chamosite 1M1b - (Mg_{5.036}Fe_{4.964})Al_{2.724}(Si_{5.70}Al_{2.30}O₂₀)(OH)₁₆ - Y: 8.21 % - d x by: 1

2-Theta - Scale

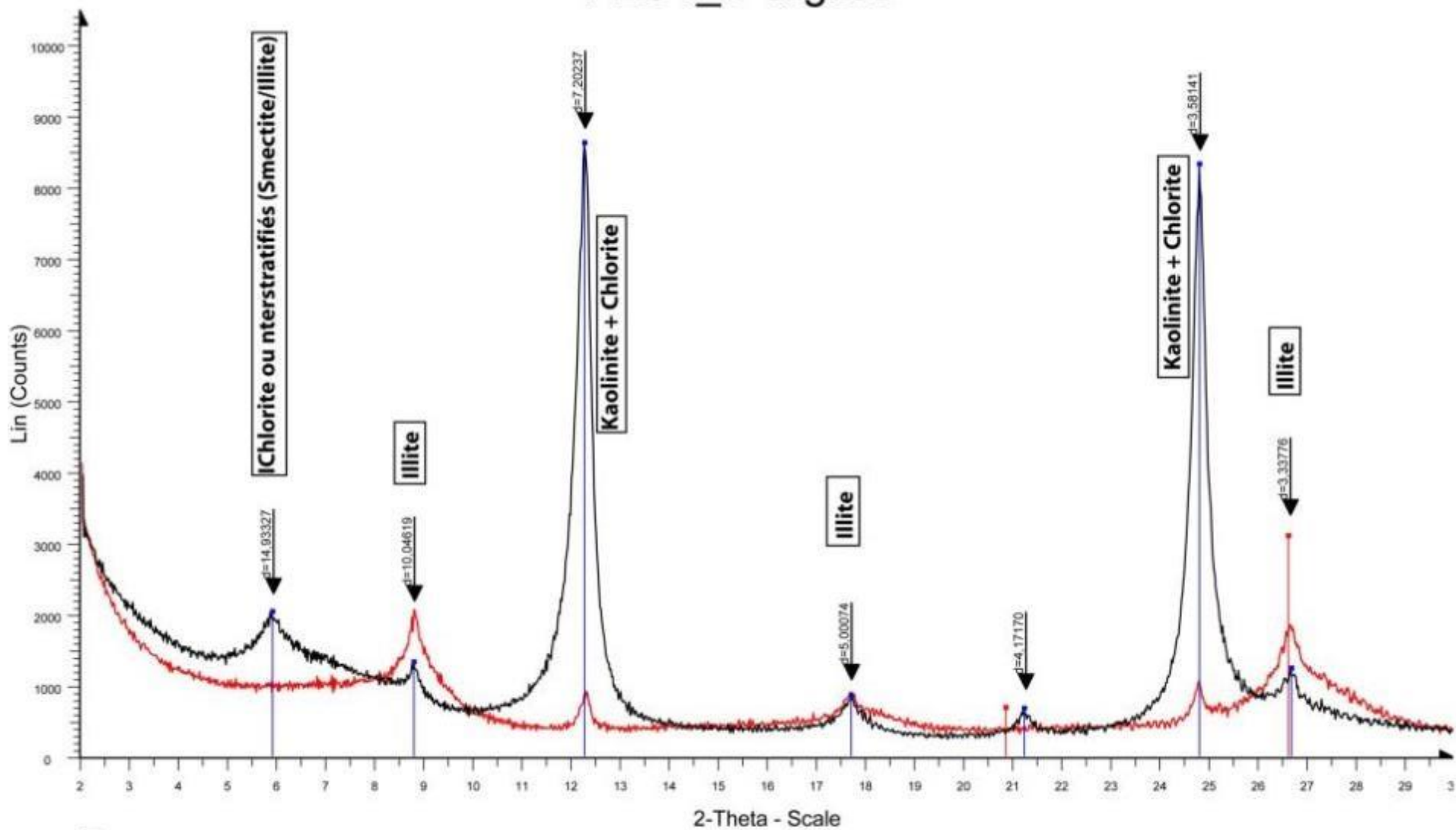
PEU1_B



PEU1B - File: PEU1B.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s
Operations: Fourier 20.000 x 1 | X Offset 0.183 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.202,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO ₂ - Y: 169.70 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.913	01-085-1356 (C) - Chamosite - (Mg _{1.5} Fe _{7.9} Al _{2.6})(Si _{6.2} Al _{1.8} O ₂₀)(OH) ₁₆ - Y: 8.37 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 -
01-080-0885 (C) - Kaolinite 1A - Al ₂ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄ - Y: 15.39 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15550 -	01-071-1167 (A) - Anatase - TiO ₂ - Y: 5.06 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 3.78920 - b 3.78920 - c 9
00-029-0713 (I) - Goethite - Fe ₂ O ₃ (OH) - Y: 5.46 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.60800 - b 9.9	
00-029-1499 (*) - Montmorillonite-22A - Na _{0.3} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·8H ₂ O - Y: 25.84 % - d x by: 1. - WL: 1.540	
01-071-1154 (C) - Albite high - Na(AlSi ₃ O ₈) - Y: 1.26 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.25080 - b 12.94	
01-076-0742 (C) - Orthoclase - K(AlSi ₃ O ₈) - Y: 3.10 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.56160 - b	

PEU1_B-argiles

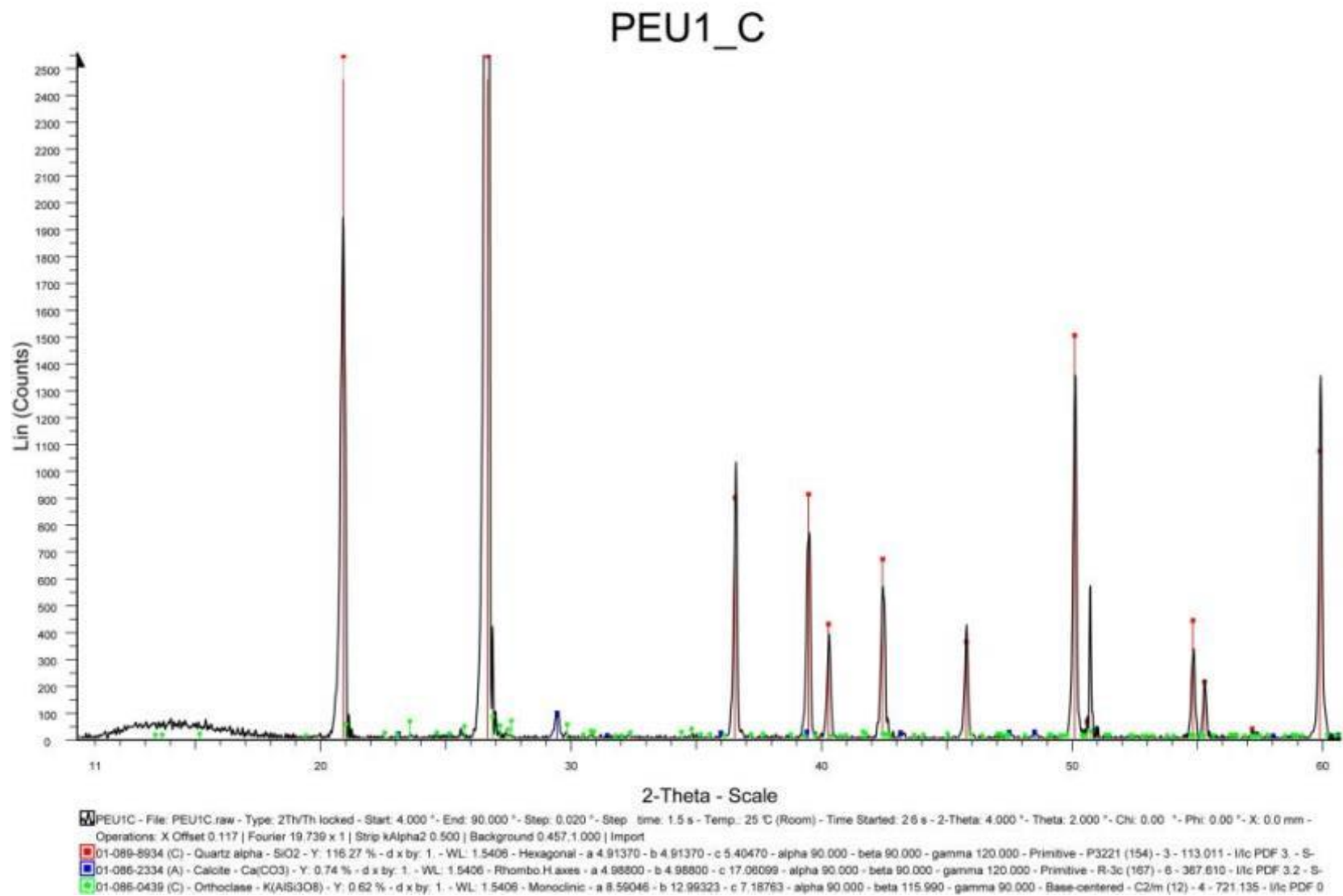


PEU1B - File: PEU1B-OR.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 25 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm
 Operations: X Offset 0.017 | X Offset -0.042 | Strip kAlpha2 0.500 | Import

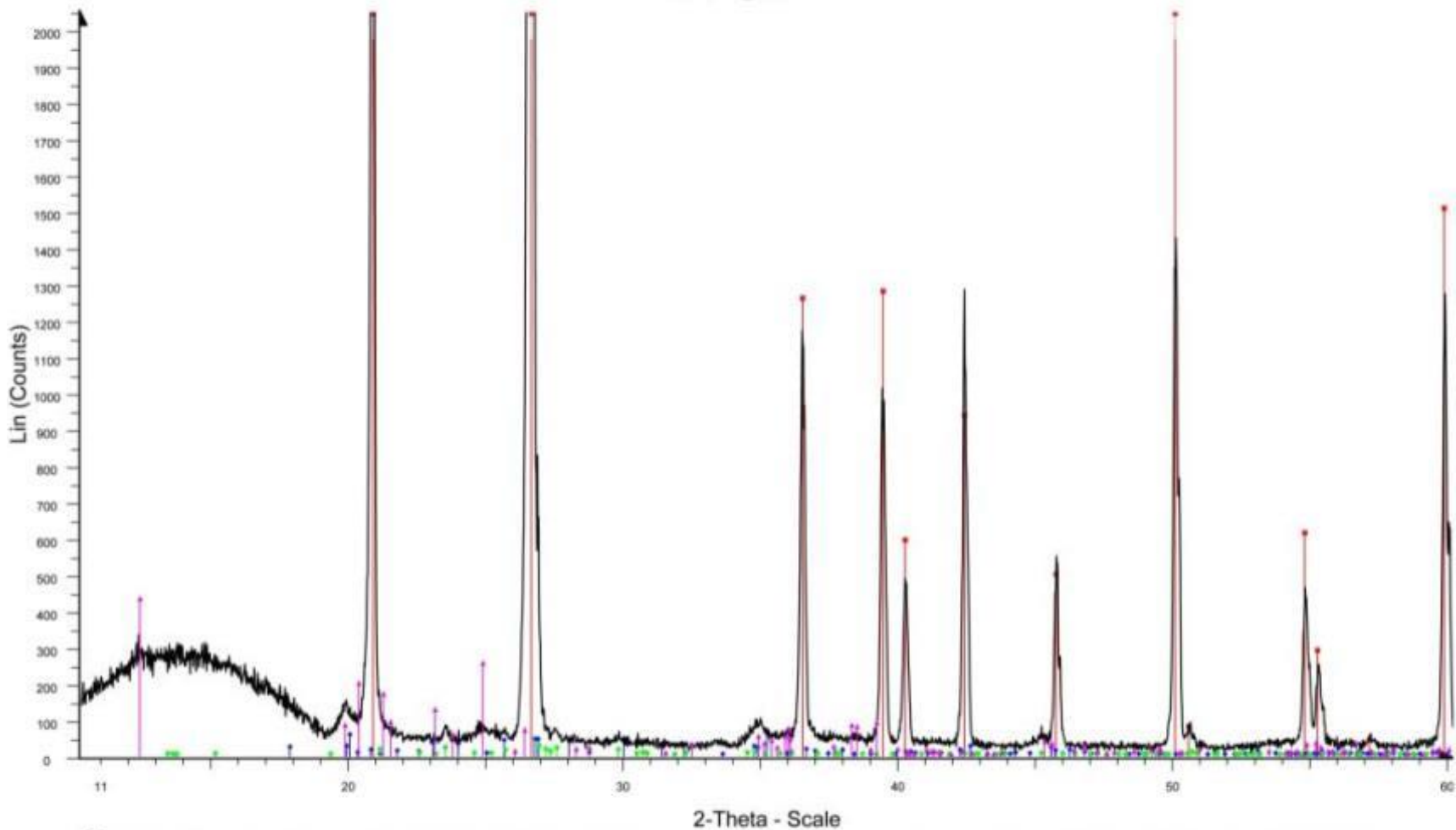
PEU1b-ch - File: PEU1B-CH.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 38 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0
 Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 35.68 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/Ic PDF 3. - F29=

DIF - PEU1B - PEU1B-OR.dif - Y: 100.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - 0 -



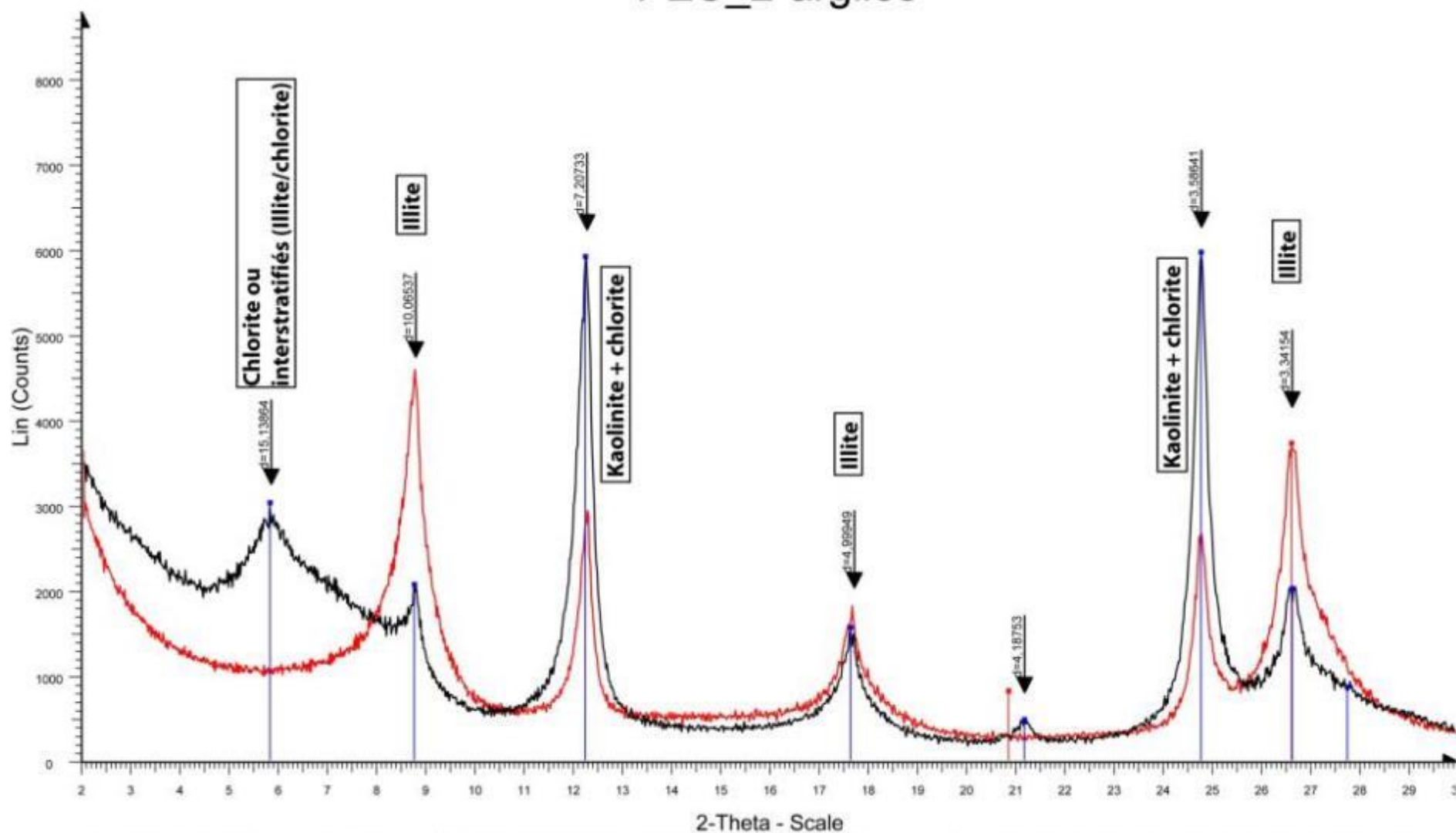
PEU2



PEU2 - File: PEU2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm
Operations: X Offset 0.133 | Strip kAlpha2 0.021 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO2 - Y: 134.90 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - S-
01-089-5402 (C) - Muscovite 2M1 - K0.96Al1.88(Si3Al)0.955O10(OH)1.8O0.2 - Y: 0.46 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.16280 - b 8.96200 - c 19.97699 - alpha 90.000 - beta 95.738 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 7
01-089-1454 (C) - Sanidine - K0.826Ba0.048Sr0.04(AlSi3O8) - Y: 0.17 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.54000 - b 13.03600 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.960 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 7
01-080-0885 (C) - Kaolinite 1A - Al2(Si2O5)(OH)4 - Y: 3.04 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15550 - b 8.94380 - c 7.40510 - alpha 91.700 - beta 104.840 - gamma 89.830 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.909 - I/c PDF 1.

PEU_2-argiles



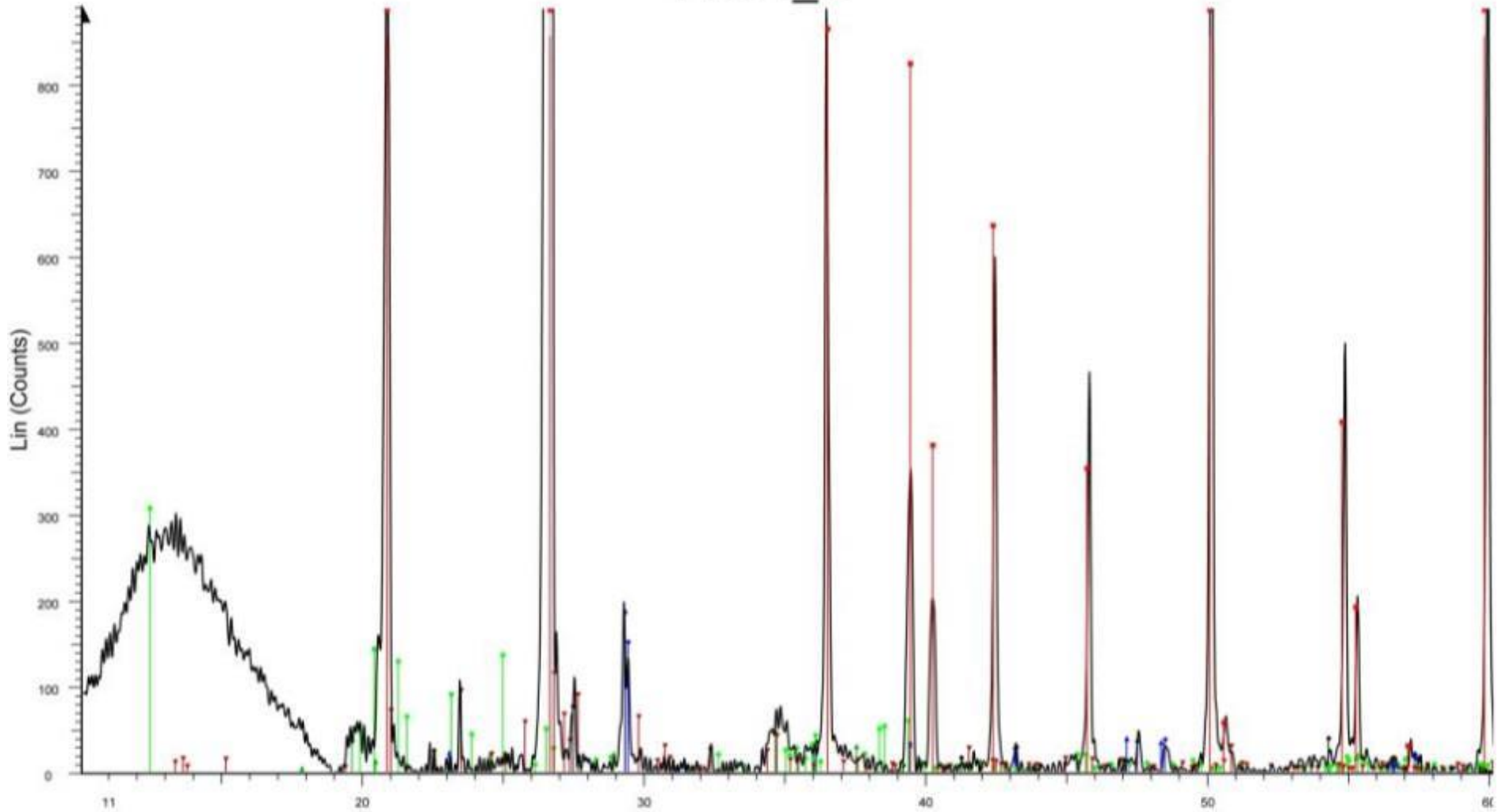
PEU2-OR - File: PEU2-OR.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 26 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m
 Operations: X Offset -0.042 | Strip kAlpha2 0.500 | Import

PEU2C-CH - File: PEU2C-CH.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 41 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m
 Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 62.19 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - F29=

DIF - PEU2-OR - PEU2-OR.dif - Y: 100.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - 0 -

PEU4_C

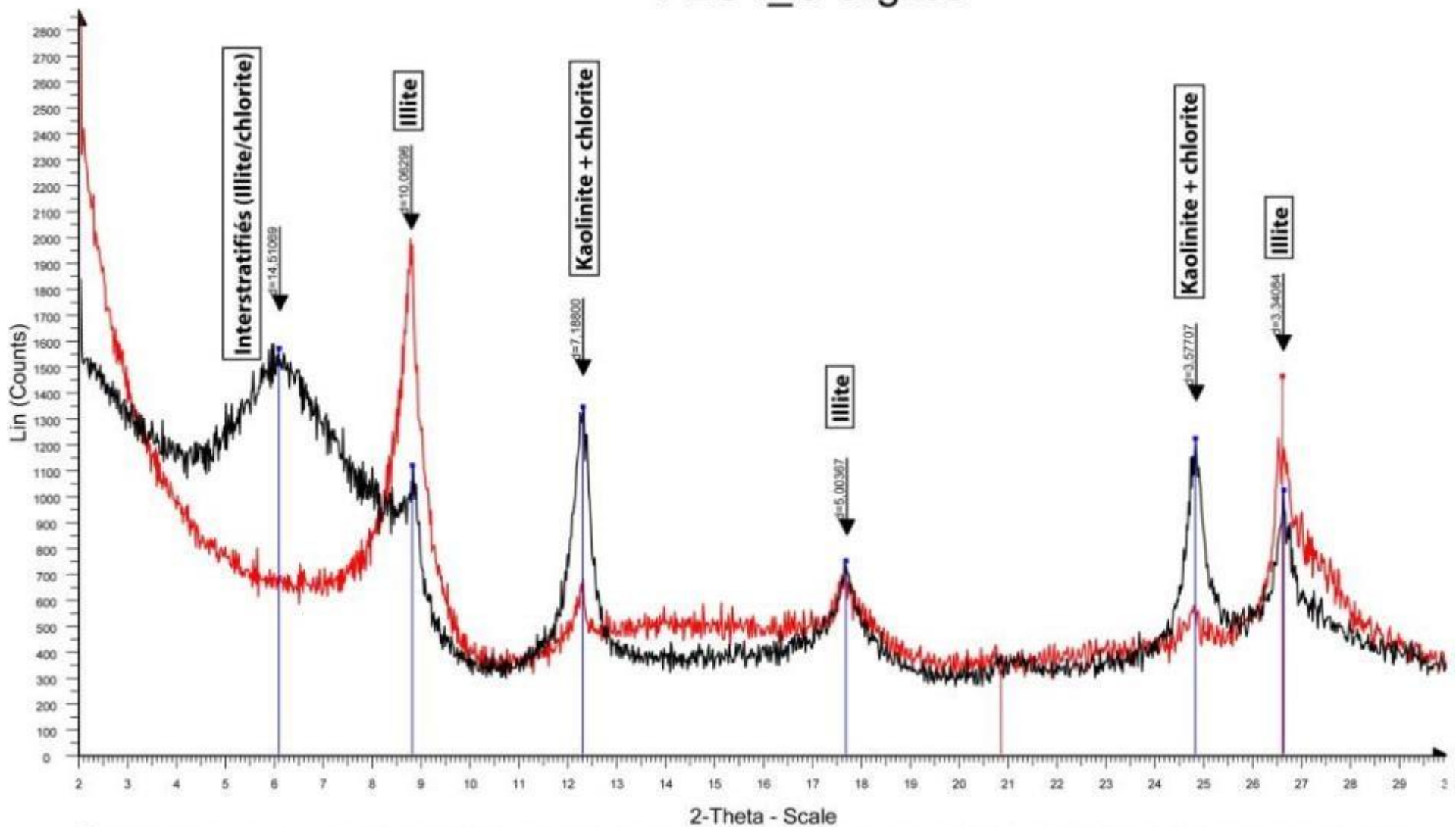


PEU4C - File: PEU4C2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5
Operations: X Offset 0.075 | Fourier 16.528 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.055.1.000 | Import

01-089-8935 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 270.24 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.92090 - b 4.920
00-047-1743 (C) - Calcite - CaCO₃ - Y: 2.97 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H axes - a 4.98960 - b 4.989
01-086-2340 (C) - Calcite - CaCO₃ - Y: 3.69 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H axes - a 4.98000 - b 4.98
01-086-0147 (C) - Rutile - TiO₂ - Y: 1.47 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.59400 - b 4.59400 - c 2.9
01-083-0971 (C) - Kaolinite 1A - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 6.10 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15350 - b
00-009-0439 (I) - Glauconite-1M [NR] - K(Fe,Al)₂(Si,Al)₄O₁₀(OH)₂ - Y: 0.88 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoc

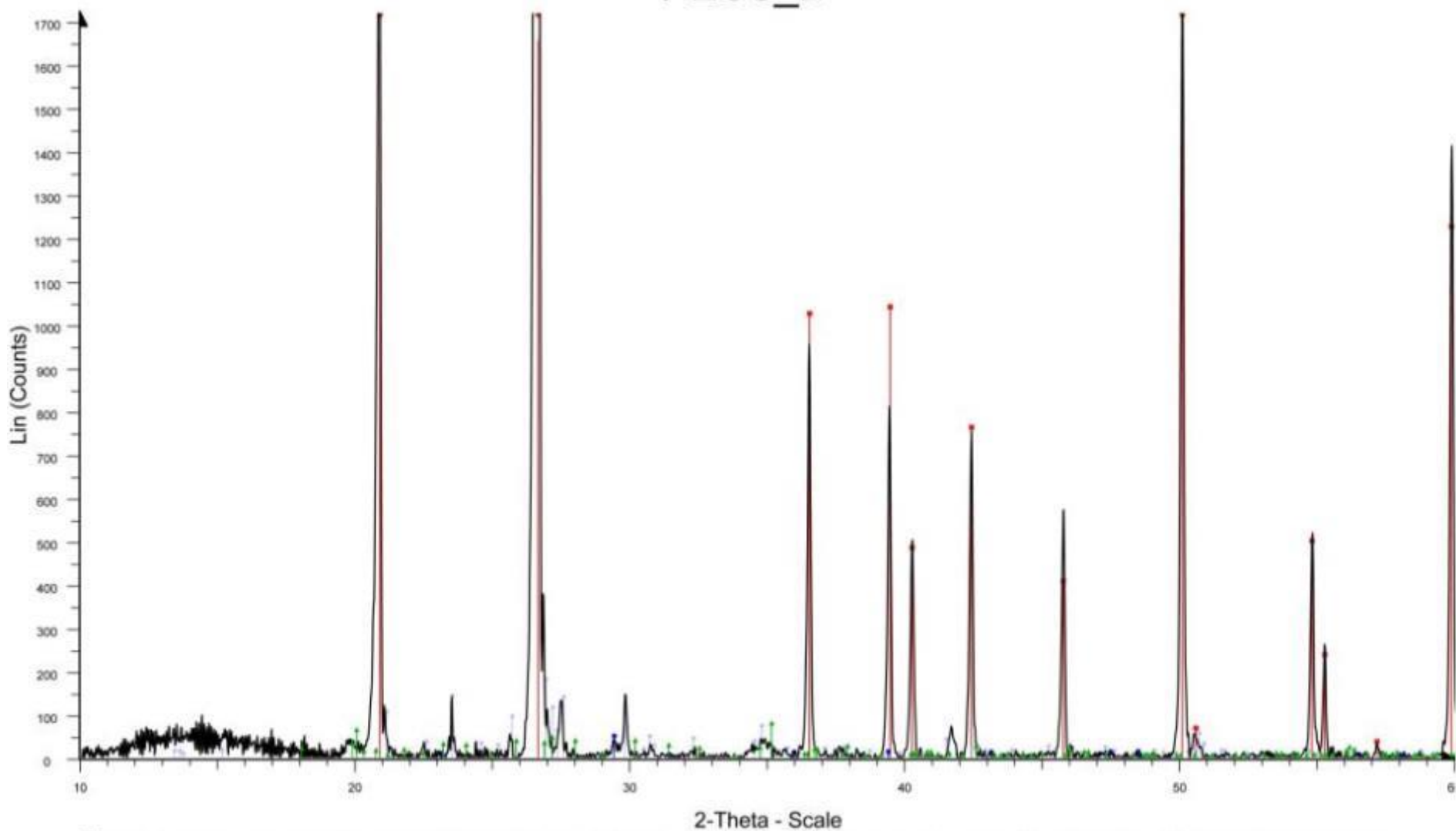
01-080-2107 (C) - Sanidine - K(AlSi₃O₈) - Y: 2.24 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.60800 - b 13.04

PEU4_C-argiles



PEU4C - File: PEU4C-OR.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 26 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m
 Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Import
 PEU4C-CH - File: PEU4C-CH.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 26 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0
 Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Import
 01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO2 - Y: 50.03 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - F29=
 DIF - PEU4C - PEU4C-OR.dif - Y: 53.72 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - 0 -

PEU5_B



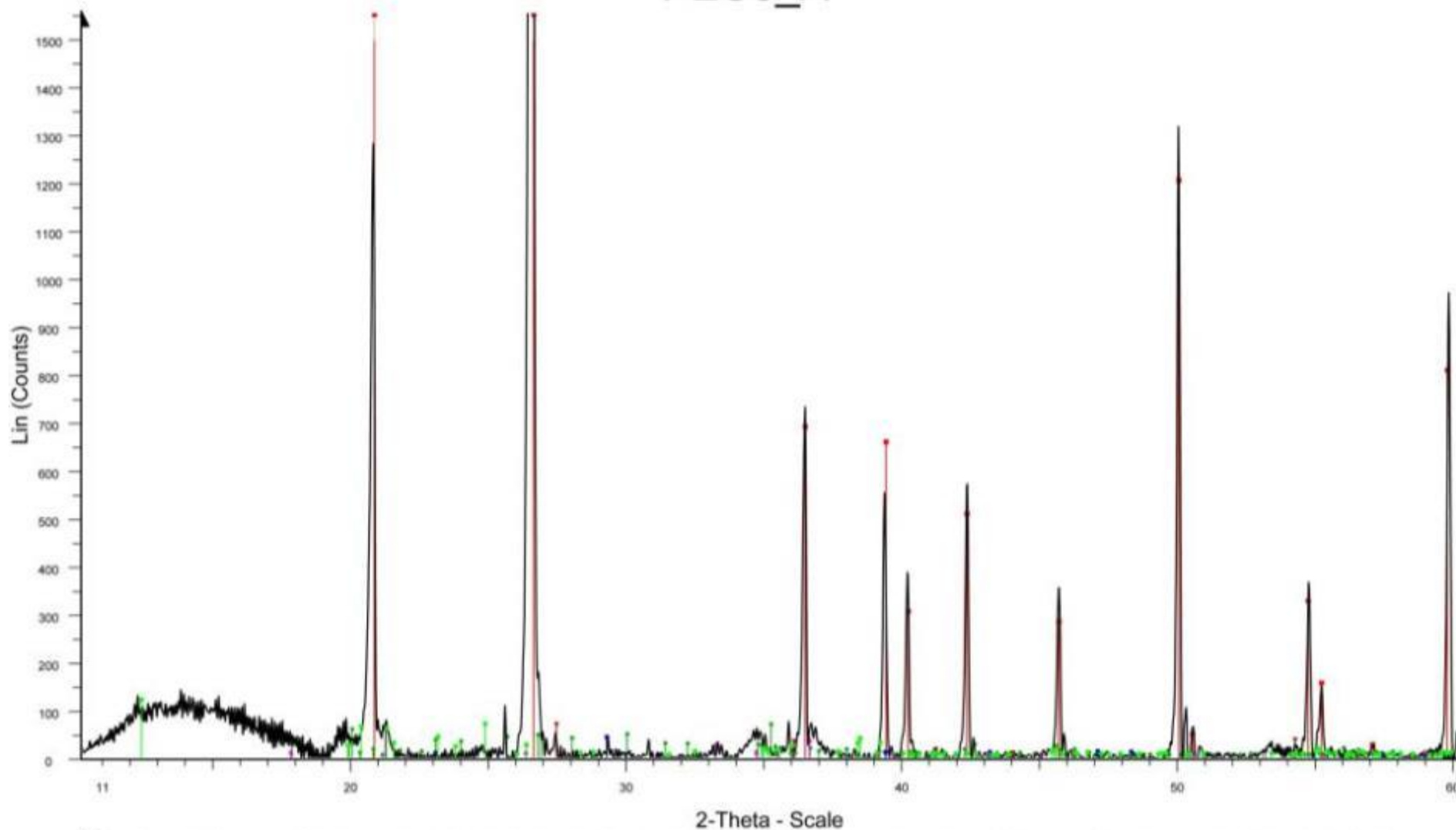
PEU5B - File: PEU5B.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 60.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 3.8 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Operations: X Offset 0.100 | Fourier 25.537 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.081,1.000 | Background 0.174,1.000 | Background 0.145,

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 141.43 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - S-

01-089-1454 (C) - Sanidine - K_{0.826}Ba_{0.048}Si_{0.04}(AlSi₃O₈) - Y: 1.61 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.54000 - b 13.03600 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.960 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 7

01-086-2334 (A) - Calcite - Ca(CO₃) - Y: 0.40 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo H.axes - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.06099 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 367.610 - I/c PDF 3.2 - S-

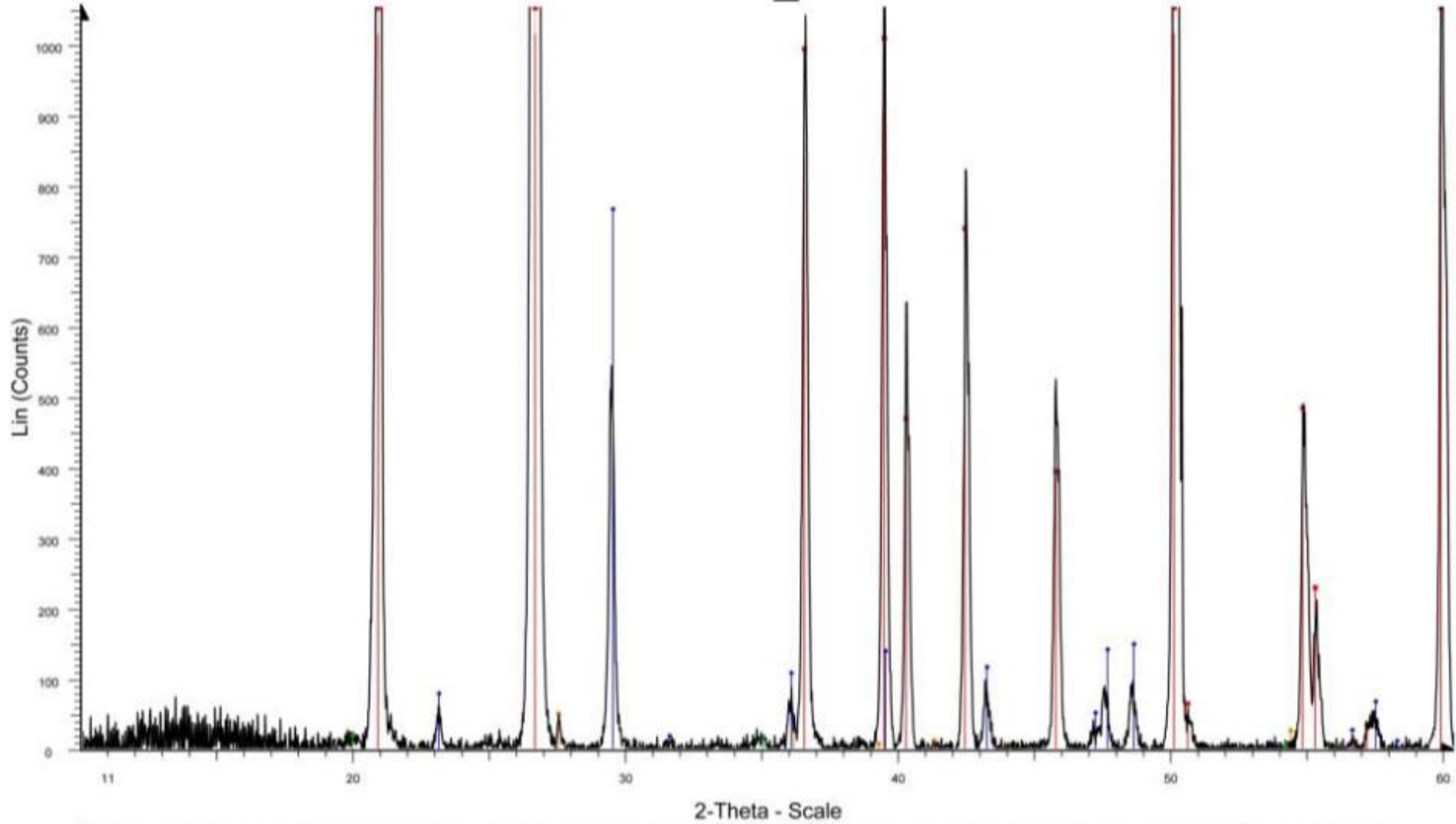
01-085-2147 (C) - Muscovite 2M1 - (Na_{0.37}K_{0.63})(Al_{1.84}Ti_{0.02}Fe_{0.10}Mg_{0.06})(Si_{3.03}Al_{0.97})O₁₀(OH)₂ - Y: 0.68 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.17400 - b 8.97500 - c 19.76999 - alpha 90.000 - beta 95.200 - gamma 9



PEU6A - File: PEU6A.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 4.0 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Operations: X Offset 0.042 | Fourier 21.460 x 1 | Strip kAlpha2 0.654 | Background 0.081, 1.000 | Import

01-089-8935 (C) - Quartz - SiO_2 - Y: 0.137 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a: 4.92090 - b: 4.92090 - c: 5.40910 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.434 - l/c PDF 3 - F29
01-086-2340 (C) - Calcite - CaCO_3 - Y: 0.45 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo H.axes - a: 4.98000 - b: 4.98000 - c: 17.22400 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 369.933 - l/c PDF 2.9 - F
01-089-5402 (C) - Muscovite 2M1 - $\text{K}_0.96\text{Al}_1.88(\text{Si}_3\text{Al})_0.955\text{O}_{10}(\text{OH})_1.800\text{2}$ - Y: 0.78 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a: 5.16280 - b: 8.96200 - c: 19.97699 - alpha 90.000 - beta 95.738 - gamma 90.000 - Base-centered - F
00-029-0713 (I) - Goethite - $\text{Fe}_3(\text{O})_4$ - Y: 0.76 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a: 4.60800 - b: 9.95600 - c: 3.02150 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbnm (62) - 4 - 138.618 - F30= 47(0.0156, 4
01-086-0147 (C) - Rutile - TiO_2 - Y: 0.77 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a: 4.59400 - c: 2.95880 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P42/mnm (138) - 2 - 62.4408 - l/c PDF 3.6 - F20=1000
01-089-6538 (C) - Kaolinite - $\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ - Y: 1.40 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a: 5.15400 - b: 9.94200 - c: 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.820 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - l/c PDF 1 - F

PEU6_B



PEU6B - File: PEU6B.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2.8 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm -
Operations: X Offset 0.200 | X Offset 0.125 | Background 0.457,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 104.56 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3 - F29

01-089-1304 (C) - Calcite, magnesium, syn - (Mg_{0.03}Ca_{0.97})(CO₃) - Y: 5.32 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Rhombo.H axes - a 4.97800 - b 4.97800 - c 16.98799 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167)

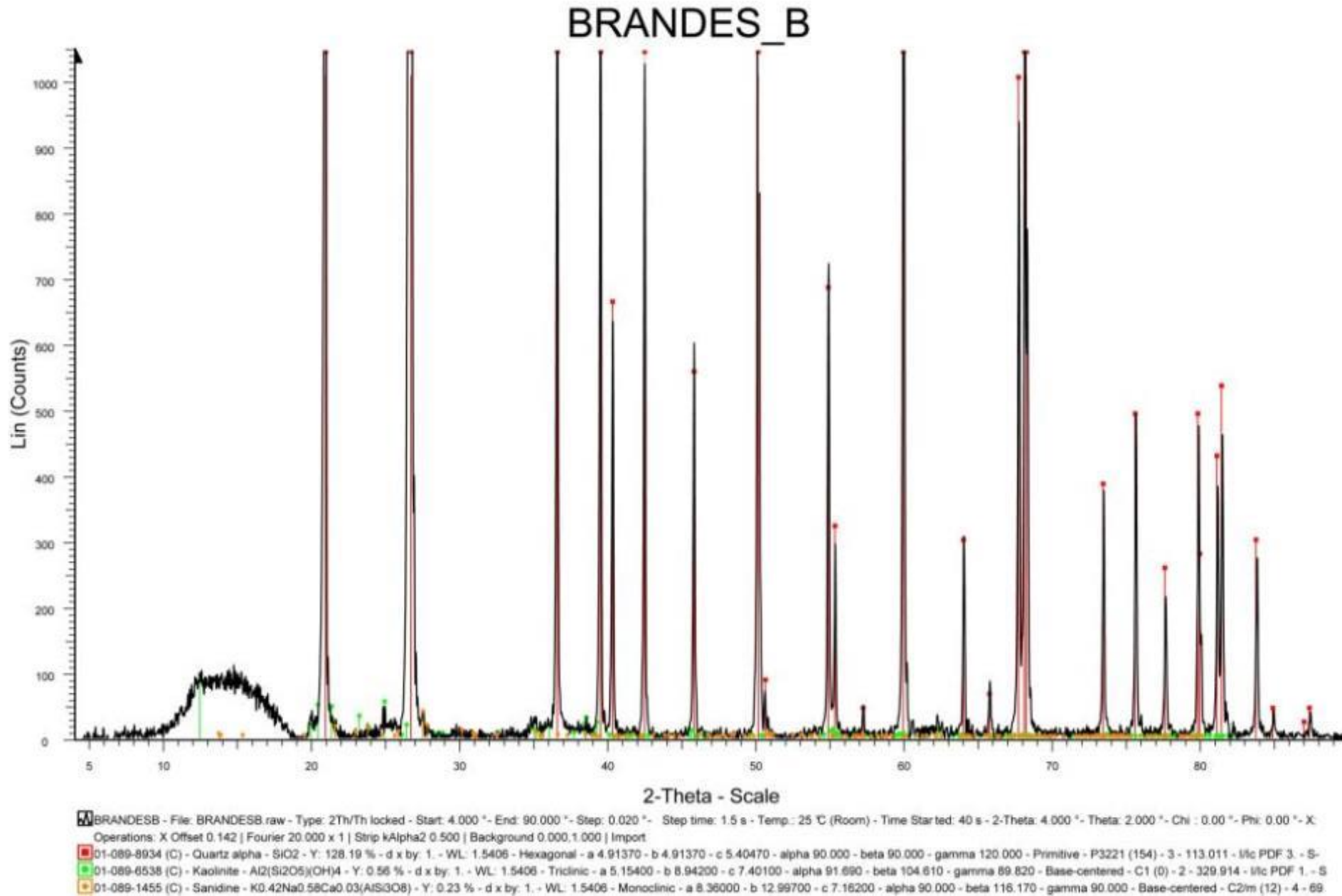
01-087-0710 (A) - Rutile - TiO₂ - Y: 0.32 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.58450 - b 4.58450 - c 2.95330 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P42/mmm (136) - 2 - 62.0714 - I/c PDF 3.6 - F20=1000

00-029-1499 (*) - Montmorillonite-22A - Na_{0.3}(A)Mg₂Si₄O₁₀(OH)₂.8H₂O - Y: 0.22 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 5.21000 - b 5.21000 - c 22.00000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P (0) - 1 -

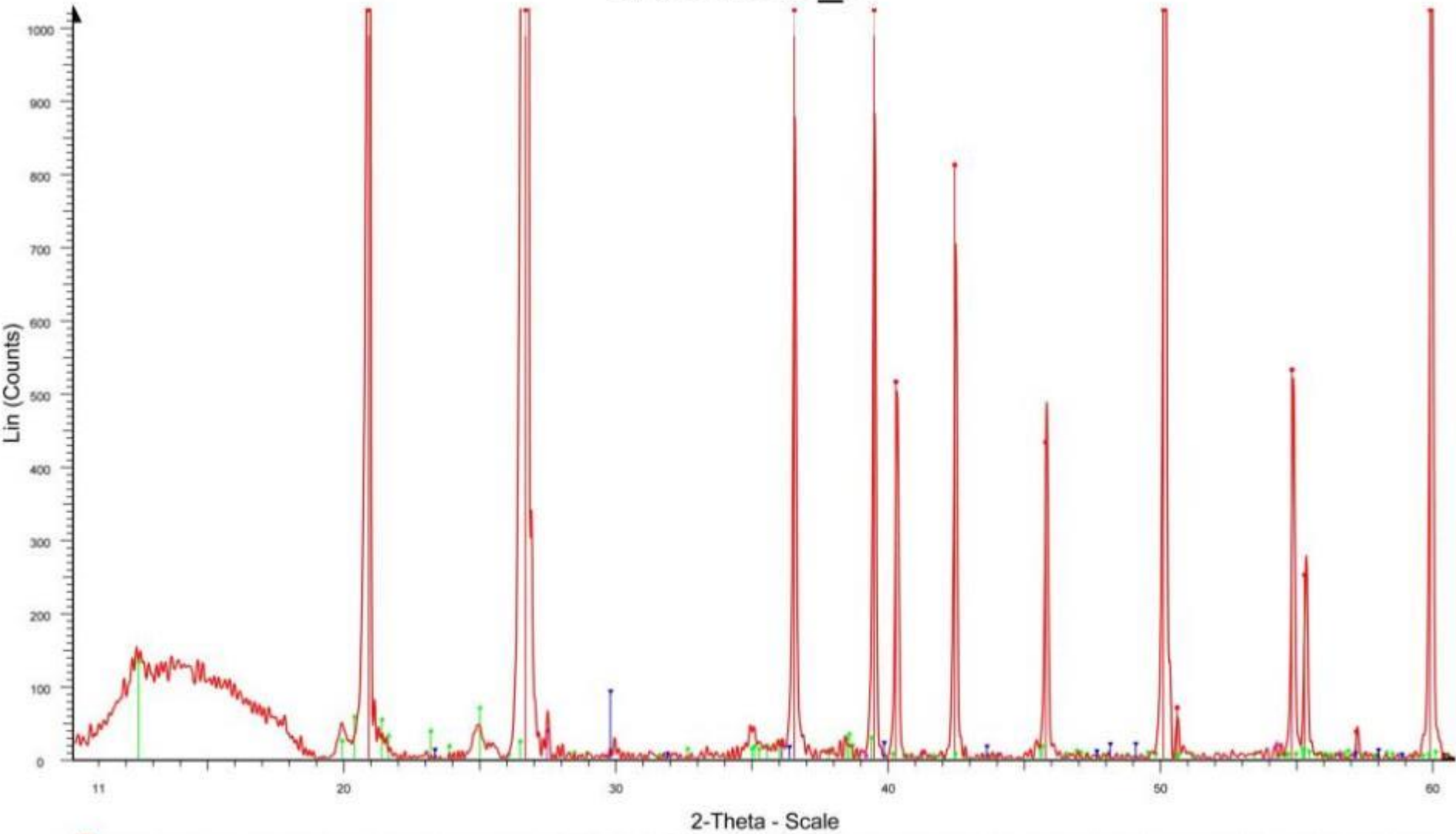
- La carrière **Les Brandes**

- Brandes_b (poudre)
- Brandes_c (poudre et argiles)
- Brandes_e (poudre)
- Brandes_f (poudre)
- Brandes_Front_inf_a (poudre)
- Brandes_Front_inf_c (poudre)

Description des affleurements en Annexe 2.

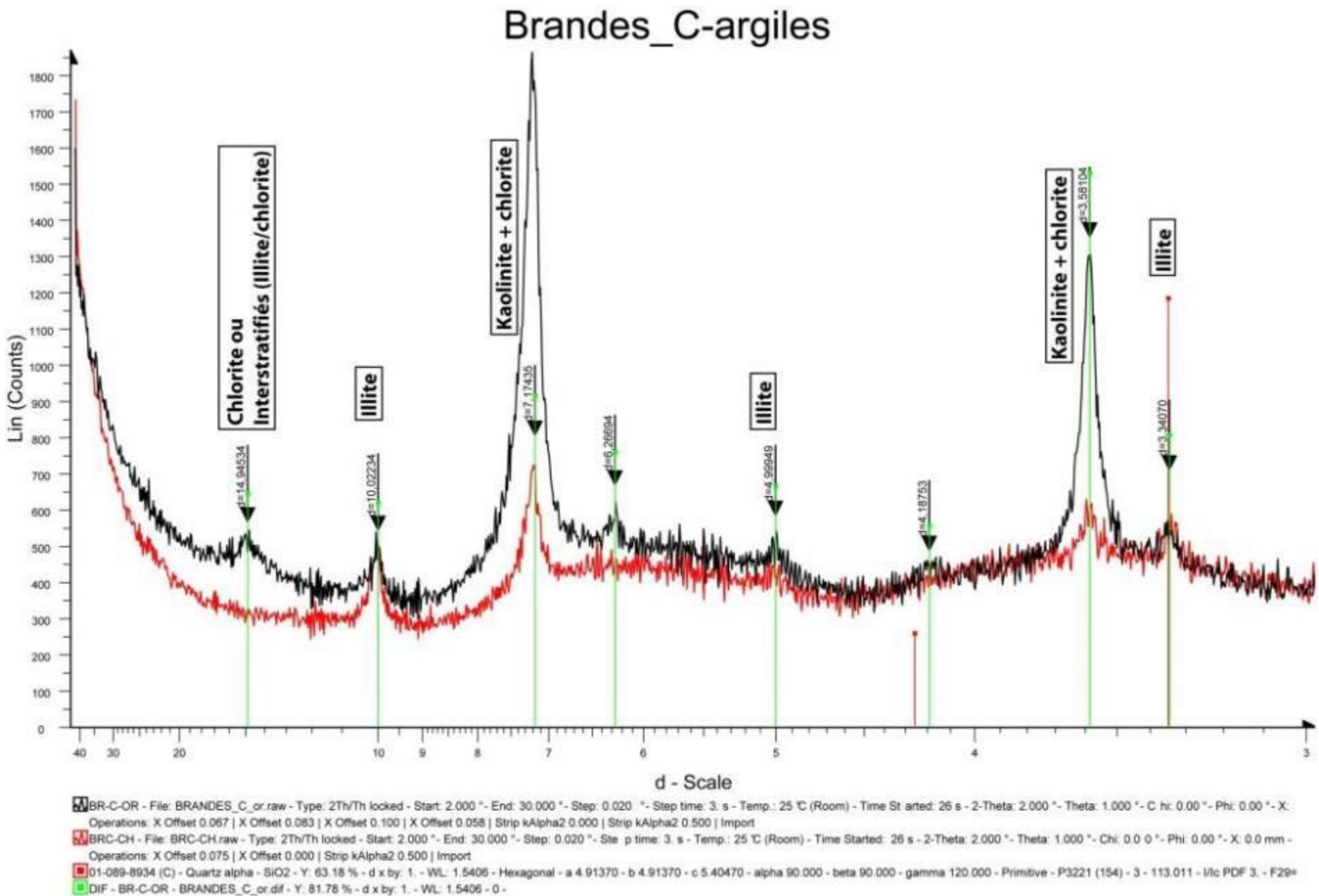


BRANDES_C

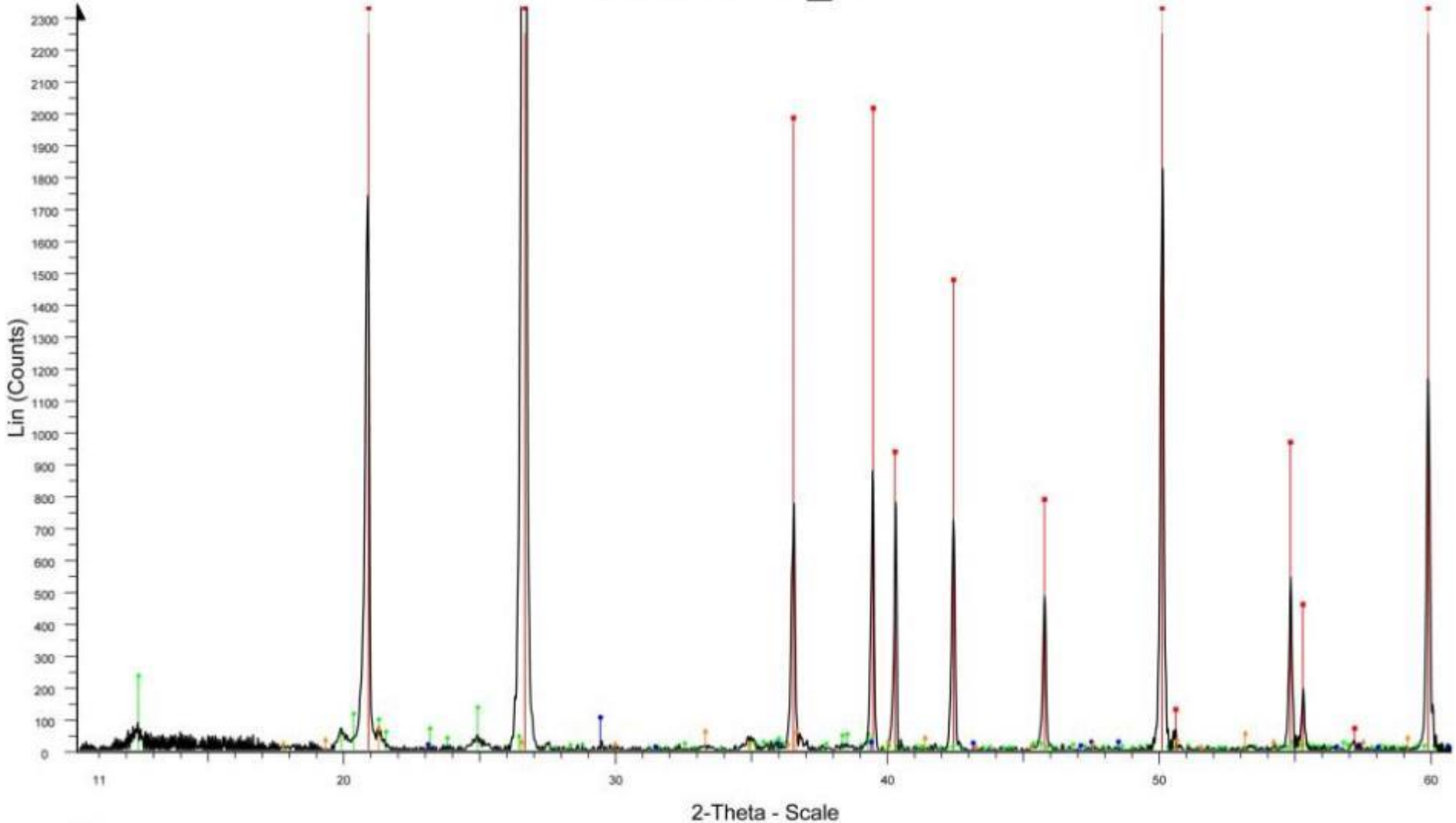


BRANDESC - File: BRANDESC2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 28 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X
Operations: X Offset 0.150 | Fourier 13.733 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.098,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 132.31 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - S-
01-074-1784 (C) - Kaolinite 1A - Al₂Si₂O₅(OH)₄ - Y: 1.03 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.14000 - b 8.93000 - c 7.37000 - alpha 91.800 - beta 104.500 - gamma 90.000 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 327.337 - I/c PDF 1.1
01-086-0147 (C) - Rutile - TiO₂ - Y: 0.28 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.59400 - b 4.59400 - c 2.95860 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P42/mnm (136) - 2 - 62.4408 - I/c PDF 3.6 - S-Q 0.2 %
01-086-2336 (C) - Calcite, magnesiumian - (Mg_{0.129}Ca_{0.871})(CO₃) - Y: 0.70 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo H.axes - a 4.93820 - b 4.93820 - c 16.83200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 -



BRANDES_E



BRD E - File: BRANDES_e.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - S tep time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Starts d: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0
Operations: X Offset 0.108 | Fourier 22.107 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.813.1.000 | Import

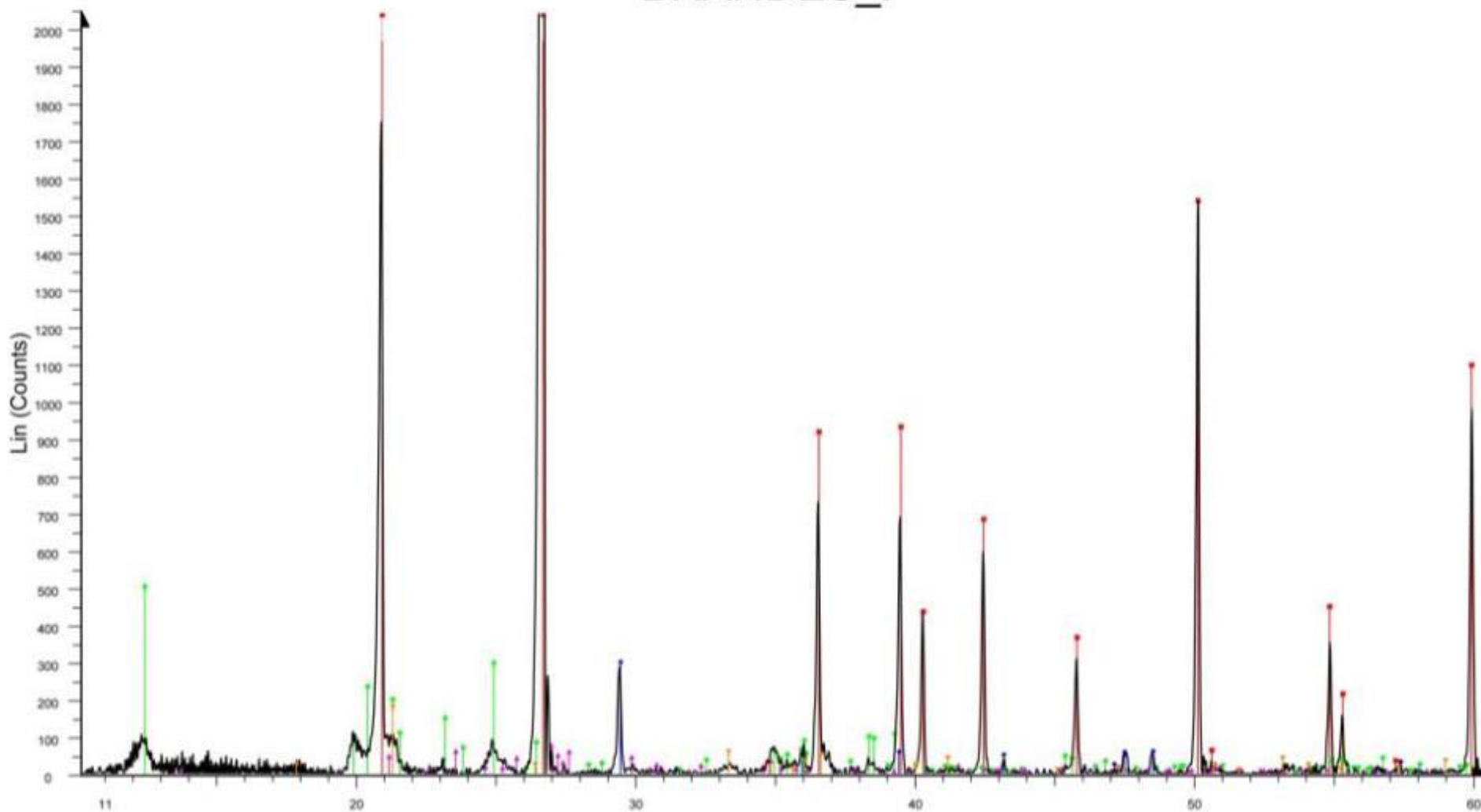
01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO2 - Y: 320.85 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - F29

01-080-0886 (C) - Kaolinite 1A - Al2(Si2O5)(OH)4 - Y: 2.42 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15770 - b 8.94170 - c 7.39670 - alpha 91.672 - beta 104.860 - gamma 89.898 - Primitive - P1 (1) - 2 - 329.571 - I/c PDF 1.1 - F3

01-083-0578 (A) - Calcite - Ca(CO3) - Y: 1.01 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H axes - a 4.98870 - b 4.98870 - c 17.05290 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 367.539 - I/c PDF 3.2 - F

00-002-0272 (D) - Goethite - Fe2O3.H2O - Y: 0.71 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.58700 - b 9.93700 - c 3.01500 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbnm (62) - 4 - 137.427 - F30= 12(0.0550

BRANDES_F



BRANDEF - File: BRANDF.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - St ep time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0

Operations: X Offset 0.117 | Strip kAlpha2 0.500 | X Offset 0.108 | Fourier 22.534 x 1 | Strip kAlpha2 0.021 | Background 0.813,1.000 | Imp

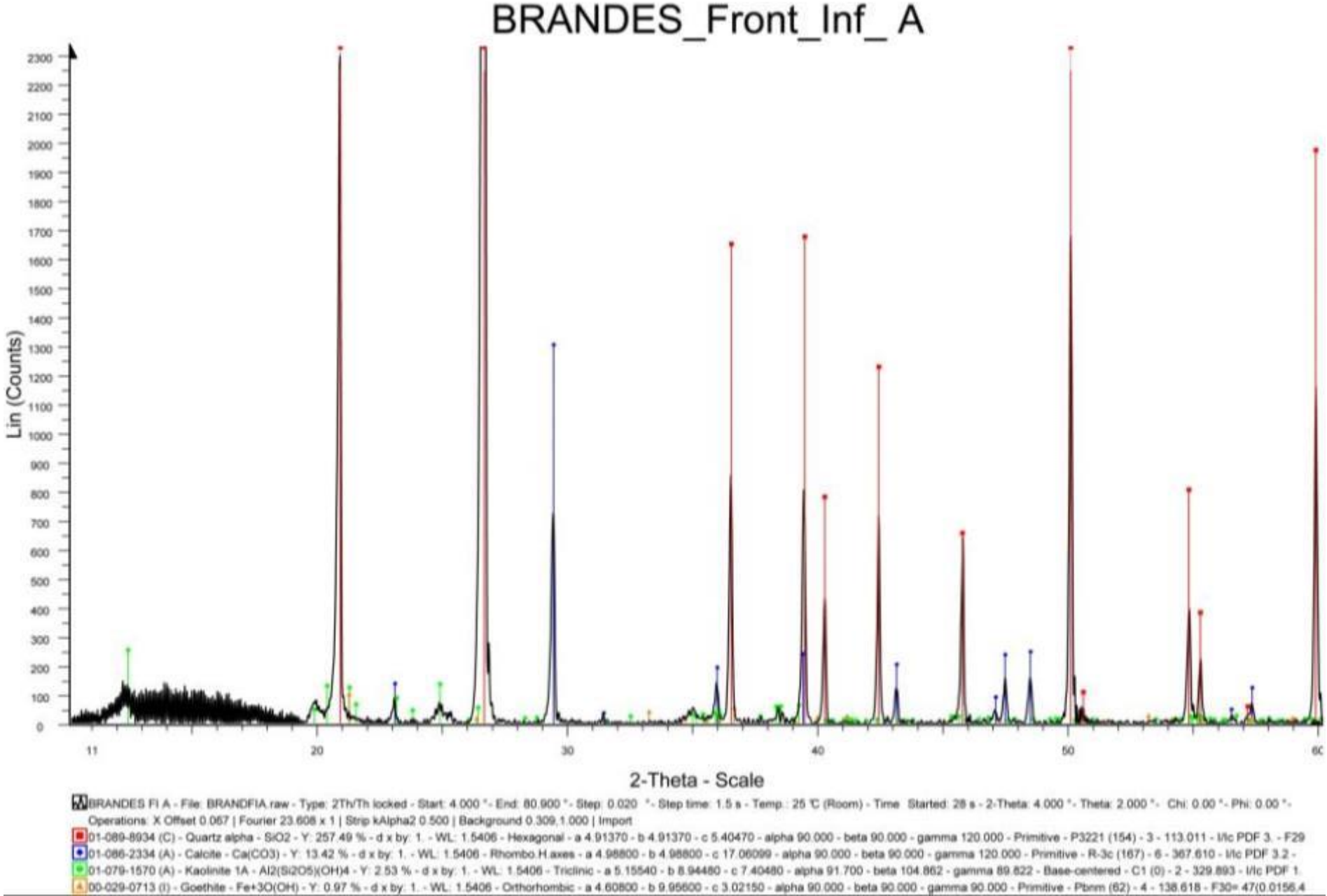
01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 184.32 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/Ic PDF 3. - F29

01-085-2334 (A) - Calcite - Ca(CO₃) - Y: 3.92 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.06099 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 367.610 - I/Ic PDF 3.2 - F

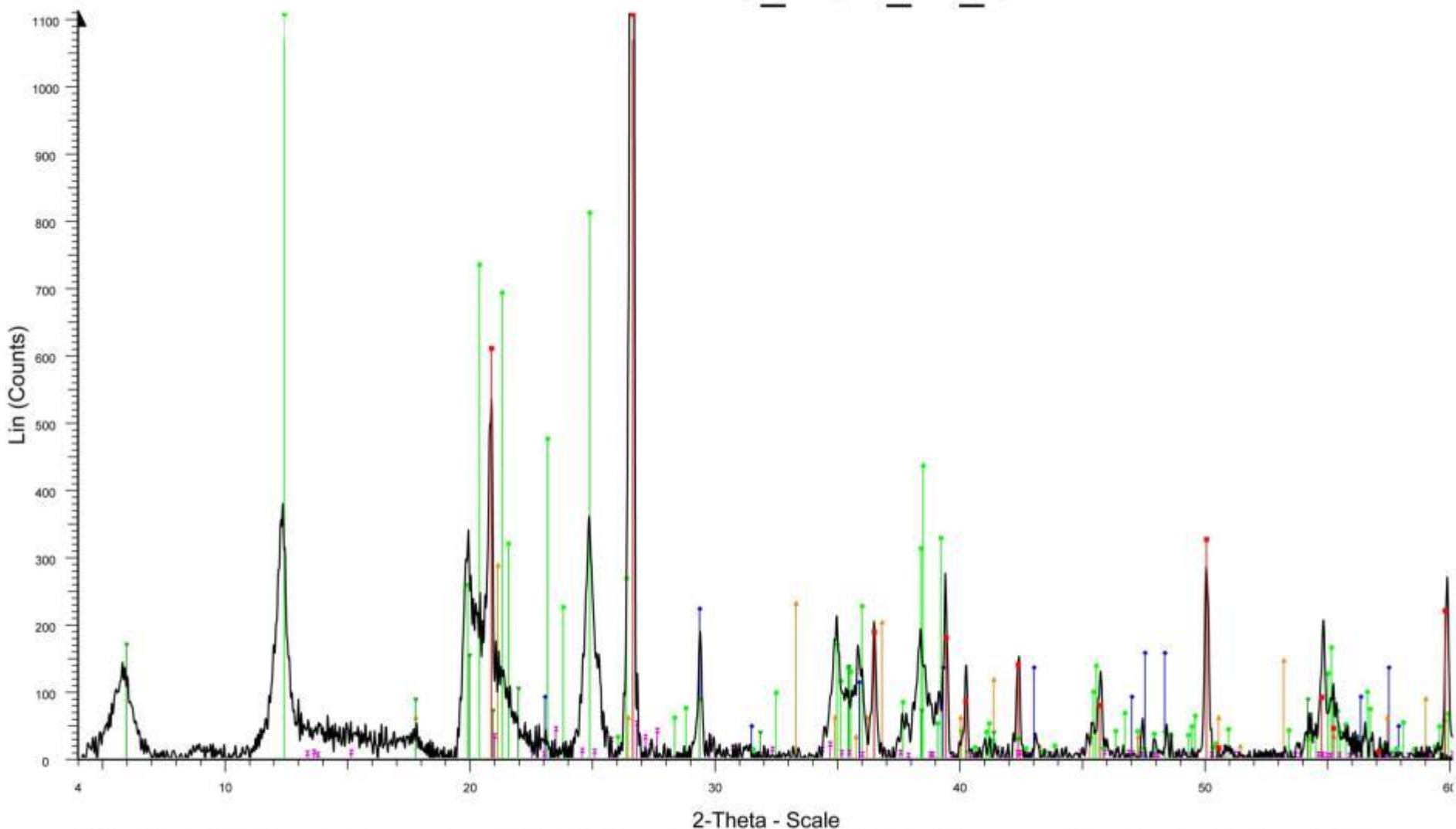
01-080-0885 (C) - Kaolinite 1A - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 6.62 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15550 - b 8.94380 - c 7.40510 - alpha 91.700 - beta 104.840 - gamma 89.830 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.909 - I/Ic PDF 1.

01-089-1454 (C) - Sanidine - K_{0.826}Ba_{0.0485}R_{0.04}(AlSi₃O₈) - Y: 0.92 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.54000 - b 13.03600 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.960 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 7

00-017-0536 (D) - Goethite - Fe+3O(OH) - Y: 2.30 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.59800 - b 9.95700 - c 3.02100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbnm (62) - 4 - 138.248 - F29= 7(0.0750.



BRANDES_Front_Inf_C



BRANDEFIC - File: BRANDFIC.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Ch i: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: Operations: X Offset 0.092 | X Offset 0.133 | Fourier 21.680 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.550,1.000 | Background 0.309,1.000 |

01-089-8935 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 103.20 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.92090 - b 4.92090 - c 5.40910 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.434 - I/Ic PDF 3. - F29

00-004-0637 (D) - Calcite - CaCO₃/CaO-CO₂ - Y: 7.85 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.99500 - b 4.99500 - c 17.06000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 2 - 368.621 - F30=

01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 51.48 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8.94200 - c 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.820 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - I/Ic PDF 1. -

00-008-0097 (D) - Goethite - alpha-Fe₂O₃·H₂O - Y: 10.21 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.59600 - b 9.95700 - c 3.02100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbnm (62) - 2 - 138.248 - F30= 6(

00-002-0014 (D) - Montmorillonite (Clay) - NaMgAlSi₂O₅(OH)H₂O - Y: 5.90 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 -

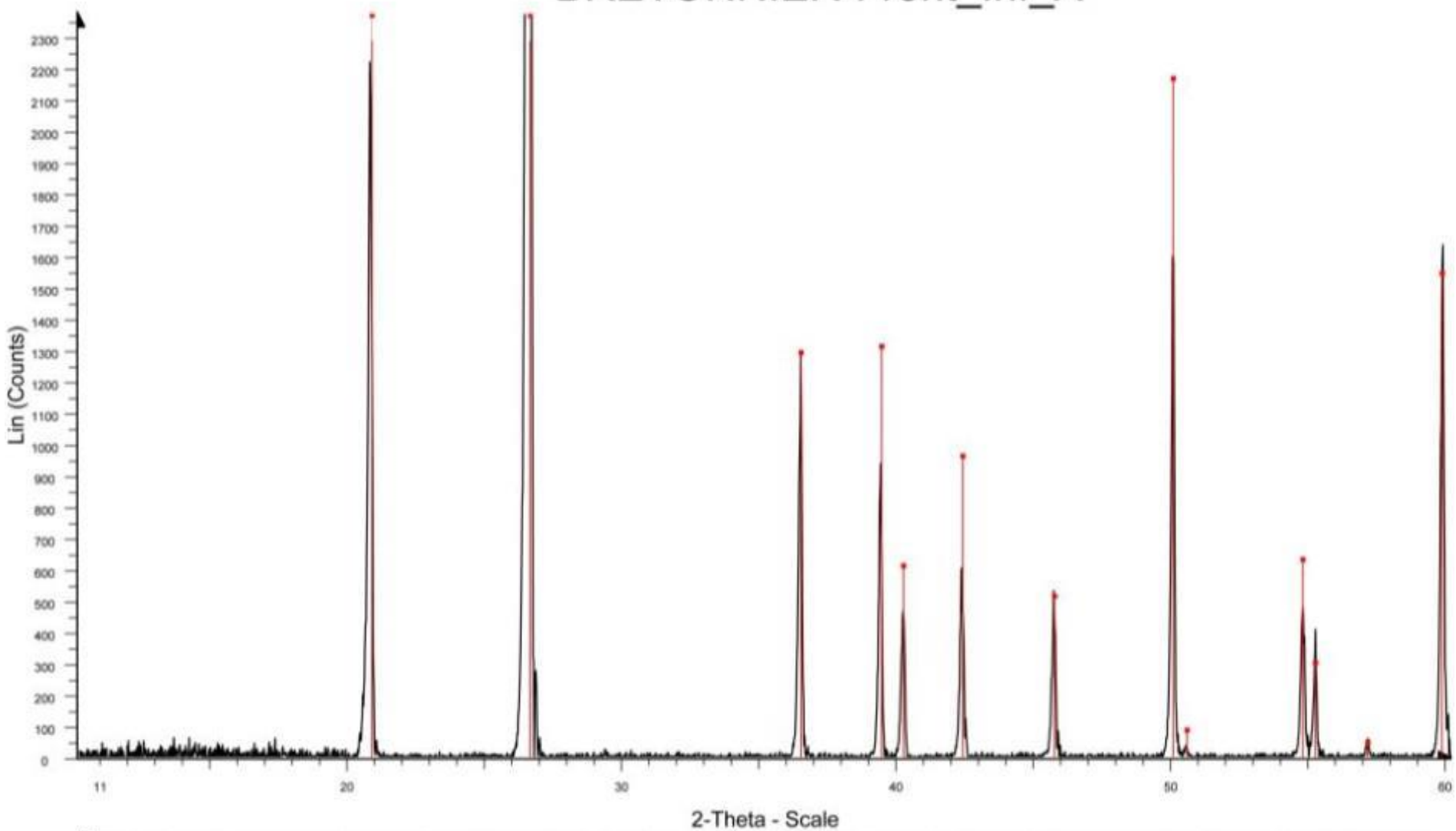
01-080-2107 (C) - Sanidine - K(AlSi₃O₈) - Y: 1.73 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.60800 - b 13.04100 - c 7.18000 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 724.556 - I/Ic PDF 0.8

- La carrière **Bretonnier**

- Bretonnier_Front_inf_a (poudre et argiles)

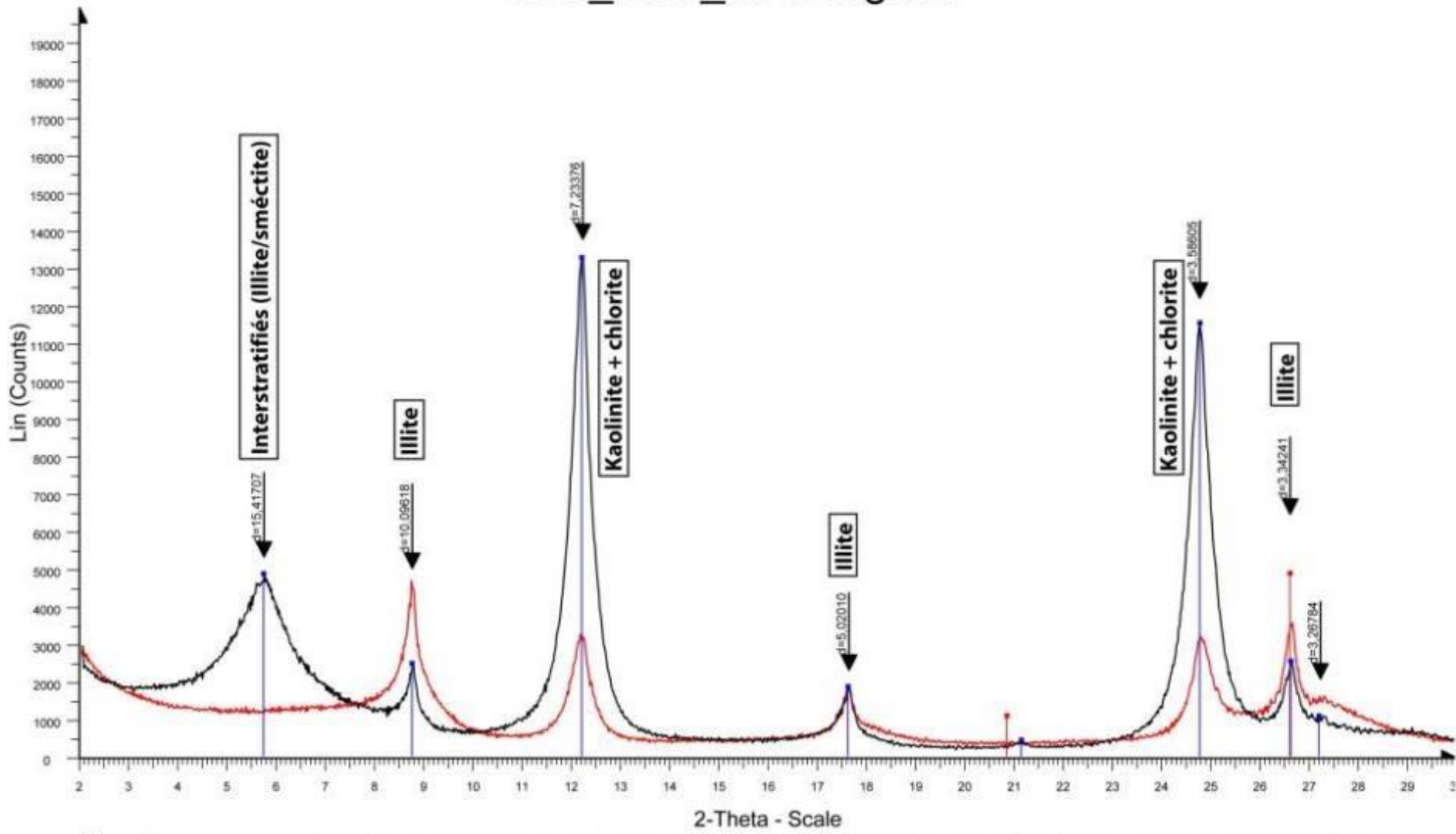
Description des affleurements en Annexe 3.

BRETONNIER-Front_Inf_A



BRET-FI-A - File: BRET-FI-A.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 41 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Ch: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0
Operations: X Offset 0.175 | X Offset 0.142 | X Offset 0.092 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.778,1.000 | Import
01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO2 - Y: 154.74 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - F29

Bret_front_inf-a-argiles



BRFia-OR - File: BRFia-OR.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 26 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m
Operations: X Offset 0.033 | Strip kAlpha2 0.500 | Import

BRFia-CH - File: BRFia-CH.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 30.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 26 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m
Operations: X Offset -0.025 | Strip kAlpha2 0.500 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO2 - Y: 36.20 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - Ifc PDF 3. - F29=

OIF - BRFia-OR - BRFia-OR.dif - Y: 99.44 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - 0 -

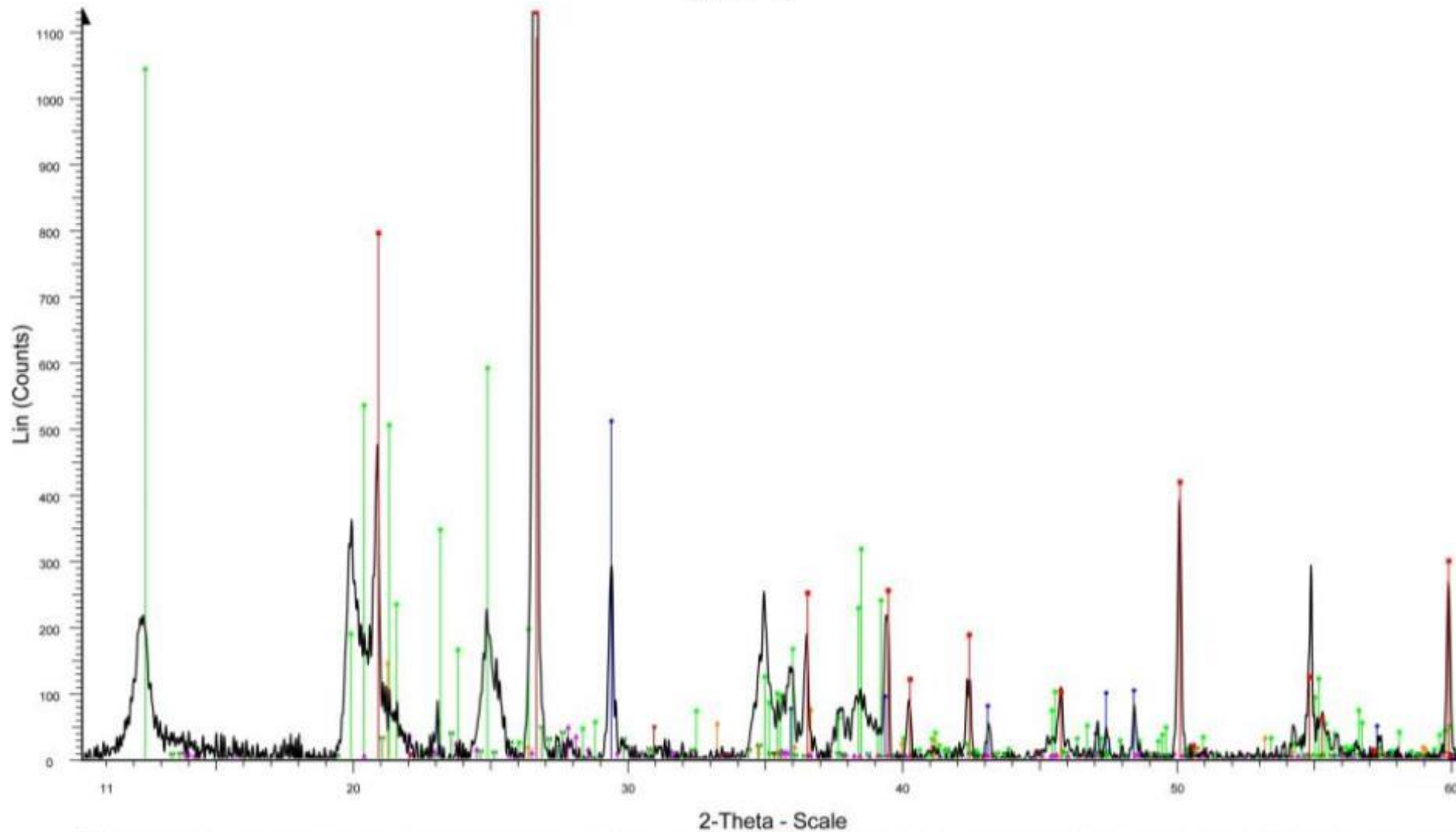
- La carrière du **Vaylats**

- Vay_1 (poudre)

- Vay_2 (poudre)

Description des affleurements en Annexe 4.

VAY1

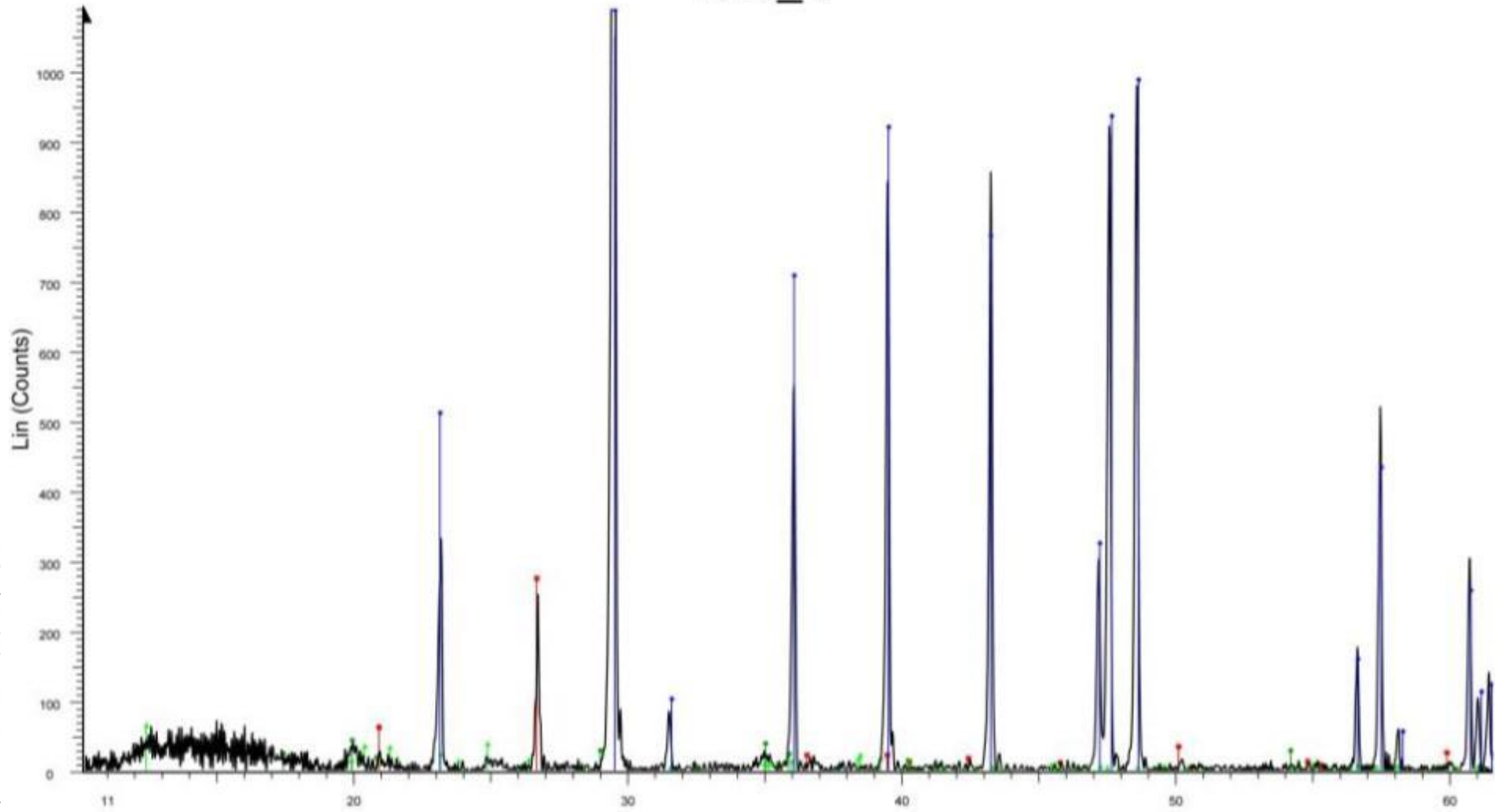


VAY1 - File: VAY1.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s -
 Operations: X Offset 0.133 | Fourier 21.033 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.202,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 114.15 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.913
 01-072-1937 (C) - Calcite - CaCO₃ - Y: 15.52 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo H.axes - a 4.99400 - b 4.99
 01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 31.83 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8
 00-029-0713 (I) - Goethite - Fe₂O₃(OH) - Y: 4.34 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.60800 - b 9.9
 01-083-1805 (A) - Albite high - Na(AlSi₃O₈) - Y: 1.34 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.16100 - b 12.87
 01-083-1766 (A) - Dolomite - MgCa(CO₃)₂ - Y: 1.29 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo H.axes - a 4.81200 -

01-086-0437 (A) - Orthoclase - (K_{0.94}Na_{0.06})(AlSi₃O₈) - Y: 1.32 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.5

VAY_2



VAY 2 - File: VAY2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: Operations: X Offset 0.192 | Fourier 21 460 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.380,1.000 | X Offset 0.133 | X Offset 0.106 | X Offset

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 8.51 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3 - F29=1

01-089-1304 (C) - Calcite, magnesium, syn - (Mg_{0.03}Ca_{0.97})(CO₃) - Y: 162.50 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Rhombo.H axes - a 4.97800 - b 4.97800 - c 16.98799 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (16

01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 1.91 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8.94200 - c 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.620 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - I/c PDF 1 - F

00-003-0010 (D) - Montmorillonite - (Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)₂Si₄O₁₀(OH)₂·xH₂O - Y: 1.54 % - d x by: 1 - WL: 1.5406 -

- La carrière **Combe Brune**

- Combe_Brune_4 (poudre)

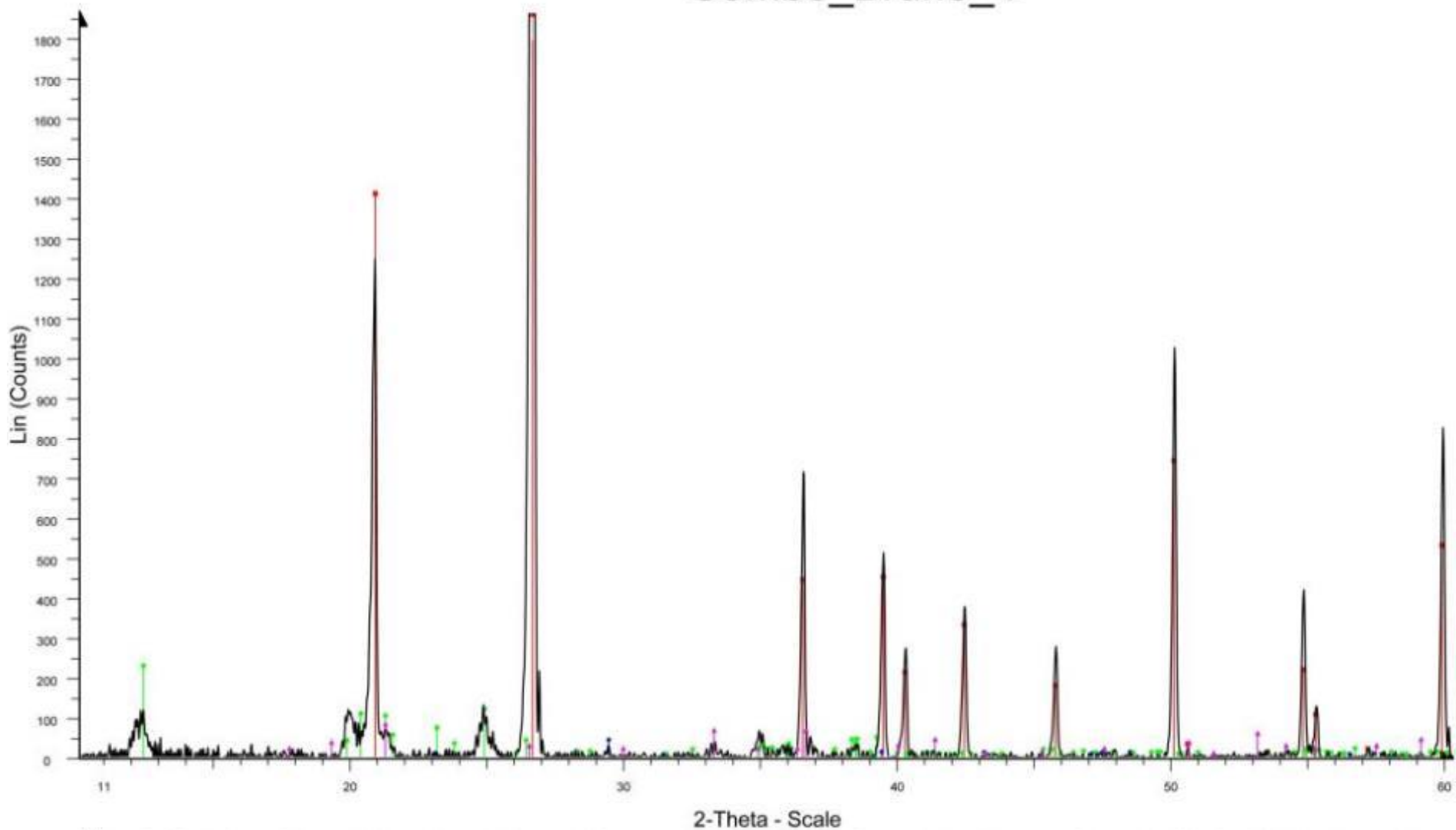
La carrière de Combe Brune s'ouvre dans les calcaires crayeux et stromatolithiques du Callovien. La partie supérieure de la carrière est affectée par un cryptokarst colmaté d'un sédiment ocre à rouge sablo-argileux (photo ci-dessous).



Cryptokarst dans la partie supérieure de la carrière de Combe Brune. Le remplissage prélevé a donné l'échantillon Combe_Brune_4.

L'échantillon CB4 (Combe_Brune_4) a été prélevé au sein du remplissage de ce cryptokarst. L'analyse sur poudre donne une composition dominée par le quartz essentiellement, d'argile (kaolinite), calcite et oxydes de fer (goethite).

Combe_Brune_4



CB4 - File: CB4.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 41 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0

Operations: X Offset 0.167 | Fourier 21.240 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 3.802,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 96.88 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/Ic PDF 3. - F29=

01-086-2334 (A) - Calcite - Ca(CO₃) - Y: 0.48 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.98800 - b 4.98800 - c 17.06099 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 367.610 - I/Ic PDF 3.2 - F

01-078-1996 (C) - Kaolinite 1A - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 2.91 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15540 - b 8.94480 - c 7.40480 - alpha 91.700 - beta 104.852 - gamma 89.822 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.893 - I/Ic PDF 1.

00-002-0272 (D) - Goethite - Fe₂O₃·H₂O - Y: 1.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.58700 - b 9.93700 - c 3.01500 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbnm (62) - 4 - 137.427 - F30= 12(0.0550)

- Affleurement du domaine **Mazière**

- Maz_1 (poudre)

- Maz_2 (poudre)

L'affleurement du domaine Mazière est constitué d'un sable ocre à rosé. Cet affleurement est cartographié sous un ensemble de roches meubles résultant de l'altération des formations du Crétacé supérieur dont elles ont hérité les éléments insolubles. Dans les environs, on observe des grès rouge brique qui couronnent ces altérites en formant des cuirasses ferrallitiques. Ces grès renferment des fantômes d'oolithes et de polypiers, indiquant que la roche mère était d'âge Crétacé supérieur.

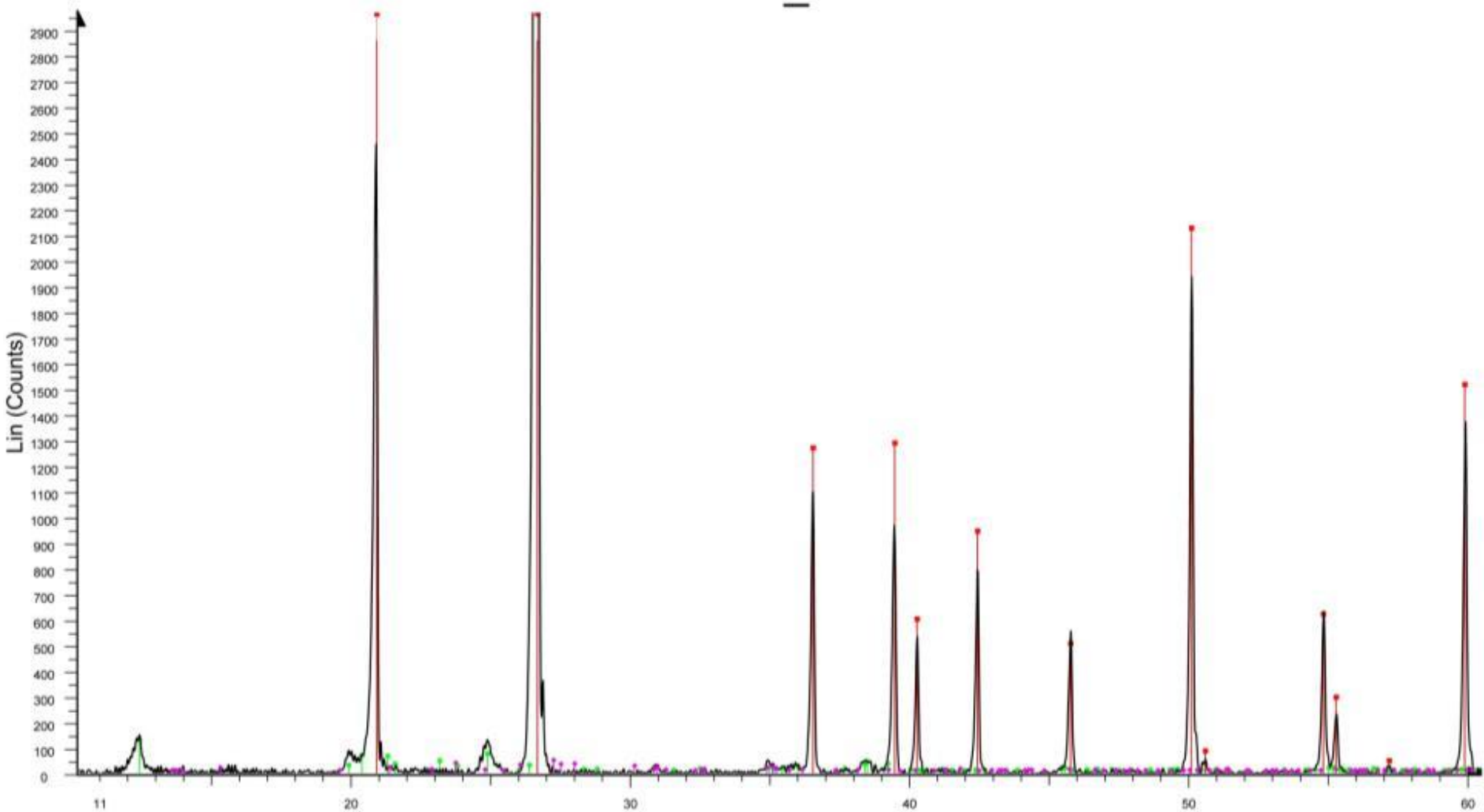
Sur l'affleurement présenté sur la photo ci-dessous, la formation sableuse correspondant aux altérites issues des dépôts crétacés a été échantillonnée : Maz 1 et Maz 2, dont les analyses DRX sont présentées ci-après.



Affleurement argilo-sableux du domaine Mazière et position des échantillons prélevés Maz1&2.

L'analyse sur poudre donne une composition dominée par le quartz essentiellement, d'argile (kaolinite), feldspath (sanidine et albite) et oxydes de fer (goethite).

MAZ_1



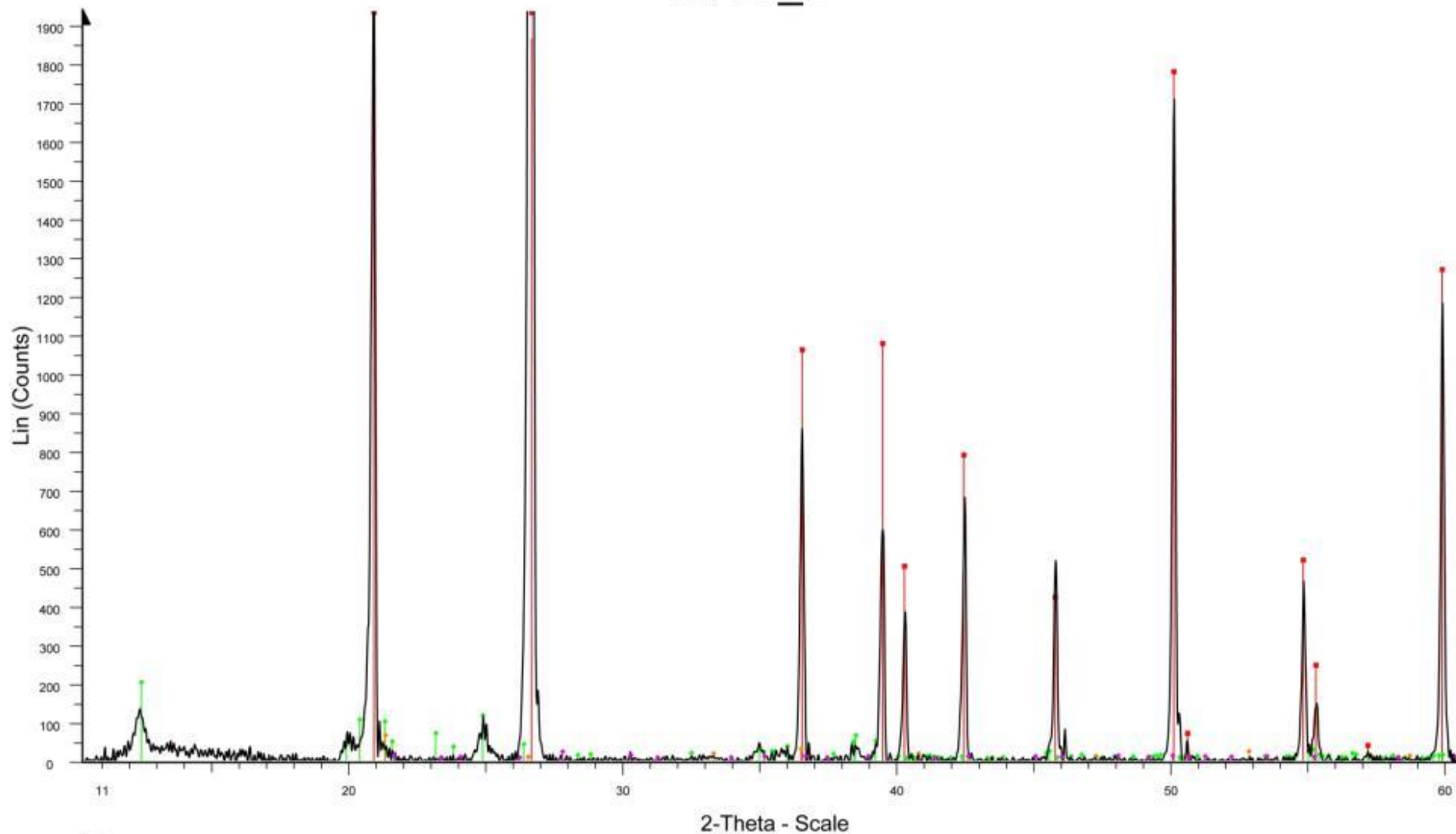
MAZ 1 - File: MAZ1.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: Operations: X Offset 0.092 | Fourier 20.000 x 1 | Strip kAlpha2 0.000 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.813,1.000 | Import

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 134.80 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/Ic PDF 3. - S

01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 0.82 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8.94200 - c 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.820 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - I/Ic PDF 1. - S

01-075-0927 (C) - Sanidine - KAlSi₃O₈ - Y: 0.29 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.45000 - b 12.95000 - c 7.10000 - alpha 90.000 - beta 116.100 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 697.709 - I/Ic PDF 0.8 -

MAZ_2



MAZ 2 - File: MAZ2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 41 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: Operations: X Offset 0.158 | X Offset 0.158 | X Offset 0.175 | X Offset 0.200 | Fourier 20.000 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.813

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 155.82 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - F29

01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 1.91 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8.94200 - c 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.820 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - I/c PDF 1. - F

00-003-0251 (D) - Goethite - Fe₂O₃(OH) - Y: 0.58 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 -

00-002-0515 (D) - Albite - Al₂O₃ Na₂O 6SiO₂ - Y: 0.16 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.10000 - b 12.90000 - c 7.20000 - alpha 94.000 - beta 116.500 - gamma 88.000 - Primitive - P-1 (2) - 4 - 671.638 - F30= 2(0.0250,52

- Affleurement de la combe de **Soulomès**

- Soulomès (poudre)

La combe de Soulomès (appelée aussi cuvette de Lauzerte) correspond à une morphologie liée à l'enfouissement progressif du cours d'eau de Nougayrol responsable du déblaiement partiel d'un remplissage argilo-sableux. Ce remplissage tapissant le fond de la cuvette incorpore au pied du flanc nord quelques blocs de calcaires crayeux crétacés (faunes turoniennes : lamellibranches, hexacoralliaires...).

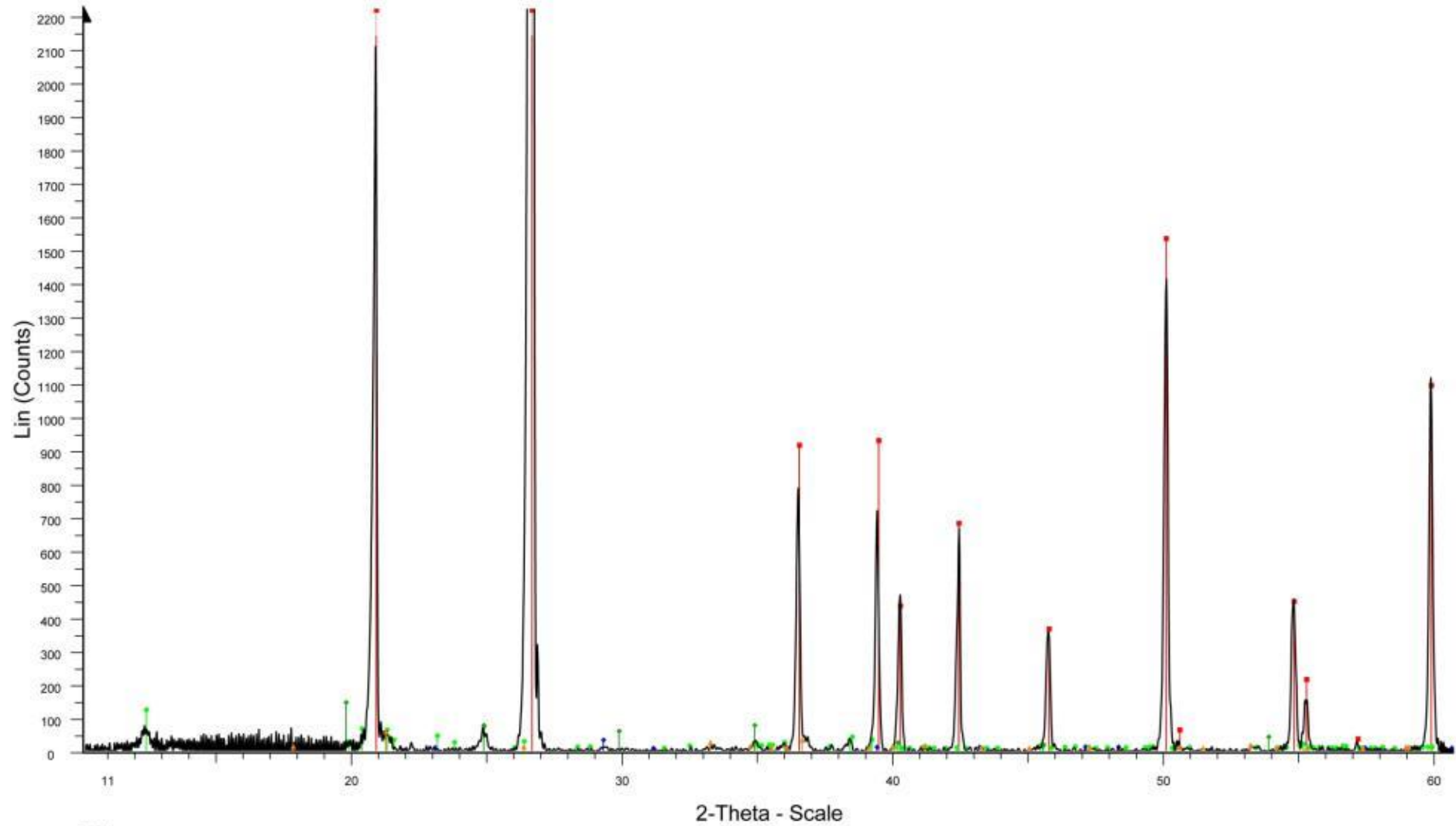
La photo ci-dessous montre l'affleurement où a été prélevé l'échantillon Soulomès, dont l'analyse DRX sur poudre est présentée ci-après.



Affleurement de remplissage sablo-argileux, échantillonné au sein de la cuvette de Soulomès.

L'analyse sur poudre donne une composition dominée par le quartz essentiellement, avec une faible proportion d'argile (kaolinite et montmorillonite), calcite, et oxydes de fer (goethite).

Soulomès

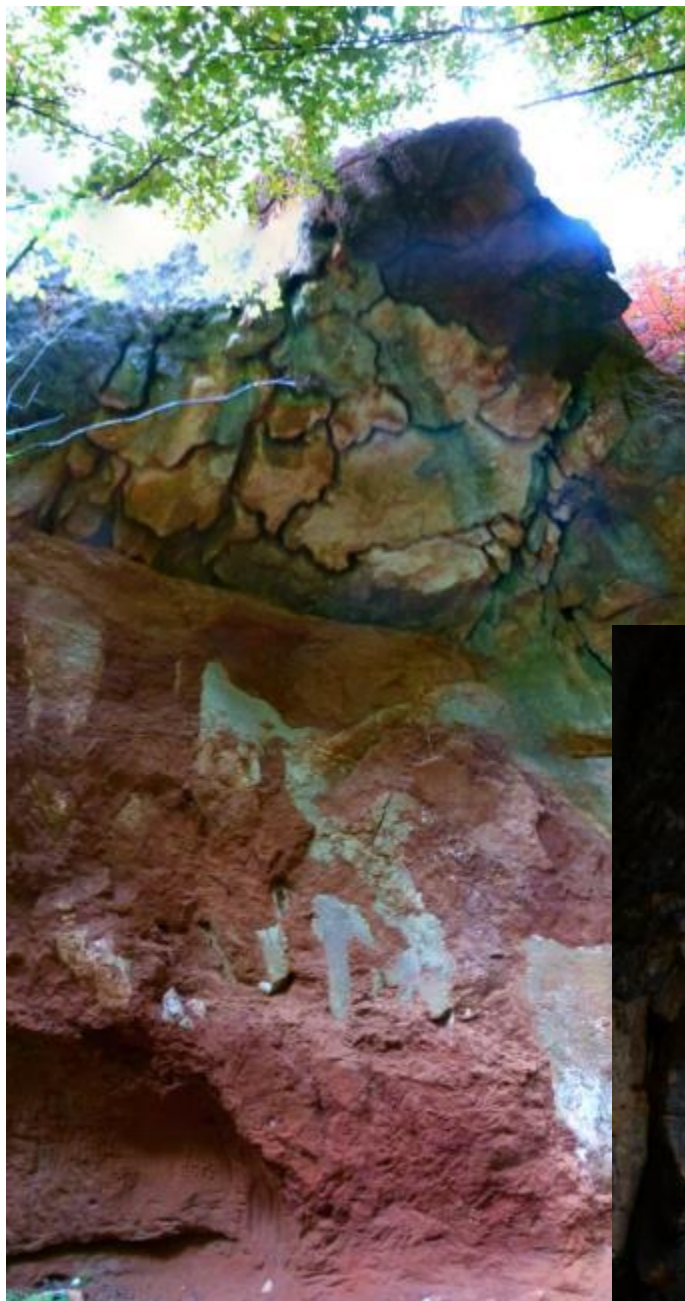


WP 93 - File: WP93.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm
 Operations: X Offset 0.067 | X Offset 0.100 | X Offset 0.117 | X Offset 0.075 | Fourier 21.460 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.676

■ 01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 136.35 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/c PDF 3. - F29
■ 01-086-2340 (C) - Calcite - Ca(CO₃) - Y: 0.25 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H axes - a 4.98000 - b 4.98000 - c 17.22400 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 369.933 - I/c PDF 2.9 - F
■ 01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 1.14 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8.94200 - c 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.820 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - I/c PDF 1. - F
■ 00-012-0219 (I) - Montmorillonite-18A - Na_{0.3}(AlMg)₂Si₄O₁₀(OH)₂·6H₂O - Y: 1.71 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 5.19500 - b 5.19500 - c 17.93000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P (0) - 1 - 4
■ 00-029-0713 (I) - Goethite - Fe·3O(OH) - Y: 0.50 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 4.60800 - b 9.95600 - c 3.02150 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - Pbnm (62) - 4 - 138.618 - F30= 47(0.0156,4

- Affleurement **Font-Basse**

- Font Basse (poudre)



Remplissage échantillonné de la sablière.

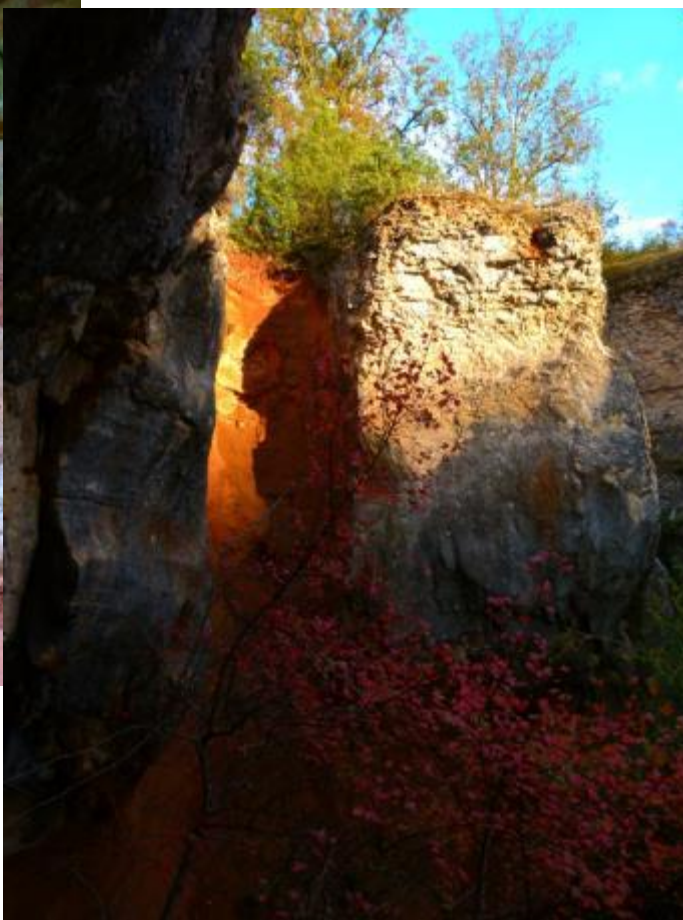
L'analyse DRX de cet échantillon présenté ci-après donne une composition minéralogique dominée par le quartz essentiellement, avec une faible proportion d'argile (kaolinite et montmorillonite), calcite, et feldspath (orthoclase).

La sablière de Font-Basse s'ouvre dans les calcaires du Bathonien-Callovien.

Le remplissage sablo-argileux colmate une galerie présentant un lapiaz de voute typique d'une formation en régime noyé (photo ci-contre).

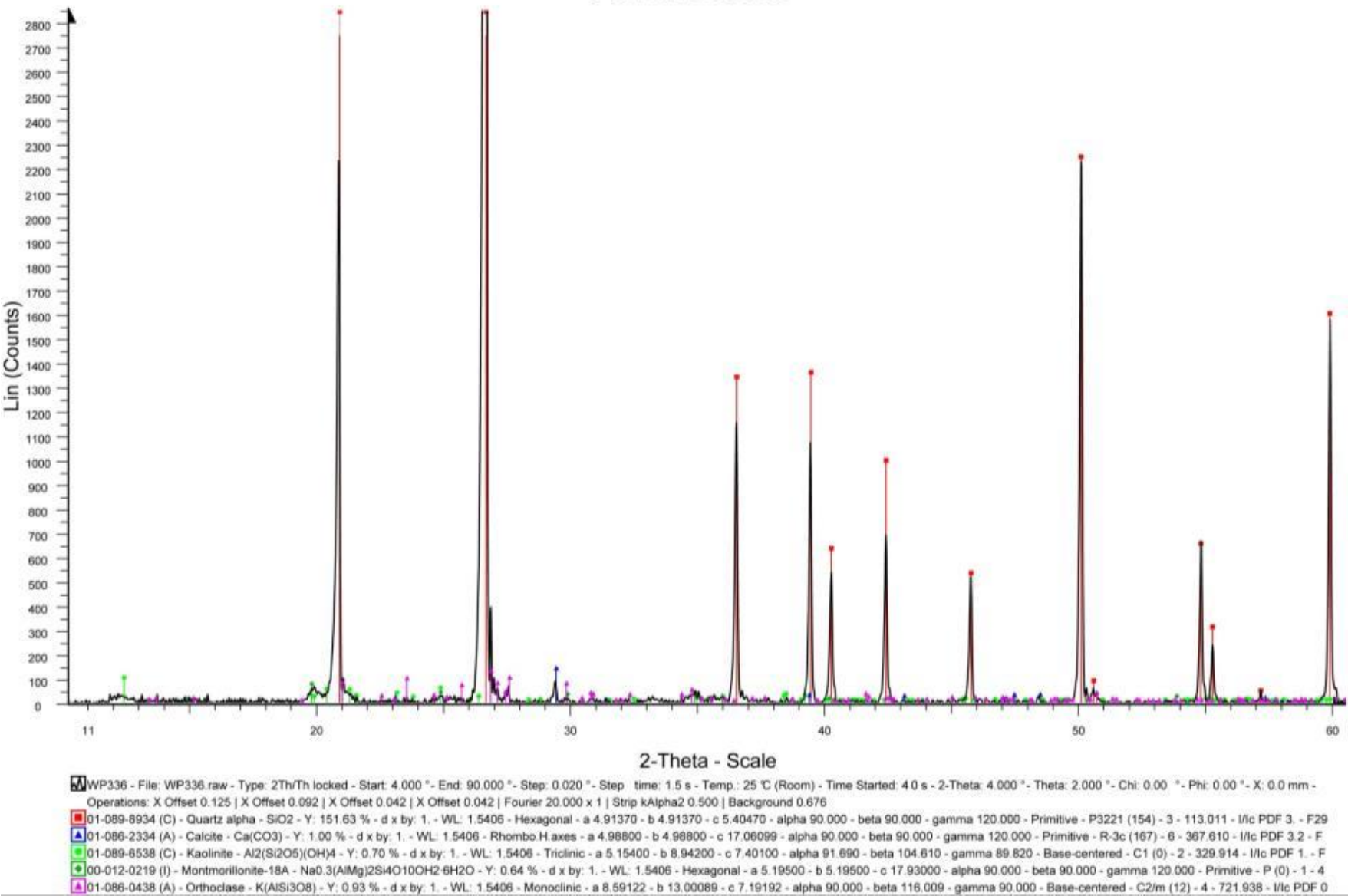
Ces sédiments siliceux ont évolué en surface avant d'être entraînés dans le karst comme le montre la verticalité des formes karstiques sur la photo ci-dessous.

L'échantillon Font-Basse prélevé dans ce remplissage correspond à un sable ocre faiblement argileux.



Cheminée colmatée par le remplissage sablo-argileux de la sablière de Font-Basse.

Font Basse



- Affleurement du **Pech Rouduer**

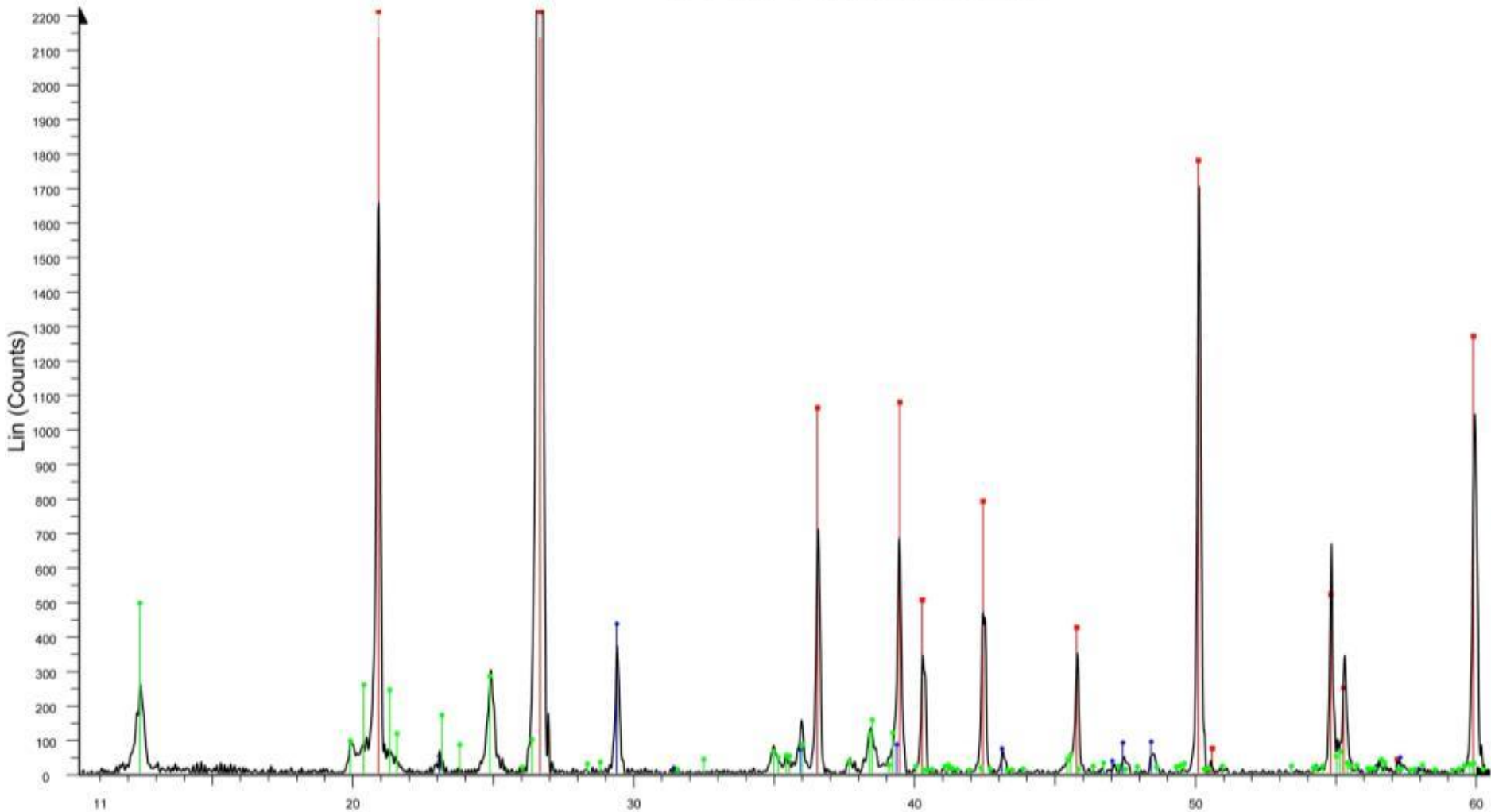
- Pech Roudueur (poudre)

Le Pech Rouduer est une ancienne extraction d'argile kaolinique et de sable. On observe une vaste poche aux contours flous, creusée à l'intérieur des calcaires micritiques du Portlandien, partiellement remplie d'altérites argilo-sableuses.

A la base, une lentille d'argile kaolinique blanche est surmontée par des sables blancs, très fins sans aucune trace de stratification. Au centre de cet affleurement, des blocs de grès quartzitiques (Grès de Gourdon) reposent sur des sables roux, stratifiés ; sur une limite de l'affleurement on observe des argiles brunes, graveleuses à silex et poupées ferrugineuses.

L'échantillon Pech-Rouduer a été prélevé au sein des sables blancs de ce remplissage. L'analyse DRX de cet échantillon présentée ci-après donne une composition minéralogique dominée par le quartz essentiellement, avec une proportion non négligeable de kaolinite et de calcite.

PECH ROUDUER



WP338 - File: WP338.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 90.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1.5 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 40 s - 2-Theta: 4.000 ° - Theta: 2.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Operations: X Offset 0.200 | X Offset 0.175 | X Offset 0.200 | X Offset 0.117 | Fourier 20.000 x 1 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.676

01-089-8934 (C) - Quartz alpha - SiO₂ - Y: 188.63 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91370 - b 4.91370 - c 5.40470 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.011 - I/Ic PDF 3. - S-

01-072-1937 (C) - Calcite - CaCO₃ - Y: 5.04 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.99400 - b 4.99400 - c 17.08100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 368.927 - I/Ic PDF 3.2 - S-

01-089-6538 (C) - Kaolinite - Al₂(Si₂O₅)(OH)₄ - Y: 5.75 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 5.15400 - b 8.94200 - c 7.40100 - alpha 91.690 - beta 104.610 - gamma 89.820 - Base-centered - C1 (0) - 2 - 329.914 - I/Ic PDF 1. - S



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009

45060 Orléans Cedex 2 - France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction régionale Aquitaine - Limousin - Poitou-Charentes

Parc Technologique Europarc

24, avenue Léonard de Vinci

33600 Pessac - France

Tél. : 05 57 26 52 70