



HAL
open science

Rôle des interactions tectonique-sédimentation sur l'évolution et la variabilité spatiale d'un gisement de bauxite karstique : exemple au bassin de Villeveyrac (Sud de la France)

Emilie Marchand

► **To cite this version:**

Emilie Marchand. Rôle des interactions tectonique-sédimentation sur l'évolution et la variabilité spatiale d'un gisement de bauxite karstique : exemple au bassin de Villeveyrac (Sud de la France). Géophysique [physics.geo-ph]. IMT - MINES ALES - IMT - Mines Alès Ecole Mines - Télécom, 2019. Français. NNT : 2019EMAL0008 . tel-02472837v2

HAL Id: tel-02472837

<https://theses.hal.science/tel-02472837v2>

Submitted on 25 May 2020

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

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

**THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR
ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DES MINES D'ALÈS (IMT MINES ALÈS)**

En Géosciences

École doctorale GAIA – Biodiversité, Agriculture, Alimentation, Environnement, Terre, Eau

Unités de recherche : Laboratoire de Génie de l'Environnement Industriel (IMT Mines Alès)

et Géosciences Montpellier (Université de Montpellier)

**Rôle des interactions tectonique-sédimentation sur
l'évolution et la variabilité spatiale d'un gisement
de bauxite karstique : exemple du bassin de
Villeveyrac (Sud de la France)**

**Présentée par Émilie MARCHAND
Le 13 novembre 2019**

**Sous la direction de Marc Vinches, directeur de thèse IMT Mines Alès
et Michel Séranne, co-directeur de thèse Géosciences Montpellier**

Devant le jury composé de

M. François GUILLOCHEAU, Professeur, Université de Rennes 1	Rapporteur
M. Antonio BENEDICTO, Enseignant Chercheur, Université Paris Sud	Rapporteur
M. Manuel MUNOZ, Professeur, Université de Montpellier	Président du jury
Mme. Monique LE GUEN, Resources and Reserves Manager, ERAMET	Examinatrice
M. Michel LOPEZ, Professeur, Université de Montpellier	Invité
M. Éric MATHIEU, Directeur Ressources et Projets, VICAT	Invité
M. Marc VINCHES, Professeur, IMT Mines Alès	Directeur
M. Michel SERANNE, Chargé de Recherche, CNRS, Université de Montpellier	Co-Directeur



**UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER**



À mes grands-mères Germaine et Marie
qui n'ont pas eu la chance de poursuivre des études,

À mon frère, mes parents et ma sœur,
sans qui je n'aurais pas réussi les miennes.

Remerciements

Cette étude sur le bassin de Villeveyrac a été une incroyable aventure, riche en enseignements et découvertes. La codirection entre IMT Mines Alès et Géosciences Montpellier a été bénéfique puisque j'ai eu la chance de pouvoir approfondir mes connaissances et compétences en géologie mais aussi développer d'autres aspects du monde de l'exploration minière comme, notamment, l'estimation de ressources. Ce travail a été réalisé en équipe et je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué au doctorat. Je n'apprécie pas vraiment les listes de noms mais ces remerciements permettent de ne jamais oublier que la recherche est un travail collaboratif.

Tout d'abord, mes premiers remerciements vont à mes deux directeurs de thèse : Michel Séranne et Marc Vinches. Je remercie Michel de m'avoir fait découvrir et aimer profondément les relations tectonique-sédimentation, avec tout d'abord, les deux stages de master sur les phosphates marocains et ensuite les bauxites. Je retiens ses enseignements et la rigueur que le monde de la recherche exige. Merci de m'avoir montré que le métier de chercheur était un travail de passion. De plus, je tiens à remercier Marc, qui m'a accueillie au sein de l'IMT Mines Alès, de m'avoir fait découvrir et apprécier les géostatistiques mais surtout de m'avoir accordé sa confiance pendant ces trois ans. Ensuite, je remercie Michel Lopez pour ses discussions sur la sédimentologie mais surtout ses enseignements sur les gîtes exogènes. Merci Michel d'avoir partagé votre passion sur la sédimentologie et d'être toujours à l'écoute.

Je remercie tout particulièrement, Mr Pierre-Jean Combes, avec qui j'ai eu la chance de faire du terrain. Pierre-Jean Combes est cité de nombreuses fois dans ce manuscrit et cela ne rend que justice aux nombreuses avancées sur les bauxites, en France et ailleurs, de cet éminent chercheur. Ce travail n'aurait jamais été possible sans ses travaux et interprétations.

Je tiens à remercier les deux rapporteurs, Mr François Guillocheau et Mr Antonio Benedicto, d'avoir accepté de relire et corriger ces travaux mais aussi pour leur bienveillance et remarques constructives dans leurs rapports. Je remercie également, Mr Manuel Munoz et Mme Monique Le Guen, d'avoir été examinateur et examinatrice pendant la soutenance de mes travaux de thèse. Merci à Mr Michel Lopez et Mr Éric Mathieu d'avoir pris du temps pour assister à ma soutenance.

Ce travail a été possible grâce au soutien, la disponibilité et la confiance des industriels qui nous ont laissés faire du terrain et travailler sur leurs sites en exploitation. Je remercie le groupe VICAT et la SODICAPEI, en particulier Mr Dorian Fourrier et Mr Eric Mathieu, qui m'ont aidée et qui ont partagé leurs données avec nous pour pouvoir travailler sur le gisement de Villeveyrac. Merci pour votre accueil au sein de la SODICAPEI et l'Isle d'Abeau, mais aussi pour la formation en géostatistique dispensée par Géovariances. Merci à l'entreprise GARROT-

CHAILLAC et notamment Mr Jean-Paul Clemente qui nous a ouvert les portes du gisement de Bédarieux et donné accès au site. Merci à Mr René Arenas et Mr Arthur Caer de GSM Heidelberg Cement Group qui nous ont permis de faire du terrain dans la carrière et mettre en évidence l'extension Crétacé.

Ce travail a été possible grâce aux discussions et rencontres faites à Géosciences Montpellier mais aussi à l'IMT Mines Alès. À GM, je remercie toutes les personnes du laboratoire et toute l'équipe Bassin. Merci à Olivier Bruguier pour mes toutes premières analyses sur les zircons détritiques, merci à Grégory Ballas, Flavia Girard, Romain Hemelsdaël et Lionel Menzer pour les échanges sur les différents aspects scientifiques ou non du doctorat. De plus, je tiens à remercier dans cette partie Emmanuelle Chanvry que j'ai rencontrée à GM justement. Merci Emmanuelle d'avoir pris du temps sur ton travail et de m'avoir tant aidée. Je remercie les personnes qui m'ont appuyée sur les aspects techniques de la recherche : Christophe Nevado et Doriane Delmas, Cyprien Astoury et Françoise Roger. Je remercie aussi tout le personnel de l'IMT Mines Alès pour sa disponibilité. Je remercie les chercheurs de l'IMT Mines Alès pour leurs échanges et leur précieuse aide pendant ces trois ans : Gwenn Le Saout, Hossein Ahmadzadeh et Anne Johannet. Je remercie aussi tous les personnels techniques de l'école pour leur aide et le partage de leurs savoir-faires à l'école : Muriel Avezac, Sylvie Spinelli, Jean-Claude Roux, Benjamin Gallard et Alain Diaz. À l'école, rien n'est possible sans l'aide précieuse de Cathy Balieu qui a toujours le sourire et du temps pour répondre à nos questions, établir nos ordres de mission, etc. . Un très grand merci à Cathy et Andrée Terras.

Je tiens à remercier mes amis et collègues de travail, que j'ai eu la chance de rencontrer pendant ces trois ans : Cathy, Sandrine, Pascale et Perrine. Je remercie de bon cœur Thibault Jeannin avec qui j'ai partagé le bureau P104 pendant ces trois ans. Merci à toi et Thomas Hauquin pour les discussions scientifiques et pour les débats ingénieurs/étudiants de faculté. Mes remerciements sont aussi adressés aux amis de l'école et de GM : Cécile, Alexandre L., Clément, Roland, Benjamin, Alexandra, William, Brahim, Billy, Abdelhak, Quentin, Yannick, Jacky, Alexandre C., Enora, Romain, Lionel, et tous les doctorants avec qui il était agréable d'échanger et de discuter autour d'un café.

De plus, j'exprime d'affectueux remerciements à toute l'équipe du projet SOLSA (ERAMET – ERAMET Research – SLN – Eijkelpamp SonicSampDrill – ThermoFisher-INEL – BRGM – Université de Vilnius – Université de Trente – Université de Vérone et Université de Caen) qui m'a accueillie lors de la campagne de terrain du projet à Villeveyrac.

Enfin, mes derniers remerciements concernent ma famille, qui a supporté cette folle idée de poursuivre des études en géologie et de faire un doctorat. Merci pour votre amour inconditionnel et votre soutien sans faille. Merci à Maxime d'avoir partagé ce temps compliqué

du doctorat et d'avoir toujours été là pour moi. Merci pour la relecture du manuscrit et merci d'être aussi passionné par la géologie.

Bonne lecture, en espérant que ce travail vous plaira et vous sera utile.

RÉSUMÉ

Cette thèse propose d'identifier les rôles de la tectonique et de la sédimentation responsables des variabilités spatiales d'un gisement de bauxite karstique et particulièrement dans le bassin de Villeveyrac (SE de la France). Pendant le Crétacé « moyen », le sud de la France a connu des événements géologiques conduisant à la formation et l'accumulation de bauxite. Les bauxites reposent en discordance sur un substratum Jurassique carbonaté, karstifié et déformé ; cela implique une évolution polyphasée de l'événement bauxitique : 1- surrection de roches aluminosiliceuses, 2- latérisation et bauxitisation in-situ et 3-démantèlement et piégeage des bauxites dans des karsts situés en aval.

Les études sédimentologiques associées à des analyses minéralogiques et géochimiques sur deux forages carottés, à travers le remplissage bauxitique et sa couverture, mettent en évidence des sources latéritiques diverses. Les profils latéritiques ont été érodés, transportés et piégés dans les cavités karstiques, suivant une séquence inverse d'un profil d'altération, confirmant l'allochtonie des dépôts. Le matériel est issu de coulées boueuses périodiques et rapides, sous climat latérisant. La couverture sédimentaire Crétacé supérieur correspond à des séries détritiques marneuses déposées en domaine paralique. Les assemblages argileux montrent une diminution de la kaolinite au profit de la formation de smectite et la préservation du détritisme au sommet de la couverture, ce qui suggère des conditions hydrolysantes moins intenses et un climat plus aride.

L'analyse structurale du substratum Jurassique du bassin de Villeveyrac permet d'identifier deux phases tectoniques interrompues par une phase de bauxitisation. Un premier uplift, généralisé au bassin du Sud-Est, a conduit à la structuration en blocs de failles du bassin et a entraîné l'érosion et la karstification du substratum. Un réseau de joints N060/N150 a été utilisé comme vecteur principal de karstification conduisant à une topographie de lapiaz métrique. Le second uplift est associé à une extension NE-SW menant à l'érosion des profils bauxitiques établis. En aval, les failles normales NW-SE ont entraîné des zones d'effondrement dans le bassin, augmentant l'espace disponible pour le dépôt des bauxites. La compression pyrénéenne, ultérieure, a conduit au plissement synclinal et a entraîné la formation de fractures dans le gisement, dont certaines directions (N060) ont été utilisées comme drains principaux d'un fluide mobilisateur en fer.

L'analyse géostatistique des puissances minéralisées dans l'ensemble du bassin, identifie 3 phénomènes structurant les dépôts bauxitiques : 1- la surface karstifiée (paléolapiaz de ± 4 m de profondeur), 2- des dolines d'effondrement (± 300 m de diamètre) et 3- l'activité des failles NW-SE (espacées de ± 1300 m associées aux plus fortes puissances minéralisées). L'analyse géostatistique des teneurs moyennes (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3) montre que les variables ont un comportement fortement aléatoire, excepté dans la direction N060, direction principale des fractures dans la bauxite. Ces résultats suggèrent que les fractures liées aux déformations régionales, soient sujettes à une déferrification, concentrant les autres oxydes dans cette direction.

Enfin, la datation U-Pb des zircons détritiques extraits des bauxites dans trois gisements du Languedoc, permet de dater les dépôts de l'Albien inférieur à « moyen ». Le traçage des sources latéritiques indique : 1- une source issue de l'altération du socle Hercynien de la Montagne Noire, dont l'influence diminue vers l'Est et 2- une source d'origine sédimentaire, généralisée à l'ensemble du bassin du SE.

La caractérisation des phénomènes structuraux et sédimentaires contrôlant l'épisode bauxitique en Languedoc, constitue un apport significatif à la géodynamique régionale du Crétacé « moyen », mais aussi à la compréhension du gisement de bauxite de Villeveyrac, en proposant un guide fiable pour son exploitation durable.

Mots clés : bauxite, karstification, latérisation, Montagne Noire, Isthme Durancien, variabilité spatiale, provenance, Crétacé, France, climat, géodynamique

ABSTRACT

This thesis intends to identify the roles between tectonic and sedimentation which are responsible for the spatial variability inside karst bauxite ore and particularly inside the Villeveyrac bauxitic basin (SE of France). During the “Mid”-Cretaceous, South of France endured several geological events leading to bauxite formation and accumulation. Bauxite overlain unconformably a Jurassic karstified and deformed bedrock; this implies a polyphased evolution of the bauxitic event: 1- uplift of silica-alumina rocks, 2- in-situ laterisation and bauxitisation and 3- dismantling and trapping inside karst cavities downstream.

Sedimentology studies combined with mineralogical and geochemical analyses on two drill cores through the bauxitic infilling and its cover highlight various lateritic sources and different degrees of alteration. Lateritic profiles were eroded, transported and trapped inside karst cavities, as a reverse sequence of a lateritic profile, arguing the allochthonous nature of the deposit. The material comes from periodic and rapid mud-flow-type transportation under high hydrolyzing climate. The Late Cretaceous sedimentary cover corresponds to calcareous detrital series deposited on a paralic environment. Clay assemblages indicate a decrease of kaolinite correlated to an increase of smectite associated with the preservation of detrital material (illite/micas). This suggests a climatic change towards less hydrolyzing conditions and a more arid climate as the cover deposits.

Structural evaluation on the Jurassic bedrock in the Villeveyrac basin allows to propose two tectonic events stopped with the bauxitisation period. The first uplift is widespread over the South East basin and led to block faulting activity downstream with erosion and karstification of the Jurassic carbonates. A N060/N150 joint system, occurring in the Jurassic carbonate, was used as a dissolution vector for karstification contributing to the metric paleo-lapiaz topography. The second uplift is associated with NE-SW extension contributing to the erosion of the previous bauxitic profiles. Downstream, NW-SE normal faults create basins, increasing the accommodation space for bauxite deposition. The late Pyrenean compression resulted in the syncline shape of the basin and open fractures formation in the ore, used as drains for an iron mobilization fluid.

Geostatistical analyses on the bauxitic thickness inside the basin, has identified 3 structural phenomena: 1- the karstified surface ($\pm 4\text{m}$ deep paleolapiaz), 2- collapse sinkhole ($\pm 300\text{m}$ diameter) and 3- NW-SE normal fault activity (spaced out $\pm 1300\text{m}$ and linked to thickest bauxitic infillings). Geostatistical analyses on the major oxide grades (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3) show a global random behavior, excepted in the N060 direction, corresponding to the main fracture direction in the bauxites. We suggest that the fractures are associated with regional deformation and their opening led to the concentration of the other oxides.

Finally, U-Pb dating on detrital zircons coming from three bauxitic ores in Languedoc, bracket the bauxitic deposit from Early to “Mid”-Albian. Provenance studies indicate: 1- a Variscan basement source (Montagne Noire) whose influence decreases eastward and, 2- a sedimentary source which is generalized to the South-East basin.

The characterization of these structural and sedimentary phenomena controlling the bauxitic episode in Languedoc establishes a significant input in the regional geodynamic context occurring in the “Mid”-Cretaceous, but also to the understanding of the Villeveyrac bauxite ore deposit, contributing to its sustainable exploitation.

Key words: bauxite, karstification, laterisation, Montagne Noire, Durancian Isthmus, spatial variability, provenance, Cretaceous, France, climate, geodynamic

Table des matières

Table des matières	9
Introduction générale	13
1. Contexte et enjeux généraux.....	15
2. Contexte du gisement de Villeveyrac et enjeux pour son exploitation	17
3. Objectifs du projet de recherche	19
4. Structuration du manuscrit	20
Chapitre 1. État de l'art sur les conditions de formation et d'évolution des bauxites françaises.....	23
Introduction	25
1. Altération chimique et formation des latérites.....	26
a) Les réactions chimiques responsables de l'altération des roches	26
b) L'intensité de l'hydrolyse : facteur de l'enrichissement des oxy-hydroxydes	28
c) Description d'un profil latéritique	31
d) Les argiles : produits de l'altération chimique	34
2. Les bauxites : un cas particulier des latérites	35
a) Description minéralogique d'une bauxite.....	36
b) Les types de bauxites	37
c) Les conditions environnementales particulières de la bauxitisation	39
d) Les roches sources et provenance	41
3. Le cadre géodynamique des bauxites françaises.....	42
a) Période de bauxitisation en France	43
b) Positions géographiques et stratigraphiques des bauxites méditerranéennes.....	44
c) Des mouvements verticaux favorables au développement des bauxites.....	45
d) Un climat propice à la bauxitisation des roches en Languedoc et Provence	48
Conclusion du chapitre	51
Chapitre 2. Les méthodes associées à l'étude du gisement bauxitique de Villeveyrac.....	53
Introduction	56
1. Construction d'une base de données de sondages unique	57
2. Aperçu des données et méthodes utilisées dans les chapitres suivants	59
a) Chapitre 3 : Études sédimentologique et géochimique des bauxites.....	59
b) Chapitre 4 : Les déformations enregistrées dans le bassin.....	59
c) Chapitre 5 : Analyse géostatistique des puissances et teneurs	60
d) Chapitre 6 : Synthèse des résultats.....	60

Chapitre 3. Caractérisations sédimentologiques et géochimiques des bauxites de Villeveyrac.....63

Introduction 65

1. Analyses sédimentologique et géochimique des deux sondages carottés 66

- a) Matériel et méthode..... 66
- b) Détermination des minéralogies dans les sédiments (Diffraction des Rayons X)..... 68
- c) Études sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des deux sondages carottés 70
- d) Étude à Haute Résolution du sondage 13-OL-184 : analyses sédimentologique et géochimique (*Marchand et al, in prep*)..... 71
- e) Comparaison avec la description du sondage 13-OL-183 106
- f) Environnements de dépôts..... 110
- g) Évolution les environnements de dépôts du Crétacé « moyen » à supérieur 111

2. Évolutions de teneurs en oxydes dans la bauxite..... 112

- a) Évolution géochimique verticale dans les profils bauxitiques 113
- b) Variabilité spatiale des teneurs dans la bauxite 121

3. Les différents types de bauxites et leurs implications géochimiques..... 127

- a) Description des trois types de bauxites observées..... 128
- b) Les teneurs associées aux couleurs de la bauxite 130
- c) Discussion des résultats..... 136
- d) Origine de la mobilité du fer 137

Conclusion 142

Chapitre 4. Les déformations enregistrées dans le bassin de Villeveyrac : implications sur la morphologie des pièges à bauxites. 143

Introduction 145

1. Données et méthodes utilisées 146

- a) Le Lac de l'Olivet 148
- b) La carrière GSM de Poussan 148
- c) Le graben de Roquemale 149

2. Le contexte structural du bassin de Villeveyrac 149

3. Les déformations enregistrées dans le bassin de Villeveyrac 151

- a) Le système de joints N060 – N150 : pièges des bauxites..... 152
- b) Un régime extensif NE-SW anté ou syn-bauxitique 154
- c) La compression pyrénéenne post-bauxite..... 163
- d) Extension NW-SE post-couverture Crétacé supérieur 167
- e) Synthèse des déformations enregistrées dans le bassin 169

4. Morphologie de la karstification 169

- a) Vecteur de karstification..... 170
- b) Dimension du lapiaz..... 171
- c) Fracturation dans la bauxite 173

5. La modélisation de la morphologie du mur Jurassique	179
a) L'interpolation Inverse Distance de la profondeur du mur	179
b) La surface de régression polynomiale.....	180
c) Le couplage profondeur du mur et puissances minéralisées.....	186
d) Discussion sur le contrôle des puissances minéralisées	189
Conclusion	191

Chapitre 5. Analyse géostatistique des variabilités spatiales du gisement : application sur les puissances minéralisées et les teneurs en oxydes majeurs..... 193

Introduction	195
1. Interpolation spatiale : estimation d'une variable en tous points	196
a) Les méthodes d'interpolations spatiales	196
b) L'interpolation géostatistique appliquée aux bauxites karstiques	196
2. Analyse des données de sondages : corrélations linéaires entre les variables	200
3. Variabilité spatiale des puissances minéralisées.....	200
a) Analyse des données des puissances minéralisées.....	201
b) Analyse géostatistique des puissances	201
c) Les variogrammes directionnels	202
d) Modèle associé au variogramme omnidirectionnel	203
e) Estimation géostatistique des puissances	204
4. Variabilité spatiale des teneurs en oxydes.....	205
a) Les variogrammes directionnels	206
b) Les variogrammes expérimentaux et les modèles associés.....	208
c) Estimation géostatistique des teneurs et discussions	210
5. Discussion sur les structurations spatiales et les variables étudiées.....	212
a) Interprétations tectoniques des estimations de puissance	212
b) Interprétations tectoniques dans l'estimation des teneurs.....	214
Conclusion	217

Chapitre 6. Synthèse des résultats : contexte sédimentaire et géodynamique du Crétacé. 219

Introduction	221
1. Datations U/Pb sur zircons détritiques des bauxites karstiques en Languedoc : contraintes sur les roches sources et datation du gisement. <i>Marchand et al. 2019, submitted</i>	222
2. Reconstitutions géodynamiques et climatiques du Crétacé inférieur à supérieur dans le Languedoc	250
a) Dépôt de la couverture mésozoïque (Jurassique – Hauterivien).....	251
b) Première phase d'uplift (Barrémien– Aptien).....	253
c) Démantèlement des bauxites latéritiques et piégeage dans le bassin (Albien « moyen »)	254
d) Transgression et changement climatique (Albien Terminal – Crétacé sup.).....	255
e) Plissement synclinal pyrénéen et mobilisation du fer	256

Conclusion générale.....	259
1. Rappels des objectifs et synthèse des résultats	261
2. Limites et Perspectives.....	265
Références.....	267
Annexes	285

Introduction générale

1. Contexte et enjeux généraux

La bauxite est une roche sédimentaire résiduelle issue de l'altération superficielle d'une roche mère alumino-siliceuse. Le principe de l'altération participe à l'enrichissement sur place des éléments immobiles (comme le fer, l'aluminium, le titane, etc.) grâce au lessivage des éléments mobiles (silice, potassium, etc.). La concentration des éléments par soustraction permet à la roche d'être enrichie à plus de 45% en oxy-hydroxydes d'aluminium (gibbsite $Al(OH)_3$, boehmite $AlO(OH)$, diaspore $AlO(OH)$) (VALETON, 1994). Sa concentration en oxy-hydroxydes de fer (hématite Fe_2O_3 et goethite $\alpha FeO(OH)$), d'environ 20%, donne à la bauxite une couleur rouge, caractéristique des environnements tropicaux (VALETON, 1994 ; CREPEL, 2005).

La formation d'un gisement bauxitique dépend de conditions climatiques tropicales humides, d'une géodynamique stable et de la végétation (BARDOSSY, 1982). Dans l'histoire de la Terre, plusieurs époques ont été favorables à la formation de bauxite dans le monde, permettant de trouver des gisements en dehors des zones tropicales actuelles (BARDOSSY, 1982 ; TARDY, 1993). De par ses conditions de formation, la présence de bauxite suggère une émergence et une altération chimique d'une roche mère alumino-siliceuse. Les processus d'altération et de concentration des éléments sont étroitement liés à la vitesse de continentalisation permettant l'établissement d'une pente suffisante pour le lessivage des cations mobiles, (pente qui doit être aussi modérée afin de laisser s'infiltrer l'eau) (WYNS, 2013). De plus, la minéralogie associée au gisement renseigne sur les conditions climatiques prévalant lors de sa mise en place (THIRY *et al.*, 2006). Ces implications permettent ainsi à la bauxite d'être utilisée comme marqueur climatique et géodynamique (WYNS *et al.*, 2003 ; MONGELLI *et al.*, 2015).

La première description de la bauxite a été réalisée en 1821 par le minéralogiste Pierre Berthier, dans la région des Baux de Provence. Ces travaux ont permis de développer les connaissances et l'utilisation du minerai bauxitique (BARDOSSY, 1997). En effet, les caractéristiques de la bauxite font de cette roche, la matière première pour la fabrication d'aluminium métallique. L'exploitation de la bauxite pour la production d'aluminium nécessite une séparation chimique, basée sur des procédés par électrolyse. En 1866, Paul-Louis-Toussain Héroult et Charles Martin Hall développent ce procédé en même temps sur deux continents différents, en France et aux États-Unis respectivement. Deux ans plus tard, Karl Bayer dépose le brevet, qui porte son nom, sur le traitement de la bauxite. Le « *Bayer process* » est encore largement utilisé de nos jours pour la fabrication de l'aluminium. Cette découverte permet de développer l'exploitation minière de bauxite de façon industrielle. En France, les principales exploitations étaient

localisées en Provence, Languedoc-Roussillon et en Ariège. La France a été le premier producteur mondial de bauxite avec de grands gisements notamment dans le Var (Provence). Vers le milieu du XX^{ème} siècle, les bassins bauxitiques de l'Hérault sont aussi largement exploités et deux mines de bauxite restent actuellement en exploitation à Bédarieux (proche du socle Hercynien de la Montagne Noire) et Villeveyrac (proche de la mer Méditerranée). La connaissance des processus de formation et d'extraction de l'aluminium a permis de développer les champs d'utilisation de la bauxite, pour l'industrie chimique et des colorants, mais aussi pour l'industrie des abrasifs et des ciments (CREPEL, 2005).

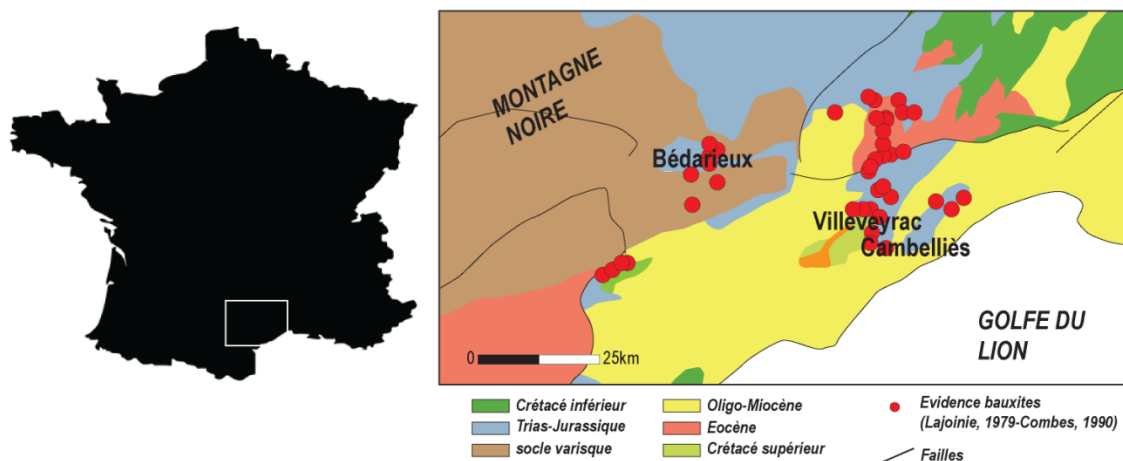
En France, les bauxites sont étudiées depuis les années 1930 avec les premiers travaux de Jacques de Lapparent. À partir des années 1960, Pierre-Jean Combes contribue à la connaissance des bauxites françaises en définissant notamment les termes *d'autochtonie* et *d'allochtonie* (COMBES, 1969 ; COMBES, 1990). En effet, la plupart des bauxites françaises sont transportées et déposées sur un substratum carbonaté karstifié (BARDOSSY, 1982 ; BARDOSSY & COMBES, 1999). Ces travaux permettent d'identifier une histoire polyphasée des bauxites françaises : une première phase de quiescence tectonique sous des conditions climatiques favorables à la formation de la bauxite autochtone (*bauxites latéritiques*) et une seconde phase associée au démantèlement, au transport et au piégeage du matériel bauxitique dans des cavités karstiques (*bauxites karstiques*). Le dépôt d'une couverture permet de contraindre le hiatus stratigraphique de la bauxite entre l'âge du substratum (*mur*) et de la couverture (*toit*). Les bauxites françaises sont connues de l'Ariège à l'ouest, jusqu'en Provence à l'est (LAJOINIE & LAVILLE, 1979 ; COMBES, 1990). L'intervalle bauxitique en France est réduit au Crétacé « moyen » avec deux événements bauxitiques mentionnés dans la littérature : une première époque post-Jurassique et anté-Berriasien et une seconde, d'âge Aptien-Albien (COMBES *et al.*, 1973). L'intervalle de temps des bauxites est donc mal contraint et ces deux phases bauxitiques n'ont jamais été confirmées ailleurs.

De récents travaux sur l'utilisation de la bauxite comme marqueur géodynamique dans le bassin du Sud-Est permettent de réduire l'intervalle bauxitique proposé par les précédents auteurs, grâce à la datation de la couverture à l'Albien supérieur (HUSSON, 2013). D'autre part, des analyses thermochronologiques (AFT) dans le socle Hercynien, voisin des gisements bauxitiques, fournissent des indications sur la géodynamique au Crétacé « moyen » avec notamment la dénudation d'une couverture sédimentaire au-dessus du socle (BARBARAND *et al.*, 2001 ; SERANNE *et al.*, 2002 ; PEYAUD *et al.*, 2005). Ces résultats sont à intégrer dans l'histoire géologique de la bauxite française au Crétacé « moyen ». Le projet de recherche s'inscrit dans cette démarche avec pour objectif de contraindre les événements géodynamiques et climatiques

responsables de la formation, du piégeage des bauxites en France, mais également des raisons de l'arrêt de la bauxitisation au Crétacé supérieur.

Les évènements et les processus responsables de la surrection du socle et de l'Isthme Durancien, associés au démantèlement des bauxites sont encore mal contraints (COMBES, 1969 ; MASSE & PHILIP, 1976 ; COMBES, 1990 ; GUYONNET-BENAIZE *et al.*, 2010). De plus, l'arrêt des bauxites au Crétacé supérieur est encore peu mentionné dans la littérature (BARDOSSY & DERCOURT, 1990 ; CHENOT *et al.*, 2018). L'étude proposée sur les conditions de formation des gisements de bauxites du Languedoc doit permettre de préciser ces points et d'apporter des connaissances pour l'exploitation durable du gisement.

La zone d'étude se concentre sur le Languedoc suivant un transect NW-SE depuis la partie méridionale du socle Hercynien (Montagne Noire) avec le gisement bauxitique de Bédarieux et vers l'actuelle mer Méditerranée, avec les gisements bauxitiques de Villeveyrac et de Cambelliès [Figure 0.1]. Le projet de recherche s'inscrit aussi dans une démarche industrielle avec une problématique locale et centrée sur le bassin de Villeveyrac. Ce gisement est donc au centre de l'étude.



2. Contexte du gisement de Villeveyrac et enjeux pour son exploitation

Le gisement de Villeveyrac correspond à des bauxites dites *en couche* (COMBES, 1969) venant combler un substratum karstifié et déformé du Jurassique supérieur (GOTTIS, 1967 ; BERGER *et al.*, 1981). La couverture sédimentaire Crétacé supérieur présente des séries épaisses

carbonatées et gréseuses, plissées selon un axe NE-SW. Le toit du gisement a été daté par foraminifères marins par M.J. Fondecave (dans Husson, 2013), réduisant l'intervalle bauxitique du Jurassique supérieur à l'Albien supérieur (Vraconien).

L'activité minière du bassin bauxitique de Villeveyrac a commencé au début du XIX^{ème} siècle et le bassin est encore exploité aujourd'hui par la société SODICAPEI (Société de Développement Industriel et de Commercialisation de l'Association des Parents d'Enfants Inadaptés) dans laquelle le cimentier VICAT a pris une participation en 2008. La bauxite est utilisée pour le développement des ciments spéciaux de l'entreprise VICAT. La bauxite est exploitée à ciel ouvert et le substratum calcaire (*mur*) est rarement atteint. En effet, le mur carbonaté, partiellement dolomitisé, contient une nappe d'eau captive, laquelle constitue un grand risque d'ennoiement des mines souterraines si l'exploitation atteint l'aquifère. La nappe alimente le bassin de Thau au sud. Depuis le début de l'exploitation de la bauxite à Villeveyrac, les gisements affleurants sont quasiment épuisés, c'est pourquoi un projet de mine souterraine est envisagé en 2012 (CHARBONNIER, 2013). L'exploitation en souterrain exige une compréhension complète du gisement en termes de géométrie et de lithologie. Des études approfondies, sur la morphologie irrégulière du mur, associées à une étude sédimentologique de l'intervalle bauxitique et de la couverture, sont nécessaires pour l'exploitation et en réduire les risques [Figure 0.2]. Il est nécessaire d'estimer la morphologie du mur afin d'éviter d'atteindre la nappe d'eau et risquer l'ennoiement de l'installation. D'autre part, les études du substratum et de la karstification permettent d'appréhender l'espace disponible lors du piégeage des bauxites et donc d'évaluer et d'estimer les puissances minéralisées. De plus, l'étude de l'intervalle bauxitique renseigne sur les variations verticales et spatiales des teneurs. Enfin, l'étude de la couverture du gisement est nécessaire pour s'assurer de la stabilité du toit de la mine souterraine. Plus de 1300 sondages sont disponibles dans la base de données de la SODICAPEI et certains anciens sites d'exploitation sont accessibles sous autorisation de l'entreprise. Les études de terrain et de modélisation permettent d'apporter des conseils sur le projet de la mine souterraine à Villeveyrac.

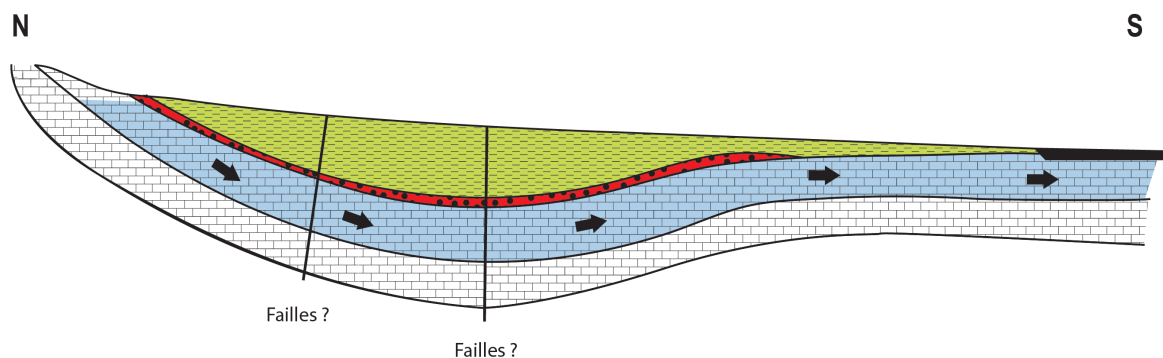


Figure 0.2 : coupe N-S du bassin de Villeveyrac modifiée d'après Crépel (2005) avec représentation simplifiée des morphologies des surfaces : irrégulière pour le mur et tabulaire pour le toit.

3. Objectifs du projet de recherche

Un point particulier pour la compréhension des bauxites françaises est la **datation de l'intervalle bauxitique** en France. En effet, associée à un hiatus long de plusieurs dizaines de millions d'années, la bauxite en représente le seul enregistrement sédimentaire. Or, c'est une roche continentale résultant d'une intense altération et donc très pauvre en fossiles, limitant de ce fait les datations précises. Par encadrement des âges du mur et du toit, on détermine que les intervalles bauxitiques du sud de la France sont principalement d'âge Aptien-Albien, mais deux périodes bauxitisantes ont été avancées par COMBES *et al.* (1973) : Berriasien et Aptien-Albien.

De plus, l'**identification des sources latéritiques** s'avère essentielle dans la compréhension de leur distribution spatiale et de l'influence de ces territoires émergés sur le remplissage bauxitique (COMBES, 1990). L'étude des roches sources permettrait de **confirmer la présence d'une couverture sédimentaire marneuse** sur le socle Hercynien, comme suggérée par les résultats d'analyses de traces de fission sur le sud du Massif Central (BARBARAND *et al.*, 2001 ; PEYAUD *et al.*, 2005).

Les évènements responsables de la surrection de la Montagne Noire et de l'Isthme Durancien sont encore largement débattus (COMBES, 1969 ; MASSE & PHILIP, 1976 ; COMBES, 1990 ; GUYONNET-BENAIZE *et al.*, 2010). Les mesures de terrain dans le substratum Jurassique et l'estimation géostatistique des puissances minéralisées dans le bassin de Villeveyrac permettent d'examiner et d'**aborder le régime tectonique au Crétacé « moyen »**, contemporain de la mise en place des bauxites en Languedoc.

Les descriptions sédimentologiques combinées à des déterminations minéralogiques et géochimiques permettent d'**étudier l'intervalle bauxitique** et de **proposer des paléoenvironnements pendant le remplissage** du bassin. De plus, ces études fournissent des évidences sur les variations de teneurs dans le gisement et permettent de **contraindre les évolutions de l'intervalle bauxitique, postérieures au dépôt**. Enfin, les études sédimentologiques et minéralogiques nous renseignent sur **l'arrêt des processus de bauxitisation au Crétacé supérieur**.

D'un point de vue exploitation, il est capital **d'évaluer les processus spatiaux structurant les puissances et les teneurs** dans le bassin de Villeveyrac. Ceci est appréhendé par des analyses géostatistiques basées sur les bases de données de sondages.

Tous ces résultats permettent de proposer des recommandations pour le projet de mine souterraine de l'entreprise SODICAPEL.

4. Structuration du manuscrit

La compréhension des bauxites karstiques en Languedoc signifie : 1 - comprendre les processus de formation des bauxites latéritiques mais aussi des pièges karstiques, 2 - évaluer le contexte tectonique responsable du démantèlement des bauxites latéritiques et les processus spatiaux structurant le gisement et 3 - appréhender les évolutions postérieures au dépôt des bauxites mais aussi les raisons de l'arrêt de la bauxitisation au Crétacé supérieur.

Le **premier chapitre** présente une synthèse bibliographique des conditions géodynamiques et climatiques favorables au développement des latérites et particulièrement des bauxites. Les bauxites latéritiques sont des évidences de conditions climatiques tropicales humides dans un contexte géodynamique modéré. Les latérites sont décrites depuis les années 1990 (MILLOT, 1964 ; NAHON & TARDY, 1992 ; TARDY, 1993 ; ALEVA, 1994 ; BUTT *et al.*, 2000), pour la thèse, ces descriptions ont été utilisées pour interpréter les résultats. Les avancées et discussions dans la littérature sur la compréhension de ces phénomènes sont proposées, afin d'évaluer les connaissances actuelles. Cette synthèse permet de considérer et de discuter les résultats obtenus pendant la thèse.

Le **second chapitre** est un résumé succinct des données et méthodes utilisées dans le manuscrit. Le traitement de la base de données de sondage est développé dans cette partie puisque cette base de données est utilisée dans les chapitres « Résultats ». Les données et méthodes sont rappelées au début des chapitres concernés.

Le **troisième chapitre** concerne l'intervalle bauxitique et la couverture sédimentaire. Ce chapitre commence par les études sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques de l'intervalle bauxitique et du toit, à partir de deux sondages carottés dans le bassin de Villeveyrac. Les évolutions de teneurs au sein de l'intervalle bauxitique sont aussi étudiées et discutées afin de contraindre les remplissages et d'évaluer les sources latéritiques. Enfin, les teneurs moyennes en SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ et Fe₂O₃ dans le bassin de Villeveyrac sont analysées afin d'apprécier les évolutions géochimiques in-situ postérieures au dépôt des bauxites.

Le **quatrième chapitre** se concentre sur le substratum karstifié des bauxites. Tout d'abord, les cavités karstiques, pièges des bauxites, sont investiguées afin de contraindre la karstification et d'évaluer son étendue dans le bassin. Ensuite, une étude structurale des déformations enregistrées dans le mur Jurassique est proposée, afin d'identifier l'évènement tectonique contemporain au démantèlement des bauxites. Enfin, une modélisation numérique basée sur les

données de sondages permet de confirmer et d'appréhender le rôle des déformations sur les puissances minéralisées.

Le **cinquième chapitre** propose deux analyses géostatistiques dont la première porte sur les puissances minéralisées et la seconde, sur les teneurs en oxydes majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 et Fe_2O_3). Un rappel sur la méthode et les outils utilisés et développés par MATHERON (1963) est présent en début de chapitre. Ces études permettent de vérifier les hypothèses de terrain sur le contrôle structural des variables étudiées.

Le **sixième chapitre** discute les implications des résultats dans un cadre géodynamique et sédimentaire depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Crétacé supérieur. Des datations absolues par U-Pb sur zircons détritiques dans les bassins bauxitiques du Languedoc contraignent la chronologie de ces événements. De plus, les datations absolues permettent de discuter des roches sources latéritiques, de leur distribution spatiale et de leur influence, pendant le Crétacé inférieur. L'essentiel de ce chapitre correspond à un article soumis à *Basin Research*.

Tous les résultats sont enfin utilisés et intégrés dans des coupes synthétiques retraçant la chronologie des événements depuis la formation des bauxites jusqu'à l'arrêt de la bauxitisation au Crétacé supérieur.

Les **conclusions et perspectives** constituent la dernière partie de ce manuscrit. Premièrement, les conclusions reprennent les objectifs et développent les avancées obtenues pendant cette thèse. Ensuite, les perspectives proposent des pistes de réflexion sur les nouvelles questions soulevées et les points encore incertains concernant les bauxites karstiques en Languedoc et en général.

Chapitre 1. État de l'art sur les conditions de formation et d'évolution des bauxites françaises.

Introduction

Les conditions environnementales favorisent la fragmentation mécanique et la dégradation chimique d'une roche affleurante. Les sédiments résiduels produits sont appelés *altérites*. Sous un climat tropical et humide, lorsque les conditions d'altération sont régies par des réactions d'hydrolyse, on parle de *latérites*. Les positions des zones intertropicales ont changé dans l'histoire de la Terre arguant la présence de latérites anciennes en dehors de la zone intertropicale. Ainsi, les latérites recouvrent environ 33% de la surface continentale actuelle (TARDY, 1993). Le terme « *Laterites* » a été utilisé pour la première fois en 1807 par le sergent Buchanan pour décrire la roche massive située au-dessus des granites, laquelle était utilisée pour la fabrication de briques en Inde (ALEVA, 1994). Le processus de formation des latérites favorise la concentration d'éléments sous formes de gîtes résiduels, dont certains sont économiquement intéressants (correspondants aux minerais d'aluminium, de nickel, de manganèse, etc). La compréhension des mécanismes de formation et d'évolution d'une latérite est donc importante pour l'exploration mais aussi pour l'exploitation d'un gisement résiduel.

Les roches portées à la surface subissent un ensemble de processus physico-chimiques modifiant la nature de la roche afin d'être en équilibre avec les conditions de surface (climat, régime des pressions, biologie, etc). Les actions combinées de l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère vont entraîner un démantèlement mécanique et chimique de la roche affleurante, formant un *profil d'altération* (TARDY, 1993). Deux types d'altération existent et sont interdépendants : l'altération physique qui morcelle la roche et l'altération chimique favorisant la modification de la structure interne avec néoformation de minéraux secondaires. Dans ce manuscrit, le terme « altération » fera référence à l'altération chimique et le terme « érosion » à l'altération physique. À partir de minéraux primaires, l'altération favorise la préservation de cations insolubles sur place et le lessivage des cations solubles. C'est un processus aérien conditionné par plusieurs facteurs : la température, le climat, le bilan hydrique, la topographie, organismes vivants, etc.

Ce chapitre présente une synthèse bibliographique des conditions de formation et d'évolution des latérites, plus particulièrement, celles enrichies en aluminium et fer, appelées *bauxites*. Ces latérites sont exploitées en France depuis le XIX^{ème} siècle (BARDOSSY, 1997). On les trouve dans le sud de la France, notamment sur le pourtour méditerranéen et sont datées au Crétacé « moyen » (COMBES, 1990). Cet intervalle spatio-temporel réduit marque des conditions climatiques et géodynamiques particulières. On récapitule d'abord les processus d'altération, puis on les applique au cas spécifique de la bauxite, enfin on évalue les reconstitutions géodynamiques régionales en lien avec les différents types de bauxites françaises.

1. Altération chimique et formation des latérites

a) Les réactions chimiques responsables de l'altération des roches

i) La solubilité des cations

Les réactions d'altération sont basées sur la mise en solution de certains cations et la préservation d'autres. La solubilité des cations est définie par GOLDSCHMIDT (1937), le diagramme qui porte son nom [Figure 1.3] permet de comprendre la relation entre le potentiel ionique (charge ionique(Z)/ rayon atomique(r)) et la préservation des hydroxydes.

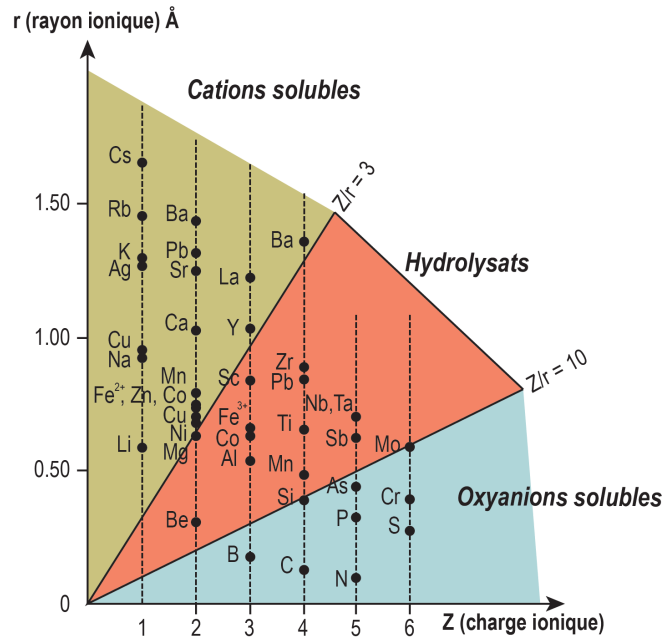


Figure 1.3 : Diagramme du potentiel ionique modifié d'après les données de GOLDSCHMIDT (1937) indique les intervalles de solubilité en fonction du potentiel ionique d'un élément. Les cations les plus résistants à l'altération chimique sont définis comme « hydrolysats ».

Goldschmidt a distingué 3 zones suivant le potentiel ionique des ions. L'attraction de la molécule d'eau est proportionnelle à l'augmentation du potentiel ionique. En effet, les cations présentant un rapport $\frac{Z}{r} < 3$ sont faiblement hydratés et ne permettent pas de casser les molécules d'eau. Ces cations sont très facilement emportés dans la solution de lessivage (ex : K, Na, Ca).

Pour un potentiel ionique entre 3 et 10 ($3 < \frac{Z}{r} < 10$), les cations définis peuvent briser la molécule d'eau et former des oxy-hydroxydes (ex : Fe, Al, Zr, Ni, Ti). Ces cations sont appelés hydrolysats et sont concentrés dans le profil d'altération.

Enfin, les cations avec un potentiel ionique supérieur à 10 attirent très fortement la molécule d'eau et la casse. L'oxygène libéré est annexé aux cations, formant des anions fortement solubles (ex : SO_4^{2-}).

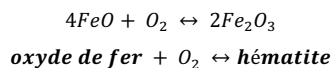
Ces principes gouvernent les réactions d'altération. Celles-ci favorisent la mise en solution des cations mobiles (K, Na, Ca, S) en préservant les cations immobiles (Fe, Al, Ti) sous forme d'oxy-hydroxydes. Il existe une évolution latérale depuis des profils d'altération enrichis en hydrolysats et les éléments en solution en aval, pouvant migrer jusqu'aux océans.

ii) Les réactions chimiques d'altération

La roche mère soumise à l'altération est d'abord fragmentée mécaniquement afin d'augmenter sa surface spécifique, *i.e* la surface de contact des minéraux. Quatre grands types de réactions chimiques interviennent dans les processus de destruction de la roche parente : la réaction d'hydrolyse est le processus d'altération le plus courant pour la formation des latérites.

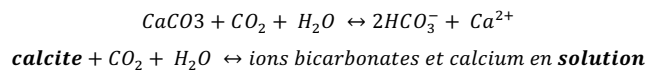
L'oxydation

C'est une réaction chimique caractérisée par la perte d'un électron avec formation d'un nouveau minéral. L'oxygène est un des éléments les plus présents à la surface et correspond au principal agent oxydant. Les éléments les plus facilement oxydés sont : le fer, le manganèse et le soufre. Par exemple, la transformation en l'ion ferrique Fe(III) depuis l'ion ferreux Fe(II) :



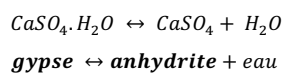
La dissolution

Cette réaction est basée sur la solvatation d'un minéral à partir de sa destruction totale. C'est le cas de la calcite :



L'hydratation

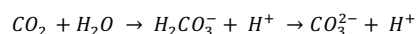
Cette réaction correspond au gain ou la perte d'une molécule d'eau dans la structure du minéral. Par exemple, la transformation du gypse en anhydrite :



L'hydrolyse

C'est une réaction chimique associée à : 1 - la destruction du minéral primaire grâce à un acide (H⁺) et 2 - la formation de minéraux secondaires (phase résiduelle et insoluble) comme les argiles et les oxy-hydroxydes. Plusieurs étapes sont nécessaires au processus d'hydrolyse :

– L'acidification de l'eau météorique



– Ensuite, les acides formés réagissent avec les minéraux primaires. La séquence d'altération est définie par GOLDICH (1938) depuis les minéraux les moins résistants jusqu'au minéral le plus résistant à l'altération. Cette série est l'inverse de la séquence de cristallisation des minéraux de BOWEN (1922).

Les minéraux les plus facilement altérables sont les feldspaths alcalins et les péridots alors que les plus résistants sont le quartz et les zircons. Les réactions d'hydrolyse favorisent le lessivage intégral des cations solubles jusqu'à la destruction complète des silicates.

Les réactions d'hydrolyse depuis un minéral primaire jusqu'à la formation d'oxydes sont détaillées dans la partie suivante.

b) L'intensité de l'hydrolyse : facteur de l'enrichissement des oxyhydroxydes

L'altération tend à concentrer les éléments insolubles (Al, Fe) par lessivage des cations solubles (Si, Mg, Mn). Le degré d'altération est mesuré par le rapport ($\frac{Si}{Al}$) des produits d'altération néoformés (argiles et oxydes) : plus l'altération est intense, plus le lessivage de Si est important et donc Al est concentré ($\frac{Si}{Al}$ diminue). Trois types d'altération existent en fonction de ce degré : la bisiallisation (lessivage en silice >60%), la monosiallisation (lessivage de la silice >66%) et l'allitisation (lessivage totale de la silice) (COJAN & RENARD, 2013).

Le lessivage des cations solubles et la concentration des éléments insolubles (gîtes résiduels) est fonction de : la pluviométrie (>1500mm/an, essentielle pour le ruissellement des cations et l'apport de H⁺), de la température (catalyseur de réaction pour une température annuelle >26°C, de la végétation (production d'acide, stabilité du sol pendant les précipitations) et du gradient de pente (lessivage des cations, infiltration de l'eau) (PEDRO, 1968).

La formation des altérites est étroitement liée à sa position dans un paysage amont – aval. WYNS *et al.* (2003) définissent les profils latéritiques comme des « altérites soustractives » car leur formation implique un départ de matière. Ce type d'altérite n'est possible que si les réactifs (H⁺) sont renouvelés par les eaux et si les produits de réaction sont lessivés, retenant en sous-saturation les solutions (COJAN & RENARD, 2013). Ces conditions nécessaires à la formation des latérites impliquent un gradient de pente suffisant, pour évacuer les cations solubles, néanmoins pas trop fort pour que l'eau puisse s'infiltrer ; la pente moyenne doit donc être faible (WYNS, 2013).

Le degré d'altération est dépendant du climat et de la géodynamique régionale. Cela suggère que les sols développés varient en termes de minéralogie et d'épaisseur [Figure 1.4]. Les latérites sont aussi fortement influencées par la composition minéralogique et géochimique de la roche

mère (SCHELLMANN, 1982 ; SCHELLMANN, 1986). Le sol formé présente un gradient d'altération en fonction de la profondeur définissant le *profil d'altération* (WIDDOWSON, 2009).

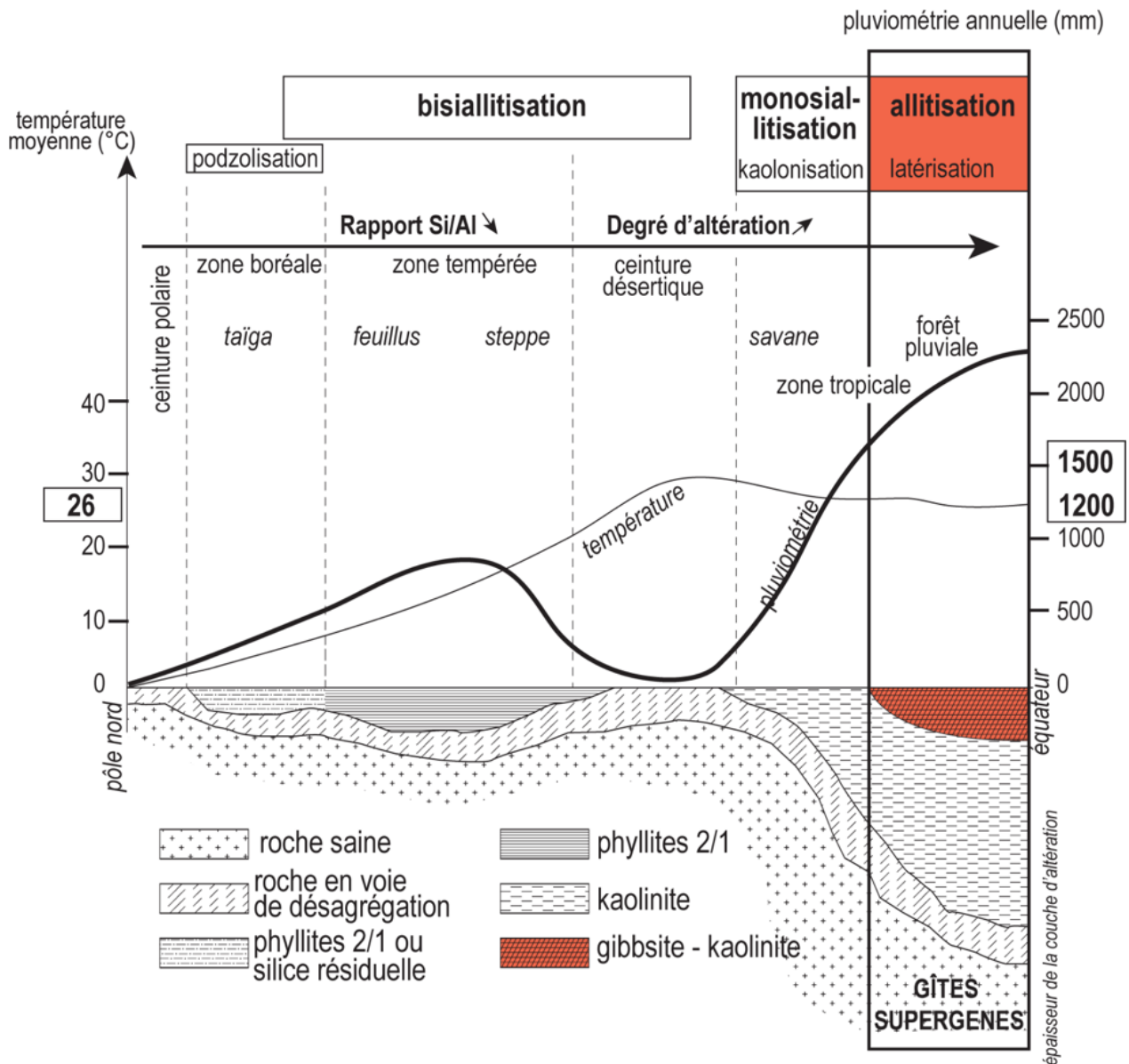
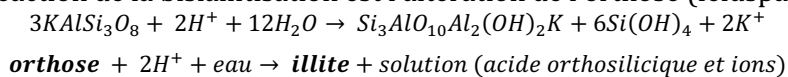


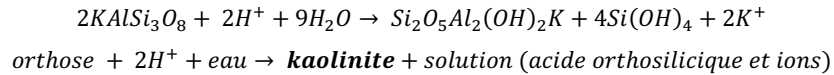
Figure 1.4 : Épaisseur des différents types de profils d'altération selon les latitudes. Les zones de latérisation (ou allitisation) correspondent à des profils d'altération épais, appauvris en silice et enrichis en éléments économiquement intéressants (Al, Fe). Modifié d'après (STRAKHOV, 1967) et (PEDRO, 1968).

Sous climat tempéré et tropical sec, la bisiallisation permet la formation de silicates phylliteux de type 2/1 comme la montmorillonite, illite, vermiculite.

Un exemple de réaction de la bisiallisation est l'altération de l'orthose (feldspath) en illite :



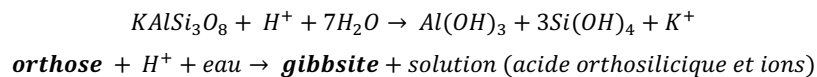
En se rapprochant de l'équateur, la pluviométrie augmente fortement (jusqu'à 2500mm/an) et la température moyenne annuelle reste aux alentours de 26°C. L'hydrolyse est plus poussée dans ces conditions climatiques, lesquelles tendent à augmenter le degré d'altération et donc le lessivage de la silice ; on parle alors de *monosiallisation* (ou de kaolinisation). Les argiles formées sont de type 1/1. Lorsque l'orthose subit ce type d'altération avancée, elle est transformée en kaolinite.



Enfin, proche de l'équateur, l'épaisseur du profil d'altération augmente fortement, avec notamment la présence importante de kaolinite, mais aussi de minéraux riches en Fe et Al (gibbsite) au sommet, c'est l'*allitisation ou latérisation*. Dans cette partie du globe, l'hydrolyse est totale et caractérise un climat chaud et humide : fortes précipitations (1500mm/an), une température annuelle de 26°C, et une humidité relative moyenne de 70% (TARDY, 1993).

BARDOSSY (1982) souligne le rôle important de la saisonnalité. En effet, une saison sèche est nécessaire pour que l'eau puisse s'infiltrer dans la zone d'altération sèche et chaude car les processus d'oxydation initiés permettent la formation de minéraux (gibbsite, hématite, goethite), lesquels seront résistants aux périodes humides postérieures. TARDY (1993) précise que la saison sèche doit durer au moins la moitié de l'année.

Les latérites sont produites dans ces zones tropicales et peuvent être différentes selon le type de substratum. En effet, l'altération de roches alumino-siliceuses tend à former des gîtes résiduels enrichis en Al et Fe alors que des roches ultra-mafiques favorisent l'enrichissement en Ni (BUTT *et al.*, 2000). Dans le cas des bauxites, la latérisation à partir du minéral orthose permet la formation de gibbsite (hydroxydes d'aluminium).



c) Description d'un profil latéritique

Les zones soumises à l'altération latéritique doivent être suffisamment stables pour développer un profil d'altération en préservant les cations immobiles (Al et Fe), c'est pourquoi les gisements supergènes sont localisés sur des cratons stables (BARDOSSY, 1982). Dans l'histoire de la Terre, les périodes favorables au développement de latérites en termes de climat et de géodynamique sont le Carbonifère, Crétacé supérieur-Éocène, Miocène et Pliocène (BARDOSSY, 1982 ; ALEVA, 1994). Ces périodes ont permis la formation de gisements supergènes en dehors de la zone d'altération actuelle [Figure 1.5].

En raison de leurs conditions de formations particulières, les changements climatiques et les mouvements tectoniques doivent être considérés pour la formation des latérites (ALEVA, 1994), les plus importants dépôts bauxitiques ont eu lieu pendant le Crétacé – Éocène (VALETON, 1972). De nos jours, les conditions climatiques ne sont pas favorables au développement de grandes cuirasses latéritiques, on les trouve seulement dans des zones avec des conditions climatiques extrêmes comme le Panama, le Costa Rica et les Fidji (VALETON, 1972).

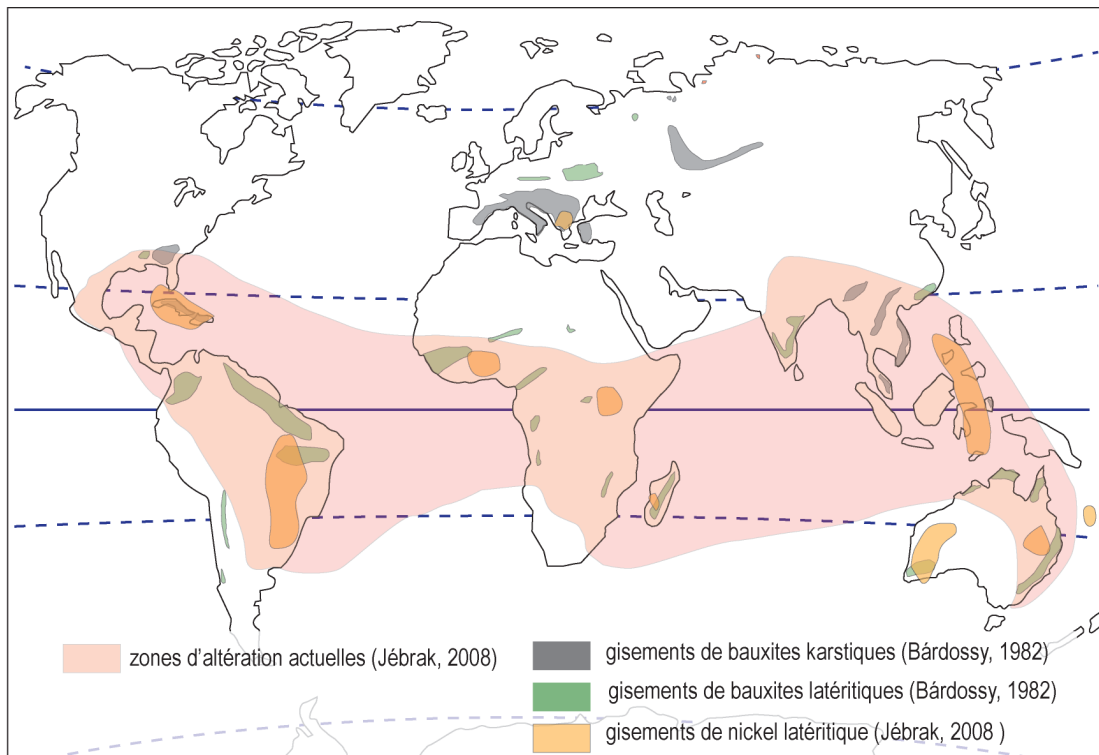


Figure 1.5: Planisphère des évidences de gisements pédogénétiques en aluminium (bauxites karstiques et latéritiques, en gris et vert respectivement) et en nickel (orange). Plusieurs époques favorables à leur formation permettent d'avoir des gisements en dehors de la zone d'altération actuelle (rouge), notamment dans le sud de l'Europe. Modifié d'après (BARDOSSY, 1982 ; JEBRAK & MARCOUX, 2008).

Les profils latéritiques sont définis depuis les années 90 et ces travaux sont présentés dans le texte. Aujourd'hui la recherche sur les latérites correspond principalement à des applications sur des zones d'études particulières (YUSTE *et al.*, 2016 ; TORRO *et al.*, 2017 ; VIND *et al.*, 2018).

L'altération est plus intense en surface et diminue progressivement en profondeur, compartimentant l'intervalle surface-roche saine en « horizons ». Le sol est l'horizon le plus superficiel à l'interface atmosphère/lithosphère, et souvent riche en matière organique. Ensuite, les différents horizons sont définis en fonction de l'état de la roche saine : de haut en bas, depuis un horizon fortement lessivé jusqu'à l'horizon de la roche saine, fragmenté mécaniquement. L'ensemble de ces horizons reposent sur une roche mère saine. Les profils latéritiques peuvent être divisés en quatre horizons: la roche saine, la saprolite, la zone d'accumulation (latérite), le sol (ALEVA, 1994). Le profil peut présenter des épaisseurs de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (STRAKHOV, 1967 ; TARDY, 1993 ; ALEVA, 1994).

Concernant la durée d'altération, Nahon et Tardy [1992] proposent un taux d'altération de 20mm/1000 an soit 20m/Ma et NAHON *et al.* (1980) précisent que le taux est deux à trois fois supérieure sur les roches basiques. ALEVA (1994) montre que la relation entre épaisseur et durée de latérisation n'est pas une courbe linéaire. En effet, l'auteur révèle que les latérites Crétacé-Éocène sont issues d'une longue période d'altération (entre 25 et 50Ma), et montrent des épaisseurs moyennes de bauxite entre 5-15m. Alors que les bauxites plus jeunes (Quaternaire) sont épaisses de moins de 2m et sont issues d'une durée de latérisation inférieure à 1Ma. La construction d'une latérite, est discutée dans THIRY *et al.* (1999), les auteurs précisent qu'il faut au minimum 1Ma pour développer une couverture kaolinique ou smectitique. La formation des latérites est donc un processus lent, lequel implique des périodes de constance climatique et de quiescence géodynamique.

Les latérites à croûte ferrugineuse [Figure 1.6] montrent une organisation minéralogique selon le lessivage des cations, c'est-à-dire en fonction de la position de la nappe d'eau. Le fer est l'élément le plus immobile, il est présent dans la partie supérieure sous forme de pisolithes et nodules d'hématite. Dans la zone de battement de la nappe, la silice n'est pas évacuée totalement, avec notamment la présence d'argiles (kaolinite). La latérisation progresse du haut vers le bas et vers l'extérieur, induisant un partitionnement de la roche altérée.

Dans un profil latéritique, les horizons (A-B-C) correspondent à des stades intermédiaires entre une roche mère saine en profondeur et le sol en surface. Ainsi on peut décrire le profil latéritique cuirassé depuis la base vers le sommet [Figure 1.6].

En base de profil, la roche mère correspond au substratum non altéré, cependant, celle-ci est très souvent fracturée et présente des minéraux secondaires cristallisés dans ces fractures (ALEVA, 1994).

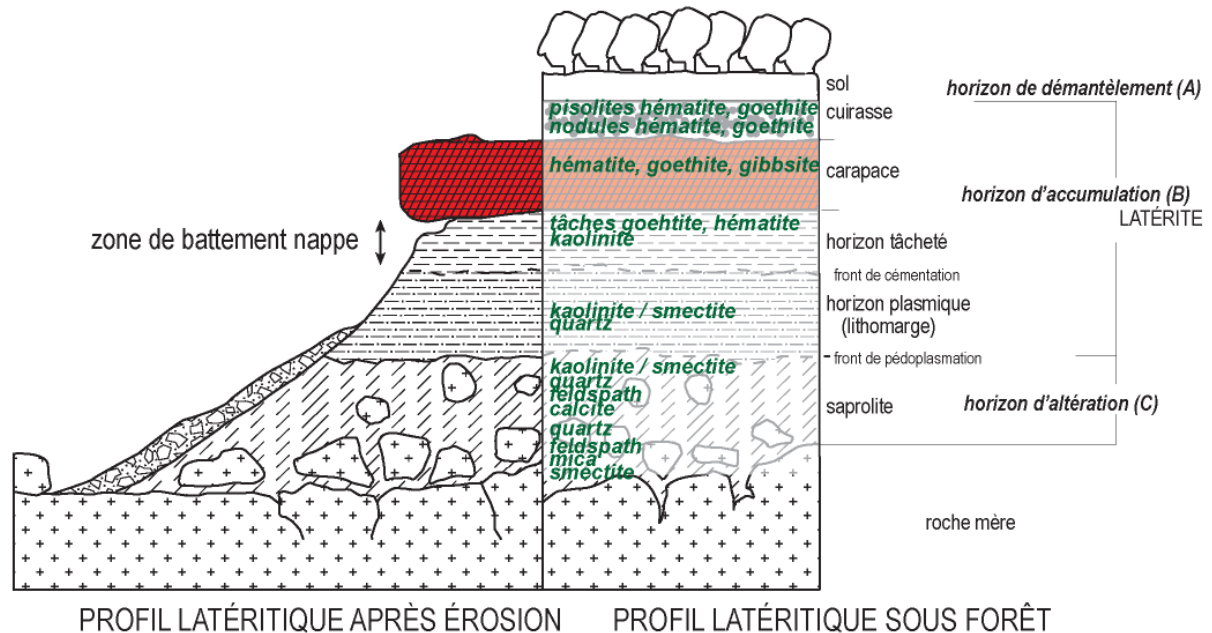


Figure 1.6 : Profil latéritique classique, compilé d'après (MILLOT, 1964 ; NAHON & TARDY, 1992 ; TARDY, 1993 ; ALEVA, 1994 ; BUTT *et al.*, 2000). À droite) développement de la cuirasse (horizons riches en nodules de pisolithes de fer) sous une forêt, à gauche) profil démantelé par l'érosion. La carapace est l'horizon le plus induré et riche en Al et Fe. Les horizons sont décrits de la base vers le sommet dans le texte. Les termes en vert correspondent aux minéraux rencontrés dans les horizons sous conditions d'altération de climat tropical, modifié d'après (NAHON & TARDY, 1992 ; ALEVA, 1994).

L'horizon, situé au-dessus de la roche saine, est défini comme l'horizon d'altération (C) (ou *sapolite*). Il constitue une zone de lessivage et de néoformation minérale. Cet horizon présente une sapolite grossière à la base, dans laquelle les minéraux primaires sont peu altérés (NAHON & TARDY, 1992), les minéraux altérés représentent moins de 20% du poids total (ALEVA, 1994 ; BUTT *et al.*, 2000). Cet horizon se forme au détriment du lessivage des feldspaths avec formation de kaolinite (NAHON & TARDY, 1992). La sapolite devient plus fine vers le sommet de l'horizon et les minéraux altérés peuvent y représenter plus de 20% du poids total (ALEVA, 1994). Les minéraux plus stables comme le quartz et le zircon sont conservés dans cet horizon (ALEVA, 1994 ; BUTT *et al.*, 2000). Au-delà de l'horizon d'altération, aucune structure originelle n'est conservée (ALEVA, 1994).

Ensuite, l'horizon d'accumulation (B) est subdivisé en quatre. En premier, se trouve l'horizon plasmique (*lithomarge*) correspondant à un faciès meuble et épais, constitué principalement de kaolinite avec des reliques de minéraux difficilement altérables (quartz, zircons) (TARDY, 1993). Les minéraux non stables comme la smectite peuvent aussi être altérés (BUTT *et al.*, 2000). Ensuite, l'horizon bariolé est un faciès meuble constitué principalement d'argile (BUTT *et al.*, 2000) et d'oxy-hydroxydes de fer et aluminium de forme irrégulière (TARDY, 1993 ; ALEVA, 1994 ; BUTT *et al.*, 2000) . Cette formation est dans la zone vadose (NAHON & TARDY, 1992).

Au-dessus de la zone de battement nappe, la carapace correspond à la zone la plus riche entre Al et Fe (ALEVA, 1994), suite à la dissolution complète de la kaolinite (NAHON & TARDY, 1992). Au sommet de l'horizon B, uniquement les minéraux riches en Fe, sous forme de nodules et pisolithes, sont présents (TARDY, 1993 ; ALEVA, 1994) et correspondent à des faciès conglomératiques et indurés à la base (NAHON & TARDY, 1992 ; BUTT *et al.*, 2000).

L'horizon le plus superficiel correspond à l'horizon démantèlement (A) ; il est défini comme « l'horizon humifère de surface », lieu de lixiviation grâce au développement de végétation dense (TARDY, 1993) .

d) Les argiles : produits de l'altération chimique

Les argiles sont des minéraux formés soit par transformation d'un minéral ou à partir d'une solution (minéraux néoformés). Ce sont des phyllosilicates riches en Al, Mg et Fe formant des plans réticulaires de tétraèdres (couche T) ou d'octaèdres (couche O) suivant les conditions initiales de formation. Différents types d'argile peuvent être formés lors de l'altération en fonction des conditions initiales [Figure 1.7]. Les assemblages argileux peuvent être donc utilisés comme outils à l'interprétation paléoclimatique et environnementale.

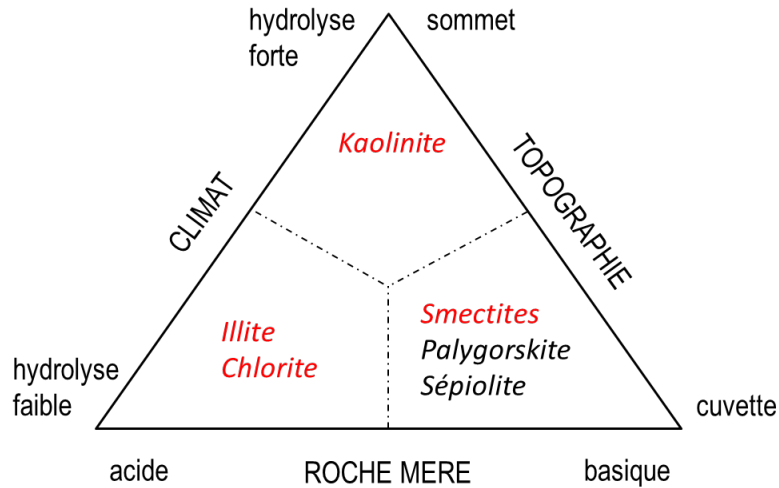


Figure 1.7 : Minéralogie du cortège argileux en fonction des paramètres de l'altération chimique, en rouge : argiles rencontrées dans le bassin de Villeveyrac (modifié d'après Beauchamp, 2005).

Dans notre étude, trois types d'argile sont rencontrées (voir Chapitre 3) : kaolinite, smectite et chlorite/illite, lesquelles caractérisent des conditions de formation particulières. Par exemple, à partir d'un même type de roche mère (basique), la kaolinite ($Al_2O_3, 2SiO_2, 2H_2O$) marque un degré d'altération important et un très bon drainage alors que les smectites ($2Al_2O_3, 8SiO_2, 2H_2O, nH_2O$) indiquent une hydrolyse moins importante et surtout un mauvais drainage. L'illite ($2KAl_2(OH)_2, (AlSi_3(O, OH)_{10})$) et la chlorite ($Mg_5(Al, Fe)(OH)_8(Al, Si_4), O_{10}$) reflètent un degré d'hydrolyse faible, ces minéraux sont surtout associés à l'érosion mécanique de la roche mère. L'évolution de la proportion d'illite et chlorite peut indiquer une augmentation du détritisme due à une phase tectoniquement active (CHANVRY, 2016).

2. Les bauxites : un cas particulier des latérites

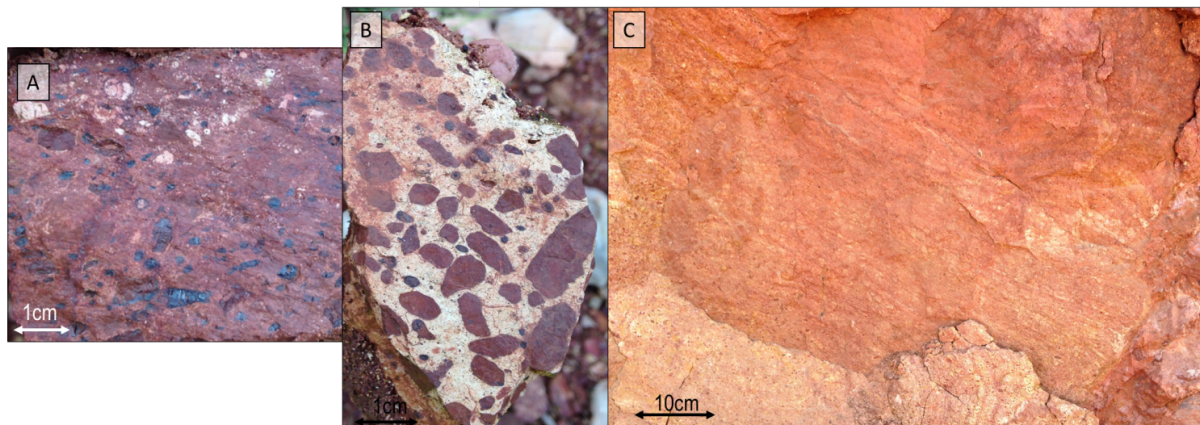


Figure 1.8 : Variétés de bauxites observées en Languedoc. A) bauxite lie de vin à clastes d'hématite (noir) et déferrification partielle (taches blanches) - Villeveyrac, B) brèche bauxitique avec clastes ferrugineux anguleux et pisolithes centimétriques dispersés, emballés dans une matrice complètement déferrifiée blanche - Villeveyrac, C) bauxite uniquement pisolithique formant des lamines - Bédarieux

La bauxite est une roche lithifiée ou non, issue d'une altération importante dont la composition est : 1 - enrichie en hydroxydes d'aluminium (>45%wt), 2 - contient des hydroxydes de fer (<10%), de titane (<4%) et 3 - appauvrie en alcalin, alcalino-terreux et silice (<6%) (VALETON, 1972 ; BARDOSSY & COMBES, 1999). La composition géochimique donne à la bauxite une variété de couleur : du rouge, rose au blanc voire noir (CREPEL, 2005) [Figure 1.8]. La géochimie et la minéralogie des bauxites dérivent de la genèse et des évolutions postérieures du gisement.

La bauxite exploitée à Villeveyrac est utilisée par l'entreprise VICAT pour la fabrication de ciments spéciaux. La bauxite utilisée dans les ciments est caractérisée par une faible teneur en silice (<10%), des teneurs en fer faible (<25%) et une teneur importante en aluminium (>55%) (CREPEL, 2005).

La genèse des bauxites est une forme de pédogenèse sous climat tropical humide favorisant une hydrolyse importante. Ces dépôts liés à une exposition aérienne de longue durée (de 10 à 100Ma , ALEVA, 1994) témoignent d'une discontinuité stratigraphique locale ou régionale dans l'enregistrement sédimentaire. Par leurs conditions de formation, ce type de latérite donnent des indications sur les paléoenvironnements et paléoclimats (D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1995 ; BUCCIONE *et al.*, 2016).

a) Description minéralogique d'une bauxite

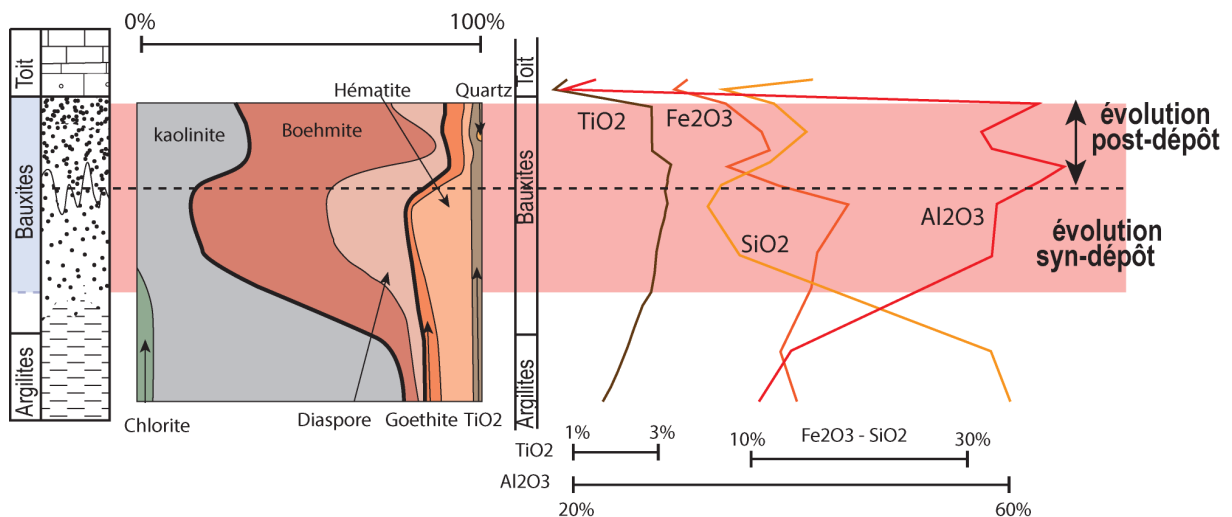


Figure 1.9 : Profil minéralogique et géochimique d'une bauxite autochtone (type Ariège) indiquant l'enrichissement en hydroxydes d'aluminium vers le haut du profil. Des processus épigénétiques postérieurs au dépôt (resilicification et déferrification) sont remarqués (modifié d'après Combes, 1969).

La Figure 1.9 présente un profil minéralogique et géochimique d'un gisement de bauxite latéritique in-situ en Ariège (France) (COMBES, 1969). Ces résultats montrent une augmentation vers le haut des hydroxydes d'aluminium (boehmite et diaspore) et de l'hématite au détriment

de la kaolinite, indiquant une ferrallitisation et bauxitisation des argiles. L'auteur propose que la ré-augmentation de la silice vers le haut du profil provienne d'une resilicification, et la diminution des minéraux ferrifères (hématite) est favorisée par une déferrification ; ces deux évolutions sont dues à des modifications épigénétiques postérieures au dépôt.

i) Les oxydes de fer

En raison de leur faible solubilité en milieu oxydant, les principaux minéraux de fer associés à l'altération sont : l'hématite ($\alpha - Fe_2O_3$) et la goethite ($\alpha - FeO(OH)$) (SCHWERTMANN, 1991). Les oxydes de Fe(III) issus de l'altération sont dus à l'oxydation et l'hydrolyse des silicates contenant du Fe(II). Dans les milieux réducteurs, la dissolution de fer peut être due à la présence de micro-organismes et les acides formés permettent de réduire le fer en Fe(II) soluble (SCHEINOST, 2005). L'hématite est un minéral souvent rouge voire violet. Ses conditions de formation nécessitent un milieu neutre, un sol chaud et l'absence d'eau dans l'horizon d'accumulation (SCHEINOST, 2005). La goethite est l'oxyde de fer de couleur orange, ocre. Cet oxyde est le plus stable, le rendant commun dans les profils d'altération, contrairement à l'hématite, la goethite est formée dans des conditions plus humides.

ii) Les oxydes d'aluminium

Contrairement aux oxydes de fer qui sont les plus stables, l'Al dissous par l'hydrolyse peut être associé à la formation des minéraux secondaires comme les argiles. Les trois hydroxydes et hydrates d'aluminium principaux (la gibbsite ($Al(OH)_3$), la boehmite ($Al(OH)$) et le diaspore ($Al(OH)(Fe, Mn, Cr, Si)$) dépendent du potentiel redox (Eh) et sont localisés suivant un profil amont-aval, respectivement (COMBES, 1990).

Ainsi, la composition de l'intervalle révèle des informations sur le degré d'hydrolyse voire les évolutions postérieures au dépôt. Le principe de la bauxitisation (enrichissement de Al et Fe au détriment de Si) sera utilisé dans les chapitres « Résultats » afin de discuter des évolutions verticales observées dans la zone d'étude.

b) Les types de bauxites

Les bauxites sont définies selon le substratum sur lequel elles reposent. Les bauxites autochtones, dites *latéritiques ou primaires*, sont développées et préservées sur leur roche mère. Les bauxites allochtones, dites *secondaires*, sont préservées sur un substratum différent de leur roche mère. Les bauxites allochtones impliquent donc l'altération du matériel primaire, suivi d'une érosion, un transport et un piégeage sur un substratum différent. Il existe deux types de

bauxites allochtones : les « bauxites de type Tikhvin » déposées sur un substratum alumino-siliceux et les « bauxites karstiques » qui reposent sur un substratum carbonaté plus ou moins karstifié (COMBES, 1969 ; BARDOSSY, 1982 ; BARDOSSY & COMBES, 1999).

Bárdossy et Dercourt (1990) affirment que les réserves de bauxites recensés dans le monde sont de l'ordre de 39Gt avec : 88% sont de type latéritique et 11% de type karstique. En 2019, les réserves de bauxite sont estimées entre 55 et 75Gt d'après le service géologique américain (LEE BRAY, 2019). En raison de la forte occurrence des bauxites latéritiques et la présence importante de bauxites karstiques en Europe de l'ouest [Figure 1.5], seulement ces deux types seront discutés dans le manuscrit.

i) L'autochtonie : développement de bauxites latéritiques

Les bauxites latéritiques correspondent à des gisements développés directement sur leur roche mère alumino-siliceuse. Ces bauxites sont caractérisées par des textures résiduelles (nodulaires, pisolitales et concrétionnées)(BARDOSSY & COMBES, 1999). En Sardaigne, Combes (1990) montre que sur des argilites d'âge Purbeckien, un profil d'altération de 5m est présent, lequel est recouvert d'un toit Coniacien caractérisant l'intervalle de bauxitisation de l'ordre de 60Ma. L'évolution verticale depuis des argiles jusqu'au toit de la latérite caractérise une évolution in-situ, laquelle indique le caractère autochtone du matériel.

Dans la littérature, l'épaisseur d'un profil latéritique est dépendante de plusieurs facteurs : temps d'exposition, climat, géodynamique, etc. Les bauxites correspondent à des hiatus stratigraphiques, c'est pourquoi les intervalles bauxitiques sont datés principalement de façon relative : entre l'âge du substratum (mur) et l'âge de la couverture (toit).

ii) L'allochtonie : érosion et piégeage du matériel latéritique

Lors d'une activité tectonique postérieure au développement des bauxites primaires, celles-ci sont déstabilisées et les produits de l'érosion alimentent un bassin en aval. Les pièges peuvent être de différentes formes, mais les plus représentés correspondent aux dépressions karstiques. Les profils géochimiques-minéralogiques ne montrent pas d'enrichissement en Al au détriment de la silice vers le sommet : le matériel bauxitique piégé dans le karst est donc issu d'une bauxitisation latéritique avancée, et très souvent sans poursuite de l'altération après le piégeage (COMBES, 1990). Les textures clastiques observées enregistrent des figures de sédimentation (stratification croisée, granoclassement, etc) caractérisant le caractère détritique du dépôt (BARDOSSY, 1982 ; COMBES, 1990).

iii) La para-autochtonie : une bauxitisation en deux temps

Deux stades intermédiaires peuvent exister et sont définis dans Combes (1990) : la para-autochtonie et para-allochtonie. Concernant la para-autochtonie, deux phases de formation sont requises : 1 - une bauxitisation peu avancée d'un matériel pré-bauxitique (présence de silice), 2 - lequel est érodé et piégé avec une poursuite de la bauxitisation du matériel dans le dépôt (latérisation in-situ).

Pour la parallochtonie, Combes (1990) rapporte les travaux de Rousset (1969) qui montre une ferrallitisation sur marnes alors que le substratum carbonaté se faisait karstifier sous couverture. Il y a donc une évolution verticale et latérale depuis un matériel argileux en cours d'altération et un substratum carbonaté en cours de karstification (COMBES, 1990).

iv) Les évolutions chimiques postérieures au dépôt

Le profil minéralogique d'une bauxite autochtone [Figure 1.9] peut subir des modifications épigénétiques postérieures au dépôt comme le note Combes (1969) : une déferrification progressive de la matrice bauxitique, voire de la goethitisation autour des clastes. Pour Lapparent (1930), la déferrification peut avoir lieu dans les parties supérieures du profil en raison de la présence d'un acide qui empêche la « coagulation » du fer venant de la surface. Ces acides peuvent être associés à des processus biologiques (LOVLEY *et al.*, 1987 ; RODEN & WETZEL, 2002). La couverture des bauxites est souvent associée à des séries transgressives et la remise en eau du système (COMBES, 1969), engendre des conditions humides favorables à la formation de goethite dans la partie supérieure de l'intervalle bauxitique.

c) Les conditions environnementales particulières de la bauxitisation

i) Des conditions climatiques tropicales humides

Le climat doit être propice à l'allitisation, c'est-à-dire, tropical et humide (COMBES, 1969 ; BARDOSSY, 1982 ; BARDOSSY & COMBES, 1999). Selon Sinitsyn (1976), la température moyenne annuelle doit être d'environ 26°C avec un maximum de 30°C et un minimum de 20°C. L'intensité de latérisation est fonction des précipitations, celles-ci doivent être en 1200 – 1500 mm/an ; au-delà de ces valeurs, si le drainage n'est pas suffisant, la pédogenèse favorise la formation de latérites argileuses et non bauxitiques (BARDOSSY, 1982). Le rôle d'un couvert végétal dans la formation de la bauxite, a été développé par ERHART (1966) en définissant des périodes de *biostasie* (développement important de couvert végétal) favorables à la formation de bauxite et des périodes de *rhexistasie* (dégradation de la forêt tropicale due à un changement climatique ou tectonique) entraînant le démantèlement du profil. Cependant, COMBES (1969) souligne l'importance des transitions entre ces deux périodes, précisant que ces changements sont

modérés et longs. BARDOSSY (1982) remarque que les bauxites peuvent être dues à des facteurs inorganiques et chimiques comme le suggèrent les bauxites du Précambrien/Cambrien, périodes peu végétalisées.

ii) La géodynamique régionale favorise les types de gisements bauxitiques

La localisation des deux types de bauxites suivant la position géodynamique [Tableau 1.1] montre clairement une disposition des bauxites suivant l'activité tectonique régionale. Les bauxites latéritiques sont développées et préservées à 96% sur des plateaux stables, alors que les bauxites karstiques sont localisées au niveau de ceinture orogénique (92%) (BARDOSSY, 1982; BOGATYREV & ZHUKOV, 2009).

Une géodynamique stable favorise le développement des cuirasses latéritiques alors que l'activité tectonique entraîne un démantèlement des bauxites primaires vers des pièges structuraux en aval.

Tableau 1.1: localisation des types de bauxites en fonction du contexte géodynamique : les bauxites latéritiques se situent au niveau des cratons stables alors que les bauxites karstiques sont localisées dans les zones tectoniquement actives. Dessiné d'après les données de (BARDOSSY, 1982)

Unité structurales		Marge active (subduction)	Marge passive (rift)	Orogène	Craton
Type de bauxite	Latéritiques	2%	0%	2%	96%
	Karstiques	40%	8%	44%	8%

Les mouvements verticaux pré-bauxitiques doivent mettre en surface la roche alumino-siliceuse en amont et favoriser la mise à l'affleurement d'un substratum carbonaté en aval pour karstifier et former les pièges. La mise en place des sources latéritiques et la formation des pièges peuvent ne pas être contemporaines, comme le suggère le dépôt de Bédarieux, lequel a subi une karstification postérieure au dépôt des bauxites sur le substratum carbonaté (COMBES, 1969).

Pour les bauxites karstiques, les mouvements pré-bauxitiques du substratum influencent la localisation et le type de dépôt, avec notamment la présence de nombreux gisements aux croisements de failles en raison de la fracturation et du meilleur drainage induit pour la karstification (BARDOSSY, 1982). Les mouvements syn-bauxitiques influencent la formation et la teneur des dépôts puisque ces mouvements induisent la forme et le volume des possibles remobilisations (BARDOSSY, 1982).

Les mouvements structuraux post-bauxitiques favorisent le démantèlement des bauxites latéritiques. De plus, la composition chimique peut être influencée lors du transport (BARDOSSY, 1982).

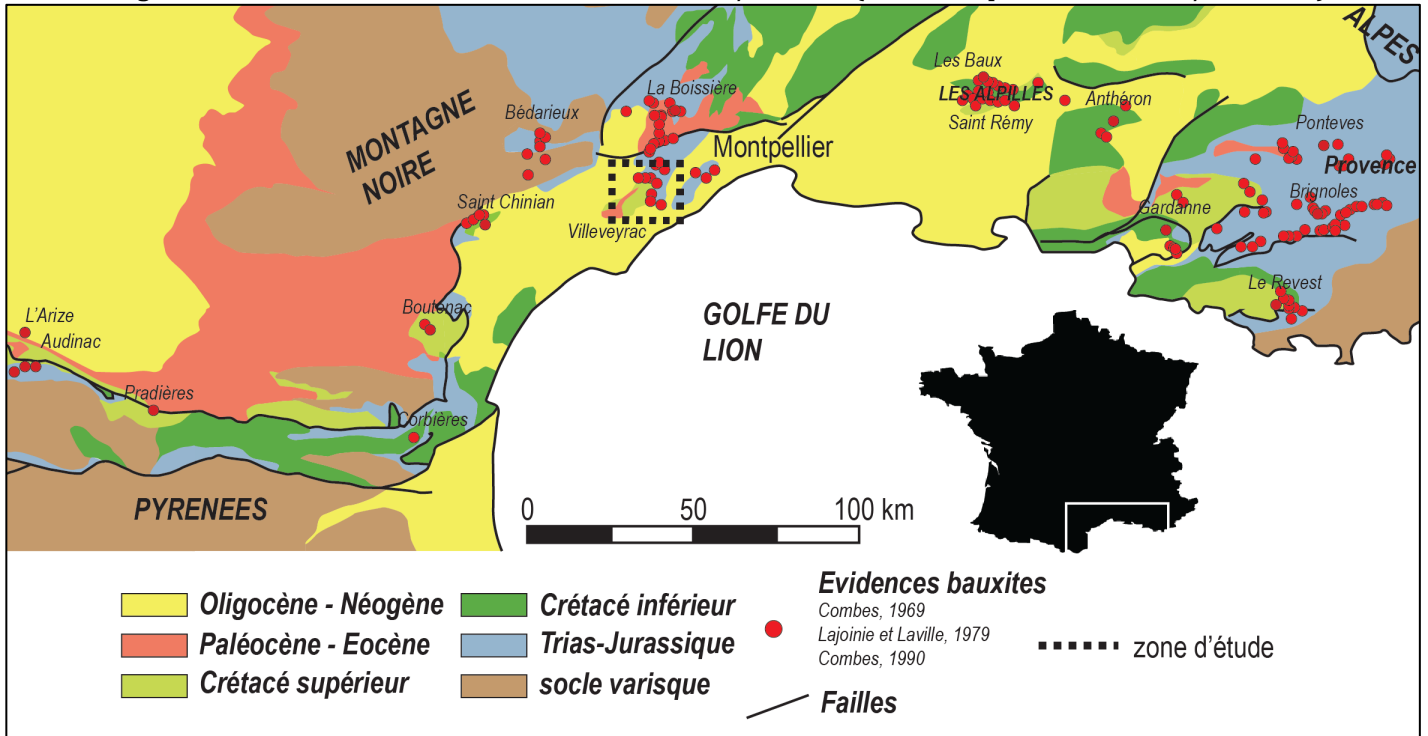
d) Les roches sources et provenance

Les bauxites se forment sur tous types de roche silico-alumineuse : gneiss / granite (COIMBRA HORBE & ANAND, 2011 ; MOMO *et al.*, 2016) , roche basique ignée (GU *et al.*, 2013), basalte (TAYLOR & EGGLETON, 2015), dolérite (COIMBRA HORBE & ANAND, 2011). Les bauxites peuvent aussi être issues de l'altération de cendres volcaniques comme l'ont montré BARDOSSY & COMBES (1999) et BONI *et al.* (2012). De plus, les résultats géochimiques, présentés en Figure 1.9, correspondent à un profil bauxitique issu de l'altération d'argilites riches en kaolinite. Le profil montre une diminution de la kaolinite vers le haut et une augmentation des oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium. En effet, COMBES (1969) montre que des bauxites autochtones peuvent être issues par « ferrallitisation *per-descensum* des argilites ferrugineuses ». Ainsi, les roches cristallines et argileuses peuvent être considérées comme des roches sources potentielles pour la bauxitisation.

Pour les bauxites allochtones, les éléments immobiles et incompatibles comme les Terres Rares (REE), Zr et Hf peuvent servir à tracer les roches sources. La datation U-Pb de zircons détritiques a été utilisée dans les bauxites italiennes par BONI *et al.* (2012) pour tracer la provenance volcanique des gisements bauxitiques. L'altération permet aussi le fractionnement des REE légères et lourdes, elles sont donc utilisées pour connaître la provenance mais aussi le stade de bauxitisation (GU *et al.*, 2013).

3. Le cadre géodynamique des bauxites françaises

Figure 1.10 : Schéma structural du sud de la France au 1/1000000 (modifié d'après carte BRGM 1/1 000 000)



avec les évidences bauxitiques identifiées dans la littérature. Le type de bauxite est expliqué dans le texte.

De nombreuses occurrences de bauxites sont présentes en France et sont principalement localisées dans le sud du pays, notamment sur le pourtour actuel de la mer Méditerranée [Figure 1.10]. Les bauxites sont limitées dans le temps puisqu'elles sont discordantes sur un mur karstifié variant de l'Hettangien (LAJOINIE & LAVILLE, 1979) au Barrémien (COMBES, 1990) et un toit d'âge Aptien « moyen » en Ariège (COMBES, 1990) jusqu'à l'Éocène à Bédarieux (LAPPARENT, 1930) [Figure 1.11]. Le hiatus stratigraphique est essentiellement Crétacé « moyen », indiquant une période de bauxitisation dans cet intervalle de temps. Les bauxites françaises sont essentiellement allochtones et déposées sur un substratum karstifié (bauxites karstiques), indiquant une phase de bauxitisation latéritique primaire et une phase de démantèlement du profil et piégeage dans les karsts en aval avant le dépôt de la couverture. Les bauxites méditerranéennes sont donc polyphasées, ce chapitre propose de présenter le contexte géologique des bauxites françaises.

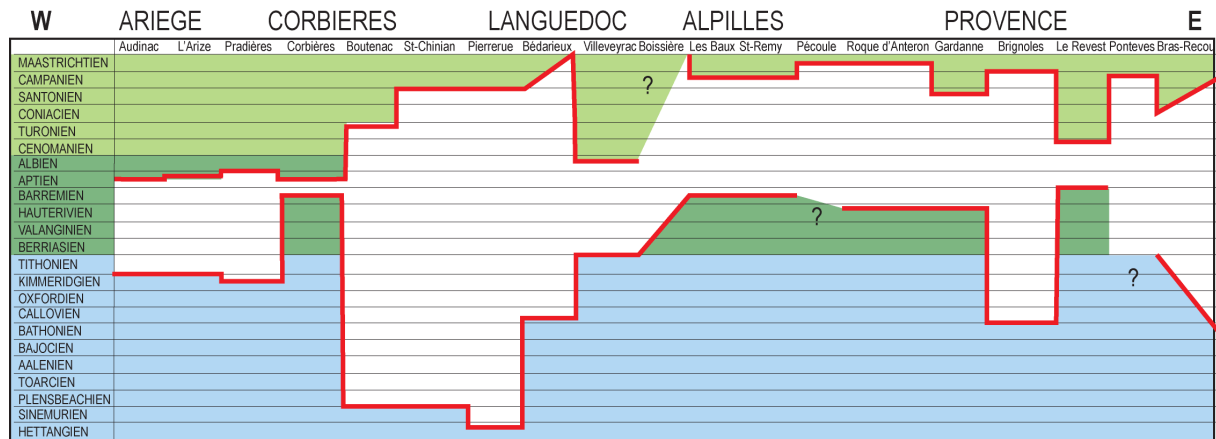


Figure 1.11 : Charte stratigraphique des bauxites françaises (est - ouest), localisation sur la Fig. 8. Le hiatus stratigraphique est délimité par l'espace blanc (synthésisé d'après (LAJOINIE & LAVILLE, 1979 ; COMBES, 1990 ; HUSSON, 2013)).

a) Période de bauxitisation en France

L'âge de la bauxitisation et la datation des gisements de bauxites sont encore mal contraints dans la littérature. La Figure 1.10 montre l'étendue du hiatus stratigraphique mis en évidence par les bauxites françaises. L'intervalle le plus réduit se trouve dans les Corbières au Col du Brezou (COMBES, 1990) et le mur le plus jeune est en Provence, avec les bauxites discordantes sur un mur Aptien inférieur (COMBES, 1990). L'épisode bauxitique est donc postérieur à ces âges. Pour COMBES *et al.* (1973), il y a eu deux épisodes bauxitiques dont un majeur à Albien-Aptien. En effet, à Bédarieux, l'intercalation entre des séquences bauxitiques par des dolomies détritiques d'âge Berriasien permet de proposer deux épisodes de bauxitisation : une période post Jurassique supérieur et anté-Berriasienne et une seconde post-Berriasienne et anté-Campanienne. Cependant, l'existence de ces deux épisodes bauxitiques distincts est remise en cause (voir Chapitre 6).

D'autre part, l'arrêt de la bauxitisation peut être daté relativement par la couverture protectrice. Pour les auteurs LAJOINIE & LAVILLE (1979) et COMBES (1990), la couverture la plus ancienne est d'âge Aptien « moyen » dans la zone ariégeoise. Cette région est discutée dans COMBES (1990) pour être soumise aux fluctuations du niveau marin, la mise en place du toit n'est donc pas généralisée à l'ensemble du Languedoc-Provence.

En dehors de la marge sud-européenne, les datations de la couverture sont principalement Crétacé supérieur. Seul, Villeveyrac présente une datation du toit Albien terminal [Figure 1.11]. La couverture gréseuse a été datée grâce aux foraminifères marins contenus dans la formation et déterminés par M.J Fondécave-Wallez, dans HUSSON (2013). Cette nouvelle datation fournit un âge Vraconien (Albien supérieur) et permet de réduire considérablement l'intervalle stratigraphique des bauxites en Languedoc. Le substratum karstifié Tithonien (GOTTIS, 1967) et

la couverture albienne permettent d'estimer la mise en place du dépôt post-Jurassique supérieur et anté-Albien supérieur.

Si les bauxites karstiques du Languedoc et de Provence sont contemporaines, elles seraient donc post-Barrémien et anté-Albien supérieur.

b) Positions géographiques et stratigraphiques des bauxites méditerranéennes

i) Les bauxites de type Ariège et Sardaigne : parautochtonie et autochtonie

Les bauxites de l'Ariège correspondent aux bauxites les mieux datées grâce à de nombreuses intercalations de calcaire au sein du profil, lesquelles ont été datées à l'Aptien-Albien (COMBES, 1969 ; COMBES & PEYBERNES, 1981). Les intervalles bauxitiques ariégeois sont des bauxites stratiformes dites *en couche*. Elles sont issues de la ferrallitisation de kaolinite et de marnes en période de bas niveau marin (COMBES, 1969 ; COMBES, 1990). L'analyse minéralogique [Figure 1.9] montre la polarité positive depuis la kaolinite vers les hydroxydes d'aluminium. Les marnes et argiles reposent en discordance sur un substratum Jurassique indiquant une allochtonie de cette roche mère dans un premier temps. COMBES (1969, 1990) propose que la bauxitisation se soit faite dans un second temps pendant des phases de régression marine, il parle donc de *parautochtonie* (COMBES, 1990). Les argilites seraient mises en place pendant des phases de transgression et pendant les phases de régression, l'exposition aérienne sous climat latérisant a permis la formation de bauxites primaires (COMBES, 1969). Un autre type d'autochtonie correspond au type Sardaigne, d'après COMBES (1969), les bauxites développées sur le bloc Corso-Sarde correspondent aux bauxites latéritiques suite à une altération sur place de marnes (autochtonie).

Les bauxites de type Sardaigne sont issues d'argilites comprises dans la série sédimentaire alors que les argilites d'Ariège sont issues de l'altération des continents. Cette distinction amène à définir le type Sardaigne comme des bauxites latéritiques autochtones pures et le type Ariège comme déjà étant issues d'une altération antérieure (parautochtonie) (COMBES, 1969).

ii) Les bauxites du Languedoc et Provence : allochtonie plus ou moins relative

Plusieurs évidences bauxitiques sont reconnues en Languedoc et en Provence [Figure 1.11]. Elles sont principalement allochtones comme à Villeveyrac et Brignoles, cependant des évidences de parautochtonie sont remarquées à Bédarieux et dans les Alpilles.

En Provence, les gisements sont toujours déplacés sur un substratum carbonaté justifiant leur terme allochtone. Néanmoins, LAVILLE (1981) précise que leur roche-mère est voisine avec des évolutions postérieures au dépôt (parallochtonie relative). Un autre gisement allochtone ayant enregistré une altération in-situ est le gisement de Bédarieux [Figure 1.11]. Il correspond à un gisement en poche de bauxites secondaires piégées dans des karsts profonds creusés dans le Bathonien dolomitisé (COMBES, 1969). De nombreux plans de glissements sont observés dans l'intervalle bauxitique de Bédarieux indiquant une activité tectonique postérieure au gisement. COMBES [1969] propose que la genèse du gisement se soit faite en deux temps : 1 - altération et bauxitisation d'argilites en couche de type Ariège dont la localisation n'est pas encore identifiée (COMBES *et al.*, 1973) et 2 - une phase de karstification remaniant le matériel bauxitique au sein des cavités (COMBES, 1969). Plusieurs séquences de couches bauxitiques à base érosive confirment l'allochtonie du matériel secondaire (LAJOINIE & LAVILLE, 1979).

Plus au sud, à Villeveyrac, le gisement est reconnu comme allochtone sans altération post-dépôt importante [Figure 1.11]. Le gisement de Villeveyrac repose en discordance sur plusieurs formations déformées du Jurassique supérieur, lesquels sont partiellement dolomitisés (GOTTIS, 1967 ; BERGER *et al.*, 1981). Le gisement présente aussi des figures de stratification, confirmant l'allochtonie du matériel bauxitique (COMBES, 1969). La partie sommitale du gisement est affectée par des déferrifications et des phénomènes d'hydromorphie témoignant d'une exposition aérienne sans couverture après le dépôt (LAJOINIE & LAVILLE, 1979). Les bauxites en couche de Villeveyrac épousent la morphologie du bassin synclinal jusqu'à 700m de profondeur au centre du bassin.

c) Des mouvements verticaux favorables au développement des bauxites

Dans le sud de la France, les sédiments Mésozoïque et Cénozoïque reposent sur un socle Paléozoïque dont la plus grande surface actuellement à l'affleurement, est localisée dans le Massif Central. La partie la plus méridionale du Massif Central, la *Montagne Noire*, correspond à un dôme gneissique dont le protolithe est d'âge Ordovicien (ROGER *et al.*, 2004) et entouré de nappes tectoniques de méta-sédiments (GEBAUER *et al.*, 1981 ; MELLETON *et al.*, 2010 ; LIN *et al.*, 2016 ; PADEL *et al.*, 2017). La Montagne Noire comme le reste du Massif Central ont été fortement déformés par l'orogénèse Hercynienne du Dévonien au Carbonifère (FAURE *et al.*, 2009) et par l'intrusion de granites tardifs (BRICHAU *et al.*, 2008 ; FAURE *et al.*, 2008 ; ROGER *et al.*, 2015). La tectonique tardi-hercynienne correspond à une extension (ECHTLER, 1990 ; VAN DEN DRIESSCHE & BRUN, 1992 ; FAURE, 1995) entraînant l'effondrement de l'orogène (TUGEND *et al.*, 2014) et la formation de bassin tardi-orogéniques extensifs (BRUGUIER *et al.*, 2003) suivant de

grands accidents NE-SW, qui fractionnent le socle et introduisent des discontinuités dans la croûte (ARTHAUD & MATTE, 1975 ; ARTHAUD & SEGURET, 1981). La fragmentation du continent se poursuit au Mésozoïque avec l'érosion et la pénéplanation de la topographie (BOURQUIN *et al.*, 2011).

Le développement du rift NW-SE de la Néotéthys, dont l'ouverture est reliée à la fragmentation continentale NE-SW de la Pangée, a lieu au Trias (BEAUDRIMONT & DUBOIS, 1977 ; HANDY *et al.*, 2010). Les sédiments Triasiques sont discordants sur le Permien et les bassins sont remplis de dépôts silico-clastiques, carbonatés et évaporitiques (LOPEZ & MADER, 1992). L'ouverture de l'Atlantique Central est connecté avec l'ouverture de l'océan Téthys, et le climax du rift est atteint au Lias supérieur (LEMOINE *et al.*, 1986 ; DUBOIS & DELFAUD, 1989). La subsidence thermique associée au rift permet le dépôt d'épaisses séquences de carbonate depuis le Jurassique inférieur au Jurassique supérieur (BEAUDRIMONT & DUBOIS, 1977 ; LEMOINE *et al.*, 1986). Le type de sédimentation change au Crétacé inférieur (Néocomien) avec d'importants dépôts marneux, appelés *marnes Néocomiennes* (BEAUDRIMONT & DUBOIS, 1977 ; LEMOINE *et al.*, 1986).

La propagation vers le Nord de l'océan Atlantique, pendant le Crétacé inférieur à « moyen », aboutit à l'ouverture du Golfe de Gascogne et la formation d'un rift (BOILLOT & MONTADERT, 1984 ; SOUQUET *et al.*, 1985). La période Apto-Albienne est associée à des mouvements verticaux comme la surrection de la Montagne Noire (BARBARAND *et al.*, 2001) et de l'Isthme Durancien (GIGNOUX, 1925 ; MASSE & PHILIP, 1976). Ces surrections du socle entraînent aussi les couvertures mésozoïques en surface et provoquent leur déconfinement et leur altération (BRUXELLES, 2001 ; SERANNE *et al.*, 2002 ; PEYAUD *et al.*, 2005 ; THIRY *et al.*, 2006). Dans la prolongation du Golfe de Gascogne, le rift pyrénéen s'établit avec un amincissement crustal important (LAGABRIELLE & BODINIER, 2008 ; LAGABRIELLE *et al.*, 2010) et d'épaisses séries de flyschs syn-tectoniques se déposent dans les bassins pyrénéens (PEYBERNES, 1982 ; SOUQUET *et al.*, 1985)

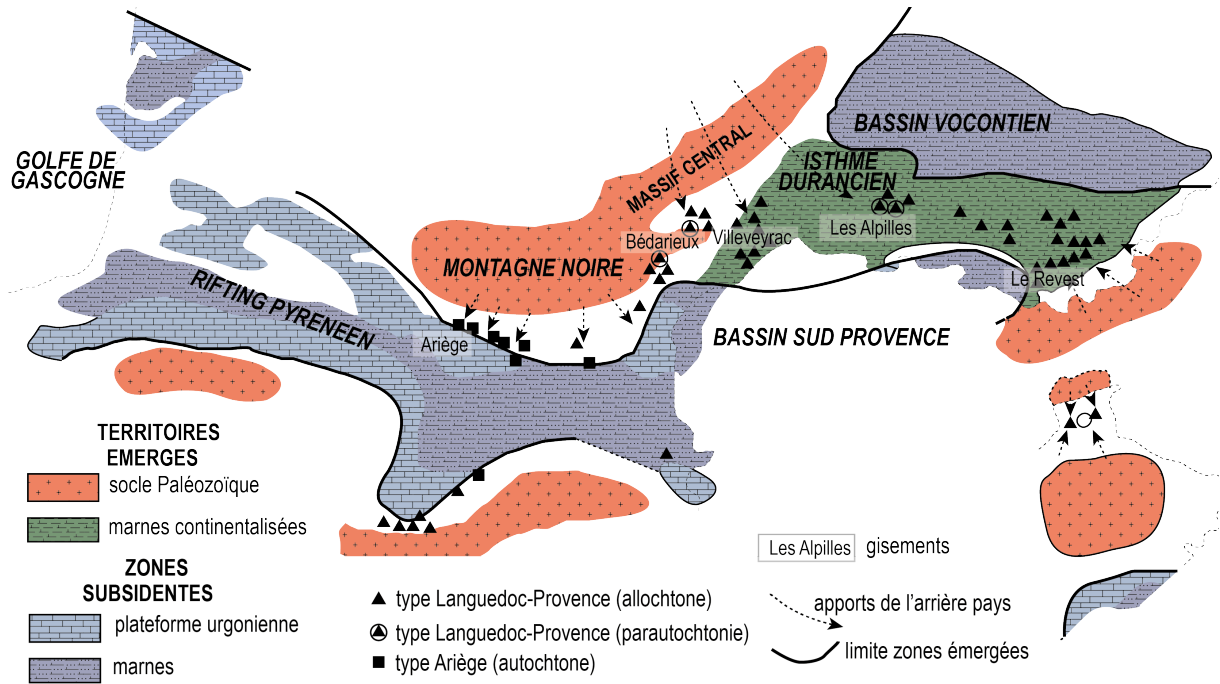


Figure 1.12 : Paléogéographie du pourtour ouest méditerranéen au Crétacé « moyen ». Le sud du Massif Central et l'Isthme Durancien sont émergés et bordés par des bassins subsidés (modifiée d'après (ARNAUD-VANNEAU *et al.*, 1979 ; COMBES, 1990)). Aucune bauxite n'est développée sur les roches de socle Paléozoïque, le type Languedoc-Provence est majoritaire et indique une allochtonie, localement une parautochtonie est remarquée.

L'origine de l'émergence de la Montagne Noire et de l'Isthme Durancien demeure incertaine : WYNS *et al.* (2003) proposent que l'uplift du substratum Hercynien au sud du Massif Central soit dû à l'épaulement du rift dans le Golfe de Gascogne alors que SERANNE *et al.* (2002) suggèrent que l'uplift de la Montagne Noire soit lié à l'émergence de l'Isthme Durancien (ou « bombement Durancien »). Des analyses thermochronologiques d'Apatite Fission Track (AFT) ont été effectuées dans le socle Paléozoïque et les sédiments Triasiques au sud du Massif Central (BARBARAND *et al.*, 2001). Les auteurs montrent qu'il y a eu un épisode de refroidissement différentiel entre le nord et le sud de la partie méridionale du Massif Central (Cévennes), entre 130 ± 10 Ma et 110 ± 10 Ma, respectivement. Ce refroidissement est interprété par les auteurs comme étant dû à une dénudation progressive de la couverture, estimée entre 2000 et 2500 m.

L'Isthme Durancien est un territoire émergé d'orientation générale E-W [Figure 1.12] (MASSE & PHILIP, 1976 ; LAVILLE, 1981). Il s'est formé pendant la transtension sénestre du bloc ibérique, laquelle serait contrôlée par des failles normales (MASSE & PHILIP, 1976). Cette géodynamique de surface pourrait être induite par des mécanismes lithosphériques plus importants : un amincissement dans un régime de transtension, voire un relais transpressif en régime décrochant (GUYONNET-BENAIZE *et al.*, 2010). Pendant cette époque, le climat chaud et humide

permet d'altérer les dépôts marneux du Crétacé inférieur ainsi que le socle cristallin de la Montagne Noire. L'Isthme Durancien est bordé par deux systèmes subsidents : le bassin sud Provence et le bassin Vocontien au nord, dans lesquels se déposent d'épaisses séries silico-clastiques (LAVILLE, 1981 ; FOURNIER *et al.*, 2016). Les grès sont souvent glauconieux et (COMBES, 1990) justifie ces dépôts comme l'extension latérale des bauxites avec la formation de glauconie résultant de l'apport terrigène du fer lessivé.

Les couvertures sédimentaires de la bauxite permettent de protéger le gisement et de limiter les érosions et les évolutions postérieures au dépôt (COMBES, 1969). Le cortège transgressif du Crétacé supérieur est enregistré jusque dans les Grands Causses avec les gisements bauxitiques recouverts d'une couverture marine d'âge Coniacien (BRUXELLES, 2001).

La sédimentation redevient continentale à partir du Maastrichtien (BEAUDRIMONT & DUBOIS, 1977) avec les prémices de la compression pyrénéenne. La convergence de l'Afrique et de l'Europe entraîne la collision et provoque une déformation importante en Languedoc et Provence (ARTHAUD & MATTAUER, 1969 ; ARTHAUD & MATTE, 1977 ; ARTHAUD & SEGURET, 1981). Le raccourcissement d'une trentaine de kilomètres (BENEDICTO, 1996 ; BESTANI *et al.*, 2015) est enregistré par la formation de nombreux plissements orientés EW et des chevauchements à vergence nord, lesquels réactivent d'anciens accidents (LACOMBE & JOLIVET, 2005).

Le Sud-Est de la France subit une seconde phase de rifting avec l'ouverture du Golfe du Lion associée à la rotation du bloc corso-sarde (SERANNE, 1999). Les phases extensives à l'Oligocène et début du Miocène sont responsables de la tectonique NW-SE de décollement associée à la réactivation en failles normales (SERANNE *et al.*, 1995 ; BENEDICTO *et al.*, 1996 ; SERRANO & HANOT, 2005). Au Miocène supérieur, « la crise de salinité Messinienne » résulte d'une chute drastique du niveau de base provoqué par la déconnexion de la mer Méditerranée. Ceci entraîne une grande incision des vallées (CLAUZON, 1979) et un épisode de karstification profonde dans les massifs carbonatés (AUDRA *et al.*, 2004).

d) Un climat propice à la bauxitisation des roches en Languedoc et Provence

La période principale des dépôts bauxitiques français est restreinte au Crétacé « moyen » et principalement l'Aptien-Albien (COMBES *et al.*, 1973 ; COMBES & BARDOSSY, 1994). Au niveau global, le Crétacé est l'intervalle de temps le plus chaud du Phanérozoïque avec une température de plus de 5°C qu'actuellement (BARRON, 1983). Cette période est aussi caractérisée par un faible gradient de température entre l'équateur et le pôle, favorisant la formation de latérites dans de

larges zones tropicales (BARRON, 1983 ; BARDOSSY & DERCOURT, 1990). Le climat au Crétacé correspond à une forte augmentation des températures globales, des variations du niveau marin et des épisodes d'anoxie (OAE), lesquels sont corrélés à une activité volcanique intense (ARTHUR *et al.*, 1985 ; LARSON, 1991 ; FÖLLMI, 2012 ; WANG *et al.*, 2014). Justement, la transition entre l'Aptien et l'Albien correspond au pic majeur de production de croûte continentale depuis le Jurassique augmentant la température terrestre (LARSON, 1991)[Figure 1.13]

Le CO₂ atmosphérique dégagé pendant ces évènements volcaniques affecte la température globale de la Terre mais aussi le taux d'altération en raison de l'agressivité de l'eau météorique (BERNER *et al.*, 1983 ; COMBES & BARDOSSY, 1994). L'augmentation de l'effet de serre associé aux paléogéographies conduit à l'augmentation de la pluviométrie, laquelle favorise la formation de bauxite (THIRY *et al.*, 1999).

Dans le sud de la France, le Cénomaniens se caractérise par une période plus aride, marquée par l'augmentation de la quantité de smectite au détriment de la kaolinite dans les séries du bassin Vocontien (GIRAUD *et al.*, 2013). D'autre part, une étude sur le pourtour méditerranéen montre que les séries du Crétacé terminal sont plus riches en illite et chlorite, indiquant une hydrolyse moins importante sous climat plus froid en lien avec une activité tectonique importante (CHENOT *et al.*, 2018).

Ces observations et interprétations seront prises en compte lors de l'étude sédimentologique de la couverture bauxitique à Villeveyrac.

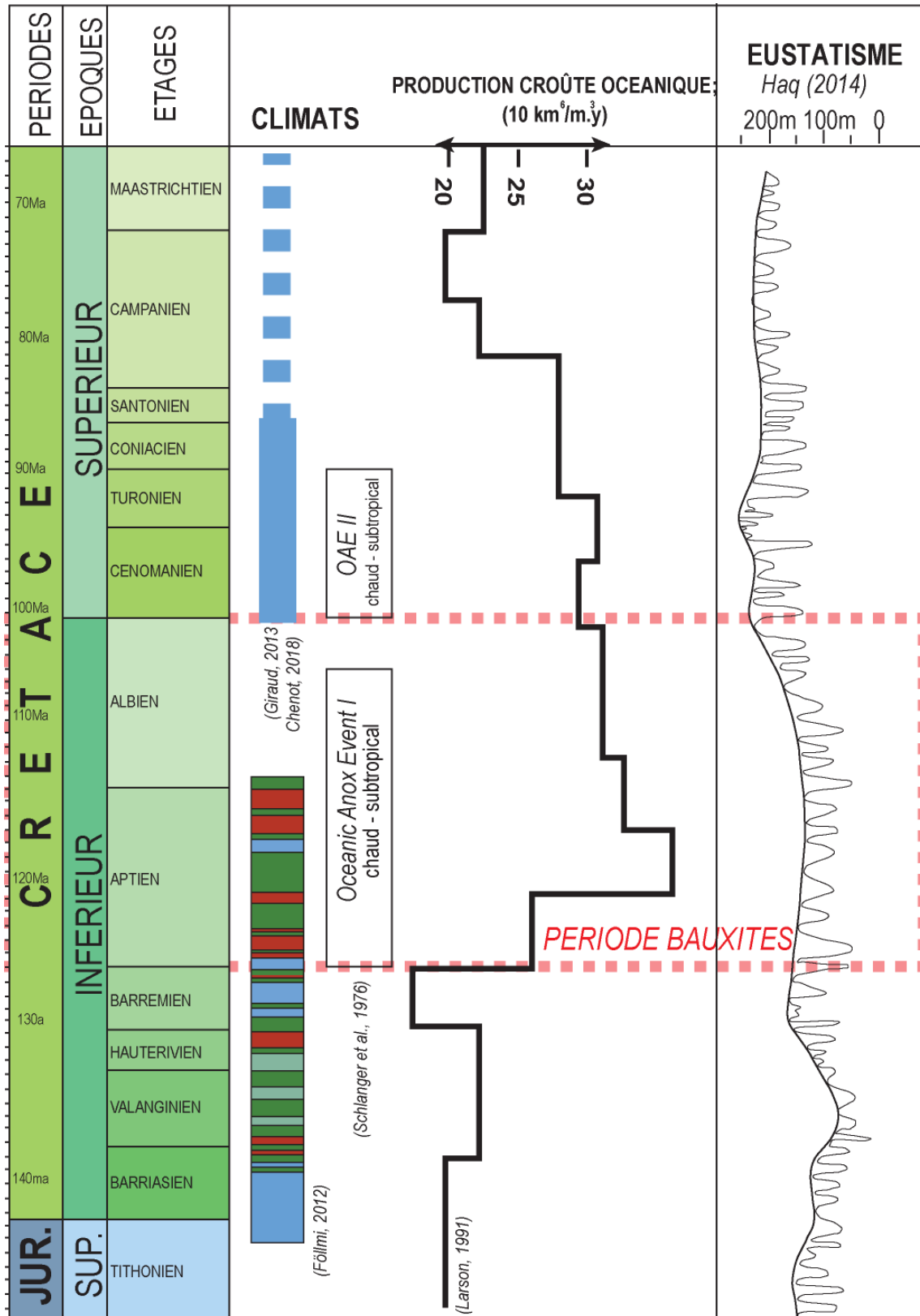


Figure 1.13 : Correlations climatiques et eustatisme pour la période du Crétacé à l'échelle globale. La période des bauxites correspond à un climat chaud et humide caractérisé par un pic majeur de production de croûte océanique. Couleurs du climat : bleu : aride, vert : humide, rouge : chaud et humide (d'après Föllmi, 2012). Charte compilée d'après (SCHLANGER & JENKYN, 1976 ; LARSON, 1991 ; FÖLLMI, 2012 ; GIRAUD *et al.*, 2013 ; HAQ, 2014b ; CHENOT *et al.*, 2018)

Conclusion du chapitre

Les bauxites sont des latérites développées sous climat chaud et humide par altération chimique d'une roche alumino-siliceuse. Les bauxites françaises sont principalement restreintes à l'intervalle Crétacé « moyen » avec deux épisodes datés à Bédarieux : anté-Berriasien et post-Berriasien dont le principal est Aptien-Albien (COMBES *et al.*, 1973). L'évolution géodynamique pendant le Crétacé a permis l'émersion du sud du Massif Central et de l'Isthme Durancien, ainsi que la formation du rift pyrénéen et des bassins subsidents au nord et au sud de l'Isthme. Au Crétacé « moyen », le climat chaud et humide a favorisé la formation de bauxites latéritiques et de profils kaoliniques en France (THIRY *et al.*, 1999 ; FÖLLMI, 2012). Les bauxites sont principalement allochtones reposant sur un substratum carbonaté (LAJOINIE & LAVILLE, 1979 ; COMBES, 1990) suggérant une histoire bauxitique polyphasée. L'histoire géodynamique du démantèlement des bauxites depuis le profil primaire vers les pièges karstiques reste encore incertaine (COMBES, 1990). Les bauxites sont principalement protégées des érosions ultérieures par les dépôts transgressifs du Crétacé supérieur. Cette période correspond à un climat moins hydrolysant et plus froid, entraînant la formation de smectites et la préservation du détritisme (illite et chlorite) (GIRAUD *et al.*, 2013 ; CHENOT *et al.*, 2018).

Dans la littérature, des propositions ont été faites sur la mise en place, la formation et l'évolution des bauxites françaises. Cependant, des incertitudes demeurent :

- Peut-on confirmer la latérisation des roches mères potentielles mentionnées dans la littérature (marnes Néocomiennes et socle de la Montagne Noire) ?
- Ces sources avaient-elles le même degré d'altération ? Si non, quelle(s) conclusion(s) en déduire ?
- Les dépôts de bauxites karstiques sont-ils issus de deux périodes bauxitisantes comme le proposent COMBES *et al.* (1973) ?
- Les bauxites latéritiques et les pièges karstiques se sont-ils formés en même temps ?
- Les dépôts de bauxites karstiques ont-ils enregistré une évolution pédogénétique post-dépôt (parautochtonie) ?
- Les puissances minéralisées sont-elles contrôlées par la géodynamique active à cette période Apto-Albienne ?
- Quel régime tectonique est actif au Crétacé inférieur - « moyen » ?
- Quels sont les paramètres contrôlant l'arrêt de la bauxitisation en Languedoc ?

Le projet de recherche a été guidé par ces problématiques. On se propose d'étudier ces points essentiels à la caractérisation des bauxites karstiques du Languedoc : la déformation du substratum karstifié, la mise en place et l'évolution de l'intervalle bauxitique et la formation de la couverture.

Chapitre 2. Les méthodes associées à l'étude du gisement bauxitique de Villeveyrac.

Introduction

Plusieurs axes de recherche concourent à l'étude du bassin sédimentaire de Villeveyrac, associé à des minéralisations de bauxites : 1 – l'analyse de bassin, 2 – caractérisation des minéralisations en bauxite et enfin, 3 – les variabilités spatiales du gisement. Il s'agit d'une étude combinée entre la géologie de bassin et l'estimation de ressources. Les méthodes utilisées pour répondre aux problématiques dépendent des données disponibles. Trois types de données sont associées à cette thèse : les données acquises sur le terrain et accessibles à tous, les données acquises sur le terrain mais dépendantes d'une autorisation et enfin les données de sondage acquises par les exploitants de bauxite et disponibles à la SODICAPEI.

Les premiers travaux miniers dans la bauxite de Villeveyrac remontent à la fin du XIX^{ème} siècle (CREPEL, 2005) et sont toujours en cours actuellement. En dehors des fronts appartenant à la SODICAPEI, la bordure du bassin de Villeveyrac est accessible et libre d'accès, avec des champs cultivés principalement. Il est donc possible de faire des mesures de fracturation et des descriptions sédimentologiques des séries, sur le terrain. De plus, les images aériennes disponibles sur internet sont utilisées pour identifier des fractures autour du bassin de Villeveyrac. D'autres données ont été récoltées sur des fronts d'exploitation actuels ou passés. La SODICAPEI a donné accès à deux sondages carottés réalisés en 2013 et préservés sur leur site. Les nombreux exploitants de bauxite à Villeveyrac ont permis de renseigner une base de données de sondage importante. Le projet de thèse a porté sur deux jeux de données fournis par VICAT et la SODICAPEI. Un premier jeu correspond aux données de sondages réalisés avant la SODICAPEI (1924 – 2007) et est constituée de 1093 sondages uniques. Le deuxième jeu de données correspond aux données réalisées par la SODICAPEI (2008 – 2016) et renseigne 202 valeurs uniques de sondages.

L'objectif de ce chapitre est de renseigner le lecteur sur les méthodes et les données associées à chaque chapitre. Les données de sondage sont utilisées dans plusieurs chapitres, le traitement de la base de données est donc développé dans cette partie. Pour faciliter la compréhension des résultats, les méthodes et les données utilisées est présent au début de chaque chapitre. Les protocoles expérimentaux sont disponibles en Annexe A.

Le chapitre s'articule en deux grandes parties : la première portant sur le traitement des données de sondage. La seconde partie propose une synthèse des données et méthodes utilisées dans les chapitres « Résultats ».

1. Construction d'une base de données de sondages unique

Avec les deux jeux de données de sondages fournis par la SODICAPEI, le premier travail a été de concevoir une base de données commune sur Excel. Le premier tri s'est porté sur la suppression des doublons mais aussi sur la vérification des coordonnées. Un second tri sous SIG a permis de sélectionner uniquement les sondages du bassin de Villeveyrac. Enfin, le dernier tri correspond à un tri sur les variables dont les mentions de texte (« entre 2 et 3m de puissance » par exemple) ont été supprimées.

Tous les sondages utilisés pour les études sont vérifiés selon cette procédure.

Les sondages ont été destructifs ou carottés partiellement, voire entièrement. Les mentions sur le type de foration ne sont pas toujours présentes. Un biais sur les mesures de teneurs ou les épaisseurs minéralisées peut avoir lieu entre les données issues de sondages carottés ou de sondages destructifs. Les descriptions ont été vérifiées pour les sondages, et tous présentent des informations cohérentes ; aucun problème pendant la réalisation du sondage n'est mentionné. Parmi les 1295 sondages disponibles dans la base de données, les tris successifs ont réduit la base à 782 sondages uniques dont 319 présentent des mesures de teneurs moyennes dans l'intervalle bauxitique.

Il y a donc deux types de sondage considérés pour la thèse : tous les sondages (n=782) et les sondages avec une puissance minéralisée supérieure à 0m dont les teneurs moyennes en oxydes majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3) ont été mesurées (n=319). Les colonnes mentionnées dans la base de données globale sont : NOM du sondage, X, Y, Z, remarques, description, cote mur, cote toit, puissance minéralisée, % SiO_2 _moyen, % Al_2O_3 _moyen, % Fe_2O_3 _moyen, % TiO_2 _moyen. Les sondages présentent toujours une cote mur et une cote toit, lesquelles peuvent être égales, on parle alors de *puissance nulle*.

Suivant les variables étudiées (puissance ou teneurs), deux types de tables ont été créées : une première table de 782 sondages avec uniquement NOM du sondage, X, Y, Z, profondeur toit, profondeur mur, et puissance ($\geq 0\text{m}$) [Figure 2.14].

ISSUES DE LA BASE DE DONNEES DE SONNAGES									CALCUL R	
Nom	X_vrai	Y_vrai	Z	prof_toit	prof_mur	puissance	X	Y	z_theorique	écart
11-Esc-65	699379.00	136246.00	127.22	10.90	17.10	6.20	9.38	7.25	11.21	5.89

Figure 2.14 : Exemple de la base de données de sondage utilisé pour la modélisation de la morphologie du mur du Chapitre 4 (calcul en rouge). Ces mêmes sondages sont utilisés pour l'analyse géostatistique (Chapitre 5) (n=782)

Un second jeu de données correspond aux 319 mesures de teneurs moyennes avec NOM du sondage, X, Y, Z, profondeur toit, profondeur mur, puissance, somme des oxydes, % SiO_2 _moyen, % Al_2O_3 _moyen, % Fe_2O_3 _moyen, % TiO_2 _moyen. Pour une centaine de sondages, les teneurs en

Chapitre 2. Les méthodes associées à l'étude du gisement bauxitique de Villeveyrac

%CaO, %MgO, %K₂O sont mesurées, cependant, afin de s'affranchir d'un problème de calcul lié au %poids total : les quatre oxydes majeurs (%SiO₂_moyen, %Al₂O₃_moyen, %Fe₂O₃_moyen, %TiO₂_moyen) sont normalisés à 100% [Figure 2.15].

ISSUES DES DONNEES DE SONDAGE													BOUCLAGE			
Nom	X	Y	Z	prof_toit	prof_mur	puissance	somme	SiO2 recal.c.n	Al2O3 recal.c.n	Fe2O3 recal.c.n	TiO2 recal.c.n	somme_100	SiO2 recal.c.n	Al2O3 recal.c.n	Fe2O3 recal.c.n	TiO2 recal.c.n
11-Esc-57	699823.00	136317.00	104.71	2.50	9.90	7.40	87.43	19.76	39.33	26.52	1.82	100.00	22.60	44.98	30.33	2.08

Figure 2.15 : Exemple de la base de données de sondage pour le calcul des teneurs moyennes (n=319). Les teneurs en rouge sont normalisées à 100% et sont celles utilisées dans le manuscrit. Cette table est utilisée dans les Chapitres 3 et 5.

Plusieurs mesures de teneurs peuvent avoir été mesurées sur l'intervalle de bauxite : une régularisation a été effectuée en pondérant la moyenne globale en fonction des longueurs d'échantillonnage. Pour ces sondages, des colonnes « depth_to » et « depth_from » avec les teneurs associées aux intervalles sont présentes [Figure 2.16]. Les quatre teneurs en oxydes majeurs ont aussi été normalisés à 100%.

ISSUES DES DONNEES DE SONDAGE													BOUCLAGE				
Nom	X	Y	depth_from	depth_to	PUISS	description	puiss couche	SiO2 recal.c	Al2O3 recal.c	Fe2O3 recal.c	CaCO3 recal.c	TiO2 recal.c	%SiO2	%Al2O3	%Fe2O3	%TiO2	
08-REG3	704621	134907	24	25.55	1.55	Bauxite	9.85	13.37	50.09	19.37	0	2.94	100	15.588201	58.40037309	22.58365396	3.42771948
	704621	134907	25.55	26.3	0.75	Bauxite	9.85	7.77	63.05	11.06	0	3.51	100	9.099426162	73.83768591	12.95233634	4.110551587
	704621	134907	26.3	27	0.7	Bauxite	9.85	4.75	64.77	12.91	0	3.27	100	5.542590432	75.57759627	15.06417736	3.815635939
	704621	134907	27	27.75	0.75	Bauxite	9.85	8.23	56	20.69	0	2.78	100	9.384254538	63.85404789	23.59379019	3.165897371
	704621	134907	27.75	28.55	0.8	Bauxite	9.85	4.68	57.41	23.19	0	2.47	100	5.333333333	65.42420142	26.42735043	2.814814815
	704621	134907	28.55	29.2	0.65	Bauxite	9.85	4.97	55.01	25.85	0	2.31	100	5.638756524	62.4120717	29.32834128	2.620830497
	704621	134907	29.2	30	0.8	Bauxite	9.85	8.28	49.53	28.29	0	2.29	100	9.367575518	56.03575065	32.00588302	2.590790813
	704621	134907	30	31	1	Bauxite	9.85	13.04	44.03	28.89	0	2.07	100	14.81313189	50.01703965	32.81835738	2.351471089
	704621	134907	31	32	1	Bauxite	9.85	18.93	41.51	25.67	0	1.92	100	21.50403272	47.15437919	29.16051346	2.181074634
	704621	134907	32	32.85	0.85	Bauxite	9.85	25.75	39.21	21.51	0	1.7	100	29.20494499	44.47080867	24.39055308	1.928034548
704621	134907	32.85	33.85	1	Bauxite	9.85	28.98	41.37	19.55	0	1.79	100	31.60550016	45.11942415	21.32184535	1.952230341	

Figure 2.16 : Exemple de la base de données de sondages pour l'étude des variations verticales (n=37). Les teneurs en rouge sont normalisées à 100% et sont celles utilisées dans le Chapitre 3.

Les sondages sont particulièrement denses à la bordure du bassin. Les profondeurs maximales du toit et du mur sont 703m et 711m, respectivement. Les emprises des deux types de bases de données sont similaires dans le bassin, donc la grille utilisée pour l'estimation géostatistique est la même pour les deux jeux de données [Figure 2.17].

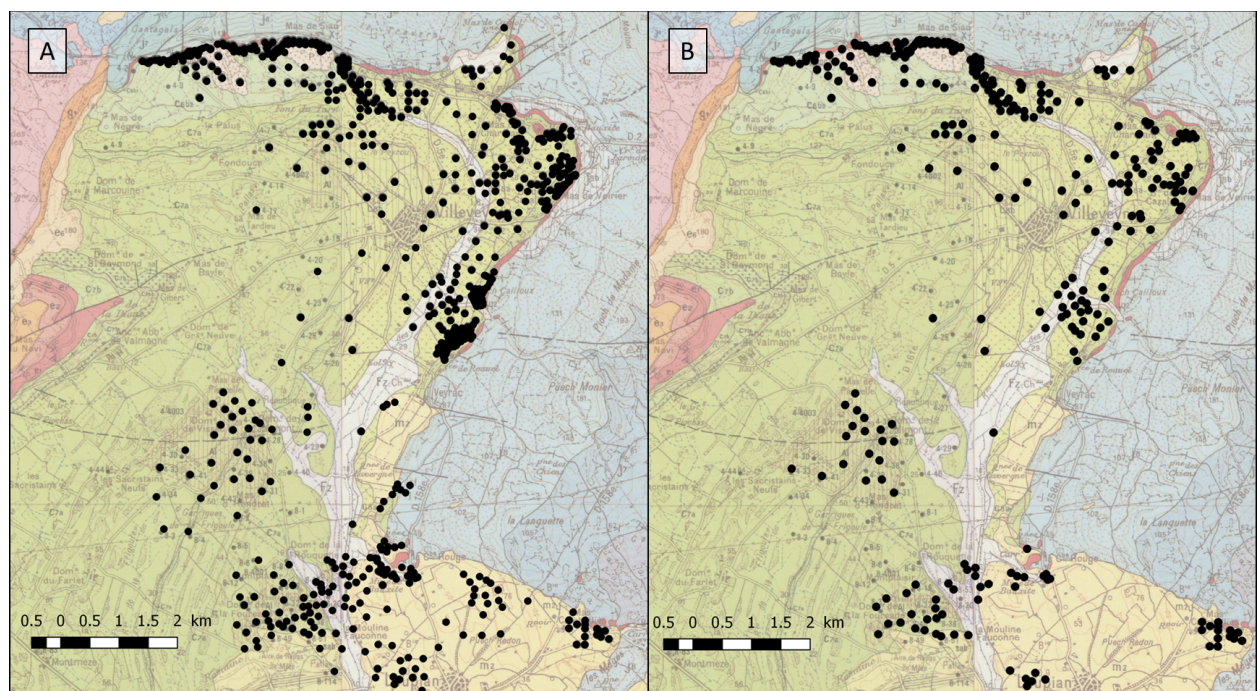


Figure 2.17 : carte géologique du bassin de Villeveyrac avec localisation : A) sondages utilisés pour l'analyse des puissances minéralisées et de la morphologie du mur (n=782) et B) sondages utilisés pour l'analyse des teneurs (n=319).

2. Aperçu des données et méthodes utilisées dans les chapitres suivants

a) Chapitre 3 : Études sédimentologique et géochimique des bauxites

Les résultats du Chapitre 3 ont été possibles grâce aux données mises à disposition par les exploitants de bauxite à Villeveyrac. En effet, un important travail est basé sur les études sédimentologique, minéralogique et géochimique de deux sondages carottés et préservés à la SODICAPEI. Les bases de données de sondages mises à disposition par VICAT servent à évaluer les teneurs moyennes dans le gisement (n=319) mais aussi d'appréhender les évolutions verticales (n=37) dans le gisement.

Les carottes et les échantillons récoltés sur les deux sondages carottés ont donné lieu à une description Haute Résolution des séries mur, bauxite, couverture mais aussi des analyses de Diffraction des Rayons X (DRX) et des lames minces ont été réalisées. Des mesures de Fluorescence X portable ont aussi été faites sur une des carottes afin d'évaluer les variations en oxydes majeurs entre la base de la bauxite et la couverture. Ces analyses sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques témoignent des évolutions climatiques et paléo-environnementales du bassin. Enfin, les mesures de teneurs adressent la question des évolutions postérieures au dépôt bauxitique.

Dans ce Chapitre 3, ces méthodes combinées fournissent des indications sur : 1 - la formation des bauxites latéritiques, 2 - le démantèlement de celles-ci et 3 - le processus de piégeage dans les cavités karstiques. De plus on aborde, les évolutions in-situ des bauxites post-dépôt ainsi que les causes de l'arrêt de la bauxitisation au Crétacé « moyen ».

b) Chapitre 4 : Les déformations enregistrées dans le bassin

Les données de fracturation sont de deux sortes : celles accessibles à tous en dehors des sites d'exploitation et les mesures de fracturation réalisées sur des fronts d'exploitation. Les mesures accessibles correspondent aux mesures de fracturation réalisées à l'extérieur du bassin dans le substratum Jurassique sur le terrain et sur les photos aériennes Google Earth®. Les sites exploités donnent une vision non altérée des objets et fournissent des évidences sur leur déformation.

Sur les anciens fronts d'exploitation de bauxite, l'ancienne mine souterraine du Chemin de Poussan, donne accès à une vision 3D du gisement et des mesures de fracturation sont possibles dans les galeries. Une carrière localisée à 2km à l'est du gisement, permet d'avoir accès à

d'anciens fronts d'exploitation du mur des bauxites. La fosse de la carrière met à l'affleurement le substratum calcaire et permet des mesures de fracturation dans le mur peu karstifié. Les données de sondage de la profondeur du mur (n=782) permettent une modélisation de la surface du mur des bauxites dans le bassin.

Les mesures de fracturation, dans le mur Jurassique et les bauxites, ont donné lieu à des stéréogrammes et à une étude des tenseurs de contrainte. Le principe de recoupement a été utilisé pour la chronologie relative des évènements tectoniques. Enfin, la modélisation numérique de la topographie du mur Jurassique a été réalisée sous le logiciel RStudio® en utilisant les données de sondage.

Ce Chapitre 4 détaille les évidences de déformation du mur Jurassique en se basant sur une étude structurale à l'extérieur du bassin et une modélisation numérique réalisée à l'intérieur du bassin. De plus, les déformations enregistrées dans la bauxite et l'activité de karstification sont discutées dans ce chapitre.

c) Chapitre 5 : Analyse géostatistique des puissances et teneurs

Ce chapitre est basé uniquement sur les deux jeux de données issus des sondages : puissances minéralisées (n=782) et teneurs moyennes (n=319). Les méthodes géostatistiques développées par MATHERON (1963) sont utilisées, à savoir l'outil variogramme et les estimations par krigeage. La méthode est développée dans le Chapitre 5. Ce chapitre permet de confirmer les observations et mesures localisées sur le terrain, lesquelles sont présentées dans les chapitres précédents, et d'évaluer leur rôle à l'échelle du bassin entier. Les résultats géostatistiques sont combinés aux résultats de géologie de terrain afin de proposer un modèle intégré des structures régissant les puissances minéralisées et les teneurs.

d) Chapitre 6 : Synthèse des résultats

Ce chapitre porte sur les reconstitutions géodynamiques régionales depuis la formation des bauxites latéritiques jusqu'à l'arrêt de la bauxitisation. Il synthétise toutes les évidences nécessaires à la compréhension globale de l'évolution du bassin et de la région. La datation est un point important pour contraindre les reconstitutions, l'évènement syn-bauxitique responsable du démantèlement des profils latéritiques n'a jamais été contraint. Différents arguments sont disponibles dans les chapitres précédents en se basant sur la chronologie relative. Les datations U-Pb sur zircons contraignent dans le temps le dépôt, mais aussi permettent d'évaluer les roches sources proposées dans la littérature (COMBES, 1990 ; SERANNE *et al.*, 2002). Ces datations absolues permettent de discuter la distribution spatiale et l'influence de ces roches sources, sur les gisements bauxitiques dans la région.

Chapitre 3. Caractérisations sédimentologiques et géochimiques des bauxites de Villeveyrac.

Introduction

L'activité minière de Villeveyrac a débuté au XIX^{ème} siècle et le gisement est actuellement exploité par la SODICAPEI pour la fabrication de ciments spéciaux. Les bases de données de sondage à Villeveyrac consignent toutes les informations sur la bauxite depuis 1924. Ce chapitre présente les études sédimentologiques et géochimiques menées sur ces données.

L'objectif de ce chapitre est de : 1 - décrire les bauxites et leur couverture en termes de sédimentologie et minéralogie afin d'identifier les environnements de dépôts, 2 - caractériser la variabilité verticale des teneurs dans le gisement, afin d'évaluer les sources latéritiques et discuter les évolutions de la bauxite postérieures au dépôt.

La première partie porte sur l'étude de deux sondages carottés réalisés par l'entreprise VICAT en 2013. Ces sondages d'exploration avaient pour but d'identifier les lithologies et le comportement mécanique du toit pour le projet de mine souterraine. Mon travail sur ces carottes concerne uniquement les aspects sédimentologiques. Les carottes de sondage ont été préservées et rangées dans des caisses numérotées permettant une description complète et précise 5 ans après leurs réalisations. Tout d'abord une analyse sédimentologique à haute résolution du sondage carotté 13-OL-184, associée à une étude minéralogique et géochimique ont été réalisées. Ce premier travail a donné lieu à un article en cours de rédaction. Ensuite, le second sondage (13-OL-183) a également fait l'objet d'une description sédimentologique. Ces deux sondages d'exploration constituent une analyse localisée à haute résolution permettant de contraindre la succession sédimentaire depuis le mur Jurassique jusqu'au toit de la bauxite. Cette analyse permet de préciser les différents environnements de dépôts et de discuter de leur évolution dans le temps et l'espace.

La deuxième partie de ce chapitre porte sur les relations entre les teneurs d' Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 et Fe_2O_3 à l'échelle du bassin à partir de l'analyse géochimique de 37 sondages. Ce travail est accompagné d'une étude statistique des teneurs moyennes de 319 sondages dans le bassin. L'objectif est de préciser les corrélations entre les teneurs du gisement et de discuter l'évolution in-situ des bauxites à la fin de cette partie.

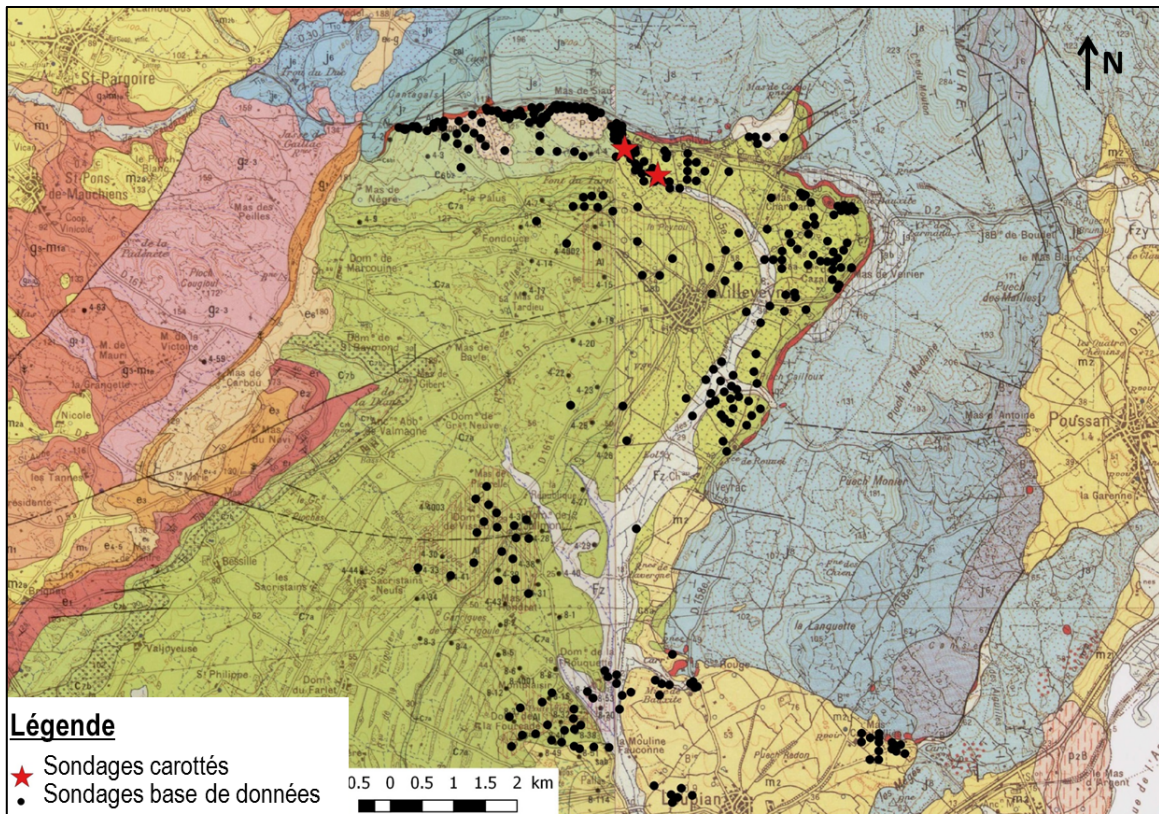


Figure 3.18: Localisation des sondages étudiés sur fond de carte géologique au 1/50 000. Les étoiles rouges localisent les sondages carottés utilisés pour l'étude sédimentologique Haute Résolution et les points noirs correspondent aux 319 sondages utilisés pour l'analyse statistique des teneurs.

1. Analyses sédimentologique et géochimique des deux sondages carottés

a) Matériel et méthode

i) La méthode de Fluorescence X réalisée sur l'intervalle bauxitique

o Principe

L'analyse par Fluorescence X (XRF) repose sur la mesure de l'énergie émise lorsqu'un atome est perturbé. L'échantillon est bombardé de Rayons X perturbant les couches internes des structures électroniques des atomes. Chaque atome possède une configuration électronique unique et donc l'énergie émise lui est spécifique. Cette méthode est utilisée pour déterminer les compositions depuis le ${}^4\text{Be}$ jusqu'au ${}^{92}\text{U}$.

o Les teneurs disponibles dans les sondages

Dans la base de données géochimique des sondages, les mesures en SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 et Al_2O_3 sont disponibles et ont été mesurées par Fluorescence X de laboratoire. L'entreprise VICAT précise que les sondages des années 70-75 (Lafarge et Alusuisse) ne donnent pas d'informations sur le type de mesure mais il est possible que ces analyses aient été réalisées par voie humide.

Sur le sondage de référence (13-OL-184), 80 points de mesures de Fluorescence X portable (p-XRF) de type NITON XL3t 900Analyzer ont été réalisés depuis la base du sondage jusqu'à la couverture sédimentaire, sur environ 16m. Ces données ont permis de caractériser les variations de teneurs des quatre éléments majeurs dans le substratum calcaire, l'intervalle bauxitique, la transition avec le toit et la couverture.

- Calibration à la bauxite pour VICAT

Pour les deux sondages carottés et les sondages destructifs réalisés par VICAT, les mesures de teneurs ont été faites au laboratoire central de VICAT à l'Isle d'Abeau par Fluorescence X sur perles et sur pastille avec des procédures internes de calibration pour la bauxite. Les analyses sont doublées avec des analyses dans des laboratoires extérieurs pour vérifier et confirmer leurs résultats.

- Calibration à la bauxite pour la Fluorescence X portable (p-XRF)

Une calibration a été réalisée sur les standards internes de l'Université de Montpellier. Parmi les 44 mesures réalisées dans la bauxite, 26 mesures présentent des résultats inférieurs au seuil de détection (« <LOD ») et sont localisées principalement au centre de l'intervalle. De plus, les valeurs d' Al_2O_3 dans la bauxite sont supérieures à 1 500 000ppm indiquant une valeur >150%, non réaliste.

Nous avons comparé les résultats entre les mesures réalisées sur le terrain et les données de VICAT afin de justifier les interprétations [Figure 3.19].

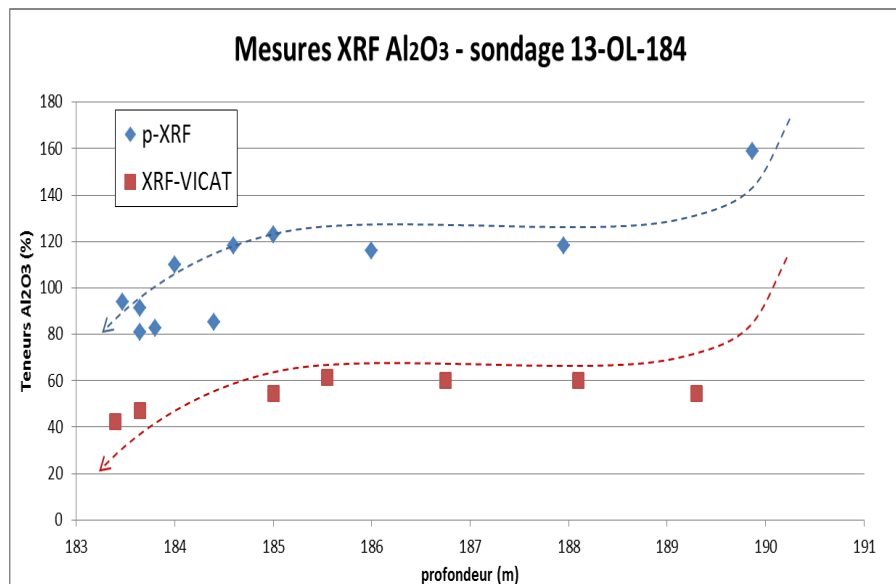


Figure 3.19 : Mesures de XRF réalisées sur le sondage 13-OL-184. Les mesures en p-XRF (bleu) correspondent aux résultats réalisées dans cette thèse, XRF-VICAT (rouge) sont les mesures disponibles dans la base de données de sondages. Malgré un problème de calibration de la bauxite sur la p-XRF, les variations de la base vers le haut de l'intervalle est similaire (même droite), arguant pour une utilisation des données de p-XRF dans le manuscrit.

Les données de VICAT montrent la même évolution d'Al₂O₃ depuis 189.3m avec un palier puis une diminution à partir de 185.55m. Uniquement les évolutions, et non les valeurs de teneurs, ont été considérées pour l'interprétation de la p-XRF sur le sondage 13-OL-184.

b) Détermination des minéralogies dans les sédiments (Diffraction des Rayons X)

Le protocole expérimental basé sur les travaux de(LARQUE & WEBER, 1975) est présenté en Annexe A. Les diffractogrammes sont présentés en Annexe C.

- Principe

La Diffraction des Rayons X (XRD) consiste à émettre des Rayons X sur une matière cristalline et mesurer la diffraction des rayons émis. Le faisceau ascendant est réfléchi et la distance parcouru est fonction de la loi de Bragg. Chaque phase cristalline est caractérisée par des distances spécifiques suivant différentes directions. Un diffractogramme correspond à la mesure de l'angle d'ouverture en abscisse et l'intensité en coup par seconde pour l'ordonnée. Ces pics sont comparés à une base de données afin de déterminer les minéraux. Le diffractomètre utilisé est un BRUKER D8 Advance selon une configuration θ - θ utilisant un détecteur Lynxeye. Les échantillons ont été analysés selon un angle de faisceau incident (Cu Ka, $\lambda = 1.54 \text{ \AA}$).

- Protocole roche totale et fraction fine

Les 10 échantillons ont été analysés par XRD et sont présentés sous le nom de « bulk ». Afin de déterminer les argiles, une extraction des phases inférieures à 2 μm a été réalisée sur les 10 échantillons. Seulement deux échantillons (184_B1 et 184_B2) n'ont pas présenté de fraction fine, ils sont donc interprétés uniquement en « bulk » dans ce chapitre.

- Calibration à la kaolinite

L'interprétation des échantillons *bulk* a montré que l'échantillon 184_K1 était constitué principalement de kaolinite. Cet échantillon a donc été choisi pour calibrer les diffractogrammes. Un standard interne constitué de kaolinite a été mélangé avec la poudre *bulk* de l'échantillon 184_K1 avec 10% du standard et 90% de l'échantillon. Sur la Figure 3.21, les pics de la kaolinite sont parfaitement alignés au pic de la kaolinite du standard interne. Tous les diffractogrammes ayant de la kaolinite montrant un pic vers 7.14 ont été alignés sur ce standard. Le logiciel EVA a été utilisé pour cette calibration. Les translations sur l'axe des abscisses sont minimales avec une translation maximale de 0,02d pour tous les échantillons.

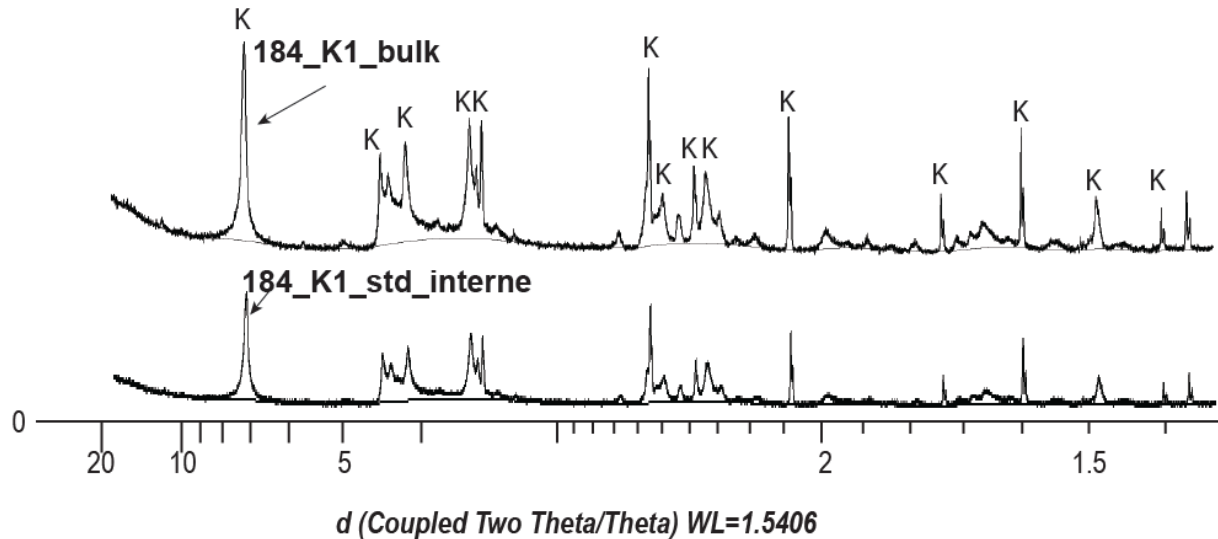


Figure 3.20 : diffractogrammes entre l'échantillon 184_K1 et l'échantillon 184_K1+standard interne de kaolinite (10% du volume). Chaque diffractogramme mesuré a été translaté sur l'axe des abscisses pour faire correspondre les pics des standards et les pics mesurés.

- Traitement au glycol des smectites

Les phases smectitiques reconnues ne permettent pas d'identifier si ces argiles sont issues d'une cristallisation ou d'un mélange de phyllosilicates différents (=interstratifiées).

Le diffractogramme suivant [Figure 3.21] présente les résultats obtenus sur l'échantillon 184_K11 (courbe marron) et le traitement glycol (courbe verte). On remarque très nettement que seul le pic de smectite (14.9) donne un nouveau pic décalé vers la gauche après le traitement à 16.7. La kaolinite (pic 7.07) et illite/micas n'ont pas été perturbés avec le glycol. Le pic 14.5 correspond bien à de la smectite et non des interstratifiées. Les identifications au niveau de ce pic sont interprétées comme smectites dans ce chapitre.

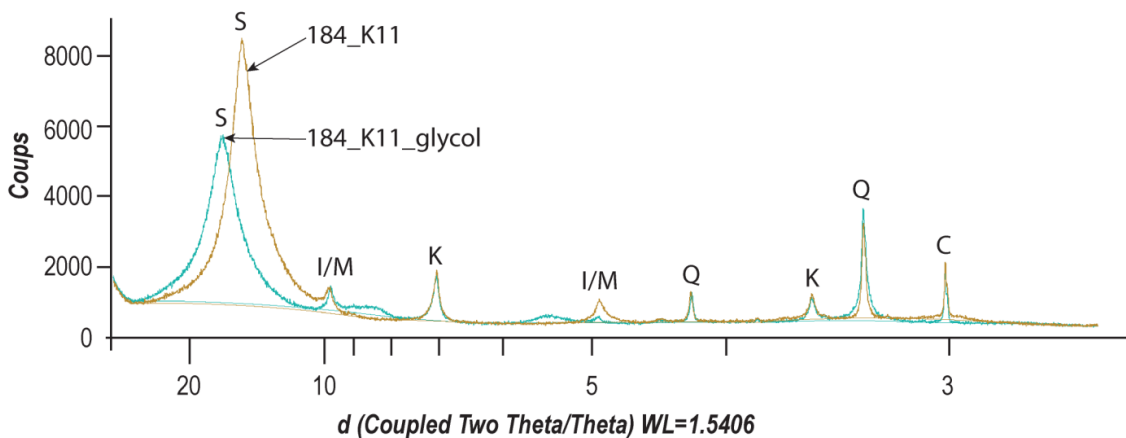


Figure 3.21 : Diffractogrammes de l'échantillon 184_K11 (marron) et traitement glycol sur ce même échantillon (vert). Les smectites identifiées dans les diffractogrammes sont bien des smectites et non des interstratifiées.

○ Répétabilité des diffractogrammes

L'échantillon 184_K11 a été choisi de façon arbitraire pour vérifier la répétabilité des résultats. Les 4 sous-échantillons ont été passés au diffractomètre et ont donné les mêmes pics, parfaitement alignés [Figure 3.22]. Nous avons considéré que la machine était fiable pour déterminer les minéralogies.

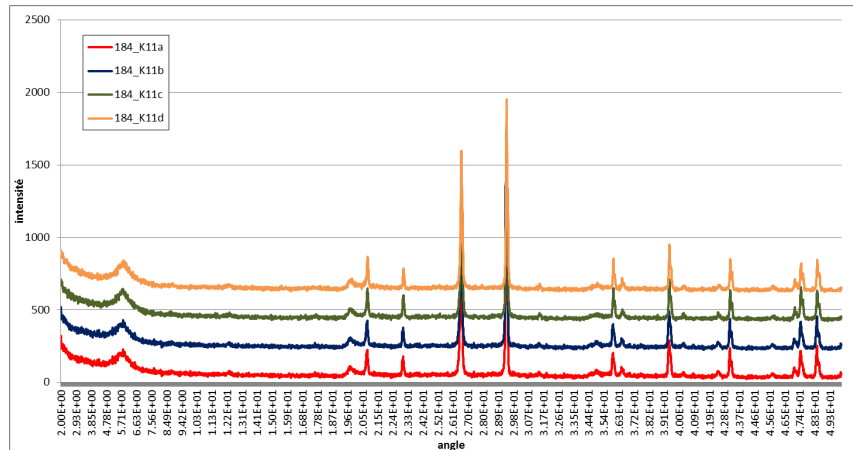


Figure 3.22 : Étude de la répétabilité des diffractogrammes sur l'échantillon 184_K11. Les 4 échantillons montrent les mêmes pics suggérant une bonne régularité de la machine (pas de déviation).

c) Études sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des deux sondages carottés

Les deux sondages carottés ont été réalisés en 2013 au niveau du lac de l'Olivet, espacés de 485m [Figure 3.18]. Les sondages ont été décrits au 1/50 000 et les logs détaillés sont disponibles en Annexe B.

Tableau 3.2: Tableau de coordonnées des deux sondages carottés avec la profondeur atteinte.

Sondage	X(m)	Y(m)	Z(m)	Profondeur (m)
13-OL-183	701975	136040	63.80	87.5
13-OL-184	702360	135740	57.41	192.75

Pour le sondage 13-OL-184, le diamètre des carottes est de 6cm de 192.75m à 68.12m, ensuite les carottes font 8cm de diamètre jusqu'au sommet. Pour le sondage 13-OL-183, les carottes font 6cm de diamètre de la base jusqu'à 45.40m de profondeur, ensuite les carottes font 8cm de diamètre. Le taux de récupération dans l'intervalle bauxitique est de 100% pour les deux sondages et dans le toit le taux de récupération est de 97% pour le 13-OL-184 et 96% pour le 13-OL-183. Les sondages sont toujours continus jusqu'au sommet avec des déblais sur les 2 première mètres des sondages.

Chaque sondage carotté est décrit successivement. Les analyses sédimentologique, minéralogique et géochimique du sondage 13-OL-184 ont pour objectifs de comprendre les évolutions sédimentologique, minéralogique et géochimique, depuis le mur de la bauxite jusqu'au toit. On réalise ensuite la description sédimentologique du sondage 13-OL-183 afin de comparer et discuter l'extension spatiale des environnements de dépôts déduits.

d) Étude à Haute Résolution du sondage 13-OL-184 : analyses sédimentologique et géochimique (*Marchand et al, in prep*)

Les objectifs de cet article sont : 1- préciser les conditions d'évolution depuis des bauxites autochtones (latéritiques) à des bauxites allochtones (karstiques) dans le bassin de Villeveyrac, 2- déterminer l'origine de l'arrêt de la bauxitisation dans le bassin et 3- discuter les couplages entre climat et tectonique pendant le Crétacé « moyen » et supérieur à l'échelle du bassin.

(Article en préparation)

Le sondage 13-OL-184 détaillé est présenté en Annexe B.

Depositional processes and forcing factors governing the Albian bauxite deposition in the Villeveyrac basin, Southern France

Emilie Marchand ^{(1,2)*}, Emmanuelle Chanvry ⁽³⁾, Michel Lopez ⁽²⁾, Michel Séranne ⁽²⁾, Gwenn Le-Saout ⁽⁴⁾, March Vinches ⁽¹⁾

1 : LGEI, IMT Mines Alès – Université de Montpellier, Alès, France

2 : Géosciences Montpellier, CNRS – Université de Montpellier – Université de la Guadeloupe, France

3 : IC2MP, Université de Poitiers, UMR CNRS 7285, Poitiers, France

4 : C2MA, IMT Mines Alès – Université de Montpellier, Alès France

Abstract

Karst bauxites emphasize two successive periods: 1) an intense weathering upstream and formation of a lateritic profile, with the development of bauxitic and duricrust horizons; and 2) erosion and deposition inside karstified limestone downstream. In the Villeveyrac basin the bauxite interval records the shortest hiatus between Lower to “Mid”-Albian bauxite deposition and Late Albian for the siliciclastic cover. The reduced stratigraphic gap, thanks to a complete representative drillcore, offers the opportunity to investigate the depositional conditions and coupling between climate and tectonic throughout mechanical and chemical weathering evidences. Here, we performed a careful sedimentological study, permitting to define 4 bauxite facies sealing the karstified Jurassic basement, and 3 siliciclastic cover facies overprinted by 4 different pedofacies. This study was combined with geochemical and mineralogical analyses that permitted to differentiate 4 mineralogical units controlled by climate-related weathering processes. The bauxite ore deposit emplaced by mud-flow/debris-flow gravity currents and is composed of boehmite-hematite and accessory goethite. The top of this interval presents a progressive decrease in Al₂O₃ and TiO₂ contents associated to the presence of kaolinite. The immediate cover, corresponding to a paralic environment, is dominated by kaolinite with a sub-ferricrete paleosoil at the base that indicate a climate turnover. The following paralic sequence presents a clay-rich suite dominated by smectite and associated with mica/illite and quartz.

We interpret this sedimentary succession as the result of the erosion of a laterite cover in the drainage basin during a major tectonic differential uplift that led to a significant increase of the slope gradient. The mechanical erosion of the autochthonous bauxite up to its complete disappearance led to a global reverse stacking of the reworked lateritic profile. The continuous

transgressive trend that led to the trapping of the detrital bauxite in the Jurassic karst is relayed by the stacking of siliciclastic paralic sequences, now sourced by the mechanical erosion of the bed-rock in the same drainage basin but under dry tropical conditions.

1. Introduction

Since ERHART (1956) and his famous bio-rhexistasy concept, paleosoils represent a particular efficient tool to identify climate changes along continental sedimentary successions in bridging deduced weathering conditions with the phytogeography of the landscape. In particular, the initial fabric and the mineralogy of pedologic profiles is clearly climatic-dependent and reflect in great part the temperature, humidity, evapo-transpiration, hydrogeochemistry and drainage conditions of the exposed surfaces (ERHART, 1966 ; FRAKES, 1979 ; ANDEL, 2000). The main difficulty with this approach is to reconstruct the initial regolith in discriminating the part of the diagenetic and epigenetic transformations (NESBITT, 1992 ; WRIGHT, 1992 ; SHELDON & TABOR, 2009) and in particular the H⁺ activity of the fossilized deep-time critical zone which is directly linked to the weathering characteristics of the paleosol (KÄMPF & SCHWERTMANN, 1983 ; LUKENS *et al.*, 2018). This pedogenetic approach was, in particular, used for ferrallitic paleosoils, including lateritic bauxites, to discriminate humid tropical to subtropical climate conditions formation if the geotectonic, geomorphologic and hydrogeologic factors, in parallel to the adequate lithology of the source rock, are favorable (BÁRDOSSY, 1982 ; BÁRDOSSY & ALEVA, 1990 ; FÖLLMI *et al.*, 1993 ; D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1995). In this sense, bauxite represents a particular laterite type resulting from intense continental weathering mainly composed of alumina (not less than 45-50% Al₂O₃) and ferric iron hydrates (not more than 20% Fe₂O₃), titanium oxide and combined silica and clay minerals (mainly kaolinite; not more than 3-5%) (VALETON, 1972). It represents a mature paleosol submitted to intense vertical leaching where alkalis, alkaline earths and silica are removed. On the other hand, because of its high economic importance both for aluminum production and refractory and calcium aluminate cement industry, the process-based models for hidden bauxite ore exploration still necessitates to refine in order to predict the targets for the future.

Therefore, the Cretaceous bauxite ore deposits represent a prime example to consider because of their anomalous abundance reported to the particularly long-lasting greenhouse conditions in subaerially exposed areas (BÁRDOSSY & ALEVA, 1990 ; RETALLACK, 2010). The strong peak of bauxite formation during the Mid-Cretaceous was related to the high oxygen content of the atmosphere during this period (BUDYKO *et al.*, 1987 ; COMBES & BARDOSY, 1995) and to a globally warm and wet climate (FRAKES, 1979 ; BERNER *et al.*, 1983 ; ARTHUR *et al.*, 1985 ; WORSLEY & L. KIDDER, 1991 ; LARSON, 1991 ; FRAKES *et al.*, 1992), with an extension of the monsoon belt

over large territories (BÁRDOSSY & ALEVA, 1990). More recently, MINDSZENTY (2016) proposed that the development of these bauxites might have acted as one of the feedback process leading the fading of Cretaceous greenhouse by the slowing down of oxidative weathering on land. In some ways it is a “chicken and egg” question: did the bauxite lateritization kick off the oxidative pump and initiate a global climate change by decelerating both the carbon and hydrological cycle, or did the bauxites only represent the expression of ferralitic processes on continental aluminosilicate-rich surfaces during stable warm-wet periods, simply stopped by base-level changes (eustatic and/or geodynamic) without any climate variation?

In particular, the karst bauxite deposits of the Northern Tethyan realm developed on shallow-water carbonate platforms of tectonically mobile belts (BÁRDOSSY & COMBES, 1999) during the Middle Cretaceous peak of bauxitisation. Here the allochthonous (clastic) to parautochthonous (mixed clastic and in situ) bauxite deposits were trapped into funnel-shaped sink-hole and lapiaz with complex infilling, revealing both base-level variations and repeated inputs from the surrounding dismantled lateritic profiles (COMBES, 1969 ; COMBES *et al.*, 1973 ; COMBES, 1984). Only the Ariège-type deposits in southern France show a gradual transition from shallow marine claystones and marls to mostly pisolitic bauxite, interpreted as the result of an autochthonous bauxitization process (COMBES, 1990 ; BÁRDOSSY & COMBES, 1999).

Thus, we can consider that a complete section of an allochthonous karst bauxite deposit, from the karstic trap to the sedimentary seal, records at the same place the conditions of lateritization, dismantling, deposition and facies changes on top of the interval, that can help to balance the role of the climate versus tectonics, both in the development and disappearance of the bauxite interval. Because of accessible outcrops, mine-works and drillcores, the Villeveyrac basin has been investigated for this purpose.

The aims of this works are to understand how the bauxite in the Villeveyrac basin evolves from autochthonous to allochthonous. In particular, we intend to constraint the changes in the balance between climate versus tectonics conditions in the dismantling processes and bauxite starvation that conduce to the disappearance of the bauxite after the Mid-Cretaceous. For these purposes, we investigate a representative drillcore of the Villeveyrac Basin, selected after a complete regional study based both on outcrops and a substantial drill-hole data base (Marchand, 2019). We present here a detailed facies analysis, including syn- and postdeposits, strengthen by a petrographical analysis to accurate the depositional processes both for the bauxite and its sedimentary cover. We in turn discuss the parent material sources and the role of climate versus tectonics in the evolution of weathering conditions inducing appearance and demise of bauxite sedimentation. This approach is supported by the bulk and clay mineralogy analysis through the whole sedimentary succession coupled to the evolution of the geochemical record.

2. Geological setting

2.1 Overview of the Villeveyrac basin

The Villeveyrac basin is located on the uplifted north-central margin of the Axial Pyrenean Trough defined as the 'Isthme Durancien' domain (GIGNOUX, 1925) [Figure 3.23-A-B]. This area was previously submitted to the Tethysian rifting leading to the development of a wide carbonate platform from Liassic to the Early Cretaceous (Hauterivian) overlapping the crystalline and sedimentary Hercynian basement to the North and the West (DUBOIS & DELFAUD, 1989). This marine sedimentary succession is interrupted during the Neocomian, where the opening of the North Atlantic Ocean marks the change into the global geodynamic system with the record of a thick hemipelagic marly sequence. This period is characterized by the development of a highly subsident E-W trending elongated rift, the Axial Pyrenean Trough, associated to the uplift of the margins (WYNS *et al.*, 2003). In the Languedoc-Provence area, the uplifted domain, known as the 'Isthme Durancien' (GIGNOUX, 1925), underwent a long subaerial exposure both on the sedimentary to crystalline basement and the Neocomian marls; with intense erosion and strong weathering (BARBARAND *et al.*, 2001 ; SÉRANNE *et al.*, 2002). Between Aptian and Albian time, the wet tropical conditions led to the development of bauxite deposits recording a major hiatus in the sedimentary depositional cycle (BÁRDOSSY & COMBES, 1999 ; ALABOUVETTE *et al.*, 2001) [Figure 3.24]. In the Villeveyrac basin allochthonous bauxite deposition corresponds to the most reduced time interval dated from Lower to Mid Albian (DEMANGEON, 1965 ; COMBES, 1969 ; COMBES, 1990 ; MARCHAND, 2019 ; MARCHAND *et al.*, 2019, *submitted*) relayed by the emplacement of a transgressive shallow marine siliciclastic sequence reported to the Latest Albian time ("Vraconien"; HUSSON, 2013). During the early Late Cretaceous the series evolves toward a continental and regressive siliciclastic sequence precursor of the Pyrenean compression.

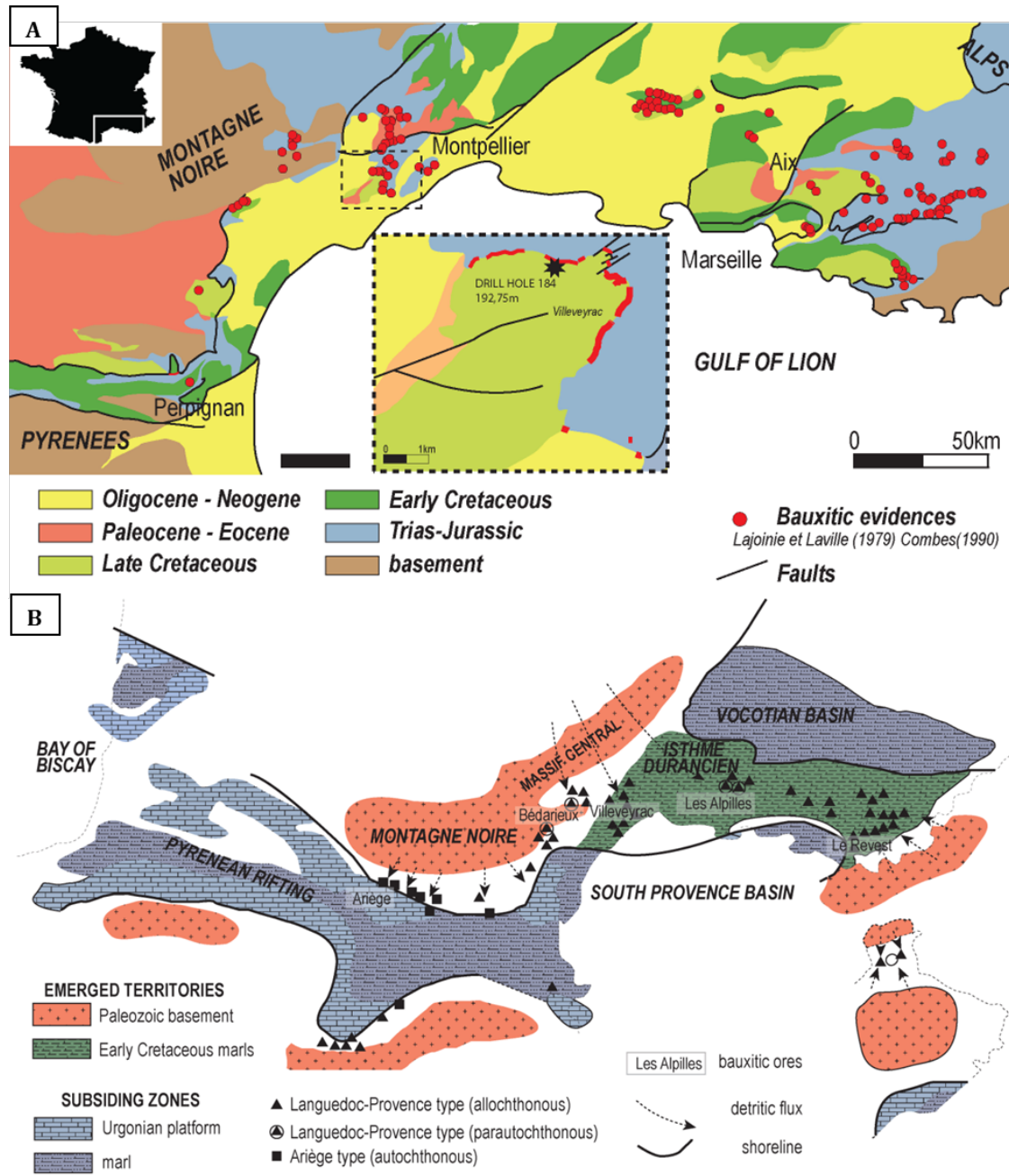


Figure 3.23 : A) Geological map of the South of France with distribution of the bauxitic ore deposits (red dots). The dotted square corresponds to the study area : Villeveyrac basin. Bauxites occur mostly on the Jurassic karstified substratum and are capped with Late Cretaceous. B) Paleogeographic map of the European and Iberian margins during the Mid-Cretaceous, from Arnaud-Vanneau et al. 1979 and Combes, 1990. Bauxitic types (allochthonous and autochthonous) are distinguished. Most of bauxites ores are allochthonous with in-situ evolutions after the deposition (parautochthonous), only the Ariège-type can be considered as autochthonous with bauxites developing on clays. Place of the Villeveyrac basin into the Mid-Cretaceous Ibero-European bauxite belt system

2.2 Place of the Villeveyrac basin into the Mid-Cretaceous Ibero-European bauxite belt system

In the South of France, during Mid-Cretaceous, (from Barremian to Lower Cenomanian), the progressive uplift of the margins of the Pyrenean axial basin led to the continentalization of the margins and peripheral basement with the development of bauxite laterite profile which were more or less reworked and trapped in downstream karst systems (COMBES, 1990 and Figure 3.23-B). Depending of the parent rock material, the duration of the stratigraphic gap, and the rate of uplift and eustatic changes,) distinguished several types of bauxites deposits from in-situ laterization (autochthonous) to transported and reworked bauxitic material (allochthonous). The first type is linked to the basement margins where the clayey coastal swamp deposits were submitted to progressive limited ferrallitization implying less oxidizing or reducing conditions, shallow groundwater fluctuations and paragenesis to boehmite and/or diaspore directly on clays (Ariège-type). The second type is related to the cratons (Languedoc-Provence) where the aluminous-rich intervals of the Hercynian basement and its sedimentary cover were submitted to intense lateritization processes implying good drainage, oxidizing conditions, and paragenesis to gibbsite and/or boehmite which endured erosion and the material was transported towards karstic traps [Marchand *et al.*, 2019, submitted]. The bauxitic infilling may endure laterization after deposition inside the karst cavities, (COMBES, 1990) defines this type as parautochthonous (Figure 3.23-B).

The bauxite interval age of the Villeveyrac basin, was recently constrained by U-Pb dating on zircons from the Early to Middle Albian time [Marchand *et al.*, 2019, submitted] but the origin of bauxite demise during Middle and late Albian is still debated. The causes of the overall changes in the sedimentary cycle accompanying the Vraconian transgression, and in particular the role of the climate versus the tectonic forcing, remain unknown. In the case of the Villeveyrac basin the role of the Montagne Noire crystalline high and its role during the 'Isthme Durancien' uplift will be clarified.

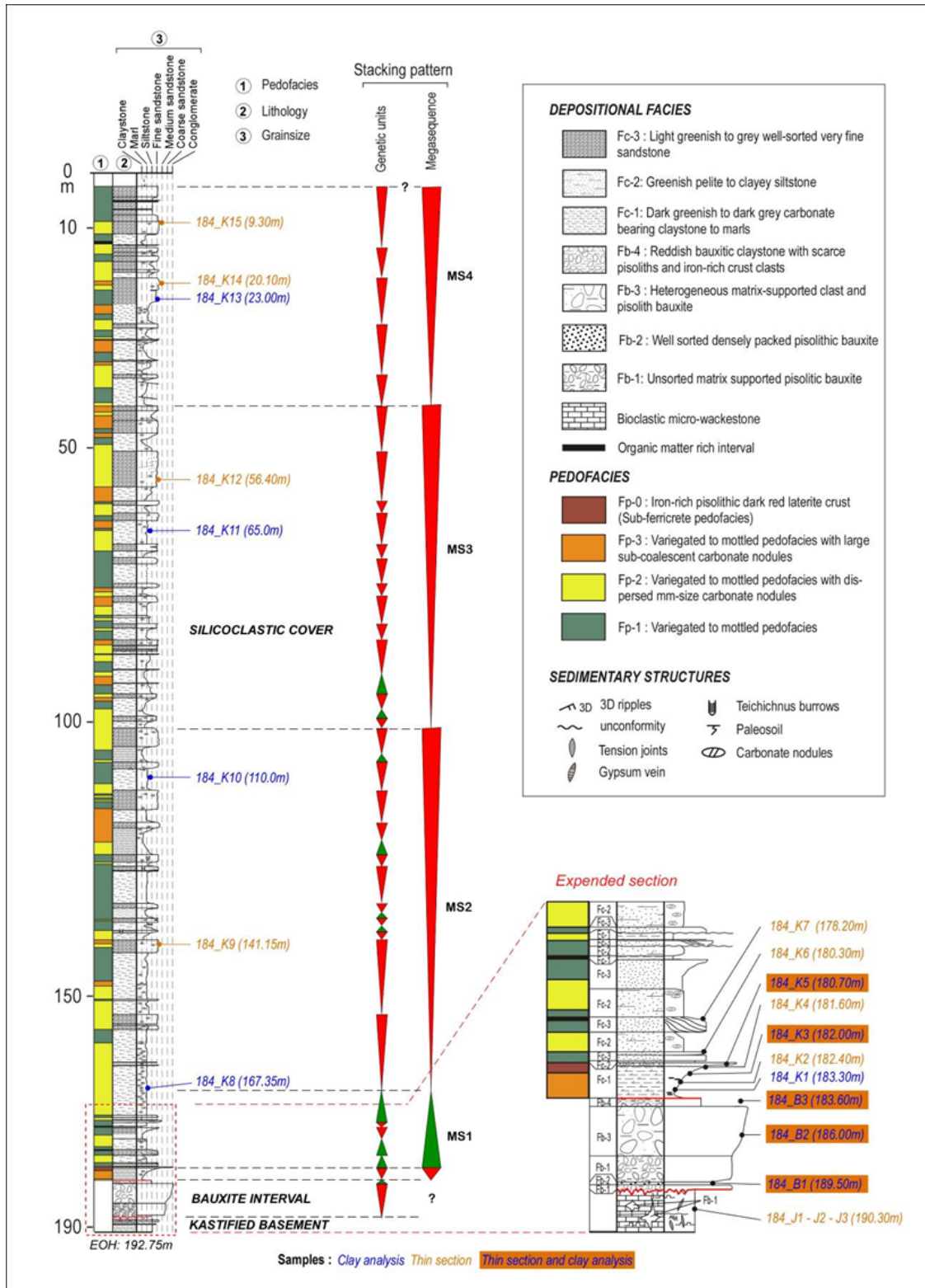


Figure 3.24: Sedimentological descriptions of the 13-OL-184 core with (1) pedofacies, (2) lithofacies and (3) grain size characteristics. Two types of sample were collected: for thin section or/and clay analyses purposes, the samples and type are localized within the log. Transgression and regression sequences are indicating and highlight a transgressive period right after the bauxitic interval.

3. Data and Methods

This work is based on the detailed study of the 13-OL-184 drillcore provided by the SODICAPEI Company that mines the bauxite in the Villeveyrac basin (Figure 3.23-A). This 190 meters length drillcore shows a complete section from the karstified Jurassic basement to the siliciclastic Late Albian deposits, and includes a well expanded bauxite interval of 6m (Figure 3.24). Furthermore, this drillcore, with a recovery rate of about 97%, is representative of the sedimentary succession observed throughout the explored zone. It allowed to perform a detailed and high resolution facies analysis with the aim to deduce the depositional processes and the associated depositional environments. The changes in weathering conditions were approached using bulk and clay XRD mineralogy. The geochemical evolution between bauxite and siliciclastic cover was also analyzed to constrain major elements evolution.

The facies analysis including the characterization of the lithology, texture, bedding pattern, sedimentary structures, bioturbations and organic and non-organic contents was conducted with a high resolution scale (1/200) with the aim to define facies, depositional processes, and paleo-environments. Based on the macroscopic observation and facies analysis, fourteen representative samples were selected for microscopic study under reflected and transmits lights (Figure 3.24) and enable to clarify the depositional processes.

The bauxite and siliciclastic cover mineralogy was firstly characterized using bulk XRD. The samples showing a significant quantity of clay were secondly studied with $<2\mu\text{m}$ XRD to accurate the clay mineralogical association in order to discuss the weathering condition throughout the dedimentary profile. XRD analyses were performed on a diffractometer BRUKER D9 Advance using Lynxeye detector. Standard powder diffractograms were acquired with 120-minutes duration on a 20 to 1.4° 2θ range. Clay mineral analyses have been carried out on representative, oriented mounts of representative samples from each facies. Typically, for XRD mineral analysis, the clay fractions ($< 2 \mu\text{m}$) of argillaceous rock samples were separated by means of gentle crushing and ultrasonic disintegration, followed by grain size separation by means of centrifugation or settling (LARQUE & WEBER, 1975). The identification of clay minerals was made according to the position of the (001) series of basal reflections on the diffractogram (BRINDLEY & BROWN, 1984). Air-dried (natural) preparations were analysed from all samples, and, where needed, ethylene-glycol treatment was used to distinguish overlapping XRD-peaks and expandable clay minerals (cf. [Hardy et Tucker, 1988]). Graphical comparisons between XRD-peaks (for example the 7A d001 peak of kaolinite and 16A area d001 peak of smectite) were used to estimate appearance, increase or decrease of each phase within the individual sedimentary successions.

Based on the XRD results, the geochemistry of the transition between bauxite interval and siliciclastic cover showing the main mineral changes were studied with portable X-Ray fluorescence spectrometer (NITON XL3t 900Analyzer). Major elements were obtained using the

Mining Mode and are converted in oxide %wt. The accuracy of the analyses is around 5% for the major elements. Considered the relative error that avoids using data as quantitative ones, we only considered data for a semi-quantitative approach. The analyses were done from 189 to 176 meters with a sampling step ranging from 10 to 40cm, depending on the facies variability. The data with a relative error not exceeding 5% were selected.

4.Results

High-resolution sedimentological studies of the drillcore 13-OL-184, coupled with mineralogical and geochemical analysis, allow us to distinguish two major depositional intervals overlying the Upper Jurassic karstified basement and separated by a major paleosol keybed. This 193-meters thick series records both the bauxites emplacement (Bauxite interval) in the paleokarst trap and the sealing by the siliciclastic cover (Cover interval; Figure 3.24). The facies analysis evidences 7 main lithofacies corresponding to major depositional processes and allows constraining the paleoenvironment evolution of the zone. These syndepositional lithofacies were discriminated in the allochthonous bauxite as well as in the siliciclastic cover. Complementarily, 4 post-depositional facies related to material redistribution during pedogenesis and water-table fluctuations were identified in order to accurate the climate and base-level changes.

4.1 Facies analyses and depositional processes

4.1.1 The Upper Jurassic karstified basement

The footwall of the bauxite deposits were crossed on about 3m at the base of the drillcore (Figure 3.24). It is mainly composed of grey homogeneous bioclastic microwackestone, including lamellibranch and echinoid debris, reported to Upper Jurassic outer platform deposits (Figure 3.25-C). These facies show locally abundant stylolites thinly stained by dark red silty clay strings and associated to cm-sized wine-red mottlings (Figure 3.25-B). These structures are crossed by oblique to sub-perpendicular veins walled by early syntaxial subhedral sparite and partly filled both by reddish calcite blocky cement and late dark-red silty claystone (Figure 3.25-B). Some of these veins are partly reworked and enlarged and interconnected to centimetre- to pluridecimeter-size star-like karstic cavities filled by massive brown-red fine-grained bauxite (Figure 3.25-A). The silt- to sand-size fraction is represented by dark red iron-rich debris and granules, quartz, calcite and subhedral dolomite fragments (Figure 3.25-A) compatible with the downward percolation of bauxitic vadose silt into the early fracture and endokarst network.

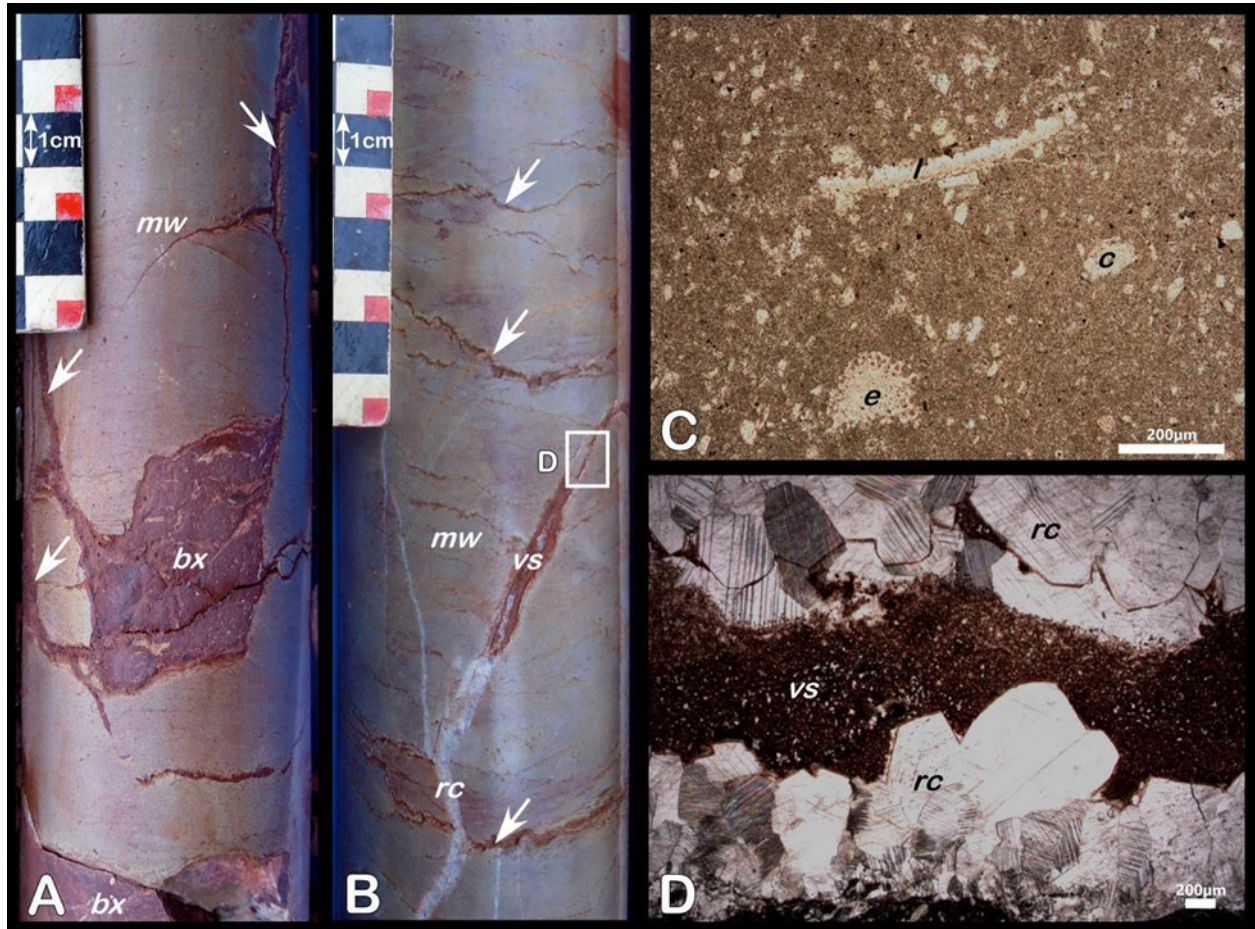


Figure 3.25 : Facies and microfacies characterization of the Upper Jurassic karstified basement. A. Slightly variegated microwackstone (mw) crossed by a bauxite-filled (bx) star-like endokarst. The cavities are interconnected by a dense fracture network (white arrows). B. Variegated microwackstone (mw) showing irregular stylolithes (white arrows) stained by red vadose siltstone and intersected by radiaxial calcite veins (rc). Some veins are partly reopen and filled by red vadose siltstone (vs). C. Thin section of the microwackstone showing dispersed echinoderms (e), lamellibranch (l) and calcite (c) debris floating into a muddy fabric (Plane-Polarized Light [PPL]). D. Thin section of a radiaxial calcite vein (rc) partly filled by brown vadose siltstone (vs) in the axial zone (PPL), see B. for location.

4.1.2 Depositional facies analysis

-The Bauxite interval

The bauxite ore deposit is about 6.5 meter thick and corresponds to a highly splitted and locally crushed facies, passing respectively from disk-shaped to centimetre-sized fragments attesting to the friability of the material and making it difficult the analysis of the initial sedimentary fabric.

Four main lithofacies have been distinguished depending of the abundance and size of the clastic fraction including pisolithic laterite, iron-rich crust debris and pisoliths (Figure 3.26). The contact between the different lithofacies is subtle and often transitional, indicating a quite continuous tendency in the depositional changes. In parallel, the bauxite interval shows multiple colour changes from dominant white, brown red, pinkish-red or even orange, essentially related

to post-depositional processes (Marchand, 2019). For this reason, the colour has not been taken into account for the primary facies characterisation of the bauxite ore deposit.

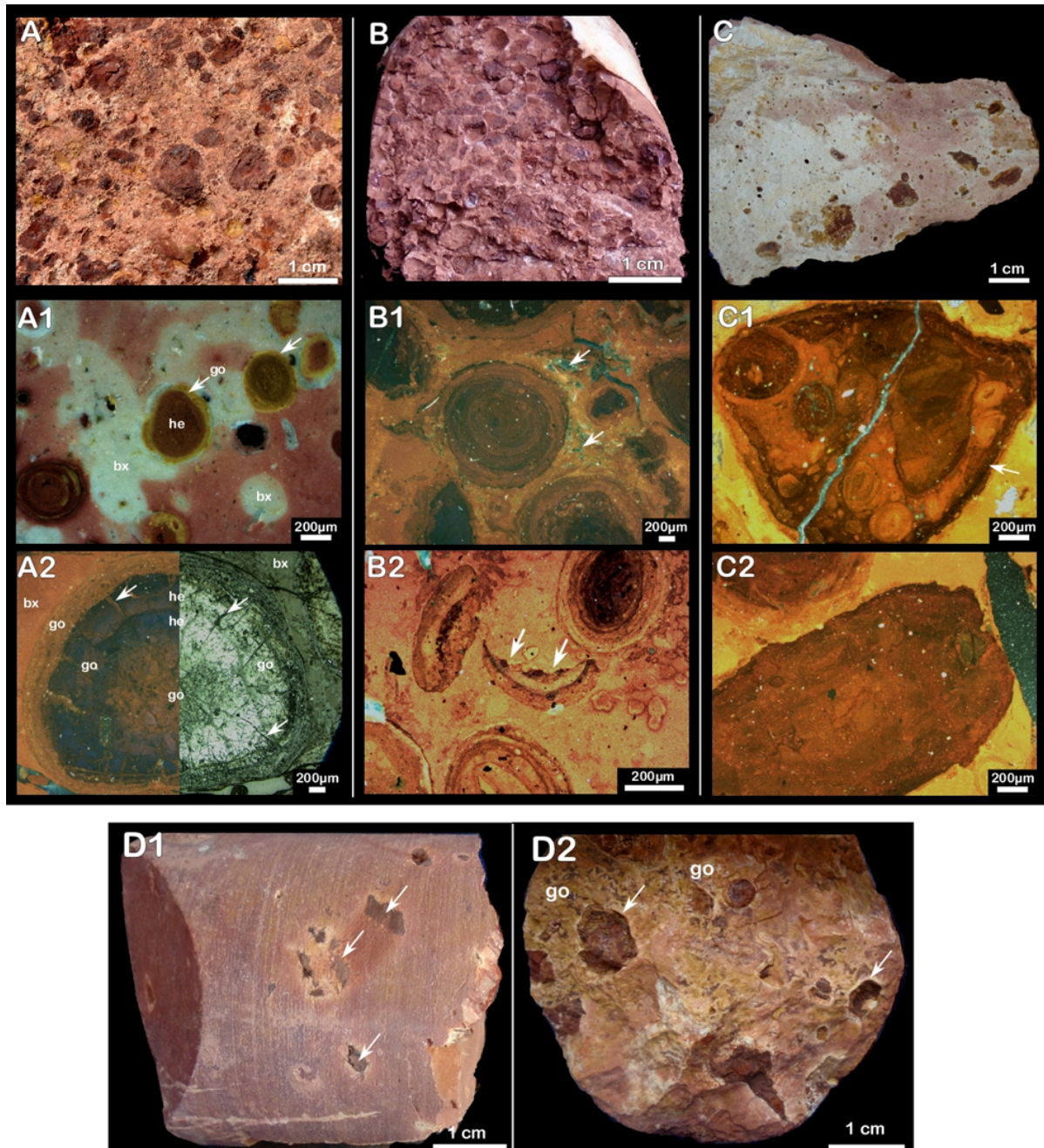


Figure 3.26 : Macro- and microfacies characterization of the bauxite interval. **A.** Unsorted matrix supported pisolithic bauxite (Fb-1). **A1.** Thin-section showing dispersed pisoliths of variable composition, from hematite-rich (he) with often a goethite coating (go) to bauxite-rich (bx) into a red to white bauxitic matrix (Cross-Polarized reflected Light [CPRL]). The color changes have been interpreted of diagenetic origin. **A2.** Detailed view of a pisolith showing successive goethite-rich (go) and hematite-rich (he) envelopes floating into a bauxitic matrix (bx). The peripheral envelope shows radiaxial cracks indicating an early contraction process (Left: CPRL; Right: Plane Polarize Reflected Light [PPRL]). **B.** Well sorted densely packed pisolithic bauxite (Fb-2). **B1.** Thin-section showing clast-supported hematite-rich regular pisoliths packed into a lighter

bauxitic matrix with residual intergranular porosity (white arrow, CPRL). B2. Thin-section showing densely packed pisolithic bauxite including broken grains (white arrows, CPRL). C. Heterogeneous matrix-supported clast and pisolith bauxite (Fb-3). C1. Thin-section showing a clast of early (primary?) pisolithic bauxite with dispersed silt-size quartz floating into a bauxitic matrix (CPRL). C2. Thin-section showing a clast of hematite crust with dispersed silt-size quartz floating into a bauxitic matrix (CPRL). D - Close-up view of the reddish bauxitic claystone (Fb-4) at the top of the bauxite interval. D1 - Massive salmon-colored muddy facies with scarce iron-crust debris (white arrows). D2 - Alternative facies including dispersed iron-crust and pisoliths debris. The clasts are surrounded by a white glossy halo (white arrows) of possible kaolinite. The irregular orange staining is in turn interpreted as goethite plating (go)

- Unsorted matrix supported pisolithic bauxite (Facies Fb-1)

This facies is common throughout the bauxite interval (2 m total thickness), it is characterized by hematite-rich pisoliths ranging from 200 µm to more than 1 cm, floating into silt bearing homogeneous bauxitic matrix. Often the pisoliths show a light-colored coating (Figure 3.26-A). In thin section, the different types of pisoliths and grains are identified including dark brown to dark red and even orange pisoliths depending of the abundance of hematite relative to goethite. Most show a goethitic coating. Some white grains are compatible with a pure aluminous composition (Figure 3.26-A1). Numerous pisoliths show successive goethite-rich and hematite-rich cortical envelopes (Figure 3.26-A2.) compatible with the periodical change of the biochemical conditions in the initial autochthonous bauxite deposit. Some pisoliths show radiaxial v-shaped cracks indicating an early contraction process before the last goethite coating (Figure 3.26-A2).

The Fb-1 facies is interpreted as the reworking and limited mass-transportation of an unconsolidated matrix-rich bauxitic material, compatible with a mudflow-dominated process. The latter involving both steep slopes and heavy storm rains to trigger a gravitational current.

- Well sorted densely packed pisolithic bauxite (Facies Fb-2)

This facies forms a 15 cm-thick layer close to the base of the bauxite interval with a sharp base and top. It is mainly composed of millimeter- to pluri-millimeter sized well-sorted iron-rich pisoliths showing a close grain-supported fabric (Figure 3.26-B). Most pisoliths display a peripheral light-colored coating. The intergranular space is partly filled by muddy bauxite with local residual porosity and voids Figure 3.26-B1); the regular laminar coating around the nucleus is well expressed in the pisoliths. Some pisoliths are broken indicating a reworking under high energy conditions (Figure 3.26-B2).

The Fb-2 facies is compatible with bedload transportation under a high energy diluted current at the end of a flooding event.

- Heterogeneous matrix-supported clast and pisolith bauxite (Facies Fb-3)

The heterogeneous matrix-supported bauxite (Figure 3.26-C) is the most common facies of the bauxite interval representing a total thickness of about 4.5 m. It includes clasts of both iron-rich crust (Figure 3.26-C2) and pisolithic early (primary?) bauxite (Figure 3.26-C1) varying in size from a few millimeters to several centimeters floating into a muddy bauxitic matrix, including dispersed iron-rich pisoliths. Both the matrix and the clasts contain a subsidiary silt-sized quartz fraction. The size and abundance of the clastic fraction varies continuously through the bauxite section without a clear bedding fabric.

The Fb-3 facies is interpreted as the reworking of a partly consolidated lateritic bauxite and the transportation as a debris-flow gravity current implying as Facies Fb-1 slope instability and torrential rains. In this case, the abundance of iron-crust debris relative to pisolithic bauxite clasts can reflect the hardened part of the lateritic profile mobilized.

- Reddish bauxitic claystone with scarce pisoliths and iron-rich crust clasts (Facies Fb-4)

This facies develops on about 50 cm at the top of the bauxite interval and shows a massive salmon-colored fine-grained deposit (Figure 3.26-D), with by place dispersed pisoliths or iron-crust debris (Figure 3.26-D1). The muddy fraction contains abundant kaolinite and goethite as evidenced by XRD analyses (see next paragraph and Figure 3.26-B).

The Fb-4 facies records a dominant mudflow deposition at the top of the bauxite sequence compatible with the paucity of the consolidated lateritic material in the source area. The signification of the clayey fraction will be discussed in the light of the mineralogy and geochemistry section.

- The siliciclastic cover

The recovered siliciclastic cover of the bauxite interval represents a total thickness of 181 m. It is mainly composed of a dominant greenish grey repetitive continuous succession including claystone to fine sandstone deposits, slightly to intensely, affected by pedogenesis (intense dark red to orange mottling). The pedogenic overprint is considered as a post-depositional process and will be described separately after the lithofacies description (section 4.1.3). Three lithofacies have been recognized in this interval.

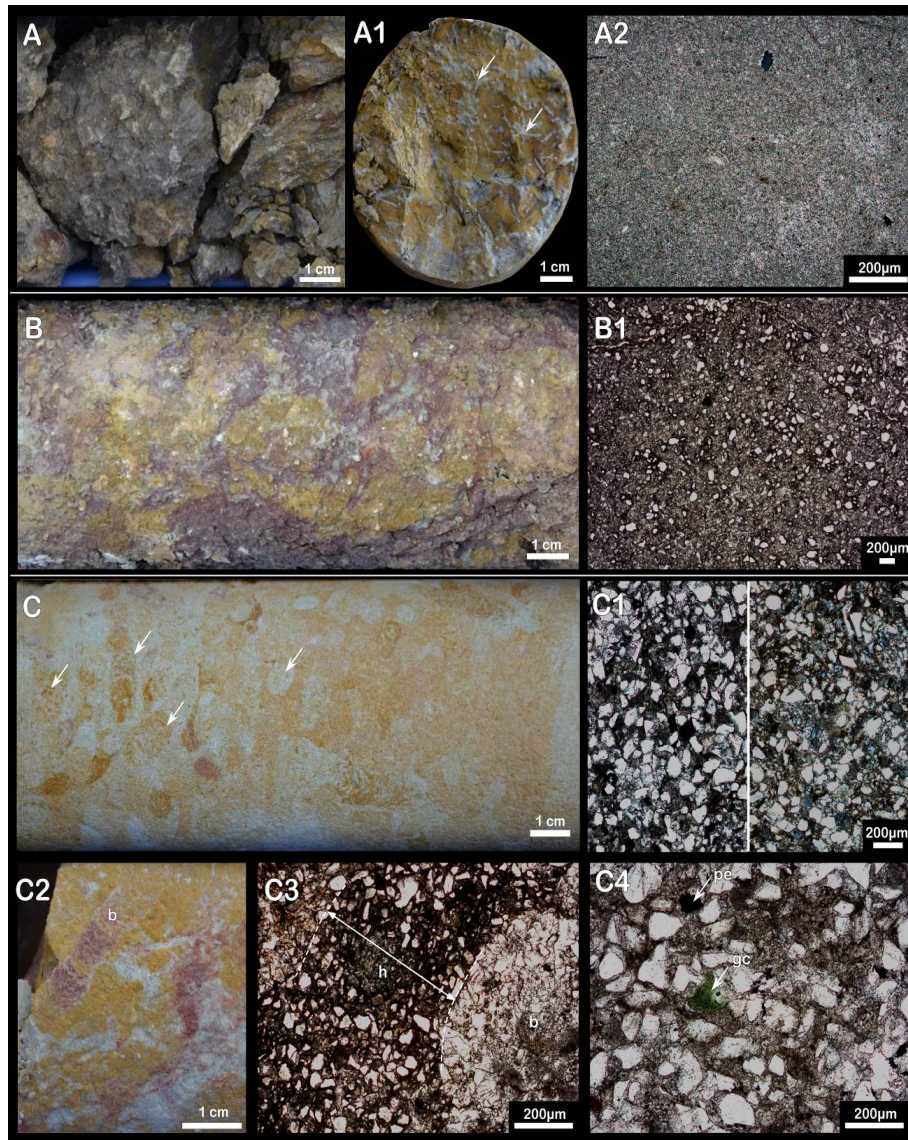


Figure 3.27 : Macro- and microfacies characterization of the siliciclastic cover. A. Dark greenish carbonate bearing claystone (Fc-1). A1. Close-up view showing a slight variegated marl stained by iron oxides and crossed by rootlets (white arrows). Thin-section showing the homogenous clayey carbonate bearing microfabric (Cross-Polarized Light). B. Greenish pelite to clayey siltstone (Fc-2). Most of this facies is strongly pedoturbated and shows a common mottling, evidenced by sustained dark red-orange staining. B2. Thin-section showing the homogenous dispersed silt-size quartz fraction into the clayey, sometimes carbonate bearing, matrix (Plane-Polarized Light, PPL). The silt fraction ranges in size from 100 μ m to 20 μ m. C. light-Greenish well-sorted very fine sandstone (Fc-3). Most of time this facies is intensely bioturbated in particular by *Teichichnus* as showed on the core photo (white arrows), underlined by orange iron oxides. C1. Thin-section showing relatively well sorted very fine sand sized facies composed of angular to subangular quartz grains, rare feldspars, micas and dispersed dark pellets, bound together by a carbonate rich matrix (left PPL and right CPL). C2. Close-up view of a *Teichichnus* burrow (b). C3. Thin-section perpendicular to a *Teichichnus* burrow showing the very fine quartz sand dense packing into the burrow conduit (b) surrounded by a dark iron-rich halo produce by oxidation of the walls during the animal activity (PPL). C4. Very fine sand bounded by a carbonate-rich matrix composed dominantly by angular to subangular quartz grains with dispersed, partly dissociated pellets (pe) and glauconite (gc) grains (PPL).

- Dark greenish to dark grey carbonate bearing claystone to marls (Facies Fc-1)

This facies is identified as a particularly friable muddy facies (Figure 3.27-A) showing a transitional base and top. It is moderately to highly stained by pedogenesis or crossed by a thin rootlet network (Figure 3.27-A1). The carbonate content is variable, ranging from carbonate barren (i.e. pure claystone) to carbonate claystone or even marls. The silt-size fraction is low to absent. In thin section this facies appears relatively homogeneous with dispersed black organic speckles (Figure 3.27-A2).

Fc-1 facies is interpreted as suspension settling on a quiet very shallow environment submitted periodically to subaerial emersions.

- Greenish pelite to clayey siltstone (Facies Fc-2).

This facies corresponds to a continuous series with transitional base and top ranging from silty claystones (i.e. pelites) to clayey siltstones. The greenish depositional colour is generally obliterated by a sustained mottling evidenced by dark red to orange staining (Figure 3.27-B). Furthermore, this post-depositional fabric is accompanied by the development of white carbonate nodule clusters (see next paragraph for the complete description). In thin section, the silt-size quartz fraction appears homogenous, ranging in size from 10 to 80 μm , and includes dispersed very fine sand-size grains and rare pellets (Figure 3.27-B1).

Fc-2 facies marks suspension settling under periodical distal terrestrial input into a very protected marine domain.

- Light greenish to grey well-sorted very fine sandstone (Facies Fc-3)

Fc-3 facies is characterized by homogenous, massive, sharp based very fine sandstone, intensely bioturbated by spreiten and *Teichichnus* burrows underlined by orange iron oxides (Figure 3.27-C, C2 and C3). 3D ascending current ripples have been observed in the lower part of the series. In thin section, the sand fraction is well sorted and dominated by angular to sub-angular quartz grains, rare feldspars, micas and dispersed, partly dissociated, dark pellets. The clastic fraction is bounded by a carbonate rich matrix (Figure 3.27-C1 and C4). Towards the top of the drillcore Fc-3 facies contains often dispersed glauconite grains (Figure 3.27-C4).

The Fc-3 facies is interpreted as periodical fine-grained detrital supply under moderate tractive currents and associated decantation into a very low energy domain submitted to intense burrowing.

4.1.3. Pedofacies analysis

At the difference of the bauxite interval, the cover pile is intensely overprinted by early pedogenesis which favourably reflects the conditions of subaerial exposure; in particular in

terms of duration, water table, vertical leaching, phytogeography and climate. For these reasons, four main pedogenetic facies have been distinguished, that are juxtaposed, if present, with the depositional facies in the sedimentological description.

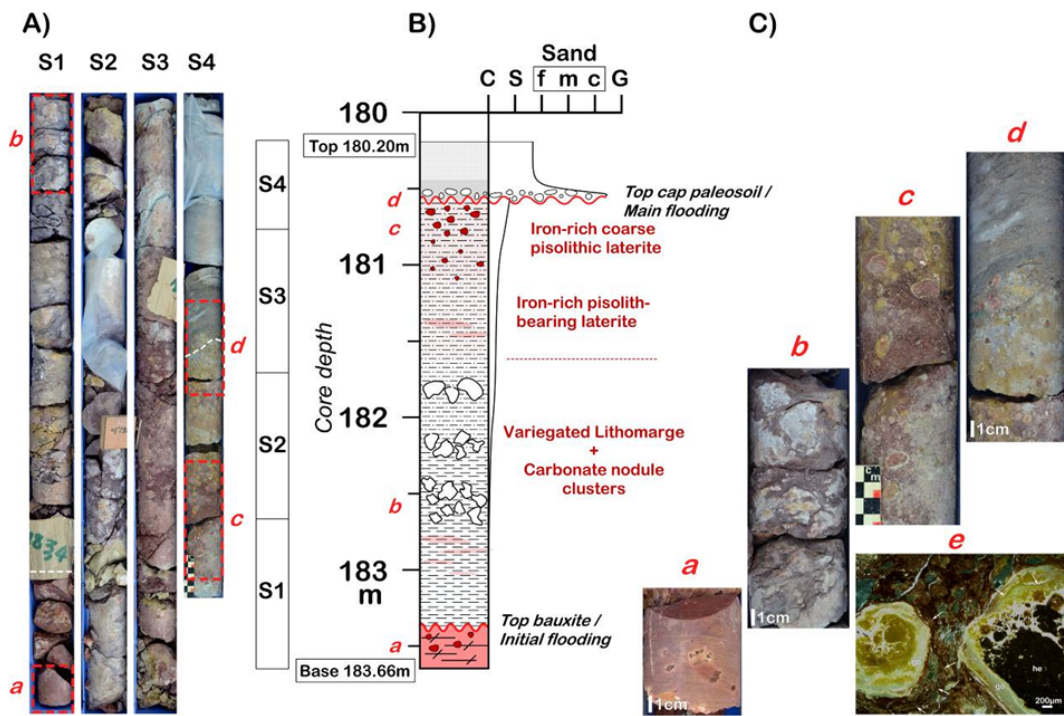


Figure 3.28 : Detailed architecture of the cap paleosoil of the bauxite interval: Pedofacies Fp-0. **A.** Photos of the core-sections, showing the complete lateritic profile sequence on top of the bauxite. **B.** Detailed sedimentological section representing the initial coarsening upward flooding sequence (from carbonate bearing clay to clayey silt) overprinted by an iron-rich sub-lateritic profile. In particular the presence of several carbonate nodule clusters and sustained mottling indicate incomplete meteoric leaching and the proximity of the water table. **C.** close-up views of the key facies. (a) Reddish bauxitic claystone (Fb-4) at the top of the bauxite interval; (b) Sub-amalgamated carbonate nodules growing into the dark red claystone; (c) Coarsening and packing upward in situ pisoliths developed into an iron-rich laterite crust. The upward increase of the orange color is compatible with the development of goethite; pedofacies Fp-0; (d) Irregular erosional surface showing the reworking of iron-rich pisolith nodules by the basal conglomerate. The grey color indicates a complete change of the redox conditions; (e) Thin-section showing in situ iron-rich pisoliths from pedofacies Fp-0 (subfigure c); light to dark yellow areas indicate respectively goethite-bearing to goethite-rich envelopes and dark brown color are more significant of hematite-rich (he) material (CPRL); the white arrows indicates possible bacterial-mediated envelopes.

- Iron-rich pisolithic dark red laterite crust sub-ferricrete pedofacies, Fp-0

This facies was only identified in the first sequence capping the bauxite interval (Figure 3.28). It is characterized by a dominant dark red to incidentally orange indurated material including dispersed pisoliths with an upward coarsening and packing increase. Pisoliths have a red core, with a more or less thick external orange envelope (Figure 3.28-Cc and 6Ce)

compatible with the centripetal replacement of hematite by goethite (Figure 3.28-Ce). This facies passes downward to variegated clayey fabric including successive indurated white carbonate nodule clusters (Figure 3.28-A and Figure 3.28-B).

Because of its vertical progressive organisation the pedofacies Fp-0 is interpreted as an in situ lateritic profile developed through a dark grey coarsening upward sequence, from carbonate bearing claystone (Fc-1) to clayey siltstone (Fc-2) on top. The clear iron enrichment on top with the associate induration and pisoliths development reflect a marked vertical leaching under tropical wet-dry climate (alternating contrasting seasons) permitting rubifaction process (DUCHAUFOR, 1982 ; FITZPATRICK, 1988 ; SCHWERTMANN, 1988) with a shallow static water table as indicated by presence of successive carbonate nodule clusters and colour variegation in the lithomarge zone. For these reasons, this pedofacies is reported to a sub-ferricrete regolith.

- Variegated to mottled pedofacies (Fp-1)

This pedofacies shows a variegated to mottled fabric invading the original dark greenish facies of the siliciclastic cover (Depositional facies Fc-1, Fc-2 and Fc-3). It is characterized by centimeter- to pluri-centimeter-size orange patches, more or less coalescent and fringed by a dark red drab halo (RETALLACK, 1988); Figure 3.29-A).

It is interpreted as iron redistribution in the water-table fluctuation window, with oxihydroxide formation and would represent in this sense an early stage of a hydromorphic paleosoil.

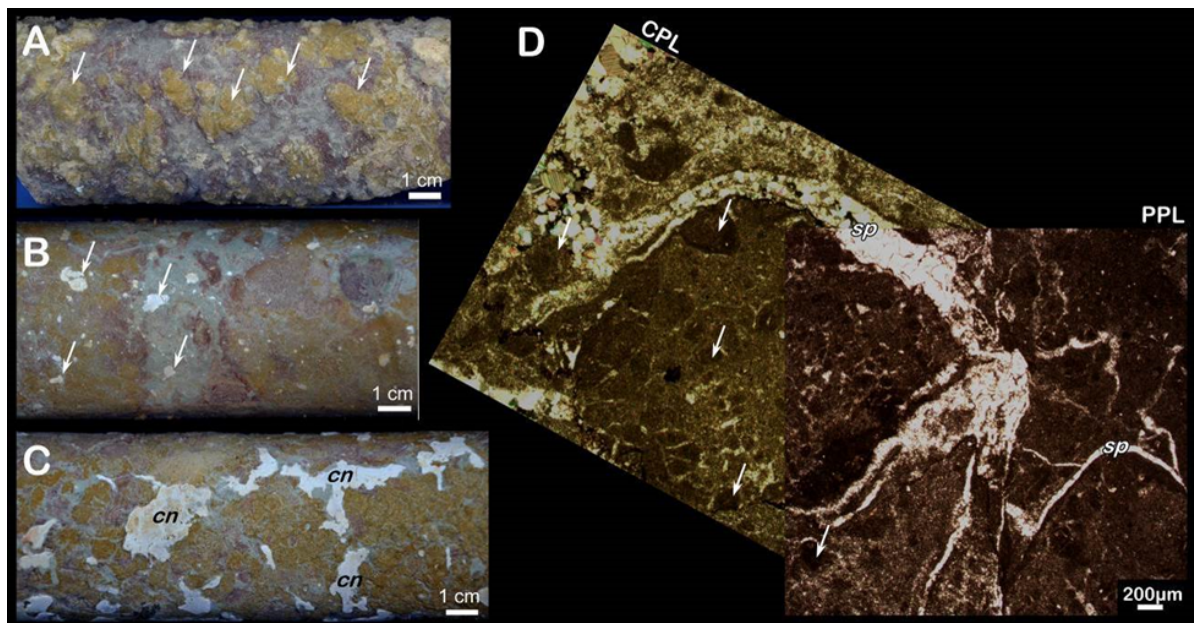


Figure 3.29 : Macro- and micropedofacies in the siliciclastic cover. A. Variegated/mottled pedofacies (Fp-1); it is characterized by centimeter-size orange color patches, more or less coalescent; fringed by dark red halo (white arrows) into a carbonate bearing claystone. B. Variegated pedofacies with dispersed mm-size carbonate nodules (Fp-2) showing mm-sized white carbonate nodules (white arrows) dispersed here into a

very fine clayey sandstone. C. Variegated pedofacies with large sub-coalescent carbonate nodules (Fp-3) forming white large circumvolutated carbonate cluster packages (cn). The centripetal redistribution of iron oxides (orange patches) around a nucleus lead to the progressive differentiation of nodules that can predate the formation of pisoliths. D. Thin section of a marl (pedofacies Fp-1) showing abundant granules of different size (White arrows) separated from the matrix by curved fractures cemented by spary-calcite (sp). This microfabric is interpreted as sediment contraction by evaporative pumping-driven water loss during subaerial exposure and desiccation (Left CPL, right PPL).

- Variegated to mottled pedofacies with dispersed mm-size carbonate nodules (Fp-2)

The Fp-2 pedofacies this facies is close to the previous one of which it differs by the development of dispersed millimeter-size white carbonate nodules (Figure 3.29-B) compatible with the development of a rootlet network both in the shally and sandy depositional facies. In thin section, it shows abundant granules of different size separated from the matrix by shrinkage cracks cemented by spary-calcite (Figure 3.29-D).

This pedofacies is interpreted as the slight development of a rootlet network just above the water table in the capillarity fringe; with sediment contraction and partial granulation by evaporative pumping-driven water loss during subaerial exposure, and later cementation by the down-dip flow into a permanent hydromorphic paleosol.

- Variegated to mottled pedofacies with large sub-coalescent carbonate nodules (Fp-3)

This pedofacies is defined by sub-coalescent to amalgamated white carbonate nodules forming a hard cemented interval of few decimeters. The carbonate nodules form circumvolutated carbonate cluster packages (Figure 3.29-C) diffusing through a variegated to mottled yellowish to reddish oxi-hydroxides bearing material that can predate the formation of pisoliths.

This last type of pedofacies is interpreted as a more mature hydromorphic paleosol associated to the development of deep-rooted vegetation and down-dip carbonate leaching leading to the formation of a groundwater calcrete interval (WRIGHT, 1992) by carbonate nodule amalgamation.

4.1.3 Stacking pattern and paleoenvironmental interpretation

The sedimentary pile of the representative drillcore 13-OL-184 can be related to three major distinct depositional events (Figure 3.30).

First, the fabric of the Upper Jurassic carbonate basement below the bauxite interval is clearly compatible with a marked subaerial exposure with a meteoric karst development during an incipient base level fall (Figure 3.30-A). During this phase, the previous fractures, veins and stylolites act as preferential pathway for the percolating surficial waters with the development of a star-like endokarstic cavities network at the crossing of fractures; with the partial erosion

and reworking of the walls. In parallel, the iron-rich waters led locally to subtle marmorisation in the more porous and permeable stylolite clusters.

The bauxite interval marks the first drowning of the karstified basement by mass-transported bauxite material including mudflow-dominated processes (Facies Fb-1), debris-flow processes (Facies Fb-3) and subsidiary more diluted tractive currents (Facies Fb-2). The karst network plays in this case the role of an efficient trap. Any criterion of in situ bauxite evolution (Lateritization or paleosoils) has been evidenced in the bauxitic interval, indicating that the rate at which the material was buried was high enough to avoid long term intermediate subaerial exposure. The transitional tendency of the facies succession supports the continuity of the transport and depositional processes. In parallel, the upward tendency increase of the grainsize of the clasts (pisoliths and iron crust, Facies Fb-3, Figure 3.30-B) could support an upward intensification of the hydrodynamic regime with heavy torrential rainfall triggering the supply of reworked laterite bauxite from proximal source area as indicated by the architecture of the deposits. The fabric and the existence of the detrital bauxite interval itself can be interpreted as a drastic change of the depositional conditions from (1) wet-tropical to equatorial chemical weathering into a tectonically stable domain leading to a mature in situ laterite profile development in the catchment area and carbonate deep karstification downstream, to (2) intense mechanical erosion and reworking of the in situ laterite cover in the catchment by vigorous storm-rains, and associated flash-floods, during an overall base level rise; allowing the drowning of the downstream karst (Figure 3.24).

The cover of the bauxite shows in turn a very repetitive fine-grained siliciclastic series moderately to highly intersect by hydromorphic pedogenesis. The sedimentary succession includes in the very large majority the stacking of upward coarsening cycles from dark greenish carbonate bearing claystone or marls (Facies Fc-1) to light greenish homogeneous well-sorted very fine sandstone (Facies Fc-3) with a more or less expended intermediate facies of greenish pelite to clayey siltstone (Facies Fc-2). Both the abundance of *Teichichnus* burrows and the occurrence of benthic foraminifers in a sandstone layers 10 meters above the top of the bauxite interval indicate an overall marine environment (HUSSON, 2013 ; KNAUST, 2018). Nevertheless, both the primary dark green color of the sediment and the deduced moderate energy to standing water depositional processes are in favor of a very restricted suboxic paralic to shallow estuarine domain (Figure 3.30-C). In particular, the lack of storm deposits suggests the isolation from the open sea in one side, and the absence of wood debris, subaquatic channel, crevasse splay or river-flood deposits marks the distance from the direct continental input in the other side. The muddy facies would represent deposition from suspension settling in suboxic standing waters below the fairweather wave-base, and the homogenous very fine sand fraction would support the reworking of a distal deltaic fringe by limited wave action on a shallow shoreface.

Here, more oxygenate waters promote intense bioturbation by the settlement of burrowing animals and the associate production of fecal pellets.

The abundance of hydromorphic pedogenesis from moderate mottling (Pedofacies Fp-1) to calcrete nodules amalgamation (Pedofacies Fp-3) attests to the periodical subaerial exposure and development of swamp to marsh conditions, with the flooring of rooted vegetation above a shallow fluctuating water-table (WRIGHT, 1992; Figure 3.30). These type of paleosoils represent gleyed to ferric calcisol sensu (Aridisol order) mainly developed on well-drained soil profiles in sub-humid to semi-arid climates (SRIVASTAVA *et al.*, 2002 ; BUOL *et al.*, 2003 ; SCHAETZL & ANDERSON, 2005 ; SHELDON & TABOR, 2009), characterized by relatively low rainfall (RESTALLACK, 1994 ; ROYER, 1999) with high evapotranspiration (THORNTHWAITE, 1948 ; SRIVASTAVA *et al.*, 2002). In these conditions, the carbonate fractions were partly leached and transported downward into the soil profile until precipitated as carbonate nodules close to the water table with the support of the rooted network. In this sense, the pedofacies changes from Fp-1 to Fp-3 would indicate the increase of duration and maturity in the paleosol development (BIRKELAND, 1984).

The siliciclastic paralic series have been ordered into genetic sequences ranging in thickness from 1 meter to 10 meters and representing the higher resolution sequence as defined by GALLOWAY (1989). The latter have been in turn grouped into four megasequences that represent a more long term tendency, but without any constraints about the duration due to lack of dating (Figure 3.24). These genetic sequences show essentially superposed shallowing upwards short-term cycles representing the infilling of the available space during incremental accommodation steps. The regressive tendency is also clearly noticeable in the three megasequences (MS2, MS3, MS4) which show an overall upward increase of the sand fraction into the individual genetic sequences. Moreover, the three megasequences themselves show a global upward increase tendency of the sand/shale ratio compatible with the overall progradation of the deltaic source. Only the lower siliciclastic megasequence (MS1) is distinguished by a clear transgressive tendency regrouping several transgressive limbs at the scale of the genetic sequences. This transgressive-dominated stacking would mark the initial marine flooding at the top of the bauxite deposit, and the coeval setting of a restricted submersive marine shelf. However, as clearly evidenced on the sedimentological section Figure 3.24, there is no direct link between the genetic sequences and the pedogenic profiles indicating that vertically successive profiles partly overlapped, giving rise to composite/cumulative paleosoils because sedimentation was slow and steady (BOWN & KRAUS, 1987 ; KRAUS, 1999)

4.2 Mineralogical units

Both bulk XRD and clay mineralogy permitted to better constrain the sedimentological analysis and in particular the sedimentological conditions. In this way, four mineralogical units were identified.

4.2.1 Whole rock mineralogy

- Bauxite interval

Bulk XRD analysis of the bauxite interval shows the presence of boehmite and hematite in the samples B1 and B2 (Fb2 and Fb3 facies Figure 3.30). The third sample located on the top of the bauxite interval corresponding to the Fb4 facies shows the clear appearance of kaolinite associated with boehmite and hematite (sample B3, Figure 3.30).

- Siliciclastic cover

The siliciclastic cover is mainly composed of quartz, calcite and clay phases. The lower part of the siliciclastic series (Samples K1 to K5; Figure 3.30) is dominated by calcite with a low contribution of quartz, whereas the upper part (Samples K8 to K13; Figure 3.30) is dominated by quartz fraction.

4.2.2 Clay mineralogy

Clay-rich samples were investigated using <2 μ m XRD (Figure 3.30). In the bauxite interval, only the Sample B3 at the top of the profile shows the presence of kaolinite in <2 μ m fraction XRD diffractogram. In the siliciclastic cover, the clay mineral assemblage is dominated by either kaolinite (7A phase) or smectite (14.2 to 14.9 A phase) in association with 10A phases, corresponding to illite or micas. Significant evolutions occur along the siliciclastic cover succession. Kaolinite is abundant at the base of the series and decreases toward the top (Figure 3.30). In the contrary, smectite is well represented in the upper part of the siliciclastic cover and less represented in the bottom of the succession. The smectite-dominated interval is associated with the appearance of a 10A phase (Figure 3.30). With the aim to distinguish other clay species, as chlorite or I/S mixed layer, the K11 sample, showing a high smectite peak, was analyzed with ethylene glycol treatment (Figure 3.30). The resulted diffractogram shows expandable smectite passing from 14.9 d-scale to 16.7 d-scale. Any peak in the 14 d-scale was evidenced, as well as in the other air-dried diffractograms through the succession. This confirms the absence of chlorite in the sedimentary succession. Finally, the glycolated smectite peaks d001 at 16.7, d002 at 8.45 and d003 at 5.5 indicates the absence of I/S mixed layer.

4.2.3 Characterization of the mineralogical units

According to bulk and clay mineralogy analysis, we propose to distinguish four successive mineralogical units from the base to the top of the succession.

Unit 1 (189.75m -183.80m) is represented by the B1 (189.50m) and B2 (186.00m) samples of the bauxite interval (Figure 3.30). This mineral zone roughly corresponds to the facies Fb1 and Fb2 and hematite and boehmite dominate this unit. This mineral assemblage is coherent with the microfacies analysis and characterizes the deposition of the detrital bauxite.

Unit 2 is located on top of the bauxite interval (183.80 - 183.55m; Figure 3.30) and corresponds to the Fb4 facies. The mineral association is strongly dominated by kaolinite with subordinate boehmite and hematite which compatible with the described clayey matrix including scarce pisoliths and iron-rich crust clasts.

Unit 3 (183.55m - 180.45m) is located in the siliciclastic cover and corresponds to the cap-paleosoil that overlies the bauxite interval (Figure 3.30). This mineral zone is dominated by kaolinite and is associated to smectite d001 peak which strongly increase toward the top of the unit. Bulk XRD reflect low quartz content and abundant calcite. The transition from Unit 3 to Unit 4 corresponds to the paleosoil which marks the overall change from kaolinite-rich paleosoil to the predominance of smectite up to the top of the drillcore.

Unit 4 (180.45m - 0m) corresponds to the main siliciclastic cover interval (Figure 3.30). The mineral assemblage, that characterizes this unit, is dominated by smectite associated with some kaolinite. The latter showing a relative decrease toward the top of the succession. The 10A-phase was also evidenced only in this unit. The bulk XRD diffractograms show that the dominance of quartz compared to the previous units.

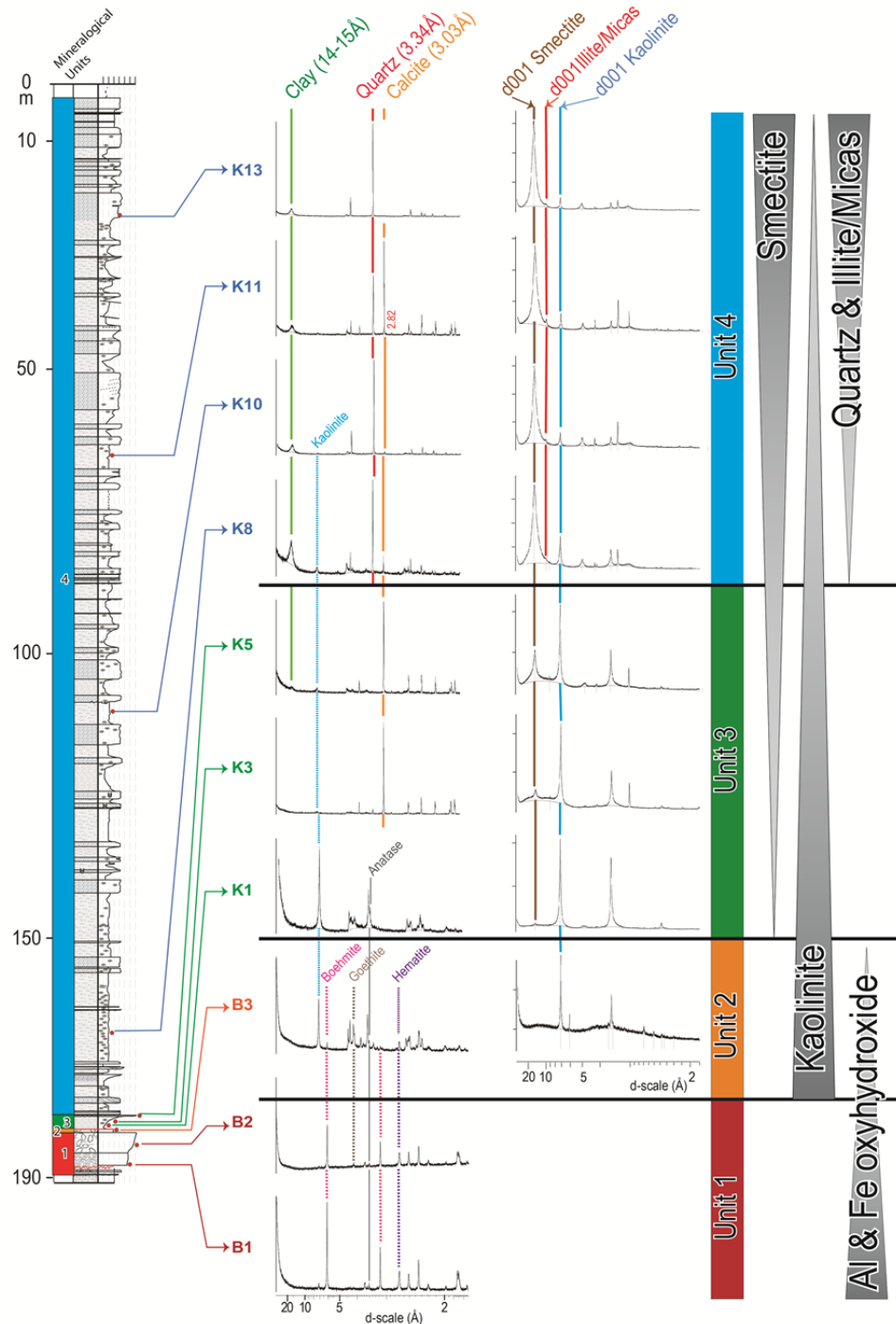


Figure 3.30 : XRD diffractogram of representative samples through the Villeveyrac sedimentary succession. Diffractograms on the (left) show drillcore variations of the bulk mineralogy with a decrease of iron and alumina oxy-hydroxides from the unit 1 to the unit 4. The siliciclastic cover presents a decrease of calcite from the unit 3 to the unit 4 associated to an increase in quartz content. The diffractograms on the right correspond to the clay mineralogy (<2 μ m fraction). Two mains changes are evidenced. The unit 3 shows the appearance of smectite in a clay association dominated by kaolinite. The siliciclastic cover clay evolution is characterized by a decrease of kaolinite and the appearance of 10A phases (illite/micas) in a clay association dominated by smectite in the unit 4. Four mineralogical units are discriminate according to the mineralogical content and interpreted as the results of a decrease of chemical weathering conditions toward the top of the succession.

4.2.4 Interpretation of the mineralogical units

The four mineralogical units evidenced in the drillcore succession include both a detrital and an authigenic fraction revealing in part the nature of the source area and the conditions of transport and weathering. The mineralogy and fabric of in situ or reworked paleosoil profiles are weathering-dependent (SHELDON & TABOR, 2009); in particular, the intense dissolution of detrital silicate minerals from the parent material during the continental vadose downward percolation lead to the crystallization of new phases, rich in relatively immobile cations (Al, Si, Fe, Ti), with the variable preservation of soluble cations depending of the hydromorphic and drainage conditions. The consequence of this dissolution-crystallization process is the authigenesis of soil-derived species (in particular, kaolinite and smectite), and/or Fe, Al and Ti oxides and hydroxides (SCHWERTMANN, 1988).

The mineralogical unit 1 is relatively enriched in Al hydroxide with the presence of boehmite that suggests strong hydrolyzed parent material that sourced this allochthonous bauxite interval. The mineralogical unit 2, characterized by kaolinite in association with boehmite and hematite suggests either the dismantling of a less strong hydrolyzed parent profile or the mixing of two different sources permitting the preservation of both boehmite and silica in kaolinite. These two hypotheses imply the deep reworking of successive horizons of a primary lateritic profile trapped within the same karstic traps.

Detrital clay mineral assemblages derived from the near-shore marine deposits in the siliciclastic cover (unit 3 and 4) can provide important information on past changes in the weathering regime on the adjacent continent which is in turn predominantly dependant of the overall climatic regime. However, the palaeoclimatic interpretation of clay mineral records is hampered by a variety of factors, including marine or continental authigenesis, and diagenetic alteration during burial (e.g. THIRY, 2000 ; RUFFELL *et al.*, 2002). Before interpreting the clay mineral successions in terms of paleoenvironments, it is also necessary to evaluate the influence of diagenesis. In the studied sedimentary succession, the occurrence of smectite and the absence of I/S mixed layers through the siliciclastic cover indicate negligible influence of burial diagenesis, as these minerals are very sensitive to temperature increase, with illitization starting at about 60 °C inducing the progressive transformation of IS R0 into I/S R1, then R3, and finally into illite (KÜBLER & JABOYEDOFF, 2000 ; KÜBLER B. & GOY-EGGENBERGER D., 2001 ; ŚRODOŃ, 2009). In the studied section, the illitization process is considered as subsidiary, also because of the absence of correlation between smectite and illite contents throughout the succession. This is compatible with the weakness of the early and burial diagenetic clay authigenesis, suggesting that smectite as well as kaolinite and 10A phase should mainly have a detrital origin.

By this way, the different clay mineral assemblages can be interpreted as the result of paleoenvironment changes. Mica or illite 10A phase are considered to be detrital clay minerals

indicative of active mechanical erosion in the source area) and limited soil formation related with low hydrolyzing conditions induced by dryer climate or intense tectonic-driven burial (CHAMLEY, 1989 ; WEAVER, 1989 ; RUFFELL *et al.*, 2002). In contrast, the smectite soil derived-species is known to form during the weathering into warm humid poorly-drained soils and requires alternating humid and dry seasons, in which chemical weathering is reasonably mild or slow (DECONINCK & CHAMLEY, 1995). In contrast, kaolinite is characteristic of intense chemical weathering under humid, tropical to subtropical conditions and its formation requires accelerated bed-rock leaching and average annual temperatures above 25°C (GAUCHER, 1981 ; CHAMLEY, 1989 ; HALLAM *et al.*, 1991 ; RIGHI & MEUNIER, 1995 ; RUFFELL *et al.*, 2002).

Unit 3 shows a high content in kaolinite that suggests pedogenetic authigenesis under warm and humid tropical conditions suitable for high rates of chemical weathering (RUFFELL *et al.*, 2002). However, this mineral may be also reworked together with primary minerals (e.g. illite) from ancient kaolinite-bearing sedimentary rocks (DECONINCK *et al.*, 1991). In that case, kaolinite cannot be used as evidence for the existence of humid climate. Coupling or decoupling in the variation of primary minerals and of kaolinite, however, may help differentiate between pedogenic versus reworked origin, thereby indicating the reliability of kaolinite as a palaeoclimate indicator. As these two minerals don't fluctuate similarly in the units 2, 3 and 4, they probably have different origin. Kaolinite is also interpreted as the product of pedogenetic blankets in the Unit 3 and 4.

The Unit 4 shows an increase in smectite content coeval with a decrease of kaolinite and with the appearance of 10A phases and detrital quartz. In this way, the evolution through unit 3 and 4 may reflect the transition toward a dryer climate with alternating season and the mechanical erosion of more fresh bedrock associated with poorly drained soil. However, independently of climate, other variables can affect this evolution as a change in source-area lithology or in tectonics regime and base-level evolution (CHAMLEY, 1989 ; DECONINCK & CHAMLEY, 1995). We also interpreted at first sight the clay mineral association evolution through the siliciclastic cover as the results of decrease of weathering condition towards the top of the succession that can be induced by climate changes, changes of eroded-soil in the catchment area (downstream versus upstream soil) or by a tectonic control. In any case, the upward evolution of the fine-grained mineral fraction of the drillcore section, from authigenic-dominated at the base (Unit 1) to detrital-dominated to the top (Unit 4), with a mixed composition in the intermediate interval (Unit 2 and 3) implies a progressive change of the weathering conditions in the drainage basin. The origin of changes in weathering condition will be specified in light of the geochemical data results.

4.3 Geochemical signatures of the mineralogical units

The mineralogical results provided by bulk XRD and clay mineralogy show a major change between the allochthonous bauxite (Unit 1 & 2) and the siliciclastic cover, with the appearance of smectite coeval with the decrease of Fe oxides and disappearance of Al hydroxides (Unit 3 & 4). This change occurs through the unit 2 and 3 and is marked with the development of a sub-sub-ferricrete paleosoil. In addition, geochemical data through this major transition help to accurate the controlling processes of this major change.

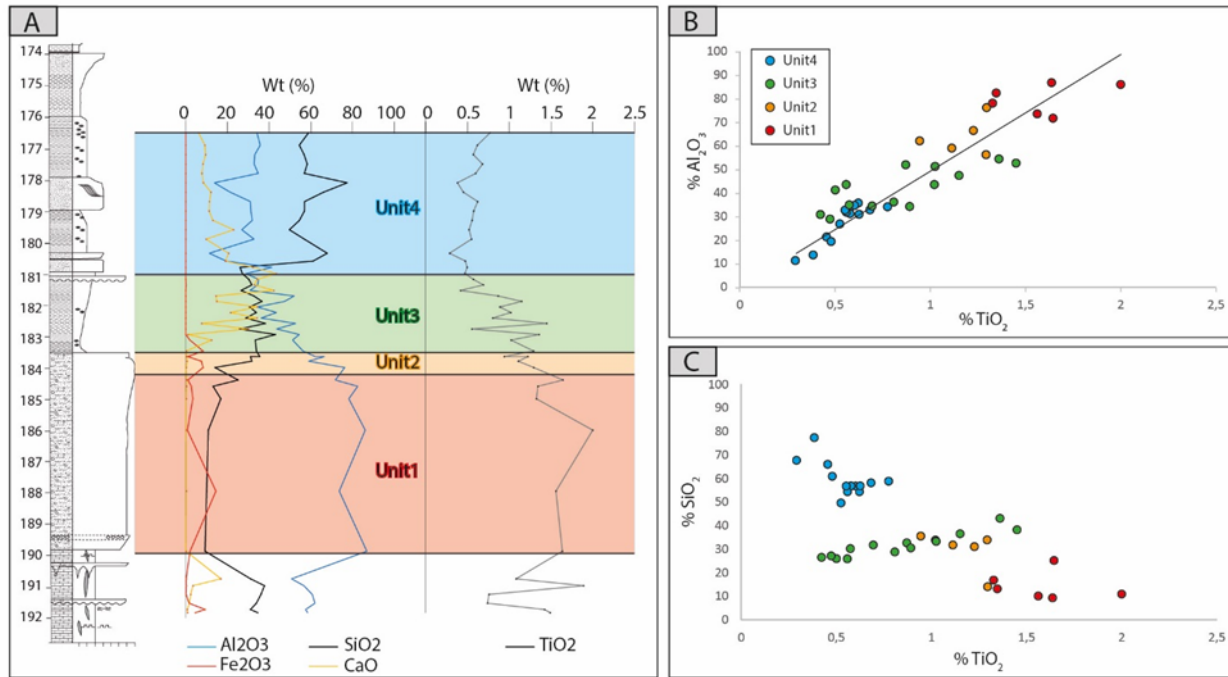


Figure 3.31 : A) Stratigraphical variations of the major oxides (Al₂O₃, Fe₂O₃, SiO₂, CaO and TiO₂) in the Villeveyrac sedimentary succession. The mineralogical units are also represented. The evolution shows a decrease of immobile elements (alumina and titanium) associated to an increase of mobile element (silicium) toward the top. B) Cross-plot of Al₂O₃ versus TiO₂. The colors are referred to the mineralogical units. The strong correlation of TiO₂ and Al₂O₃ is independent of the units that indicate a common parent rock. The decrease of immobile element from the unit 1 to the unit 4 suggests the dilution and stabilization of the detrital fraction and a decrease of weathering intensity. C) Plot of SiO₂/Al₂O₃ that shows an increase of mobile element from the unit 1 to the unit 4. The lowest SiO₂ content in the unit 1 suggests a strong hydrolyze with the leaching of silica and preservation of alumina oxy-hydroxides. The highest silica content in the unit 4 indicates highest quartz content in the sediments and an increase of physical weathering. The unit 2 and 3 show an intermediate compositions and are in the same trend indicating same fractionation processes between SiO₂ and Al₂O₃ and a kaolinite dominated sediment composition.

4.3.1 Geochemical characterization of the four units

As expected, mineralogical unit 1 shows the lowest content in SiO₂ and CaO and a relatively higher content in Al₂O₃ and TiO₂ (Figure 3.31). The bauxite trapped into the

endokarstic cavities of the Jurassic basement displays a lower Al_2O_3 and TiO_2 compensated by a higher content in silica.

The mineralogical unit 2 shows a relative decrease in Al_2O_3 and TiO_2 and a correlative increase in Fe_2O_3 and SiO_2 compatible with the presence of kaolinite evidenced with infra- μm XRD.

The mineralogical unit 3 marks a major change in the chemical composition with an increase in SiO_2 content. Al_2O_3 and TiO_2 are in turn decreasing through this unit, whereas Fe_2O_3 is very low and constant. This evolution is reliable to changes in mineralogy with the disappearance of iron oxides and alumina hydroxides. This unit is also characterized by a very high CaO content, linked both to the abundance of the marly facies described in this interval and the calcite evidenced by the XRD analysis.

The mineralogical unit 4 shows a significant increase in the SiO_2 content corresponding to the quartz fraction as evidenced both by the facies and the XRD analysis. The CaO remains relatively low and constant, in particular because the analysis was done outside the carbonate pedogenetic nodules. The Fe_2O_3 remains still low in this unit.

4.3.2. Interpretation of the geochemical evolution

In addition to the mineral composition, some chemical elements themselves can help to characterize the conditions of weathering and transport, depending of their relative stability (VALETON, 1972). Titanium, in particular, is considered as invariant in the mass-balance calculation because of its very low mobility during weathering processes (NESBITT, 1979 ; SCHEEPERS & ROZENDAAL, 1993). In the recovered section, the TiO_2 vs Al_2O_3 diagram shows a strong correlation ($R^2=0.8$; Figure 3.31-B), suggesting that aluminum has the same immobile behavior as titanium during weathering. This coeval evolution remains the same both for the bauxite interval where the TiO_2 and Al_2O_3 content is the highest, and for the cover where it decreases drastically in the mineralogical unit 3, and remains low and constant in the mineralogical unit 4. This indicates the respectively dilution and stabilization of the detrital fraction. The juxtaposition of the same tendency for the four units suggests that the parent rocks in the source area remain the same, with only a difference of the weathering conditions.

Complementarily, the SiO_2 vs TiO_2 diagram can help to constrain the weathering processes in the source area (Figure 3.31-C). In the case of the mineralogical unit 1, the lowest SiO_2 content relative to the highest TiO_2 content is indicative of heavy hydrolyzing processes with the leaching and evacuation of the silica from the pedologic profile and the coeval concentration of the insoluble fraction (TiO_2) and oxides and hydroxides authigenesis. In the case of the mineralogical unit 4, the relative abundance of SiO_2 and depletion in the insoluble fraction (TiO_2) (Figure 3.31-C) indicate the upstream preservation of the silica under lower

hydrolyzing conditions. In the case of the mineralogical unit 2, the $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ ratio follows the same trend and is close to that of mineralogical unit 3 (Figure 3.31-C), attesting of the same fractionation process, without any in situ diagenetic authigenesis confirming the detrital origin of the kaolinite from laterite profile in the drainage basin. Finally, the mineralogical units 3 shows an intermediate chemical composition (Figure 3.31-A) with an overall progressive decrease of the TiO_2 content accompanied by a sharp increase of SiO_2 at the base of the unit followed by an upward slight decrease. This unit can be interpreted in term of an abrupt change of the depositional conditions with the input of a silt and clay dominant fraction which is lastly submitted to in situ limited rubifaction processes conducing to the development of a to a sub-ferricrete paleosol.

5. Synthesis

As mentioned in the introductive paragraph the Cretaceous bauxite peak of the Northern Tethyan realm reflect the long lasting greenhouse conditions on aluminous-rich subaerial exposed parent rocks (BÁRDOSSY & ALEVA, 1990 ; COMBES & BARDOSSY, 1995), and the climate indisputably kick off the “bauxite flooring” at the origin of the Villeveyrac Al-ore deposit. Nevertheless, this work based on a representative drillcore help to both accurate the depositional model and to distinguish 3 main stages and 4 substages responsible for the facies assemblage and permitting to balance the controlling factors and to reconstruct the geohistory during the Albian depositional gap.

5.1 Origin of the Villeveyrac bauxite ore deposit

Based on our detailed facies analysis and following the works of Combes (1969, 1973, 1984) we confirm here the allochthonous origin of the Villeveyrac bauxite ore deposit, as demonstrated by the mass-transported architecture of the deposits et the abundance of iron-crust clasts and broken pisoliths. Moreover, no if any geochemical trend compatible with an in situ downward leaching was evidenced, testifying of the sealing of the detrital bauxite without any secondary lateritic evolution (parautochthonous bauxite type). The Villeveyrac bauxite ore is in this way a typical allochthonous karst bauxite deposit sensu Bardossy and Combes (1999) fed by a proximal source and trapped into a tower- to megalapiaz-karst. The vicinity of the source of the detrital bauxite is testified by the transport mechanisms implying both the combination of a high slope gradient and heavy rainstorms on close low-vegetated bordering reliefs, that trigger the supply of unconfined debris-flow to mud-flow avalanches. Following the work of IVERSON, (1997), that state that the traveled distance for a debris-flow avalanche (L) was un function of the vertical elevation of the debris-flow source above the deposit (H) and the dimensionless net

resistance coefficient (R) expressed by: $1/R = L/H$; the traveled distance for a vertical elevation of 500 m can be estimated between 12 km in the case a 10^9m^3 mudflow with $1/R=25$ like in the case of the Mount Rainer Osceola mudflow (VALLANCE & SCOTT, 1997) and 3 km for a 10^5m^3 landslide with $1/R=6$ like observed at the Mount Thomas in New Zealand, PIERSON, 1980). This confirming that, the initial lateritic source of the Villeveyrac bauxite ore deposit was located a few kilometers to a few tens of kilometers from the depocenter; implying in turn the existence, uplift and subaerial exposure of a Neocomian marls cover in the vicinity and the outcropping of the Montagne Noire crystalline rocks (20 km North-West) as argued by (BARBARAND *et al.*, 2001 ; SERANNE *et al.*, 2002 ; MARCHAND *et al.*, 2019, submitted).

5.2 Role of the slope gradient and differential mobility of the topographic surface

The karstic bauxite trapped in the Jurassic karst of Villeveyrac is fundamentally the result of two separated earth surface mechanisms: (1) the in situ hydrolysis of an Al-rich mother rock and (2) the mechanical erosion of resulting the lateritic profile and transport toward the trap; that necessitate at the first order two extremely different geomorphic and drainage conditions.

First, the development of the in situ lateritic profile is compatible with a slow and gradual base-level fall under stable climatic conditions (WYNS *et al.*, 2003) favoring the leaching and basinward exportation of alkali, earth alkali and silica elements; with the coeval enrichment of insoluble oxides and hydroxides. Entrenchment is in this case limited and compatible with a gentle tectonic preserving the lateritic profile stability (BÁRDOSSY, 1982 ; ALEVA, 1994 ; WYNS *et al.*, 2003), and dominant vertical percolation. The resulting surface would have been close to extensive etchplain-type planation surfaces (MIGON, 2004), often reported to large wavelength lithospheric deformation as observed in the African Etchplains (GUILLOCHEAU *et al.*, 2018) and compatible with the 'Isthme Durancien' bulge.

At the opposite, the dismantling and transportation of the Lateritic profile reflect an overall change of the vegetation, possibly passing from rain forest to savanna as we observe today in the high African plateaus; and the drastic increase of the runoff with river entrenchment and upscarp adjustment. More than a climate change, the release of potential energy by the rapid uplift of the drainage basin regarding the Jurassic karst, under fault rejuvenation can account for this geomorphic turnover. In this case, the retrogressive fault scarp retreat after the uplift of the etchplain could simply trigger the dismantling of the autochthonous bauxite as demonstrated in Central Africa by Guillocheau *et al.* (2018). The downstream preservation of the bauxite residuum in the Jurassic tower karst implies in turn a coeval relative sea-level rise. Furthermore, the appearance of detrital kaolinite on top of the bauxite interval (Unit 2) may be inferred to the erosion of the plasmic zone at the base of the lateritic profile, that signs the complete removal of the autochthonous bauxite cap in the source area and "ring the knell" of the 'bauxite time'. Thus,

the end of the bauxite deposition in the Villeveyrac basin was at first order governed by the rapid fault-controlled uplift and associated slope gradient increase between the downstream karst trap and upstream lateritic etchplain. However, the increase of mechanical erosion compared to chemical weathering that led to the complete disappearance of a lateritic profile relayed by siliciclastic detrital input is also supported at the second order by a subtle climate transition toward a dry tropical climate (see next paragraph).

During the deposition of the thick transgressive siliciclastic cover, the very fine grain size, homogeneity and sorting of the material are compatible with the decrease of the energy and slope gradient from the source area by the entrenchment of the river network. Here, the stacking pattern of repetitive shallowing upward sequences marks the perenniality of the paralic environment and the tectonic quiescence during an overall continuous eutatic transgression as suggested in HAQ (2014).

5.3 Evidences of climatic changes through Albian times

Thanks to the pedofacies and the mineralogical characterization, the conditions of the climate turnover during Albian time can now be specified. First, indubitably, the bauxite interval records a relatively stable wet tropical to equatorial period as demonstrated by the predominance of the allitization process (DUCHAUFOR, 1982) that marks the complete leaching of the mobile elements from the regolith and the vertical stacking of iron and aluminium oxy-hydroxides with the differentiation of a plasmic kaolinite-rich zone at the base of the profile (Mineralogical units 1 and 2).

The top of the mineralogical unit 3 that corresponds to the first interval capping the bauxite interval shows the first in situ paleosol developed on the basal transgressive clayey sequence (Figure 3.28). This yellowish-red regolith was interpreted as a sub-ferricrete paleosol compatible with rubifaction processes under an alternating wet-dry tropical climate (DUCHAUFOR, 1982 ; FITZPATRICK, 1988 ; SCHWERTMANN, 1988). It is considered in this way as a cap-paleosol that evidences the irreversible climate change during a last prolonged oxidative subaerial exposure at the kickoff of the regional transgressive cycle.

After the sub-ferricrete interval, no more iron-rich paleosol appear in the in the sequence highlighting a mineralogical change with the prevalence of smectite over kaolinite. Smectite indicates that rainfall and drainage not sufficient enough to get rid of all the leached elements. The hydromorphic pedogenesis extensively developed on the rest of the siliciclastic cover (mineralogical unit 4), and characterized by gleyed to ferric calcisol (MACK *et al.*, 1993), testifies to the same climatic conditions, but on a different geomorphic domain; in agreement with the recent studies of Late Cretaceous climate in France (GIRAUD *et al.*, 2013 ; CHENOT *et al.*, 2018). Moreover, the appearance and increase of illite and micas, as well as feldspar on the sandstone

lithofacies, records the weakness of hydrolysis processes in the upstream regolith. Here, the stable wet-dry alternating topical climate conditions combined with a shallow fluctuating water-table imprint the extensive coastal swamp to restricted shallow marine domain.

5.4 The interval Depositional history and forcing factors of the Albian sequence in the Villeveyrac basin

The geohistory of the Albian deposits has been split into 3 main first order tectono-climatic stages including second order facies-related substages (Figure 3.32):

Stage 1- Regional quiescence : Intense karstification and lateritization The progressive 'Isthme Durancien-driven' subaerial exposure of both the basement and the Neocomian marls under wet tropical/equatorial stable conditions lead to the the development of a thick bauxite laterite profile in the drainage basin and a mega lapiaz/tower karst downstream in the Jurassic limestones during late Neocomian-early Albian. The upstream domain can be considered in this way as an extensive etchplain-type planation surface enduring chemical weathering.

Stage 2- Tectonic rejuvenation and uplift: Autochthonous bauxite dismantling and trapping

The rapid differential uplift of the drainage basin by fault rejuvenation combined with transition toward wet-dry tropical climate conditions during lower to middle Albian lead to the widespread dismantling of the lateritic cover and the trapping of the bauxite mud- to debris-flow avalanches downstream into the tower karst. The increase of slope gradient combined with the possible degradation of the rain forest favoring in this case the mechanical erosion. The massive input of boehmite and hematite-goethite material (Substage 2.1) relayed on top by kaolinite-dominated facies (Substage 2.2) revealing the progressive stripping of the lateritic sequence and the reverse stacking as a detrital sequence into the karstic trap.

Stage 3- Major climate change and regional transgression under a steady subsidence rate: submersive shallow marine sedimentation

The sub-ferricrete paleosol capping the bauxite interval accounts for both the definitive change in the depositional conditions, and the irreversible aridification of the climate with a marked seasonality and possible development of savannah in the drainage basin. After the initiation of the global eustatic transgression and during the rest of the late Albian, the stabilization of the alternating dry tropical climate conditions, combined with the continuous uplift of the source area, lead to the stacking of fine-grained submersive siliciclastic sequences into an overall paralic to swamp transgressive cycle.

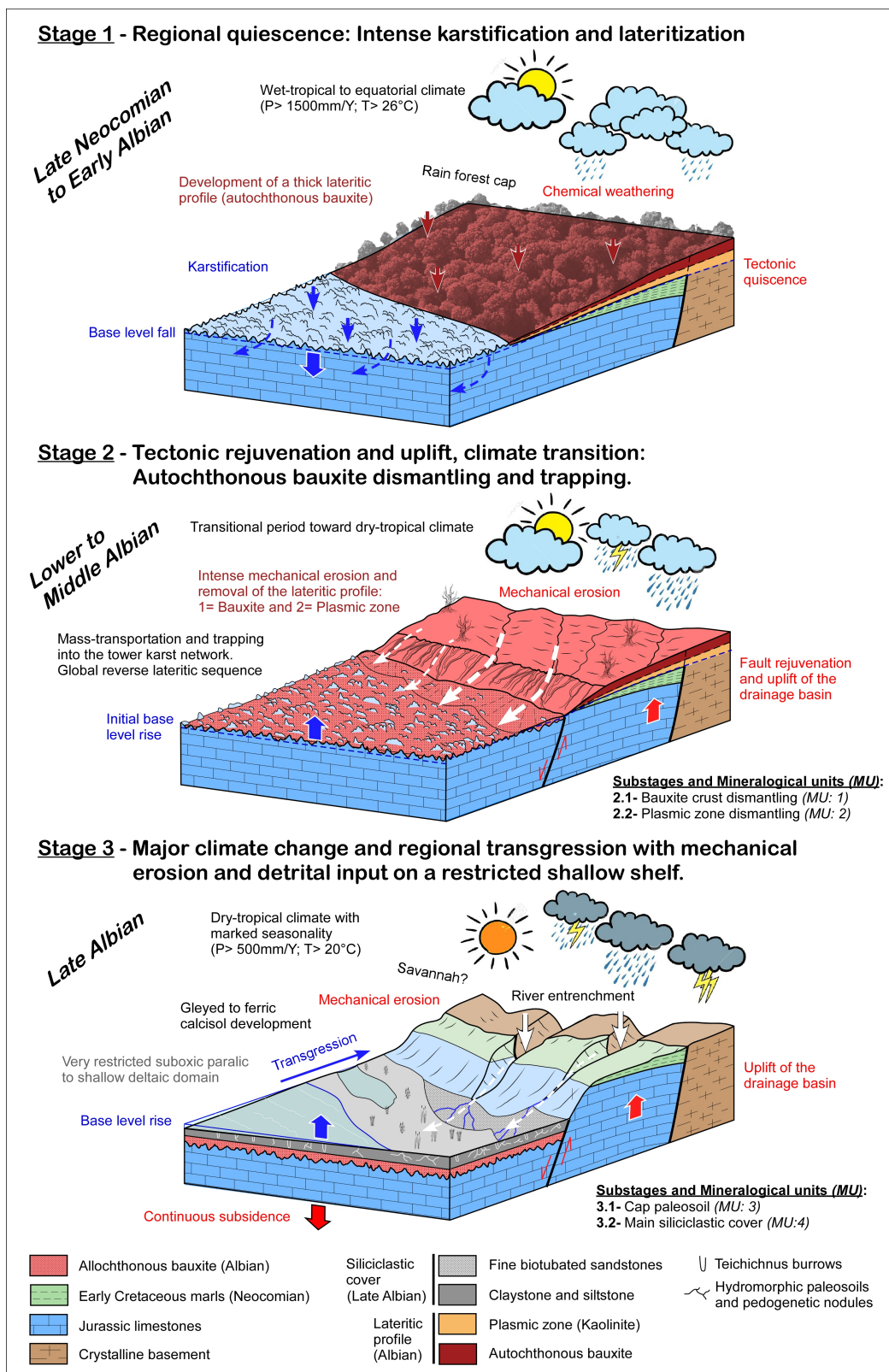


Figure 3.32 : Depositional environments and forcing factors controlling the development, dismantling, trapping and sealing of the bauxite ore interval during Albian in the Villeveyrac Basin : A synthesis (See the text for detailed comment).

6. Conclusion

This work combining a sedimentological, mineralogical and geochemical approach gives a new insight on the conditions of the “bauxite flooring” and disappearance during the Albian time. The Villeveyrac basin (SE France) contains the temporal sequence recognized as the shortest from Early to Mid Albian to Late Albian (Vraconian) (HUSSON, 2013 ; MARCHAND *et al.*, 2019, submitted) including the time gap of the bauxitogenesis that is favorably encapsulate into a kastified Jurassic basement. We confirmed following pioneer works that the bauxite ore interval is of clear detrital origin and was emplaced during mudflow/debris-flow avalanches of proximal origin. It includes stacking of 4 mains orange to red lithofacies distinguished from the abundance of matrix vs pisoliths and iron crusts. The mineralogical assemblage is exclusively composed of boehmite, hematite and goethite (Mineralogical unit 1) with the appearance of kaolinite on top (Mineralogical unit 2). The bauxite ore interval is sealed by a very shallow marine transgressive sequence reported to a paralic depositional system and that marks an overall climate change toward an alternating wet-dry tropical climate. The climate turnover is precisely marked on the first marine sequence (Mineralogical unit 3) is overprinted by a sub-ferricrete paleosoil. Three main lithofacies organized into coarsening upward sequences have been distinguished in the marine sequence including green carbonate bearing claystones, pelites and highly to moderately bioturbated very fine sandstones. All of these facies are overprinted by hydromorphic calcrete pedogenesis and associated mottling.

The sedimentary evolution described in this series is at first order linked to the release of potential energy during the rapid tectonic uplift of the etchplain-type plateau, which led to the dismantling of the lateritic cover, developed during an initial period of quiescence. The bauxite ore deposit was submitted lastly to a global transgressive phase under a constant subsidence rate.

Acknowledgements

We are grateful to Dorian Fourrier (SODICAPEI) who allowed us to analyze the drillcore and take samples. We also thank Christophe Nevado and Doriane Delmas (Géosciences Montpellier) for the realization of the thin sections. The study was financed by IMT Mines Alès and Géosciences Montpellier.

b) Discussion et compléments d'information sur les bauxites du sondage 13-OL-184

Les bauxites latéritiques développées sur un craton stable (*i.e* la Montagne Noire), ont été érodées et transportées vers l'aval. Les bauxites de Villeveyrac correspondraient au démantèlement progressif d'un profil latéritique dont les résidus ont été piégés dans le Jurassique karstifié. Les bauxites karstiques enregistrent une évolution depuis un faciès pisolithique riche en oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium à leur base vers un matériel bauxitique riche en kaolinite au sommet, traduisant la succession inverse d'un profil latéritique classique (NAHON & TARDY, 1992 ; TARDY, 1993 ; BUTT *et al.*, 2000).

La description des lithofaciès bauxitiques dans l'article précédent ne prend pas en compte la couleur du sédiment. Trois couleurs ont été observées macroscopiquement depuis la base vers le sommet de l'intervalle : une bauxite blanche à l'interface avec le mur calcaire (189.75-189.39m), un blanchiment progressif de la matrice bauxitique vers le sommet et enfin une imprégnation jaune / orangé autour des clastes ferrugineux et des pisolithes dans la partie la plus sommitale de la bauxite (185-183.65m).

L'observation au microscope en lumière réfléchie de l'échantillon au milieu de l'intervalle bauxitique (184_B2) révèle que les oxydes orangés sont de la goethite [Figure 3.26-C], ce qui est confirmé avec seulement un pic en DRX [Figure 3.30]. La goethite est donc en trop faible quantité pour être observée à l'œil nu. Par contre, les résultats de DRX sur l'échantillon au sommet (184_B3) témoignent de la présence de goethite, laquelle est largement observable macroscopiquement [Figure 3.33]. Il y a donc une augmentation de la goethite dans le matériel bauxitique vers le sommet indiquant une évolution postérieure au dépôt.

L'étude des évolutions postérieures en lien avec les couleurs et les différents oxy-hydroxydes de fer est proposée à la fin de ce chapitre

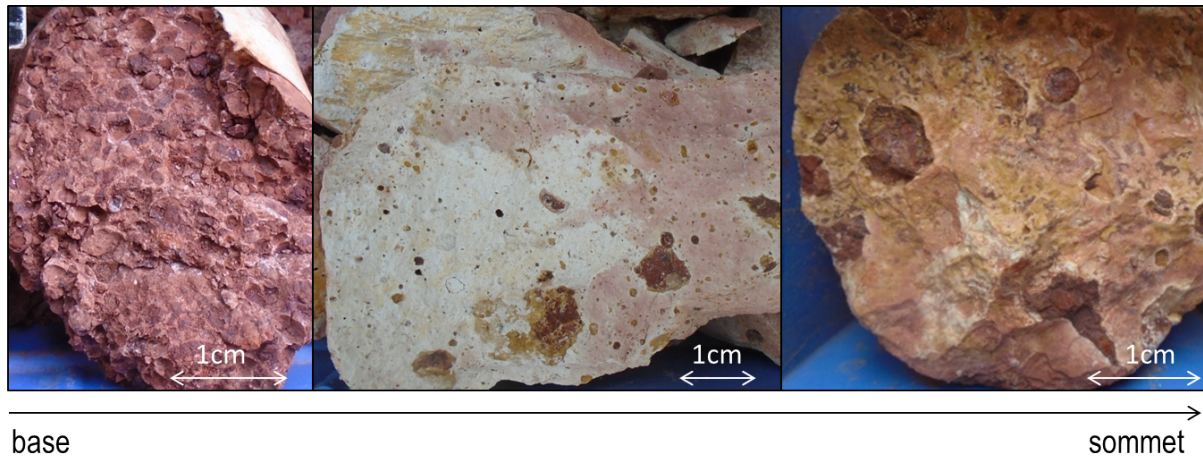


Figure 3.33 : Photos de l'intervalle bauxitique du sondage carotté 13-OL-184 traduisant une variation de couleur. Les auréoles orangées/ocres correspondent à de la goethite dont la concentration augmente vers le sommet de l'intervalle.

e) Comparaison avec la description du sondage 13-OL-183

i) Description haute résolution du sondage

Le log synthétique [Figure 3.38] présente la succession de faciès du sondage 13-OL-183. Le sondage 13-OL-183 détaillé est présenté en Annexe B. Les descriptions de faciès correspondent à ceux décrits dans l'article, précédemment présenté.

La base du sondage carotté 13-OL-183 montre un calcaire gris sombre et de type mudstone correspondant au mur Jurassique karstifié, traversé par quelques remplissages endokarstiques de bauxite rouge. Des veines millimétriques de calcite sont aussi observées.

A la base de l'intervalle bauxitique (85.10m), on rencontre une bauxite rouge constituée de pisolithes millimétriques dispersés dans une fine matrice rouge homogène (faciès Fb-1) sur environ 1,5 m [Figure 3.34]. Aucune passée à support clastique (faciès grenaille - Fb-2) n'a été observée dans ce sondage, contrairement au sondage précédent.

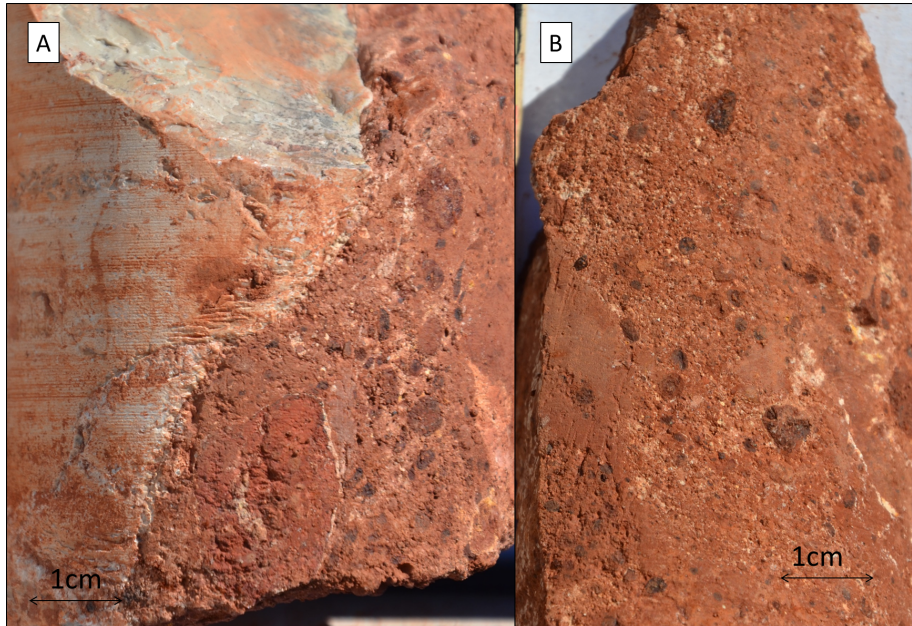


Figure 3.34: Intervalle bauxitique du sondage 13-OL-183 : faciès Fb-1 (bauxite rouge constituée de pisolithes millimétriques dispersés dans une fine matrice rouge homogène)

L'unité sus-jacente (83.65m – 79.85) correspond au faciès Fb-3 constitué par un microconglomérat de clastes indurés de bauxite et de pisolithes dispersés, emballés dans une fine matrice homogène [Figure 3.35]. Les clastes de croûte ferrugineuse sont granoclassés et présentent une imprégnation en goethite de plus en plus importante autour des clastes vers le haut de l'intervalle [photo A à la base du faciès et photo B au sommet].

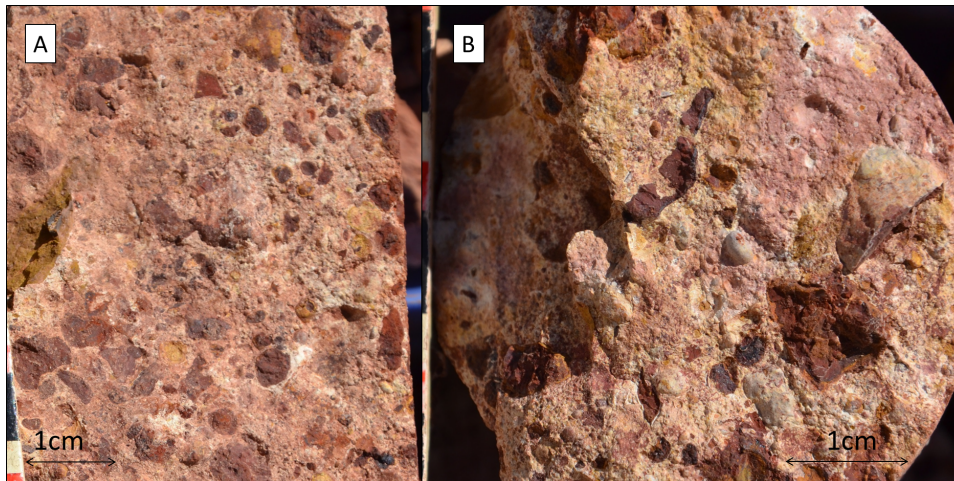


Figure 3.35 : Intervalle bauxitique du sondage 13-OL-183 : faciès Fb-3 (microconglomérat de clastes indurés de bauxite et de pisolithes dispersés, emballés dans une fine matrice homogène)

Cet intervalle est surmonté (79.85m – 78.0m) par un faciès formé de pisolithes millimétriques et clastes centimétriques dispersés dans une matrice boueuse homogène de couleur rosâtre (Fb-4) [Figure 3.36].

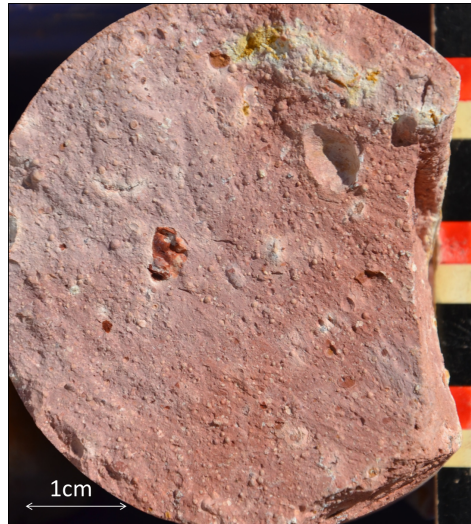


Figure 3.36 : Intervalle bauxitique du sondage 13-OL-183 : faciès Fb-4 (bauxite avec des pisolithes millimétriques et clastes centimétriques dispersés dans une matrice boueuse homogène de couleur rosâtre

A partir de 78.0m et jusqu'à la fin de l'intervalle à 77.10m, on retrouve une bauxite plus grossière formée de clastes ferrugineux et de pisolithes dispersés dans une matrice blanche voire complètement orangée (Fb-3) [Figure 3.37].



Figure 3.37 : Intervalle bauxitique du sondage 13-OL-183 : faciès Fb-3 (microconglomérat de clastes indurés de bauxite et de pisolithes dispersés, emballés dans une fine matrice homogène). Bauxite entièrement goethitisée au sommet de l'intervalle (B).

La couverture de la bauxite présente les mêmes lithofaciès que le sondage 13-OL-184 : des marnes argileuses vertes (Fc-1) passant à des siltites argilo-carbonatées (Fc-2) pour finir par des passées de grès argileux très fins bien triés à base non érosive et matrice argilo-carbonatée (Fc-3). Des terriers de *Teichichnus* et des bioturbations en spreiten sont aussi présents dans le faciès Fc-3. Contrairement au sondage 13-OL-184, aucune structure sédimentaire n'est observée à la base de la série du toit. Les faciès pédogénétiques se caractérisent par des horizons à rhizoconcrétions et du bariolage ; cependant aucun paléosol de type IV (fort bariolage et granulation) n'est présent dans le sondage 13-OL-183.

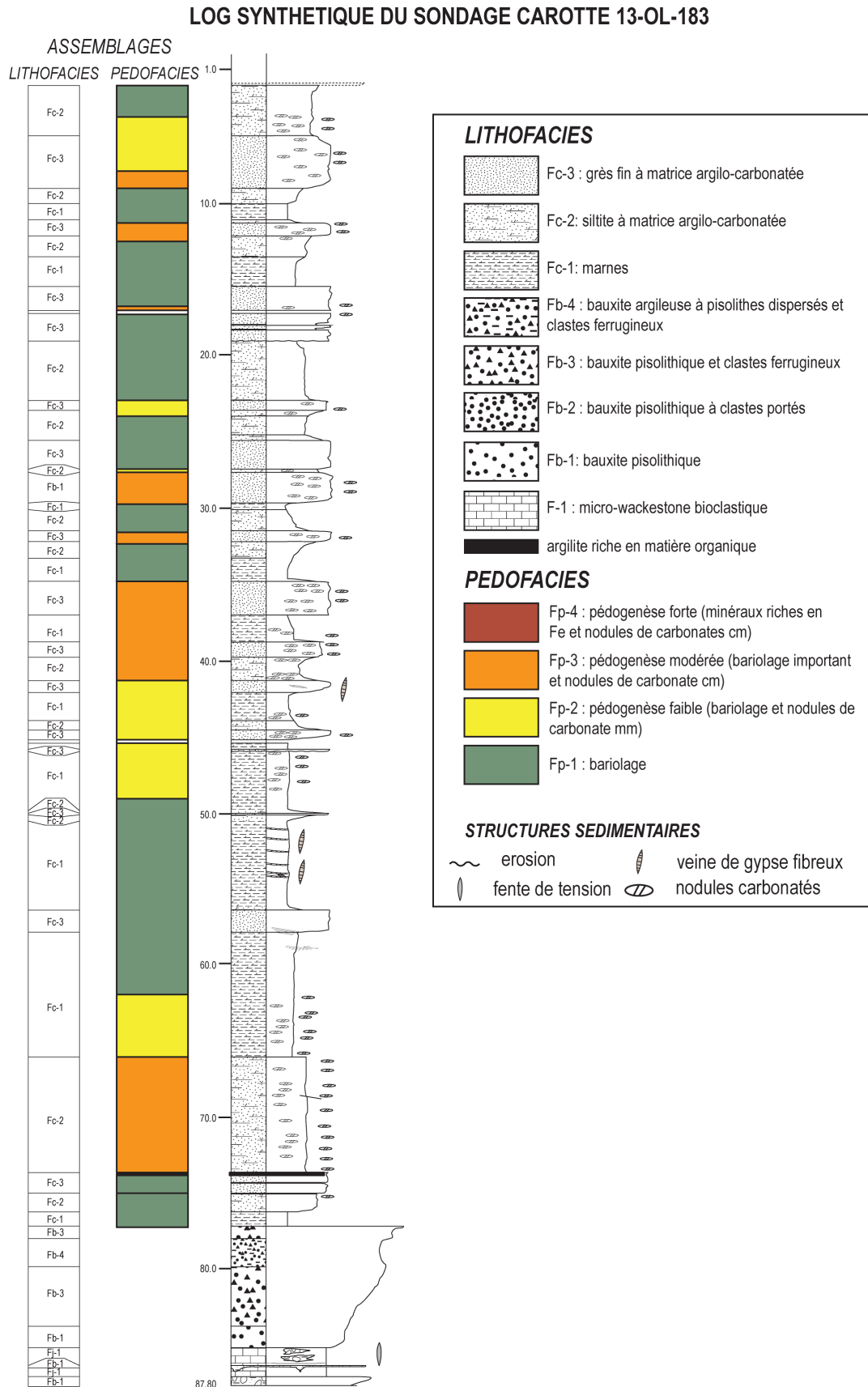


Figure 3.38 : Description sédimentologique synthétique, découpage faciologique et définition des pédofaciès du sondage 13-OL-183

f) Environnements de dépôts

Contrairement au sondage 13-OL-184, aucune lame mince n'a été réalisée dans le sondage 13-OL-183, ainsi les interprétations des environnements de dépôts résultent uniquement des descriptions macroscopiques.

Le mur de la bauxite correspond au Jurassique karstifié de type mudstone gris. En raison de la proximité et de la forte ressemblance des sondages, il est raisonnable de proposer que ce calcaire corresponde aussi à un micro-wackestone à débris organiques avec une dolomitisation secondaire, comme il a été proposé pour le mur du sondage 13-OL-184.

L'intervalle bauxitique du sondage 13-OL-183 correspond à la succession de lithofaciès Fb-1 ; Fb-3 ; Fb-4 et Fb-3, depuis la base vers le sommet, respectivement. La répétition du lithofaciès Fb-3 sur les Fb1 et sur Fb4 suggère un séquençage du démantèlement de sources, et non une érosion totale de la source latéritique : des coulées différentes s'empilent les unes sur les autres dans le karst. La proximité des deux sondages et l'absence du faciès Fb-2 (pisolithes à support clastiques) dans le sondage 13-OL-183, justifient la présence d'une source riche en pisolithe avec un transport hydrodynamique tractif alimentant le piège karstique local dans la zone du sondage 13-OL-184 et non la zone du 13-OL-183. Il devait y avoir des apports différenciés alimentant différentes zones du bassin [Figure 3.39].

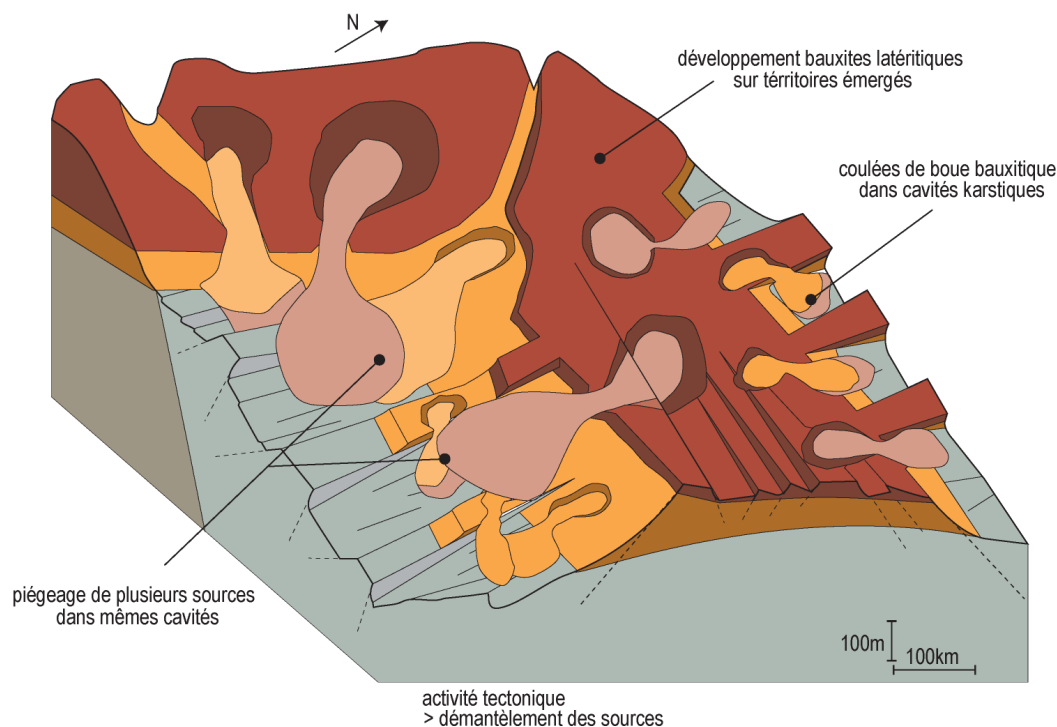


Figure 3.39 : Illustration du séquençage des sources latéritiques avec des régimes hydrodynamiques différents. Les superpositions de faciès indiquent des démantèlements différents.

L'intervalle de bauxite allochtone est donc issu du démantèlement périodique localisé de sources latéritiques, cependant ces sources ne remplissent pas le bassin de façon uniforme (e.g.

séquence inversée de profil latéritique comme documenté dans le sondage 13-OL-184) et les successions désorganisées de faciès observées dans le sondage 13-OL-183 indiquent plusieurs sources distinctes, alimentant le bassin de manière irrégulière, et avec des régimes hydrodynamiques distincts (écoulement fluvial chenalisé et/ou coulées de débris).

Une autre différence entre les deux sondages correspond aux couleurs de la bauxite avec notamment la forte imprégnation en goethite au sommet de l'intervalle bauxitique dans le sondage 13-OL-183 [Figure 3.37] avec la bauxite complètement déferrifiée et des clastes entièrement goethitisés. Les deux intervalles bauxitiques sont à des profondeurs différentes : 85.10m pour 13-OL-183 et 191.80 pour 13-OL-184, il serait intéressant de regarder les corrélations entre évolutions in-situ et profondeur actuelle de l'intervalle bauxitique. La mobilité du fer indique des circulations de fluide dans les dépôts bauxitiques, lesquels seront discutés à la fin de ce chapitre.

La couverture Crétacé supérieur observée dans le sondage 13-OL-183 confirme l'environnement paralique mis en évidence dans le premier sondage. On observe des décharges épisodiques de sables très fins remaniés et bioturbés par *Teichichnus* dans de basses plaines marécageuses avec émergences périodiques et développement de paléosols. Cependant, aucun paléosol évolué de type Fp-IV n'a été remarqué dans le sondage 13-OL-183. Cette information renseigne donc sur l'étendue généralisée de l'environnement paralique avec des zones émergées et soumises à l'altération (sondage 13-OL-184) et des zones restant immergées (sondage 13-OL-183).

g) Évolution les environnements de dépôts du Crétacé « moyen » à supérieur

Les bauxites de Villeveyrac reposent en discordance sur un micro-wackestone karstifié. Les sondages carottés indiquent des remplissages différents, compatibles avec des pièges karstiques distincts alimentés par des régimes hydrodynamiques spécifiques.

L'ensemble de ces descriptions met en évidence une grande homogénéité des environnements de dépôts, que ce soit pour les bauxites mais aussi pour la couverture. Les bauxites correspondraient à des décharges gravitaires (*debris flow - mud flows*) localisées, où chaque piège karstique reçoit des sources d'apports différents.

La couverture présente une régularité des mêmes lithologies, correspondant à un environnement de type paralique. Le bariolage et l'abondance des processus pédogénétiques sur l'ensemble l'intervalle étudié, indiquent la persistance d'un environnement de très faible bathymétrie soumis à de fréquentes émergences [Figure 3.40]. Les sondages documentent

seulement la partie inférieure de la couverture Crétacé. La série de couverture passe au sommet à une sédimentation continentale (« grès à Reptiles », (GOTTIS, 1967)).

Une datation par foraminifères marins dans la couverture a été réalisée dans un échantillon de grès fin bien trié, situé 10m au-dessus de l'intervalle bauxitique, et donne un âge « Vraconien » (Husson, 2013), c'est à dire Albien terminal. Cet âge est nettement plus ancien que précédemment publié : le toit est présenté dans (COMBES, 1969) comme Bégudien (Sénonien supérieur). Ces nouveaux résultats contredisent l'hypothèse d'une discontinuité (hiatus) importante entre les bauxites et le toit, à Villeveyrac. Nos résultats suggèrent au contraire une certaine continuité entre les dépôts bauxitiques et la couverture sédimentaire avec le démantèlement progressif d'un profil latéritique.

La permanence de l'environnement paralique sur plus de 100m dans le sondage 13-OL-184 suggère que cet environnement a été mis en place à l'Albien supérieur et a persisté pendant le Crétacé supérieur, avant de laisser place à des environnements franchement continentaux à partir du Sénonien supérieur.

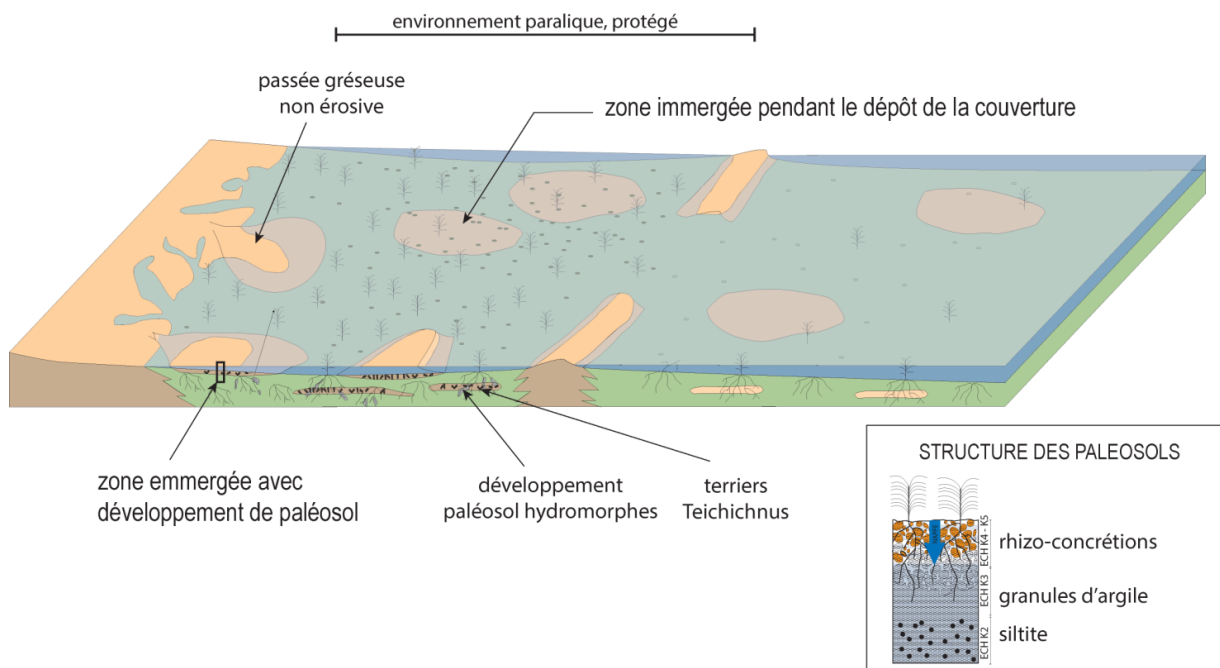


Figure 3.40 : Illustration de l'environnement paralique dans le bassin de Villeveyrac au Crétacé « moyen » - supérieur.

2. Évolutions de teneurs en oxydes dans la bauxite

D'ARGENIO & MINDSZENTY (1995) affirment que les remplissages bauxitiques sont issus de différentes sources, dites *polygéniques*. Notre étude sédimentologique confirme le caractère polygénique des sources dans le bassin de Villeveyrac, cela implique une variabilité spatiale, verticale et une complexité potentielle de la distribution des teneurs. Après avoir caractérisé la variabilité verticale à l'aide de l'analyse de deux sondages, on tente de maintenant de

caractériser la variabilité spatiale, à l'échelle du bassin de Villeveyrac. En effet, s'il existe plusieurs sources à la sédimentation bauxitique, on pourrait observer leurs signatures respectives dans différentes parties du bassin. D'autre part, les évolutions verticales de teneurs en oxydes, généralisées à l'échelle du bassin, pourraient indiquer des modifications de la bauxite postérieures à son piégeage, indicatives de « para-autochtonie » (LAJOINIE & LAVILLE, 1979 ; COMBES, 1990).

Pour cela, on va d'abord analyser les résultats d'analyses géochimiques (teneurs en oxydes majeurs mesurées par Fluorescence X) dans l'intervalle bauxitique de 37 sondages répartis sur la bordure nord et est du bassin. L'objectif est de rechercher une éventuelle règle d'évolution verticale des teneurs en oxydes et dans ce cas, de pouvoir discuter de l'évolution des sources ou de l'évolution postérieure in situ du profil de dépôt (cas d'une bauxite parautochtone).

Ensuite, on analyse les résultats de la teneur moyenne en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 , dans 319 sondages répartis sur l'ensemble du bassin exploré. Le but est d'estimer les corrélations entre les teneurs et d'identifier les facteurs liés à une évolution postérieure au dépôt.

Toutes les teneurs présentées dans ce travail sont en pourcentage du poids total.

a) Évolution géochimique verticale dans les profils bauxitiques

i) Les sondages utilisés et les teneurs étudiées

Les teneurs ont été mesurées par Fluorescence X par les différents exploitants depuis les années 20. Les exploitants (Alusuisse, Péchiney, SODICAPEI) ont analysé l'intervalle bauxitique dans les sondages par Fluorescence X, et les mesures sont disponibles dans la base de données.

Afin d'identifier l'évolution verticale des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 dans l'intervalle bauxitique, 37 sondages ont été sélectionnés suivant quatre critères : 1- le sondage doit présenter au moins 5 mesures dans une passée bauxitique continue, 2- le sondage doit atteindre le calcaire Jurassique et celui-ci doit être identifié comme mur, 3- la couverture doit être décrite avec des lithologies cohérentes aux observations en carotte, 4- l'intervalle mesuré doit être décrit comme bauxite. Ces critères ont été déterminés dans le but d'éviter d'étudier les remplissages d'endokarst et de vérifier que l'intervalle bauxitique est cohérent avec nos observations en carotte (13-OL-184 et 13-OL-183).

La Figure 3.41 montre l'emplacement des 37 sondages sélectionnés sur le fond de la carte géologique.

Chapitre 3. Caractérisations sédimentologiques et géochimiques des bauxites

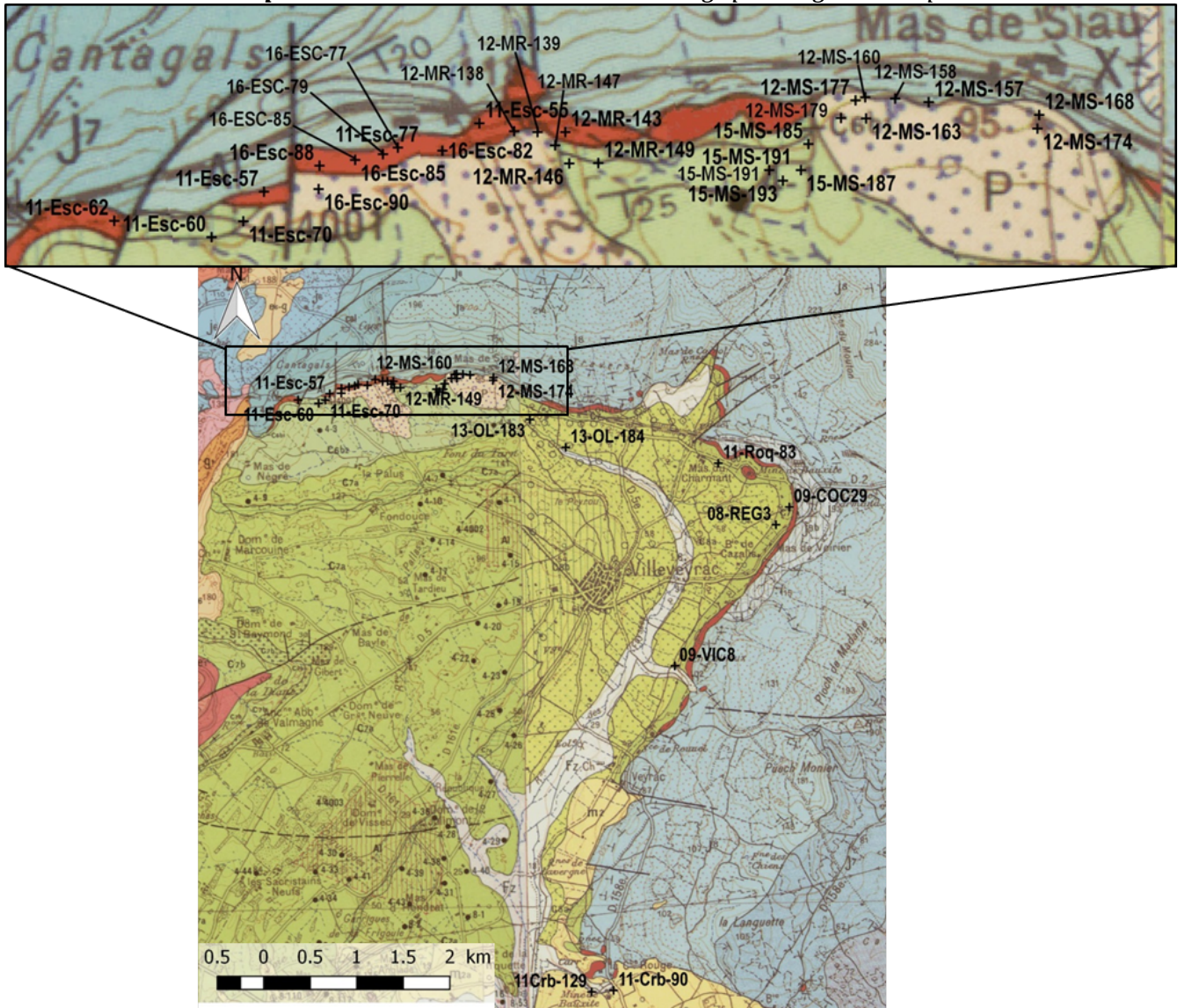


Figure 3.41 : Localisation des 37 sondages utilisés pour étudier l'évolution verticale des teneurs moyennes dans l'intervalle bauxitique sur fonds de cartes géologiques au 1/50 000. Uniquement 37 sondages ont été sélectionnés, ils sont répartis sur la bordure du bassin.

ii) L'évolution verticale des teneurs

La Figure 3.42 présente l'évolution des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 en fonction de la profondeur de 4 sondages caractéristiques illustrant les 4 tendances type retrouvées dans la base de données. L'ensemble des 37 diagrammes est présenté en Annexe D. Tous les diagrammes sont représentés en fonction de la profondeur avec le sommet de l'intervalle bauxitique correspondant à la cote 0m. L'épaisseur maximale de l'intervalle bauxitique est de 14m. Les teneurs SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 sont présentées sur l'axe supérieur des diagrammes (noir) lequel varie de 0 à 80% du poids total.

Les teneurs en TiO_2 sont trop faibles pour apprécier ses évolutions puisqu'elles varient de 0 à 6% du poids total, ces teneurs ont donc été représentées sur un axe inférieur (rouge).

Pour identifier, une ou des évolutions postérieures, chaque oxyde a été traité séparément afin d'identifier ses variations le long de l'intervalle bauxitique. La parautochtonie est une évolution in-situ d'un matériel pré-bauxitique avec un enrichissement en Al_2O_3 et Fe_2O_3 au détriment de SiO_2 (COMBES, 1969). En partant de ce constat, ce type d'évolution dans les sondages étudiés, serait le témoin de la poursuite de la bauxitisation au sein du dépôt.

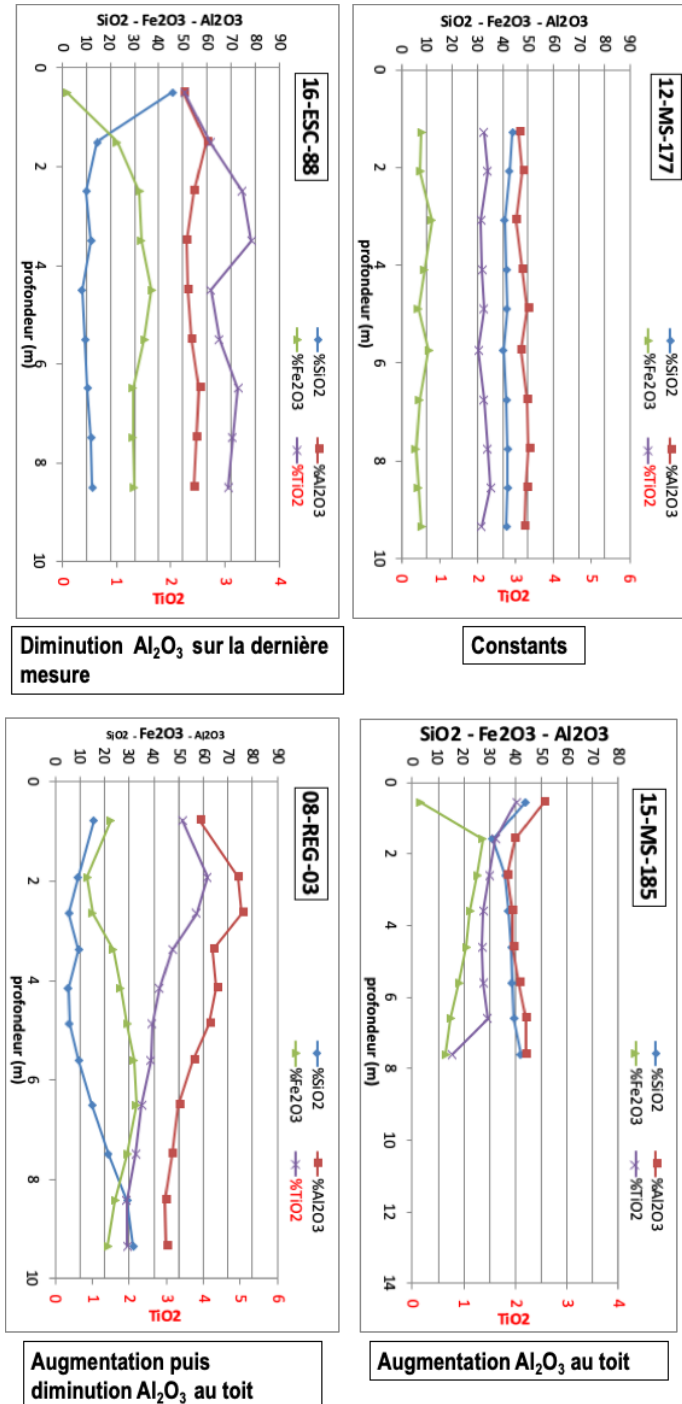
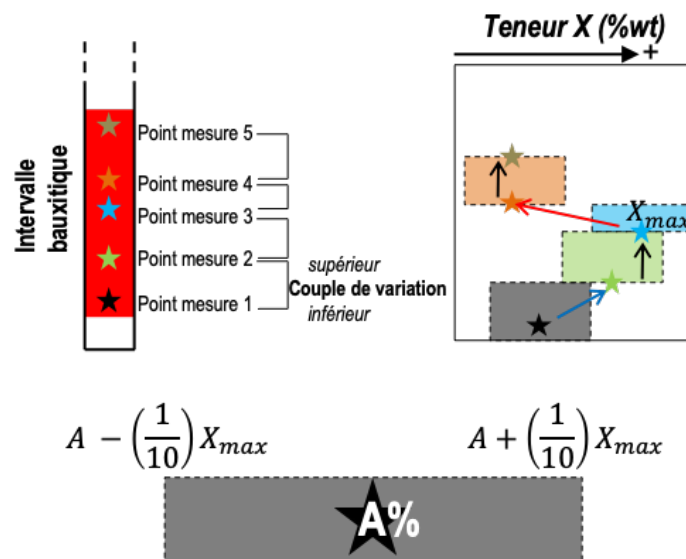


Figure 3.42 : Diagrammes montrant les 4 types de tendances de variations du pourcentage poids total des teneurs moyennes en oxydes majeurs en fonction de l'épaisseur de l'intervalle bauxitique. Axe noir : Al_2O_3 , Fe_2O_3 et SiO_2 , Axe rouge : TiO_2 .

Pendant l'altération, l'élément le moins soluble est le fer. Cependant on a remarqué dans la partie précédente que la bauxite présentait des couleurs rouge ou blanche dues à la présence ou l'absence, respectivement, d'oxy-hydroxydes de fer. On a donc choisi de décrire les évolutions verticales des teneurs en oxydes par rapport à Al_2O_3 , considéré aussi comme un élément insoluble pendant l'altération, son évolution renseigne ainsi sur les tendances de parautochtonie.

Pour quantifier un enrichissement ou un appauvrissement pour une teneur donnée, chaque mesure est définie selon sa différence par rapport à la mesure sur l'intervalle inférieur : si la mesure reste dans un écart de 1/10, elle est considérée constante [Figure 3.43]. Cette méthode a été appliquée à chaque couple de mesure, sur toutes les teneurs.



- Pts 5 est dans l'intervalle de Pts 4 → « 5 est constant par rapport à 4 »
- Pts 4 est en dehors de l'intervalle de Pts 3 → « 4 diminue par rapport à 3 »
- Pts 3 est dans l'intervalle de Pts 2 → « 3 est constant par rapport à 2 »
- Pts 2 est en dehors de l'intervalle de Pts 1 → « 2 augmente par rapport à 1 »

Figure 3.43 : Illustration de la méthode de calcul sur les variations pour les quatre teneurs moyennes étudiées

Al_2O_3

Dans 30 sondages sur 37, Al_2O_3 correspond à la plus importante teneur sur quasiment le sondage entier.

Dans les 37 sondages, Al_2O_3 présente 6 types de tendance depuis la base jusqu'au sommet :

- entièrement constant voire une seule variation est enregistrée au sein du sondage (16 sondages/37)
- constant puis subit une variation uniquement au sommet
 - 2/37 : constant puis diminue à la dernière mesure vers le sommet
 - 4/37 : constant puis augmente à la dernière mesure vers le sommet

- augmente uniquement (1 sondage / 37)
- augmente puis diminue au sommet (10 / 37)

Enfin, 4 sondages varient tout au long du profil sans tendance claire.

TiO₂

La teneur en TiO₂ suit les variations en Al₂O₃ dans 26 sondages. Parmi les 11 sondages différents :

- 4 ont une évolution en TiO₂ symétriquement opposée à Al₂O₃
- 5 sont constants alors qu'Al₂O₃ varie
- 2 correspondent aux variations aléatoires d'Al₂O₃.

Fe₂O₃

Le fer présente des variations similaires à Al₂O₃ dans 16 sondages : principalement ceux qui sont constants ou seulement une variation dans le sondage. Parmi les 21 sondages différents, 20 sondages ont une tendance en Fe₂O₃ symétriquement opposée à celle d'Al₂O₃ et 1 présente des valeurs en Fe₂O₃ toujours constantes alors qu'Al₂O₃ augmente puis diminue. La position actuelle de l'intervalle de semble pas être corrélé avec les différentes évolutions.

SiO₂

18 sondages ont aussi une tendance similaire à Al₂O₃ et correspondent principalement aux sondages constants sur tout le forage voire enregistrent une seule variation dans le sondage. 16 sondages ont une évolution symétriquement opposée d'Al₂O₃. Les 3 sondages restants présentent des variations différentes par rapport à l'aluminium.

Pour résumer, 9 sondages sont toujours constants voire présentent une seule variation locale (ex : 12-MS-177) ; 9 sondages sont constants mais enregistrent des variations uniquement dans les deux dernières mesures du sommet de l'intervalle : soit en augmentant en Al₂O₃ (ex : 15-MS-185) ou soit en diminuant Al₂O₃ (ex : 16-ESC-88). Parmi les 19 sondages qui varient, la silice et le fer ont un comportement symétriquement opposé à Al₂O₃ et TiO₂.

L'analyse de ces 37 sondages, montre qu'aucune règle commune ne régit l'évolution verticale des oxydes au sein des dépôts de bauxites. Les profils bauxitiques piégés sont donc hétérogènes et n'ont pas la même évolution dans le gisement.

Seuls 5 sondages présentent une augmentation en Al₂O₃, qui pourrait être interprétée comme témoin d'une poursuite de l'évolution pédogénétique post-piégeage. Ceci confirme que

l'essentiel du dépôt est un matériel bauxitique primaire et non un matériel pré-bauxitique ayant subi une bauxitisation in-situ dans le gisement. L'éventuelle parautochtonie n'est pas généralisée à Villeveyrac et certainement pas dominante. Ceci pourrait être dû au dépôt rapide de la couverture, empêchant toute érosion ou évolution in-situ.

Douze sondages présentent une diminution en Al_2O_3 vers le sommet, ce qui pourrait représenter le démantèlement progressif d'un profil latéritique : la partie sommitale du profil (la plus évoluée) se trouvant piégée au fond du karst.

Les 9 sondages à profil constant, peuvent correspondre au démantèlement de profils épais (supérieurs à la profondeur des cavités karstique) transportés en une seule coulée homogène remplissant le karst, ou bien les apports ont été mélangés et homogénéisés pendant le transport.

iii) Évolution verticale du degré d'altération dans la bauxite

Lors de l'altération, les cations mobiles (Na, Ca, K) puis Si vont être progressivement lessivés laissant sur place les éléments immobiles (Al, Ti, Fe). Le degré d'altération peut ainsi être évalué en évaluant la proportion des éléments mobiles et immobiles.

(NESBITT & YOUNG, 1982) définissent une équation pour le degré d'altération (*Chemical Index of Alteration*) reliant la teneur en Al_2O_3 avec les cations mobiles. Cependant, les valeurs en CaO, Na_2O et K_2O n'ont pas été mesurées dans les sondages dont nous disposons. SCHELLMANN (1982) définit un autre degré d'altération, en fonction de la teneur en SiO_2 .

Si une bauxite allochtone est issue d'un démantèlement progressif d'un seul et même profil latéritique et celui-ci est piégé suivant une séquence inverse dans le karst, alors, la teneur en SiO_2 devrait augmenter vers le sommet de l'intervalle bauxitique, c'est ce qui est observé dans le sondage carotté 13-OL-184, que nous avons étudié.

Nous pouvons établir cette interprétation avec l'étude minéralogique uniquement sur le sondage 13-OL-184, notamment qui montre la présence de sédiments latéritiques évolués (hématite-boehmite) à la base, passant à un intervalle moins évolué vers le sommet (hématite-boehmite-kaolinite). Nous ne possédons pas d'analyses minéralogiques pour 37 sondages, nous avons donc utilisé (SCHELLMANN, 1982) afin de définir le degré d'altération des remplissages bauxitiques à plus grande échelle pour comprendre les évolutions de teneurs en terme de sources.

La Figure 3.44 indique les types d'évolutions verticales du degré d'altération rencontrées dans les 37 sondages et la flèche traduit l'évolution depuis la base de l'intervalle vers le sommet. Dans le cas d'un démantèlement progressif, la flèche serait une courbe continue et linéaire. Cependant, si le dépôt de bauxites est issu de plusieurs sources de degrés d'altération différents

piégées dans la même cavité, voire issu de différentes zones d'un même profil latéritique alors l'évolution sera représentée par une courbe aléatoire et irrégulière.

L'ensemble de ces diagrammes est présenté en Annexe D.

Sur ce principe, les 37 sondages ont été représentés suivant le diagramme ternaire SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 et le degré d'altération est défini par SCHELLMANN (1982).

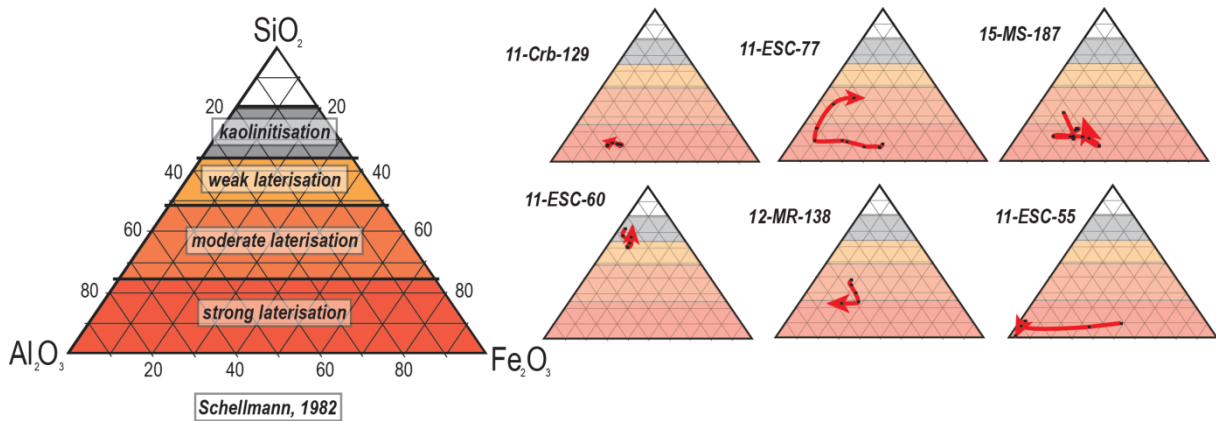


Figure 3.44 : Exemples de six diagrammes ternaires en fonction des teneurs moyennes en oxydes majeurs (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3) représentant les tendances d'évolution du degré d'altération dans les 37 remplissages bauxitiques étudiés. Les grandes tendances des intervalles bauxitiques sont présentées suivant la représentation de Schellmann (1982). La pointe de la flèche représente le sommet de l'intervalle bauxitique.

La trajectoire illustrée par la flèche est très variable dans les sondages, suggérant que les bauxites de Villeveyrac sont différentes : des intervalles entiers montrent des dépôts issus d'une forte latérisation (11-Crb-129), et des intervalles entiers sont riches en kaolinite (11-ESC-60).

Concernant les évolutions linéaires et continues des teneurs, on constate que le sommet de l'intervalle bauxitique va enregistrer soit une perte en SiO_2 et donc un enrichissement corrélatif en Al_2O_3 et Fe_2O_3 (sondages 12-MR-138 et 11-ESC-55) soit au contraire une augmentation de la teneur en SiO_2 (sondage 11-ESC-77.). Le sondage 15-MS-187, traduit justement une évolution non continue avec plusieurs variations au sein du même sondage.

Parmi les 37 sondages analysés, 20 montrent des intervalles bauxitiques toujours dans le même degré de latérisation, dont 7 sont toujours dans la zone fortement latérisée et 13 dans la zone d'altération modérée. Dans 10 sondages, la teneur en SiO_2 augmente légèrement vers le haut du sondage, c'est à dire que le degré de latérisation diminue vers le haut. Au contraire, dans 3 sondages, le degré d'altération passe de faible à fort.

La plupart des sondages montrent une évolution continue, seulement 4 sondages indiquent une évolution non continue et irrégulière.

Les diagrammes ternaires présentés illustrent la grande diversité d'altération des intervalles bauxitiques avec des bauxites enrichies en aluminium et fer et d'autres en sont appauvries. Les sources latéritiques démantelées présentent donc des degrés d'altération différents. Ces diagrammes permettent de confirmer qu'il existe différents types de séquençage : un remplissage issu d'un profil latéritique complet et continu piégé en séquence inverse dans le dépôt (11-ESC-77 et 13-OL-184) et des remplissages issus de sources différentes et de degrés d'altération différents piégés dans la même cavité karstique (15-MS-187 et 13-OL-183).

iv) Discussion sur l'évolution verticale des teneurs dans le gisement et la diversité des sources latéritiques

Les diagrammes de teneur en oxydes, en fonction de la profondeur présentent des variations très diverses suivant les sondages. Aucune règle commune ne régit les teneurs en fonction de la profondeur. Cependant, les diagrammes ternaires montrent principalement des évolutions continues dans les dernières mesures vers le toit.

L'absence de similitudes, entre les 37 sondages étudiés, confirme l'hétérogénéité des sources. Les changements brutaux du degré d'altération indiquent, que les dépôts sont issus de sources différentes ne pouvant être issues d'un seul profil épais. Nous pensons que les sources latéritiques étaient soumises à des degrés différents de latérisation, sûrement en lien avec des topographies et des conditions de drainage différentes. Lors du démantèlement, le matériel érodé polygénique et hétérogène a été transporté et piégé rapidement, sans laisser de temps pour homogénéiser les teneurs.

La faible proportion de tendances à l'enrichissement en Al_2O_3 et TiO_2 vers le haut du profil indique que le gisement n'a pas subi de modification après le dépôt (para-autochtonie). De plus, il a été montré dans la partie précédente que les dépôts bauxitiques pouvaient être issus de plusieurs séquences superposées et aucune évolution vers l'enrichissement en Al_2O_3 et TiO_2 n'a été signalée dans les deux sondages carottés et analysés par Fluorescence X. Les conditions climatiques étaient pourtant favorables à la bauxitisation comme le montre le paléosol de la couverture décrit dans le sondage 13-OL-184. Enfin, aucune analyse ne révèle de bauxite complètement dépourvue de SiO_2 .

Toutes nos observations indiquent qu'il n'y a pas eu d'augmentation du degré d'altération post-dépôt (para-autochtonie). On peut supposer que la durée entre chaque coulée de bauxite était

insuffisante pour évacuer la silice et enrichir en aluminium du dépôt précédent, et donc que l'érosion des massifs latéritiques et l'enfouissement dans le karst sont assez rapides.

L'évènement tectonique responsable du démantèlement et l'érosion du régolithe serait donc un évènement brutal ne permettant pas d'évolution pédogénétique in-situ.

Al_2O_3 et Fe_2O_3 présentent des comportements différents voire opposés. Sur la Figure 3.44, le diagramme ternaire de 11-ESC-55 indique un enrichissement en Al_2O_3 et un appauvrissement en Fe_2O_3 . Cette évolution n'est pas cohérente avec une parautochtonie, il y a donc une autre explication à la mobilité du fer. Ce constat est à mettre en relation avec la couleur de la bauxite décrite par les exploitants. La géochimie et l'observation sédimentologique montrent que la seule évolution post-dépôt liée à un enrichissement en aluminium dans le gisement est liée à la mobilisation du fer et le blanchiment de la matrice. Pour le sondage 11-ESC-55, la bauxite est décrite comme « blanche » au sommet de l'intervalle.

b) Variabilité spatiale des teneurs dans la bauxite

Les 37 sondages étudiés ont permis de mettre en évidence : 1 – des sources latéritiques différentes avec probablement des dépôts rapides entre chaque coulée et 2 – aucune évolution pédogénétique post-dépôt (parautochtonie) après le remplissage bauxitique du karst.

L'objectif de cette partie est d'estimer les corrélations entre les teneurs moyennes dans le bassin entier, afin d'identifier un comportement différent d'une bauxitisation avec SiO_2 corrélé négativement à Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 , et ces trois dernières teneurs corrélées positivement entre elles. Pour cela, nous proposons d'étudier les teneurs moyennes des bauxites dans 319 sondages sélectionnés [Figure 3.18] issus de la base de données de sondages de la SODICAPEI. Pour chaque sondage, on a calculé une teneur moyenne en respectant l'épaisseur de l'intervalle mesuré.

i) Distribution des teneurs et corrélations.

La distribution des teneurs fournit une bonne indication sur le comportement d'une population et son étude est nécessaire avant toute analyse statistique. La Figure 3.45 présente les 4 histogrammes des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 .

SiO_2 montre une distribution unimodale asymétrique, alors que les distributions de Al_2O_3 , TiO_2 mettent en évidence plutôt une distribution normale unimodale. Fe_2O_3 montre une distribution normale bimodale vers 10% et 22%.

Les teneurs moyennes sur les 319 sondages et écart-types sont présentés dans le Tableau 3.3.

Tableau 3.3 : Moyennes et écart-types des teneurs de 4 principaux oxydes.

Teneur	Moyenne (μ)	Écart-type (σ)
SiO₂	21.07	14.05
Al₂O₃	55.59	9.86
TiO₂	2.77	0.73
Fe₂O₃	20.57	8.56

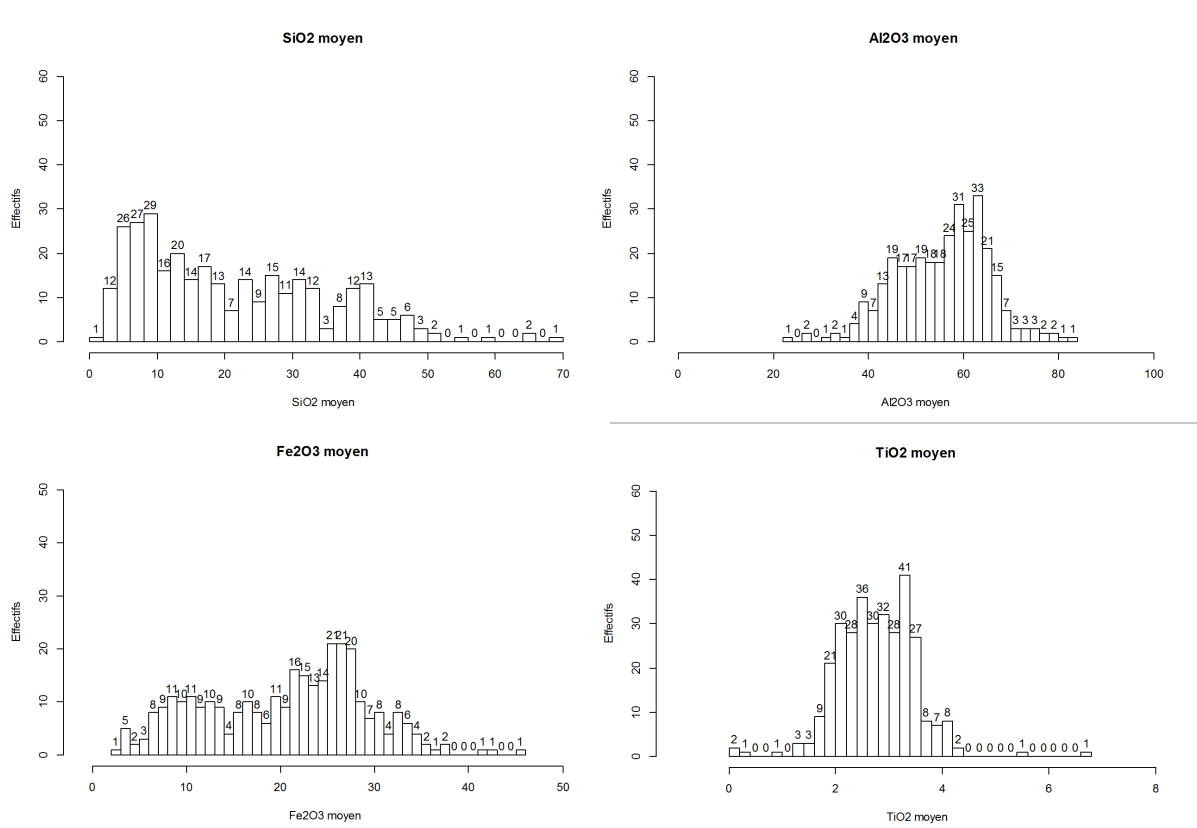


Figure 3.45 : Distribution des teneurs en oxydes étudiés pour les 319 sondages répartis dans le bassin. SiO₂ présente une distribution unimodale asymétrique alors qu'Al₂O₃ et TiO₂ ont une distribution normale. Fe₂O₃ présente une distribution normale bimodale.

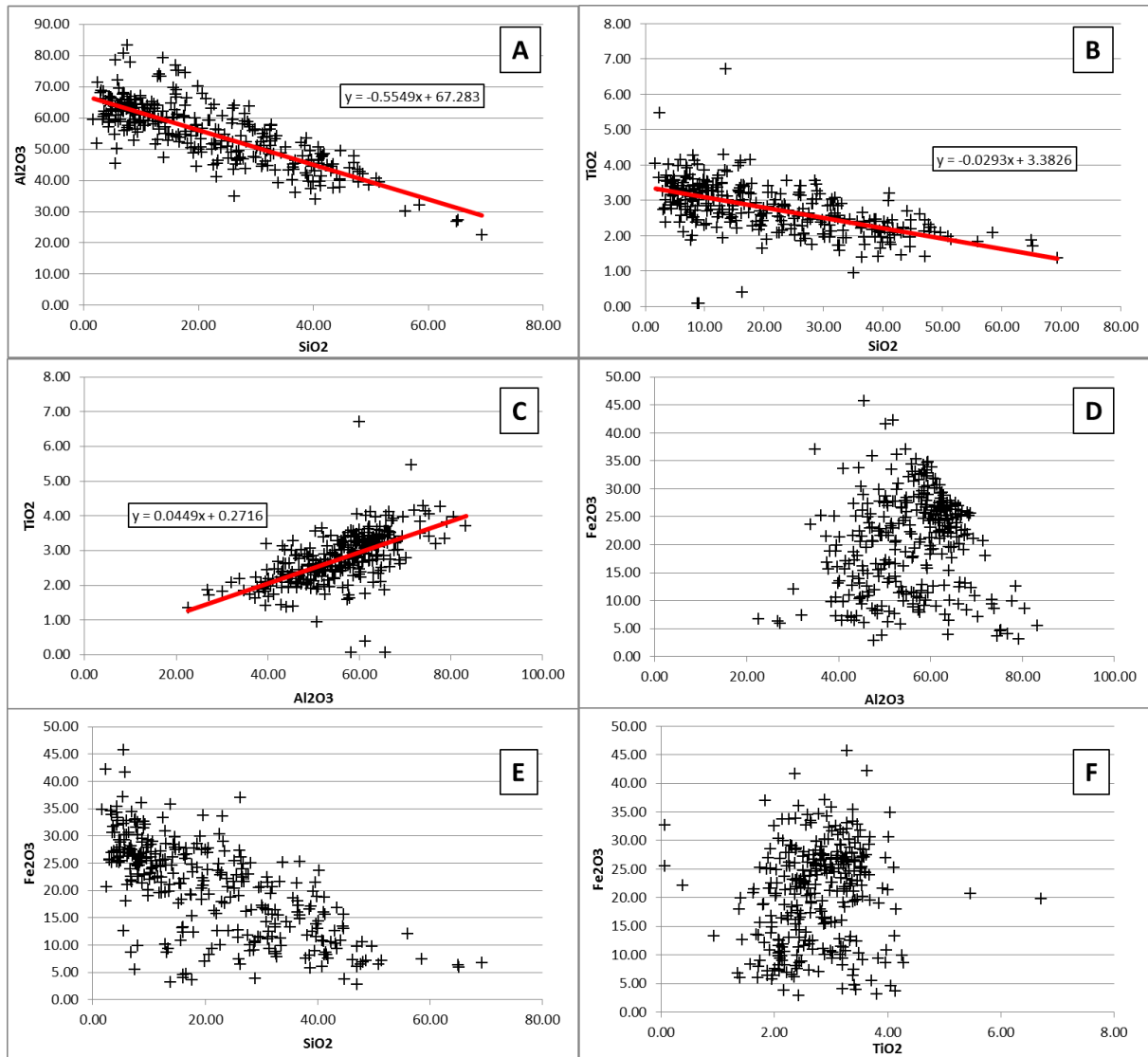


Figure 3.46 : Graphiques des relations entre les teneurs moyennes des 319 sondages considérés. A) Al₂O₃ en fonction de SiO₂, B) TiO₂ en fonction de SiO₂, C) TiO₂ en fonction de Al₂O₃, D) Fe₂O₃ en fonction de Al₂O₃, E) Fe₂O₃ en fonction de SiO₂ et F) Fe₂O₃ en fonction de TiO₂. Les diagrammes sont présentés en % du poids total des quatre oxydes majeurs sur l'ensemble des 319 intervalles de bauxite étudiés.

La Figure 3.46 renseigne sur les relations entre les différentes teneurs et lorsque c'est possible, l'équation de la droite linéaire de régression est présentée en rouge. Al₂O₃ et TiO₂ sont corrélable négativement avec SiO₂. Par contre, la corrélation est positive entre Al₂O₃ et TiO₂ (Figure 3.46.C). On n'observe pas de corrélation entre Al₂O₃ et Fe₂O₃. On note cependant la distribution pyramidale des 319 sondages, c'est-à-dire que plus on augmente en Fe₂O₃ plus la valeur en Al₂O₃ tend vers 50%. Et plus la teneur en Al₂O₃ est importante plus la teneur en Fe₂O₃ est faible. La Figure E, présente la distribution des teneurs en Fe₂O₃ en fonction en SiO₂, les sondages sont répartis sur la moitié gauche du graphique. Lorsque les teneurs en SiO₂ sont très fortes, les teneurs en Fe₂O₃ sont faibles. En dessous de 40% de SiO₂, cela semble plus diffus. Pour la Figure F, la répartition des sondages correspond à un nuage au centre du graphique.

Les teneurs moyennes en Fe_2O_3 , en fonction des trois autres, ne présentent aucune corrélation avec les autres teneurs moyennes. Les diagrammes représentent des amas sans aucune relation et les formes sont toutes différentes. Ceci suggère un comportement différent du fer.

L'Analyse en Composante Principale [Figure 3.47] des 4 teneurs en oxydes confirme la corrélation positive entre Al_2O_3 et TiO_2 . La bonne corrélation entre Al_2O_3 et TiO_2 , associée à la corrélation négative en SiO_2 , sont cohérentes avec un système hydrolysant concentrant les éléments immobiles comme l'aluminium et le titane et lessivant la silice pendant la bauxitisation.

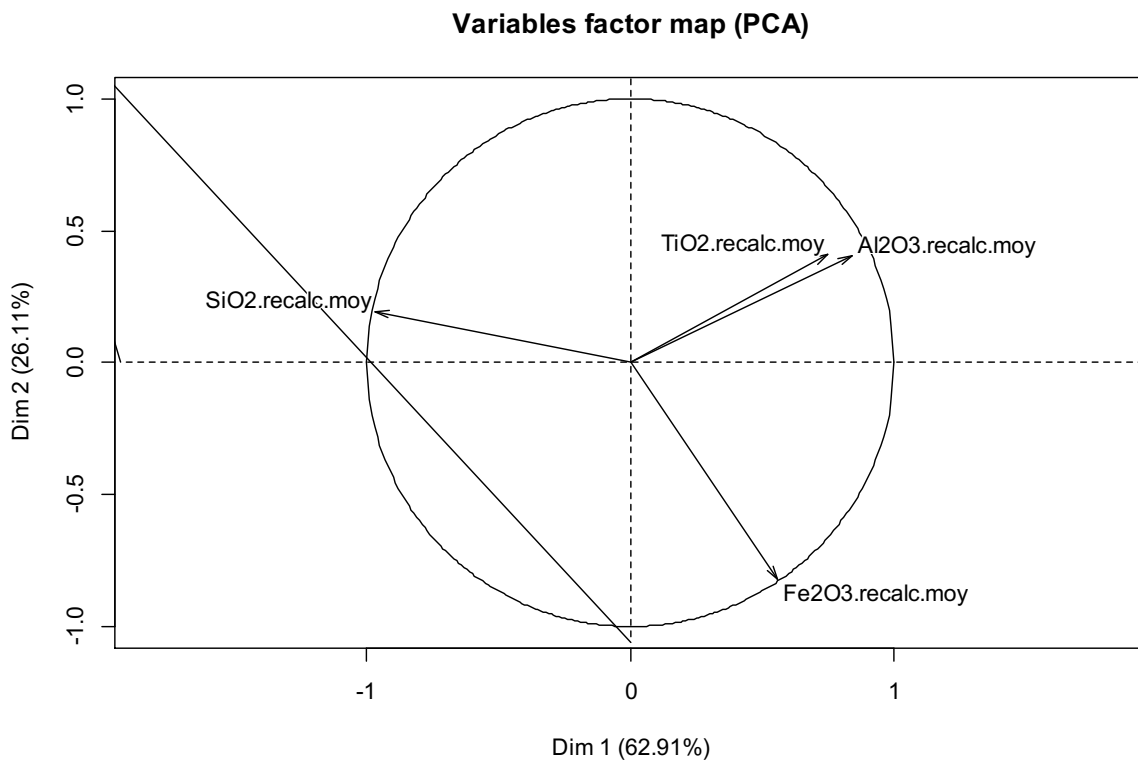


Figure 3.47 : Analyse en Composante Principales des teneurs moyennes mesurées dans les 319 sondages. Le fer est corrélé à aucun des autres oxydes majeurs.

Cependant, le fer devrait avoir une corrélation parfaite avec l'aluminium (et le titane) puisque dans un système hydrolysant le fer est encore plus immobile que l'aluminium. Néanmoins, l'absence de corrélation indique un processus autre que la latérisation. De plus, le Fe_2O_3 présente une distribution bimodale [Figure 3.45], suggérant l'interaction d'un autre processus dans l'intervalle bauxitique.

ii) Variabilité spatiale des teneurs en carte

Nous venons de voir que les bauxites du bassin de Villeveyrac étaient allochtones et issues du démantèlement progressif de différents profils bauxitiques.

Afin de rechercher les positions de ces sources autour du bassin, on étudie la distribution spatiale des teneurs moyennes dans le bassin. Les cartes ont été réalisées sous le logiciel QGIS [Figure 3.49].

Afin de visualiser la distribution des teneurs en carte, on les a représentées en classes de couleur, en fonction de l'écart type et de la moyenne. Les classes de couleur sont les mêmes pour les quatre variables et représentent la même distance entre la moyenne et l'écart-type [Figure 3.48].

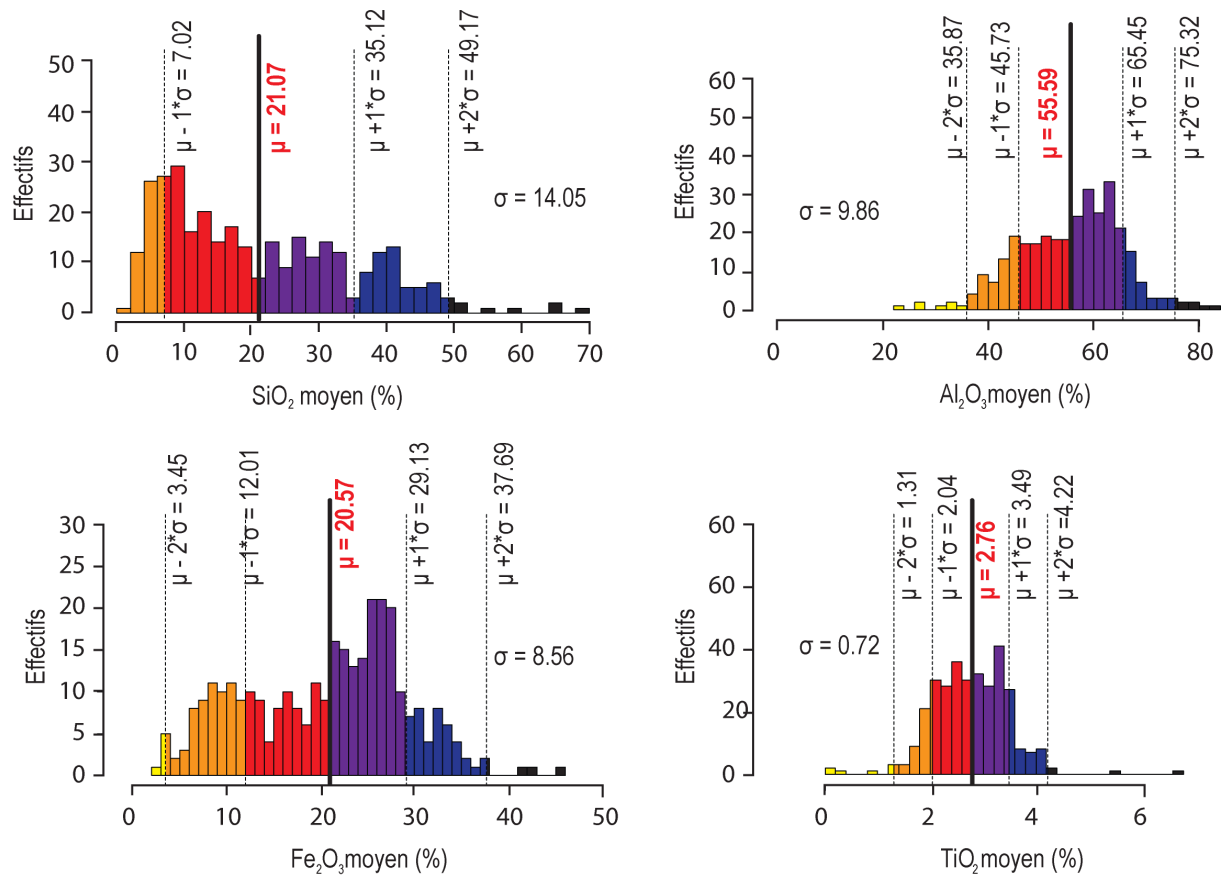
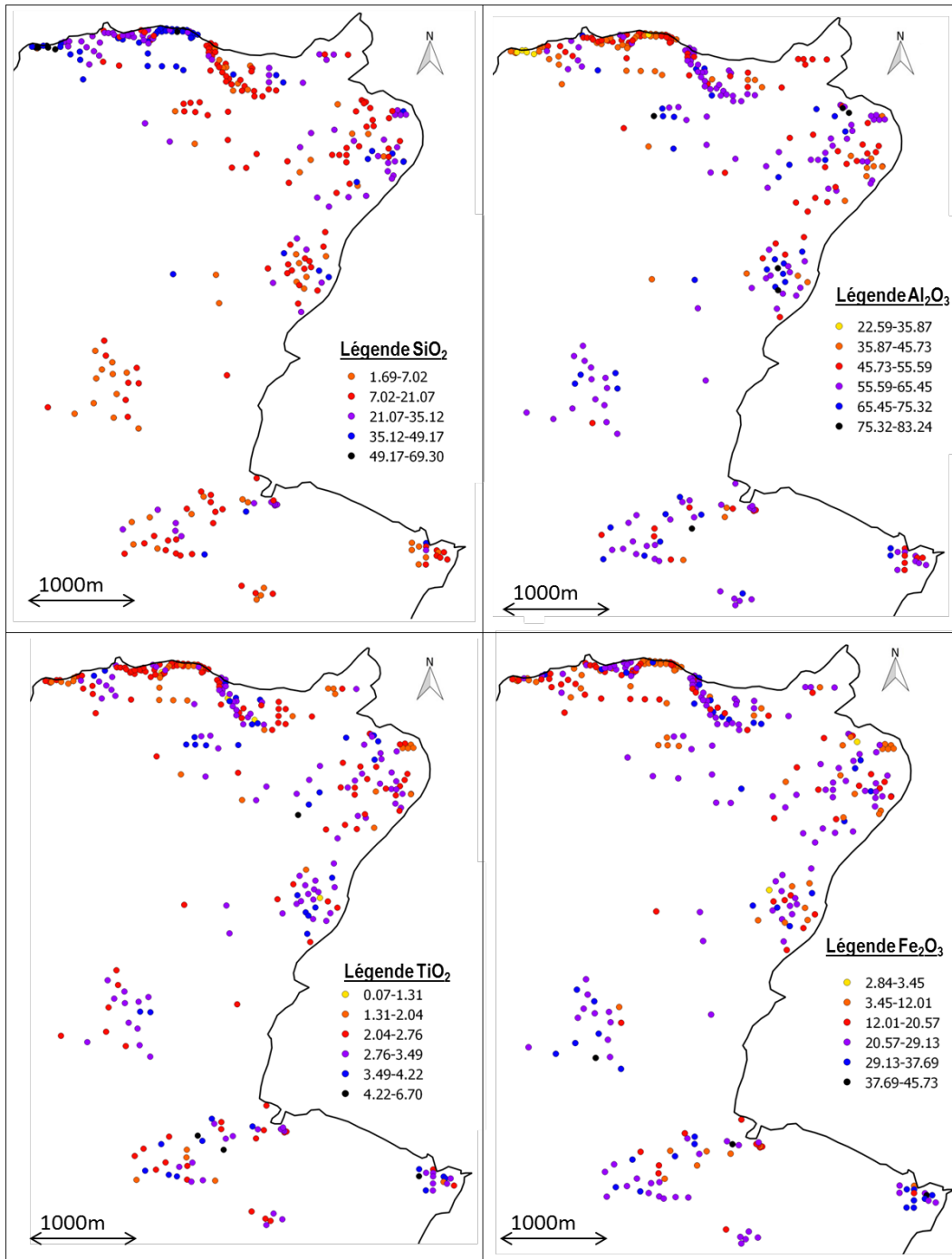


Figure 3.48 : Distribution des teneurs étudiées avec les couleurs utilisées dans la Figure 3.49



Jaune	$< \mu - 2 * \sigma$
Orange	$\mu - 2 * \sigma < x < \mu - 1 * \sigma$
Rouge	$\mu - 1 * \sigma < x < \mu$
Violet	$\mu + 1 * \sigma < x < \mu + 2 * \sigma$
Bleu	$\mu + 2 * \sigma < x < \mu + 3 * \sigma$
Noir	$\mu + 3 * \sigma < x < \mu + 4 * \sigma$

Teneur	Moyenne (μ)	Écart-type (σ)
SiO ₂	21.07	14.05
Al ₂ O ₃	55.59	9.86
TiO ₂	2.77	0.73
Fe ₂ O ₃	20.57	8.56

Figure 3.49 : Carte des 319 sondages utilisés pour l'analyse spatiale. Les couleurs représentent les teneurs moyennes dans chaque sondage. La distribution correspondante aux couleurs est disponible sur la Figure 3.21. La bordure noire du bassin correspond à la limite d'affleurement sur les cartes géologiques de Sète et Pézenas (GOTTIS, 1967 ; BERGER *et al.*, 1981).

Les cartes des teneurs ne montrent pas clairement de zones enrichies en Al_2O_3 et appauvries en SiO_2 . Seule, l'extrême ouest de la bordure nord du bassin (à l'ouest de l'Olivet) est fortement enrichi en SiO_2 et présente corrélativement les teneurs en Al_2O_3 les plus faibles. On peut supposer que dans cette partie une même source, avec les mêmes teneurs, remplissait les pièges karstiques. Dans la majorité du bassin, les zones montrent des valeurs très variables à courte distance signifiant aucune organisation spatiale claire.

L'ensemble des observations faites sur les distributions à l'échelle du bassin caractérisent une absence d'organisation spatiale des concentrations en oxyde des dépôts. Ceci suggère que les bauxites correspondent à des coulées boueuses, avec un régime hydrodynamique non tractif. Ce type de régime est dépendant du relief qui lui confère l'énergie suffisante pour le transport. De plus, dans les intervalles bauxitiques décrits aucune organisation particulière n'a été remarquée. L'ordre de grandeur de ces coulées de boue bauxitique serait plutôt de l'ordre de la dizaine de kilomètres (ANCEY, 2013).

Les diverses sources latéritiques n'étaient donc pas trop éloignées des pièges karstiques. Leur démantèlement progressif et périodique remplissait les cavités, sans organisation particulière selon des régimes hydrodynamiques différents.

3. Les différents types de bauxites et leurs implications géochimiques

La couleur des bauxites n'a pas été considérée dans la description des lithofaciès. Ces couleurs varient entre la bauxite rouge, bauxite blanche et de la bauxite orange. Dans les sondages décrits par les exploitants, de la bauxite blanche est présente à la base, au-dessus du mur Jurassique. Néanmoins, il est remarqué que le blanchiment de la matrice augmente vers le sommet de l'intervalle jusqu'à la complète disparition de la bauxite rouge. La couleur blanche est d'abord dans la matrice, cependant le contact n'est pas homogène mais plutôt aléatoire comme le montre la Figure 3.50. Aucun pisolithe d'hématite n'est présent dans les parties blanchies. Le contact entre la bauxite blanchie et rouge est net.

Le fer présente de fortes variabilités par rapport aux trois autres teneurs étudiés. La mobilisations du fer par des fluides influence le teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 en les concentrant dans le système (LAPPARENT, 1930). Ces évolutions sont discutées dans cette partie qui concerne les processus de mobilisation du fer post-dépôt : déferrification et goethitisation. On regarde la

répartition du fer à partir ; à la fois d'analyses visuelles des faciès et d'analyses géochimiques pour proposer un modèle intégré de déferrification et de goethitisation dans la bauxite.

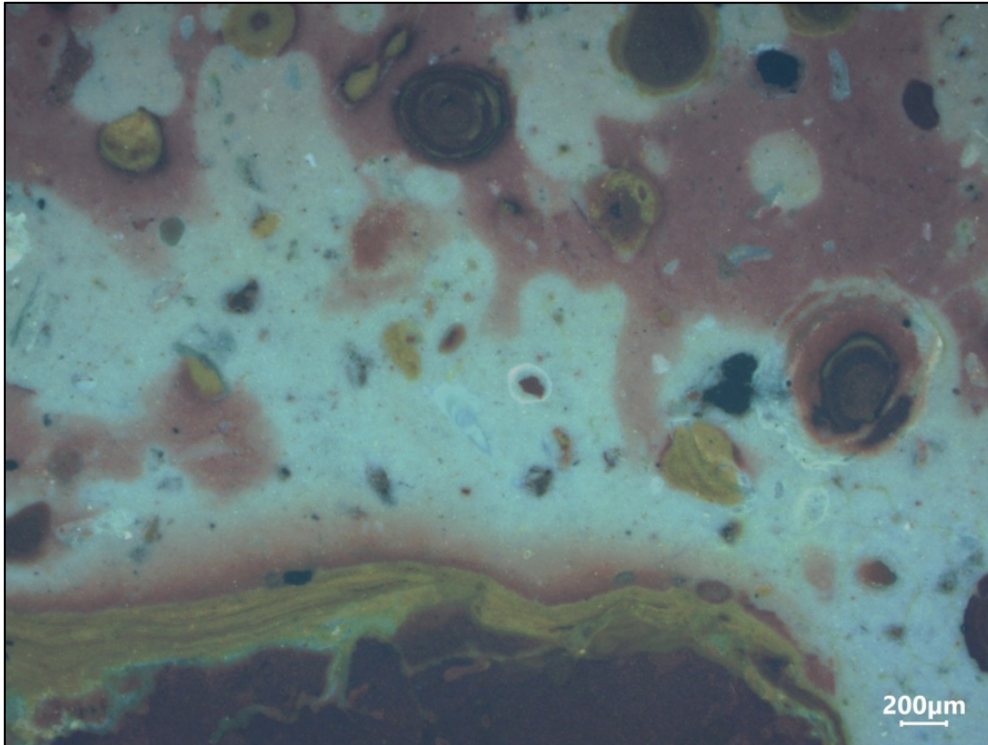


Figure 3.50 : Vue au microscope à lumière réfléchie du contact entre bauxite rouge riche en pisolithes d'hématite et la bauxite blanchie. Le blanchiment n'est pas continu et est principalement localisé dans la matrice. La limite entre bauxite rouge et celle en voie de déferrification correspond à une bordure asymétrique laminée, enrichie en goethite orangée.

Les objectifs de cette partie sont : 1 – définir les caractéristiques géochimiques des bauxites observées, 2 – expliquer les relations entre les couleurs et les teneurs, 3 – proposer un modèle sur l'évolution des teneurs.

a) Description des trois types de bauxites observées

À Villeveyrac, les couleurs de la bauxite varient entre le rouge, blanc et l'orange. Des mesures de p-XRF ont justement été réalisées dans différentes couleurs de bauxite sur le sondage 13-OL-184 afin d'associer la couleur à une concentration du fer. La calibration de la p-XRF montre que les teneurs ne sont pas réelles mais que les variations relatives peuvent être considérées. Si l'on regarde uniquement les différences entre les deux couleurs de bauxite, on remarque que la teneur en Fe_2O_3 de la bauxite blanche est moitié moins que celle dans la bauxite rouge malgré des teneurs en Al_2O_3 similaires [Tableau 3.4].

Les changements de couleur sont bien dus à la différence de teneur en fer.

Tableau 3.4: Mesures de Fluorescence X portable des teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les bauxites rouge et blanche. Ces mesures ont été faites sur le sondage 13-OL-184.

	Teneur en Al_2O_3 (ppm)	Teneur en Fe_2O_3 (ppm)
bauxite blanche (189.87m)	1588543.25	50584.57
bauxite rouge (187.95m)	1179869.30	102764.94

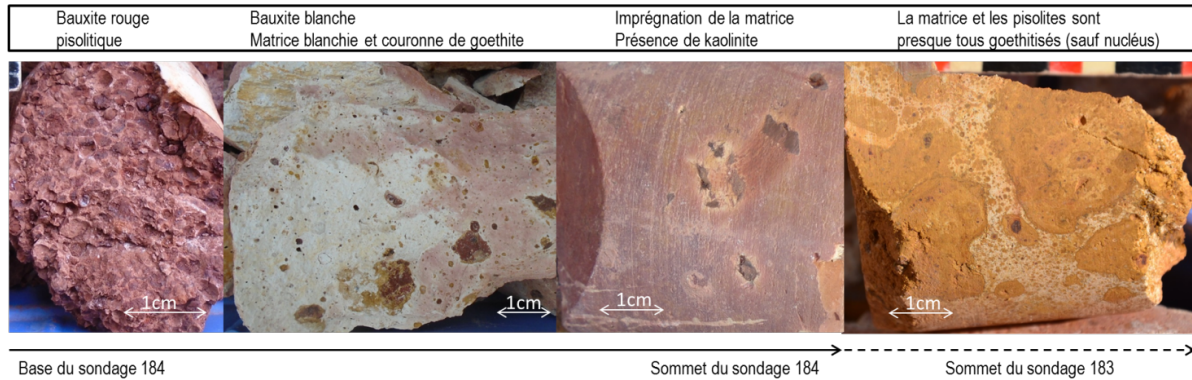


Figure 3.51 : Les différents types de bauxite observés dans les deux sondages carottés. A la base, la bauxite rouge est présente ensuite la déferrification commence dans la matrice et se poursuit vers le sommet avec la complète goethitisation au sommet de la bauxite.

La Figure 3.51 permet d’observer les principales variations de couleur à travers l’intervalle bauxitique qui traduit à la fois une variation de la teneur en fer et une variation de la forme minéralogique du fer. En lumière réfléchie, la goethite est de couleur orangée/ocre et est principalement présente autour des grains et dans la matrice. L’hématite est caractérisée par une couleur bleu métallique en lumière réfléchie.

Ainsi l’apparition de la teinte orangée indique la présence dominante de goethite vers le haut de l’intervalle bauxitique dans les deux sondages. La présence de goethite est remarquée lorsque la matrice rouge commence à blanchir. En effet, la goethite est d’abord présente en auréole autour des clastes et des pisolites (Figure 3.50), puis dans la matrice vers le haut de l’intervalle bauxitique.

D’une manière générale, la goethite est toujours observée dans le haut de l’intervalle bauxitique blanchi. Il y a donc une relation entre une évolution depuis une bauxite rouge qui subit une déferrification et ensuite une imprégnation partielle résiduelle par des hydroxydes de fer (goethite).

Cependant, toute la bauxite déferrifiée ne présente pas de goethite. Dans la mine souterraine du Chemin de Poussan, l’intervalle bauxitique présente des fractures rectilignes et orthogonales sur tout le gisement. Ces fractures sont appelées *briquettes* puisqu’elles cassent la bauxite en suivant

un débit régulier à maille orthogonale. Au niveau de ces fractures, une zone blanche est continuellement présente affectant la bauxite rose massive [Figure 3.52]. Ces fractures servent donc de drain à un fluide qui mobilise le fer uniquement. Sur les épontes, aucun aspect lustré n'a été remarqué. Ce caractère lustré est, en effet, considéré comme un indice sur de la présence de kaolinite, cette observation avait été confirmée par les résultats en DRX. De plus, des dendrites de manganèse sont présentes sur les épontes.



Figure 3.52 : Photo du gisement anciennement exploité dans la mine souterraine du Chemin de Poussan. Les fractures appelées *briquettes* présentent une déferrification de la bauxite rouge.

Il y a donc deux systèmes mobilisant le fer : 1- un premier système pénétratif dans la matrice vers le haut de l'intervalle bauxitique associé à de la goethitisation, et 2- un second système rectiligne et homogène associé à des fractures verticales.

b) Les teneurs associées aux couleurs de la bauxite

Dans les sondages réalisés par la SODICAPEI, l'intervalle bauxitique est décrit en fonction de sa couleur. Dans la base de données, il est possible de filtrer par couleur les bauxites, lesquelles sont toujours associées à des teneurs. Ainsi, 288 points de mesures ont été décrits suivant leur couleur : 15 sont oranges, 20 sont décrits comme blancs et 253 sont décrits comme rouges.

Comme remarqué sur les deux sondages carottés, la couleur de la bauxite peut varier au sein d'un même sondage, les points de mesures présentés dans les diagrammes suivants peuvent être donc issus d'un même intervalle bauxitique bariolé. La distinction entre ces bauxites est minéralogique : avec la bauxite rouge constituée d'hématite alors que la bauxite orange est constituée de goethite.

La Figure 3.53 présente la variation du fer en fonction de la silice. Ce diagramme indique une bonne corrélation négative entre le fer et la silice pour la bauxite rouge et la bauxite orange. Cependant, la teneur en fer ne semble pas être corrélée avec la teneur en SiO_2 pour les bauxites blanches. La bauxite blanche correspond aux données les plus appauvries en Fe_2O_3 .

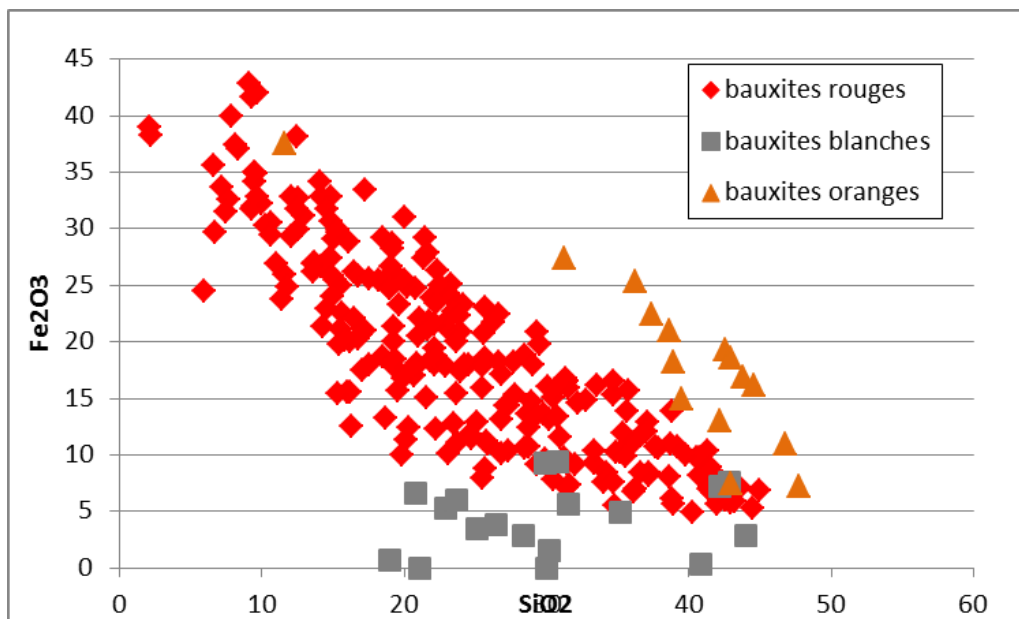


Figure 3.53 : Diagramme Fe_2O_3 en fonction de SiO_2 . La couleur des points correspond aux couleurs décrites dans la bauxite.

Il y a donc une évolution entre les bauxites blanches (appauvries en fer) et les deux autres types. Pour les bauxites rouge et orange, il n'y a pas d'intervalle de teneurs délimités : les deux bauxites peuvent avoir la même quantité de fer pour une quantité de silice différente. La distinction entre bauxites orange et rouge ne peut pas se faire sur la base des teneurs en Fe_2O_3 . Cependant, pour une teneur en silice définie : la bauxite rouge contient moins de fer que la bauxite orange.

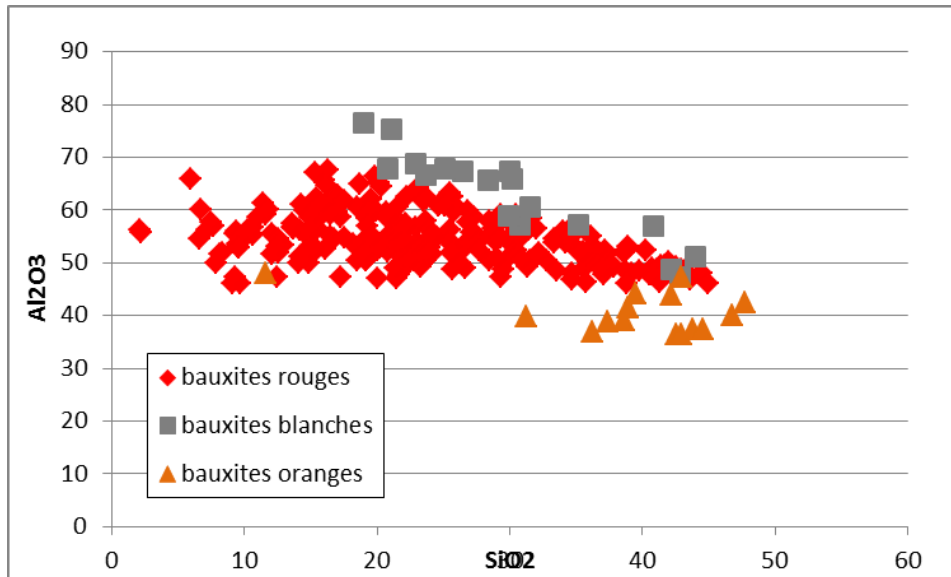


Figure 3.54 : Diagramme Al_2O_3 en fonction de SiO_2 . La couleur des points correspond aux couleurs décrites dans la bauxite.

La Figure 3.54 indique aussi une bonne corrélation négative entre Al_2O_3 et SiO_2 pour les bauxites blanches voire même pour les bauxites rouges. Cependant pour les bauxites orange, Al_2O_3 ne semble pas évoluer malgré l'augmentation de la teneur en SiO_2 .

La bauxite blanche est la plus enrichie en Al_2O_3 contrairement à l'orange qui elle, en est appauvrie. Les 253 points de mesure dans la bauxite rouge n'ont jamais une valeur en dessous de 40%wt. La bauxite est définie pour des teneurs supérieures à 45-50% (VALETON, 1972 ; BARDOSSY & COMBES, 1999). Il est intéressant de remarquer que la partie la plus superficielle, riche en goéthite, n'est pas de la « bauxite » à proprement parler. L'imprégnation en goéthite, postérieure au dépôt, supprimerait le potentiel bauxitique initial du sédiment.

On peut donc définir des teneurs caractéristiques pour les trois bauxites :

Types de bauxites	Al_2O_3	Fe_2O_3	Minéralogie
rouges	>40%	≥5%	hématite : +++ goéthite : X
blanches	>40%	≤7%	hématite : X goéthite : +
oranges	<40%	≥5%	hématite : X goéthite +++

Le blanchiment de la matrice et l'imprégnation de goéthite autour des clastes blanchis permet de proposer une chronologie relative entre ces deux évolutions : depuis une bauxite rouge originelle, il y aurait d'abord une déferrification dans tout l'intervalle bauxitique dans l'intervalle bauxitique en goéthite localisée au sommet de l'intervalle.

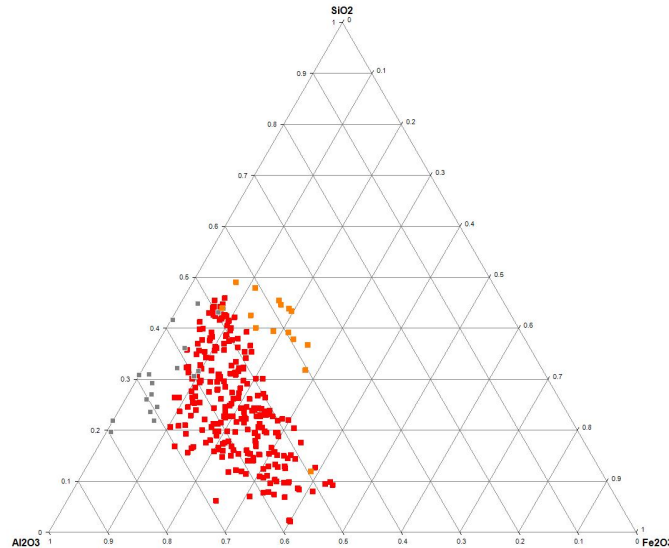


Figure 3.55 : Diagramme Ternaire des différentes couleurs de bauxites. Il y a deux évolutions possibles depuis la bauxite rouge : un appauvrissement (orange) ou un enrichissement en Al₂O₃ (blanche).

La Figure 3.55 illustre l'évolution de la bauxite rouge vers deux pôles : un pôle de bauxite blanche enrichie en aluminium et appauvrie en Fe₂O₃ et un deuxième pôle de bauxite orange appauvrie en Al₂O₃ et avec des teneurs en Fe₂O₃ similaires à la bauxite rouge.

Cependant, l'Analyse en Composantes Principales sur les teneurs moyennes [Figure 3.47] n'indiquait aucune corrélation avec le Fe₂O₃ que ce soit pour l'Al₂O₃ ou SiO₂ alors que les résultats des couleurs montrent des corrélations. Cela est à considérer en fonction de la taille du support : les résultats de l'ACP correspondent aux teneurs moyennes calculées sur l'ensemble de l'intervalle pluri-métrique, or les changements de couleur sont localisés et centimétriques. À cette échelle plus restreinte, le Fe₂O₃ est bien corrélé négativement à SiO₂.

Ainsi, il y a trois types de bauxites ; la teneur en fer et les types d'oxydes permettent de dissocier les couleurs. Sur l'histogramme des teneurs en Fe₂O₃ moyen [Figure 3.45], la distribution du fer indique deux modes de fer : un premier vers 10% et un second vers 20%. Une relation entre la couleur et la teneur moyenne calculée en fer serait intéressante pour l'exploration et l'exploitation de la bauxite.

Afin de comparer les couleurs de la bauxite et la teneur moyenne en fer, les sondages ont été séparés suivant leur teneur en Fe₂O₃ : une catégorie entre 0 et 10% ; une seconde entre 10 et 20% et la dernière correspondant aux sondages avec plus de 20% de Fe₂O₃. La Figure 3.56 montre les différentes catégories du fer moyen en fonction de la teneur moyenne en SiO₂.

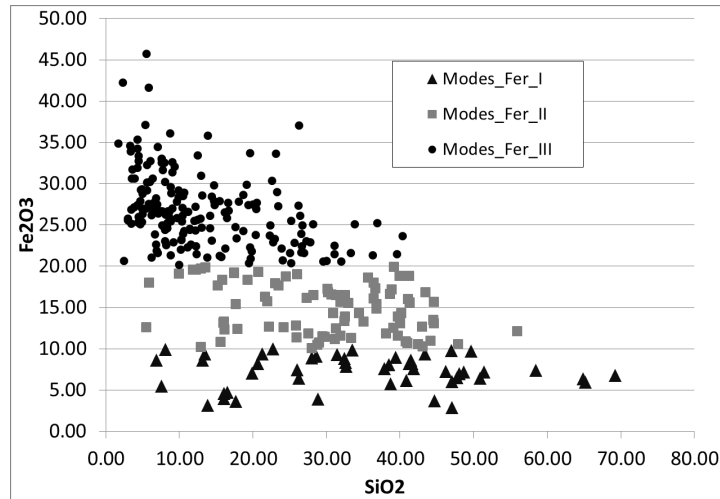


Figure 3.56 : Illustration sur le diagramme Fe₂O₃ en fonction de SiO₂ des différentes catégories (modes) du fer.

Ces catégories de fer sont donc comparées aux teneurs des bauxites colorées.

L'objectif est de regarder si les couleurs de la bauxite sont reliées à la teneur en fer, pour cela les sondages ont été classés en fonction de leur teneur en fer et reportés sur des diagrammes Al₂O₃/SiO₂.

Les sondages présentant une teneur en Fe₂O₃ entre 0 et 10% ont été sélectionnés et reportés sur la Figure 3.54. La Figure 3.57 est la superposition de ces deux résultats. Les sondages avec une faible teneur en fer (0-10%wt, croix noir sur le graphique) présentent une bonne corrélation en Al₂O₃ et SiO₂, et sont répartis au niveau de la bauxite blanche.

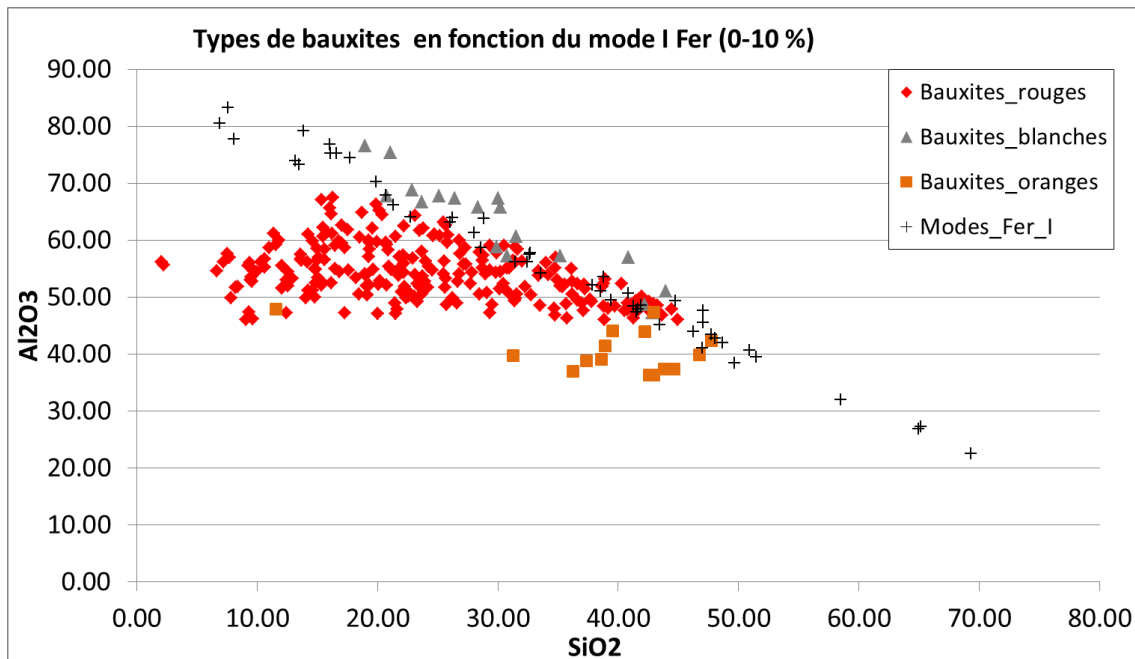


Figure 3.57 : Diagramme Al₂O₃ en fonction des teneurs en SiO₂. Les symboles colorés correspondent aux différentes couleurs des bauxites et les croix noires correspondent aux données moyennes de Fe₂O₃ (0-10%)

Les sondages présentant des teneurs en fer supérieures à 10% ont eux aussi plotés sur le même graphique.

Sur la Figure 3.58 (A), les sondages avec une teneur moyenne entre 10 et 20% présentent aussi une bonne corrélation négative entre Al_2O_3 et SiO_2 et de même pour les sondages entre 20 et 50% de Fe_2O_3 (B). Les sondages avec les teneurs moyennes en fer ne sont pas distincts et localisés selon une couleur spécifique.

Ainsi, contrairement aux bauxites blanches, il est impossible de faire correspondre la teneur moyenne en fer et la couleur de la bauxite.

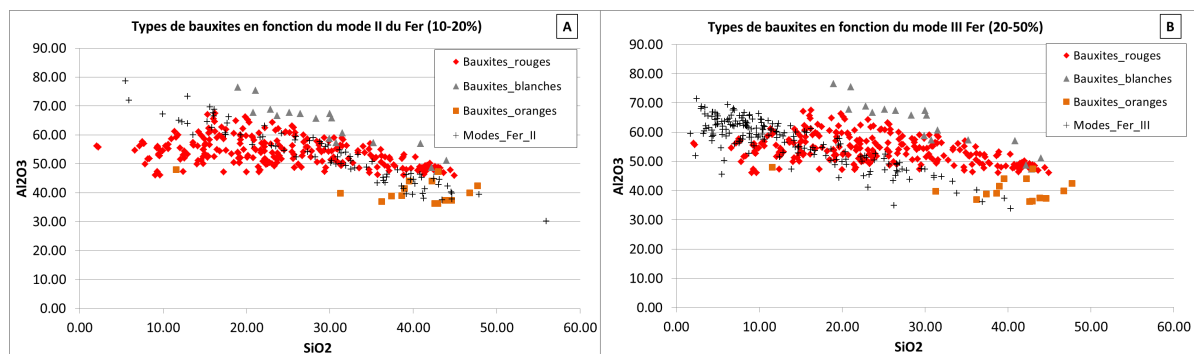


Figure 3.58 : Diagramme Al_2O_3 en fonction de SiO_2 . Les symboles colorés correspondent aux différentes couleurs des bauxites et les croix noires correspondent aux données moyennes en Fe_2O_3 (A) $10 < Fe_2O_3 < 20\%$, (B) $20 < Fe_2O_3 < 50\%$

Lorsqu'on regarde les modes du fer, on remarque qu'il y a une corrélation entre Fe_2O_3 , SiO_2 et Al_2O_3 . La Figure 3.59 récapitule sur un diagramme Al_2O_3/SiO_2 les trois modes du fer des 319 sondages, les différents modes sont alignés. De façon logique, les sondages appauvris en Fe_2O_3 sont les plus enrichis en Al_2O_3 et SiO_2 (mode I).

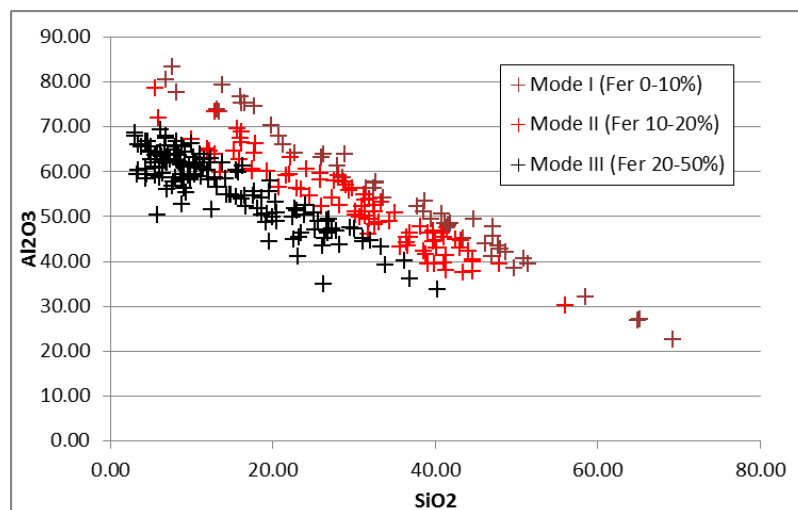


Figure 3.59 : Diagramme Al_2O_3 et SiO_2 , les couleurs des croix indiquent la teneur en Fe_2O_3 moyen.

Il existe donc une corrélation entre les teneurs moyennes du fer, de l'aluminium et de la silice, malgré les résultats de l'ACP. Cette corrélation confirme une certaine interdépendance des teneurs en lien avec le fer : soit en lien avec le partitionnement initial dans le profil latéritique ou bien soit avec la mobilisation in-situ du fer dans la bauxite. La présence de goethite est toujours associée au sommet de l'intervalle bauxitique et la présence de blanchiment de la bauxite au contact de fractures ouvertes fournissent des arguments pour une mobilisation du fer in-situ postérieure au dépôt.

c) Discussion des résultats

Les mesures dans les différentes couleurs de bauxite ont permis d'identifier deux évolutions possibles à partir des bauxites rouges : une déferrification et une imprégnation en goethite. Les bauxites blanches sont des bauxites appauvries en Fe_2O_3 et enrichies en Al_2O_3 alors que les bauxites orange sont appauvries en Al_2O_3 par rapport aux bauxites rouges.

Il est difficile à partir de la teneur moyenne de connaître la couleur et donc la qualité de la bauxite. Cependant les bauxites enrichies en Al_2O_3 correspondent aux sondages dont la teneur moyenne en Fe_2O_3 est $< 7\%$. Cette relation vient du fait que la déferrification est souvent présente sur plusieurs mètres dans l'intervalle bauxitique. Ainsi, la teneur moyenne est impactée par cet appauvrissement. À partir d'une teneur moyenne en fer $< 7\%$, on peut donc estimer la couleur blanche et donc une bonne qualité de la bauxite (riche en Al_2O_3 et pauvre en SiO_2).

La taille du support analysé peut expliquer les différences entre teneurs moyennes et teneurs mesurées sur un intervalle localisé : la bauxite orange est réduite à quelques centimètres au sommet de l'intervalle alors que la déferrification affecte l'intervalle en entier. La faible occurrence de bauxite orange dans l'intervalle ne permet pas d'affecter la teneur moyenne en fer globale du sondage.

Toutes les bauxites ne présentent pas de changement de couleur. Lorsque la présence de goethite est remarquée, il y a toujours une déferrification que ce soit dans la matrice voire mêmes les clastes alors que la bauxite blanche n'implique pas toujours de la goethite [Figure 3.52].

Il y a donc un système qui régit la mobilisation du fer pour 1 - lessiver et évacuer les oxydes de fer de l'intervalle bauxitique (bauxite blanche) et 2 - un système plus tardif qui reconcentre le fer sous forme hydroxylée dans la partie superficielle du gisement (goethitisation).

d) Origine de la mobilité du fer

La déferrification est un processus important puisqu'elle permet l'enrichissement en aluminium. Les oxy-hydroxydes de fer sont présents dans les sols et sont dissous par des processus biologiques ou non (LOVLEY *et al.*, 1987 ; RODEN & WETZEL, 2002). Ils représentent la principale source de nutriments ferriques pour les plantes (SCHWERTMANN, 1991). Les oxydes Fe(III) les plus communs sont la goethite et l'hématite mais ces derniers présentent de faibles solubilités (TROLARD & TARDY, 1987 ; LINDSAY, 1988). (LAPPARENT, 1930) a montré que l'activité du fer dans le sol résulte de deux paramètres : le pH et le potentiel redox. La Figure 3.60 indique que l'activité du fer et de l'aluminium augmentent lorsque le pH diminue. Cependant, pour un pH compris entre 4 et 9, en milieu oxydant à faiblement réducteur, l'aluminium reste bloqué sous forme d'hydroxydes alors que le fer est toujours mobilisable.

Pour (LAPPARENT, 1930), la déferrification est due à un empêchement dans la précipitation du fer en lien avec la présence d'un acide par exemple. Les bauxites, les plus profondes dans l'intervalle, ne sont pas en contact avec le sol et les acides humiques, elles sont donc protégées d'une mobilisation et donc, plus riches en fer. Il peut exister aussi de la kaolinite en base de l'intervalle bauxitique, cela peut être dû à un passage d'un fluide guidé préférentiellement le long du contact bauxite/mur. Cependant, cette observation a été remarquée uniquement dans le sondage 13-OL-184 et ne correspond pas à l'ensemble des intervalles bauxitiques étudiés. Cela n'a pas été approfondi dans la thèse.

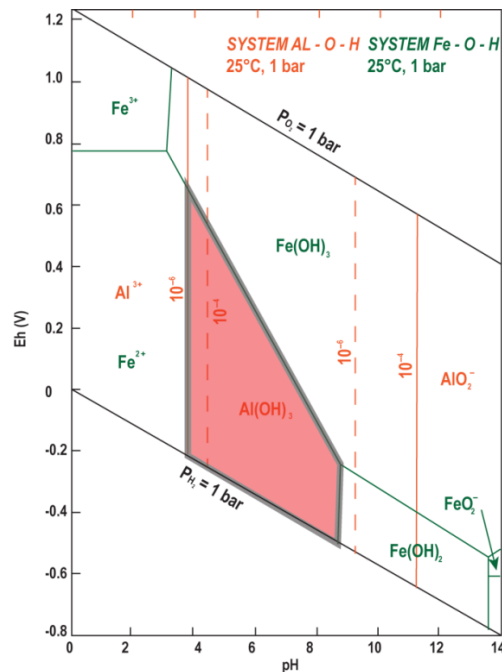


Figure 3.60 : Diagramme Eh-pH du système Al-O-H et du système Fe-O-H. L'encart rouge présente le niveau d'acidité d'un fluide mobilisant le Fe²⁺ tout en préservant les hydroxydes d'aluminium (GARRELS, 1960).

L'activité biologique et en particulier la biodégradation des végétaux vont permettre la formation d'acides (humique et fulvique) qui vont abaisser le pH. La présence de matière organique a été identifiée dans les deux sondages avec la présence d'argilites noires et des grès riches en débris organique. Sur un des fronts d'exploitation, à l'Olivet [Figure 3.61], une couche pluricentimétrique d'argilites et débris organiques (lignite) est également visible [Figure 3.62]. La présence d'un environnement acide et à tendance réductrice juste au-dessus de l'intervalle bauxitique aurait alors permis de créer les conditions favorables à la mise en solution différentielle du fer dans les sédiments bauxitiques sous-jacents.

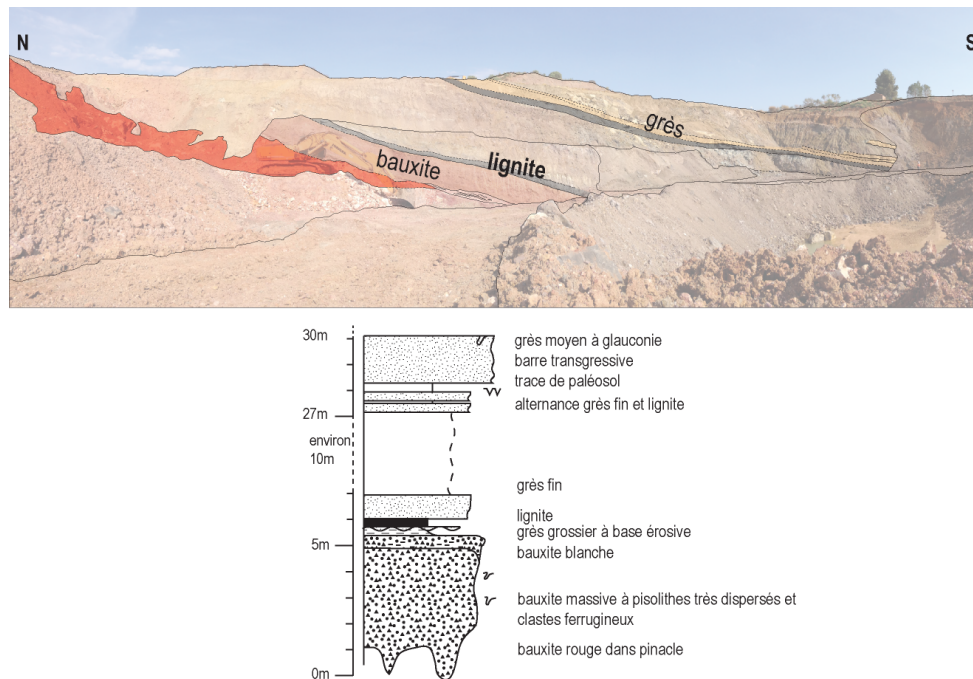


Figure 3.61 : front d'exploitation du lac de l'Olivet. Les lithologies et limites de bancs sont indiquées.



Figure 3.62 : Photo du contact entre la bauxite et l'intervalle pluri-centimétrique riche en matière organique

La déferrification de la matrice diminue en intensité du sommet vers la base de l'intervalle bauxitique favorisant cette hypothèse de percolation de fluide *per descensum* de (LAPPARENT, 1930). Ce fluide aurait mobilisé les oxydes Fe(III) principalement dans la matrice encore poreuse et perméable et parfois de manière centripète dans les pisolithes. Le plus souvent, cependant, les pisolithes restent rouges (hématitique) au sein de la matrice déferrifiée en raison de leur caractère initial déjà fortement induré et cimenté par rapport à la matrice. Seule la frange de contact peut avoir subi un début de goethitisation suivant une auréole orangée [Figure 3.63].

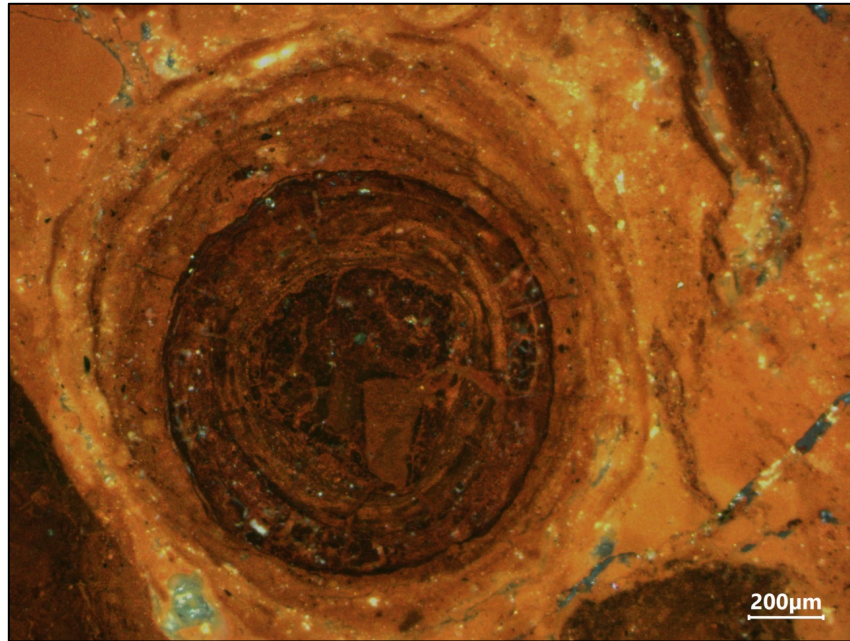


Figure 3.63 : Pisolithes d'hématite dans de la bauxite (échantillon 184_B1). Les structures concentriques indiqueraient une redistribution du fer en lien avec l'activité bactérienne. Le blanchiment est progressif et centripète avec un cœur induré difficilement lessivé.

Le contact entre bauxite rouge et blanche correspond à une bordure orange asymétrique constituée de fins filaments épousant la rugosité bauxite rouge [Figure 3.64] compatible avec une activité microbienne.

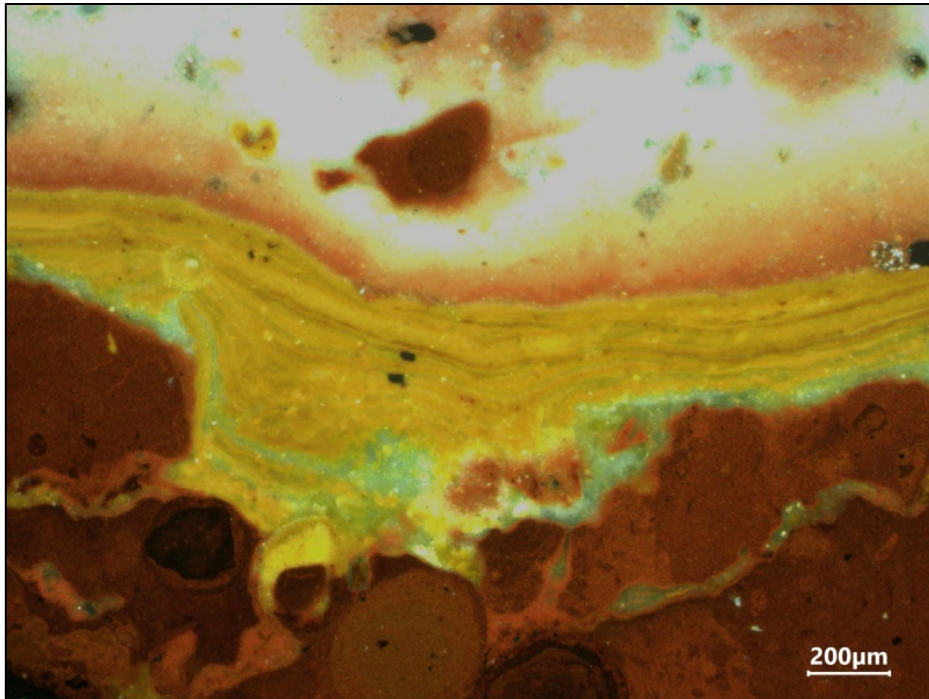


Figure 3.64 : Photo de lame mince de l'échantillon 184_K2. Fins filaments orangés au niveau du contact entre les bauxites blanches et rouges. Ce type de fabrication est généralement associé à des processus microbiens.

La goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) est formée dans des conditions hydratées avec la présence de complexe OH dans le système (TROLARD & TARDY, 1987) quant à l'hématite, elle formée en conditions déshydratées (Fe_2O_3) [Figure 3.65]. La mise en eau du système au début de la transgression, juste au-dessus des bauxites, et la présence de bactéries aurait ainsi favorisé la redistribution du fer et l'épigénie partielle de l'hématite en goethite.

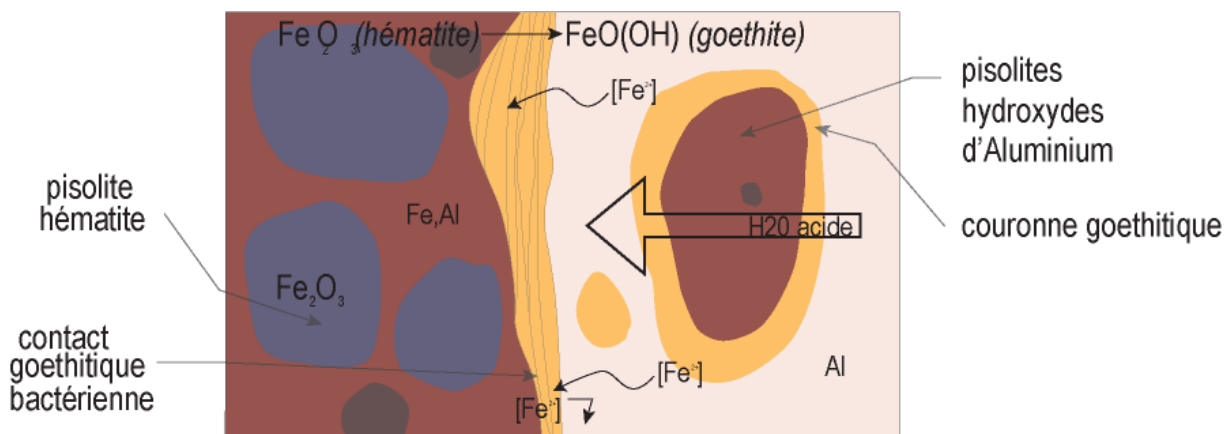


Figure 3.65 : Illustration de la mobilisation du fer dans les bauxites blanches. L'hématite (Fe_2O_3) est remarquée uniquement dans la bauxite rouge alors que la goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) est présente dans la bauxite blanche et au contact.

Dans les fractures, la déferrification est souvent associée à des dendrites de manganèse [Figure 3.66] indiquant la différence de mobilité relative entre Fe et Mn. Ce type de cristallisation est souvent formé pendant la diagénèse avec la présence de bactéries endogènes ferroxydantes (GHIORSE, 1984) à partir de la circulation dans un réseau de fractures. Malgré la présence de fluide acide, ce type de déferrification correspondrait à un processus différent.



Figure 3.66 : Photo dans la mine souterraine du Chemin de Poussan. Illustration des dendrites de manganèse sur les éponges déferrifiées (a).

La déferrification associée à la goethitisation serait ainsi issue d'un processus post-dépôt produit au cours du début de la mise en place de l'environnement paralique lorsque les conditions confinées à tendance réductrices favorisent la production d'acides organiques. Ces acides auraient alors solubilisé le fer *per descensum* principalement dans la matrice poreuse et perméable, à partir de la nappe phréatique en favorisant la formation de goethite.

Par contre, la déferrification associée aux briquettes correspondrait à un évènement beaucoup plus tardif puisque le développement d'un champ de fractures bien réglées implique que la bauxite soit déjà lithifiée.

Conclusion

Les conditions climatiques et géodynamiques pendant le Crétacé « moyen » ont permis la formation, le démantèlement et le piégeage de bauxites allochtones dans le bassin de Villeveyrac. A l'origine, le rift pyrénéen du Crétacé « moyen » a conduit à la formation d'un dôme Est-Ouest depuis le sud du Massif Central (Montagne Noire – Cévennes) jusqu'en Provence (Isthme Durancien). Pendant l'Hauterivien – Aptien les conditions climatiques tropicales humides, ont alors altérées les roches affleurantes sur les plateaux stables, formant des régolithes. Une activité tectonique a engendré le soulèvement et la différenciation des plateaux conduit ensuite au décapage progressif de l'ensemble du régolithe depuis la cuirasse (bauxite) jusqu'à la saprolite riche en matériel détritique. Le matériel est alors directement piégé en aval dans les carbonates Jurassique karstifiés avec les plus fortes concentrations en aluminium et en titane à la base du remplissage. Le démantèlement a été rapide car aucune pédogenèse ou parautochtonie n'est identifiée.

En fonction des sources et de la profondeur de démantèlement du profil, le karst reçoit alors des apports bauxitiques périodiques avec des teneurs variées en fractions résiduelles. Les teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 sont régies par une distribution semblable et de bonnes corrélations sont identifiées entre ces teneurs. En particulier, Al_2O_3 et TiO_2 sont corrélées positivement entre eux et corrélées négativement à SiO_2 . Ces relations sont cohérentes avec un système latérisant qui enrichie le profil en éléments immobiles (Al, Ti) en lessivant les cations mobiles. Après le décapage des bauxites latéritiques et le remplissage du karst, le climat devient plus sec alors que l'érosion mécanique continue à décaper le socle varisque en amont et alimente en sédiments détritiques fins et bien triés le domaine paralique en aval dans un bassin subsident et dans un contexte globalement transgressif.

Fe_2O_3 présente une distribution et un comportement différent des autres éléments que l'on identifie par une variation de la couleur. Ainsi, trois couleurs de bauxites sont observées depuis une bauxite rouge riche en pisolithes d'hématite et hydroxydes d'aluminium vers une bauxite blanche sans pisolithes d'hématite et complètement déferrifiée et enfin une bauxite orange riche en goethite. La bauxite blanche correspond bien aux teneurs en Fe_2O_3 les plus appauvries traduisant bien une déferrification complète du système, alors que la bauxite orange apparaît uniquement au sommet de l'intervalle en lien avec la mise en place de la couverture terrigène. La mobilisation du fer serait induite par circulation d'un fluide relativement acide au début de la mise en place de la couverture argilo-gréseuse avec le développement d'un milieu réducteur préservant partiellement la matière organique et les acides associés. Dans ces conditions, on assiste à une déferrification et hydratation de la bauxite rouge en lien avec une activité bactérienne qui conduit à une évacuation partielle du fer avec la formation partielle de goethite. Au cours de l'épigenèse, lorsque le sédiment bauxitique est induré, un réseau de fracturation draine des fluides présentant des caractéristiques similaires et entraîne la mobilisation du fer et le blanchiment pénétratif des épontes des fractures.

Chapitre 4. Les déformations
enregistrées dans le bassin de
Villeveyrac : implications sur la
morphologie des pièges à
bauxites.

Introduction

Le substratum Jurassique constitue le piège des bauxites allochtones du bassin de Villeveyrac. Son étude représente un intérêt majeur pour l'exploration et l'exploitation du gisement. La bauxite repose en discordance sur des formations différentes du Jurassique, impliquant un évènement tectonique qui a basculé les séries, avant leur karstification.

Le régime tectonique du Crétacé « moyen » responsable : 1 – des surrections de la Montagne Noire et de l'Isthme Durancien, 2 – du basculement et érosion de la couverture mésozoïque, 3 – du démantèlement des bauxites latéritiques, est encore largement débattu. À Villeveyrac, les bauxites sont piégées dans les cavités karstiques donc la karstification est antérieure au dépôt. Ainsi, il est nécessaire d'étudier la formation et l'évolution de la morphologie du mur pour appréhender la géométrie du gisement lors du dépôt. Deux types de processus régissent l'espace disponible dans le mur Jurassique, et donc la puissance minéralisée : la déformation et la karstification.

Ces deux systèmes seront étudiés dans ce chapitre, dont les objectifs sont les suivants : 1 – définir le contexte tectonique du Crétacé « moyen » responsable des surrections (Isthme Durancien et Montagne Noire) et du démantèlement des bauxites allochtones, 2 – évaluer l'activité karstique et les déformations enregistrées dans la bauxite, 3 – comprendre la relation entre les déformations et puissances minéralisées.

La première partie porte sur le contexte structural global du bassin de Villeveyrac en prenant en compte toutes les déformations successives depuis le Jurassique. L'étude de la fracturation a été possible dans plusieurs stations de microtectonique et le principe de recoupement permet de proposer une chronologie relative des évènements majeurs. Les mesures de déformation fournissent des évidences sur le régime de contraintes, associé à chaque évènement tectonique.

La deuxième partie correspond à l'étude de la karstification avec l'identification du réseau de fractures emprunté pour la dissolution. L'activité karstique est aussi discutée dans cette partie avec une étude structurale dans le gisement bauxitique. Les observations en mine souterraine comparées aux observations en surface, donnent des indications sur les déformations enregistrées dans le bassin et les évolutions postérieures au dépôt.

Enfin, la dernière partie propose une modélisation numérique de la morphologie du mur Jurassique basée sur les données de sondage, afin d'évaluer les relations entre les déformations mises en évidence et les puissances minéralisées, mesurées dans les sondages.

1. Données et méthodes utilisées

Pour mesurer les déformations enregistrées dans le mur Jurassique, plusieurs échelles ont été investiguées : depuis l'échelle métrique avec des mesures réalisées sur 3 stations microtectoniques et une échelle kilométrique avec des mesures réalisées sur photos aériennes (Google Earth ®) [Figure 4.67], les coordonnées sont présentées dans le Tableau 4.5. Les stations microtectoniques sont principalement localisées sur le carbonate Jurassique affleurant, lequel montre des discontinuités remarquables : zone du lac de l'Olivet, zone de Roquemale et la carrière GSM à Poussan.

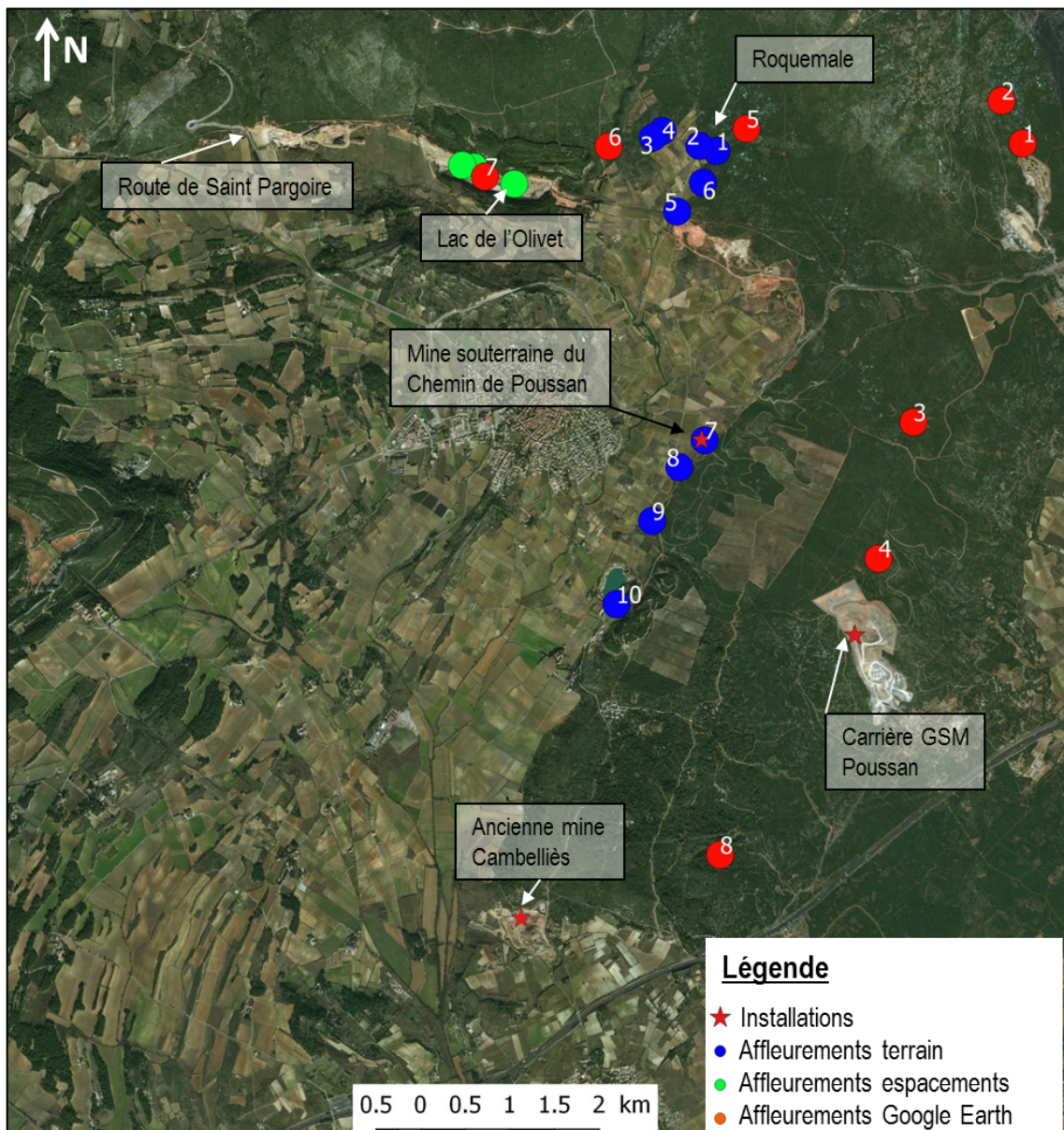


Figure 4.67 : Image Google Earth® avec localisation des stations microtectoniques de ce chapitre : mesures terrain (bleu), mesures espacement du karst (vert), mesures des fractures par photo aérienne (orange). Les étoiles correspondent aux installations (mine souterraine du Chemin de Poussan et carrière GSM). Les encarts gris correspondent aux zones mentionnées dans le texte.

Tableau 4.5 : Tableau des coordonnées des différentes stations microtectoniques utilisées dans le manuscrit (système Lambert Sud de France).

NOM		X	Y	Type de données	Structures mesurées
Lac de l'Olivet	Station 1	702174.41	136237.94	Terrain accessible à tous	Espacements et directions des joints
	Station 2	702078.98	136250.67		
	Station 3	702505.72	136105.07		
Google Earth	1	706645	136502	Photos aériennes Google Earth	Mesures directions discontinuités dans substratum Jurassique
	2	706465.4	136840.6		
	3	705788.3	134223.5		
	4	705521.6	133113.4		
	5	704389.3	136583.1		
	6	703270.9	136420.8		
	7	702266.3	136161.2		
	8	704268.1	130.689.5		
Carrière GSM		705480.9	132623.6	Carrière GSM Heidelberg	Mesures failles dans Jurassique
Bord du bassin	1 (Roquemale)	704146.7	136402,1	Terrain accessible à tous	Mesures déformations dans substratum Jurassique
	2	705480.9	132623.6		
	3	703630,1	136504,5		
	4	703702,0	136561,2		
	5	703833,5	135907,7		
	6	704040,0	136144,2		
	7	704063.	134054.		
	8	703882,0	133830,7		
	9	703670,4	133394,1		
	10	703389,8	132712,0		
Mine souterraine Chemin de Poussan		704088.7	134051.9	Demande accès SODICAPEI	Mesures déformation dans bauxites
Ancienne mine ciel ouvert Cambelliès		704932.0	129403.2	Terrain accessible à tous	Mesures déformations dans bauxites

Tous les stéréogrammes et rose diagrammes présentés correspondent aux hémisphères inférieurs et ont été réalisés sous le logiciel Stereonet (ALLMENDINGER *et al.*, 2012 ; CARDOZO & ALLMENDINGER, 2013) . Les diagrammes Pression/Traction (P/T) ont été réalisés sous le logiciel Faultkin (MARRETT & ALLMENDINGER, 1990 ; ALLMENDINGER *et al.*, 2012).

a) Le Lac de l'Olivet

Au nord du bassin, la zone du lac de l'Olivet [Figure 4.68] correspond à un ancien site d'exploitation où le mur affleure sur plusieurs milliers de mètres carrés, on peut ainsi étudier l'espacement et les directions de fracture. Ce réseau de fracture montre des évidences de dissolution lors de la karstification, laquelle a formé des cavités métriques piégeant les bauxites.



Figure 4.68 : Image Google Earth dans la zone du lac de l'Olivet. Les discontinuités dans le mur Jurassique sont rectilignes et utilisées par la karstification.

b) La carrière GSM de Poussan

Une carrière de calcaire à 2km à l'est du bassin de Villeveyrac est encore en exploitation. La carrière est exploitée par GSM Heidelberg Cement Group et produit 1 000 000t par an pour le BTP. Avec un pendage général de 10° vers le nord-ouest, on se situe donc plusieurs centaines de mètres sous la couche de bauxite. L'affleurement correspond à une alternance de calcaire gris de type mudstone et de marnes en petits bancs décimétriques. Les mesures ont été réalisées sur d'anciens fronts d'exploitation situés à l'est de la carrière. La fosse de 70 m de profondeur permet d'observer le mur des bauxites. Ces carbonates sont fracturés et karstifiés, avec un remplissage d'éléments non bauxitiques laminés et orangés. Ce sédiment ocre peut être associé à un remplissage tardif Paléocène (Sélandien/Thanétien) (HUSSON, 2013).

c) Le graben de Roquemale

Le nord-est du bassin correspond à la zone de Roquemale. C'est un bassin bordé par des failles normales NE-SW d'extension kilométrique avec des composantes décrochantes. Les affleurements permettent de voir les relations structurales entre le mur Jurassique karstifié, le remplissage bauxite et la couverture Crétacé.

2. Le contexte structural du bassin de Villeveyrac

Les bauxites du sud de la France [Figure 4.70] reposent en discordance sur un mur dont l'âge varie depuis l'Hettangien (dans la région de Pierrerue) et le Barrémien (à Saint-Rémy-de-Provence)(COMBES, 1990). La couverture des bauxites varie entre l'Aptien « moyen » dans les Corbières et l'Eocène à Bédarieux (LAPPARENT, 1930 ; LAJOINIE & LAVILLE, 1979 ; COMBES, 1990). La bauxite de Villeveyrac correspond un intervalle de temps restreint entre un mur Portlandien et une couverture datée à l'Albien supérieur (HUSSON, 2013).

Pendant le Crétacé « moyen » (129 – 113Ma), le sud de la France a subi une surrection régionale : entre le Massif Central, à l'ouest et le Massif des Maures-Esterel, à l'est, connu sous le nom de « l'Isthme Durancien (MASSE & PHILIP, 1976). Les formations sédimentaires marines qui s'étaient accumulées depuis le Trias (251-136Ma) et les roches cristallines au sud du Massif Central (Montagne Noire) (BARBARAND *et al.*, 2001 ; PEYAUD *et al.*, 2005) se sont retrouvées en surface. Le climat tropical humide (BARDOSSY, 1982) a favorisé l'altération chimique et le développement de bauxites autochtones en amont, avec notamment des traces résiduelles sur les Grands Causses (THIRY *et al.*, 2006) [Figure 4.70]. En aval, dans la zone languedocienne affectée par une activité tectonique de blocs faillés, le climat a favorisé l'érosion et la karstification du substratum carbonaté Jurassique supérieur (COMBES & BARDOSSY, 1994)[Figure 4.69].

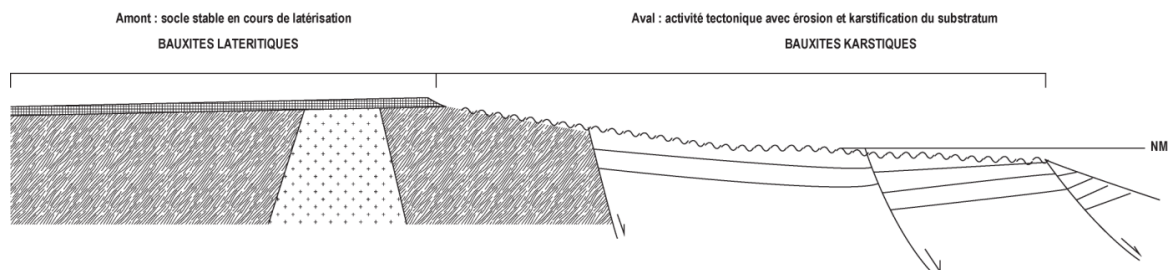


Figure 4.69 : Représentation schématique d'un paysage bauxitique avec formation des bauxites autochtones en amont sur un socle stable et en aval, déstabilisation et accidents tectoniques permettant l'érosion et la karstification du substratum carbonaté, d'après Combes & Bardossy (1994).

Le bassin de Villeveyrac, à 30km à l'ouest de Montpellier, correspond au seul bassin sédimentaire d'épaisseur significative (plusieurs centaines de mètres) de Crétacé supérieur affleurant dans la région de Montpellier [Figure 4.70].

Le bassin bauxitique correspond à un synclinal d'une dizaine de kilomètres carrés dont l'axe NE-SW plonge d'environ 10° vers le sud-ouest, et enfouissant la bauxite à plus de 700m sous une couverture Crétacé supérieur à Éocène inférieur - elle-même plissée en synclinal - à l'ouest du bassin [

Figure 4.71]. Le mur Jurassique affleure au nord et à l'est du bassin, et donne accès à des observations et des mesures afin de caractériser la fracturation. Dans le mur affleurant, on peut identifier les déformations et les éventuels changements d'orientation. Les observations homogènes dans le mur permettent également d'extrapoler les observations de surface, sous le bassin actuellement couvert.

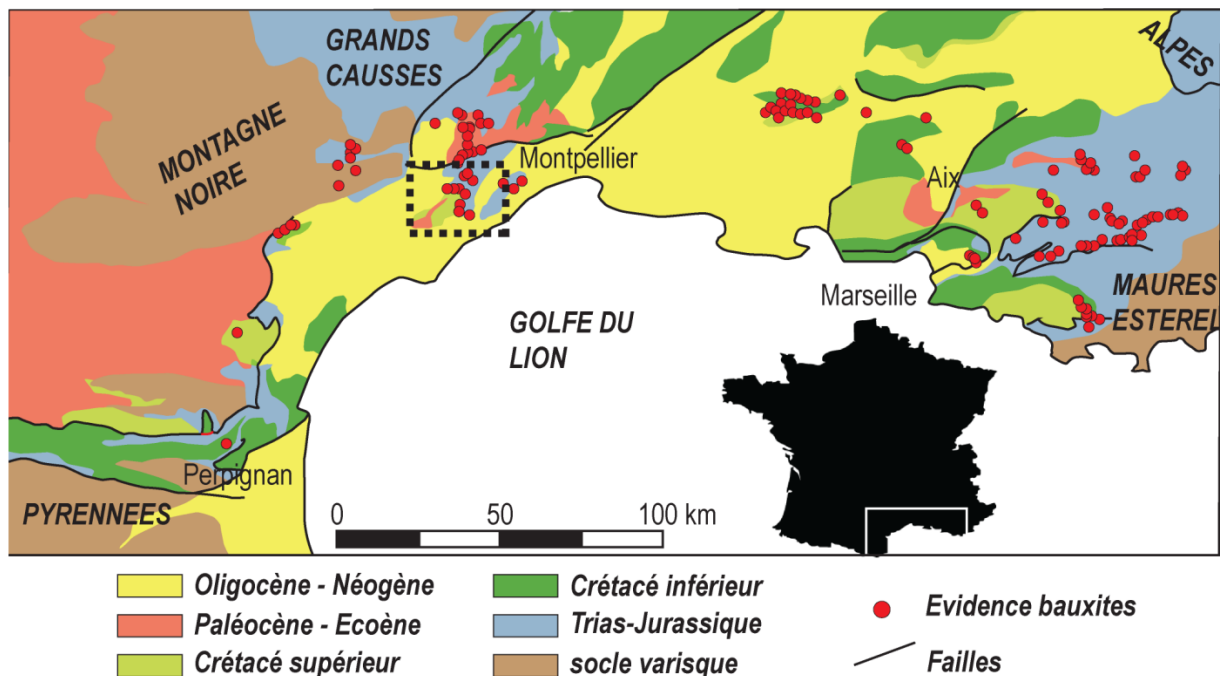


Figure 4.70 : Carte géologique du bassin du sud-est de la France, d'après la carte géologique au million du BRGM, avec position des évidences bauxitiques selon Lajoinie et Laville (1979) et Combes (1990). L'encart pointillé représente la localisation du bassin bauxitique de Villeveyrac

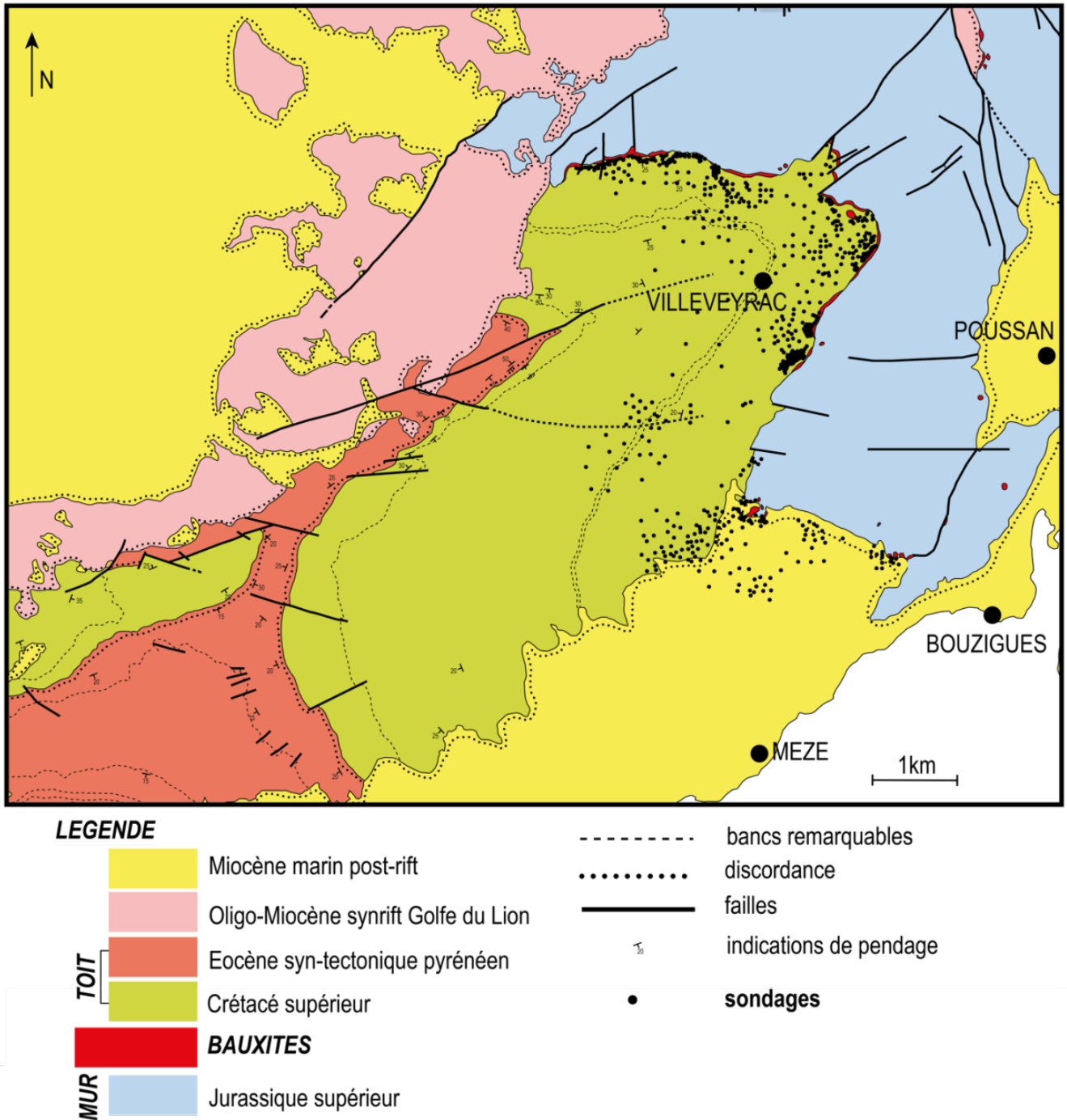


Figure 4.71 : Schéma structural du bassin de Villeveyrac suivant les cartes géologique de Pézenas et Sète (GOTTIS, 1967 ; BERGER *et al.*, 1981). Les bauxites sont limitées à l'est pas un faisceau NE-SW (Lajoinie, 1979). Les 782 sondages utilisés dans cet article sont localisés principalement sur les bordures nord et est du bassin.

3. Les déformations enregistrées dans le bassin de Villeveyrac

Les différents régimes tectoniques enregistrés dans le bassin sont détaillés suivant leur chronologie relative, basée sur des évidences de recoupement et des relations stratigraphiques.

a) Le système de joints N060 – N150 : pièges des bauxites

Au niveau du lac de l'Olivet [Figure 4.72], on observe des alignements de dômes calcaires de dimension métrique formant un réseau qui est limité par des remplissages résiduels de bauxite. Le réseau créé, est donc antérieur au dépôt de la bauxite à Villeveyrac.

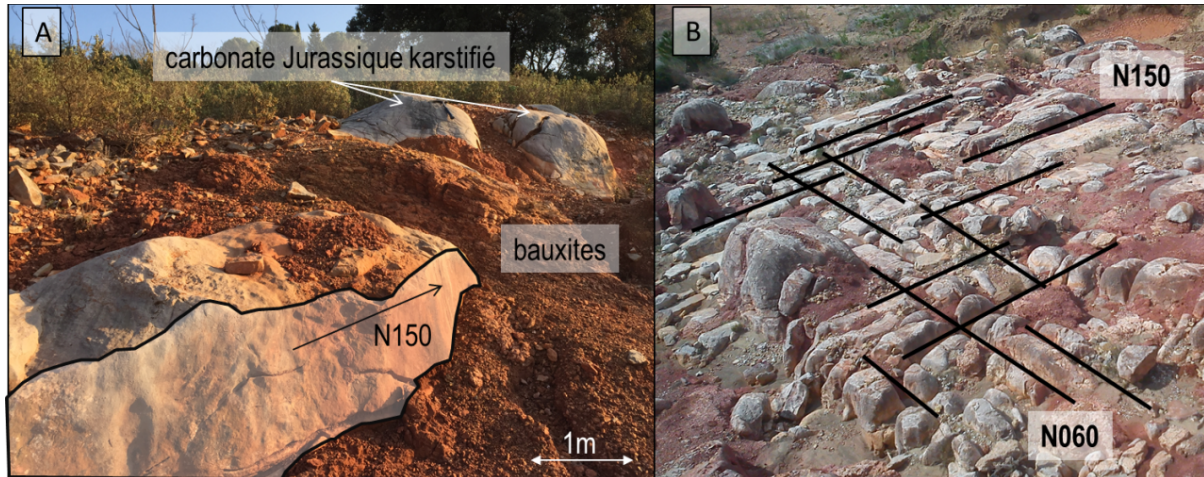


Figure 4.72 : A) système de joints emprunté par la dissolution lors de la karstification avec remplissage de bauxites entre les dômes calcaires, B) système de joints rectilignes et orthogonaux de directions N060 et N150

Les surfaces convexes des dômes calcaires montrent des évidences de dissolution du carbonate et convergent vers le bas. La base de ces creux révèle la présence de fractures rectilignes dont le pendage varie entre 75° et 90°. Ces fractures utilisées par la karstification sont perpendiculaires au plan de stratification. Ces fractures s'organisent en réseau sub-orthogonal orienté N060 et N150. Aucun décalage n'est observé au croisement des fractures, suggérant un système de joints.

Le même système de fracturation est également visible à l'extérieur du bassin, dans le mur Jurassique. Sur Google Earth®, il est possible de mesurer leurs directions. L'extérieur du bassin a été investigué pour regarder la distribution spatiale des fractures dans le mur Jurassique.

L'analyse des images satellite (Google Earth®) permet de visualiser des zones d'affleurement calcaire présentant un réseau de fractures organisé. Huit affleurements dans le Jurassique ont été reconnus et analysés au nord et à l'est du gisement. L'ensemble des photos interprétées est présenté en Annexe E.

La fracturation reconnue en image aérienne répond aux 5 critères suivants : elle doit apparaître comme des discontinuités sombres dans la roche, parallèles et répétitives, de tracé rectiligne et d'extension au moins pluri-décamétrique [Figure 4.73].



Figure 4.73 : Image Google Earth® des discontinuités régulières, mesurées en photo aérienne dans le substratum Jurassique. Photo aérienne de la station 6 (voir Figure. 4.1).

La vérification sur le terrain montre que les discontinuités observées en photo satellite correspondent à des fractures élargies par la dissolution et/ou colonisées par une végétation de graminées [Figure 4.74].



Figure 4.74 : Gauche) image aérienne Google Earth ® montrant la régularité des fractures dans les carbonates. Droite) ces fractures sont souvent délimitées sur le terrain par de la végétation.

Chaque station comprend entre 6 et 23 mesures. Les orientations moyennes régionales mesurées sur les 8 stations investiguées sont N150 et N060 [Figure 4.75].

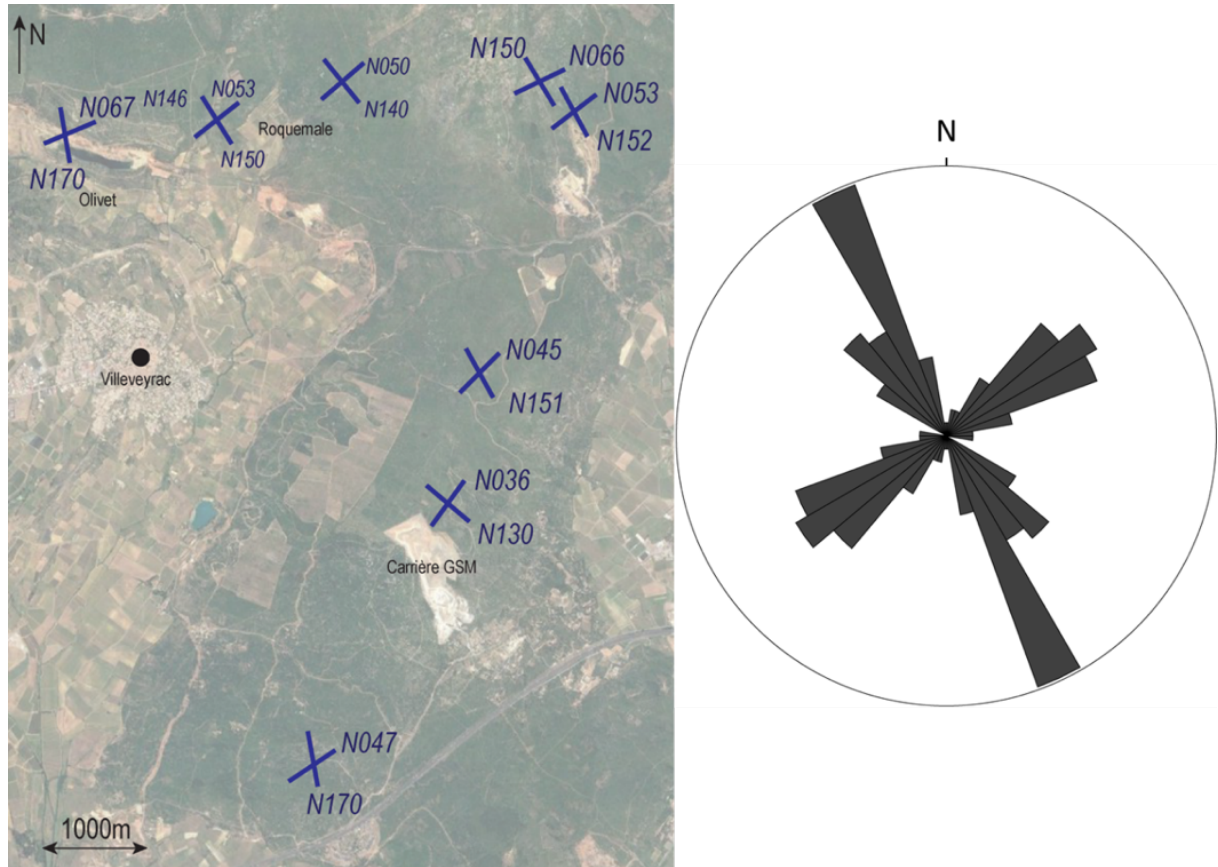


Figure 4.75 : Localisation des huit stations de mesures du réseau de joints du mur Jurassique avec les directions moyennes des joints dans chaque station. Rose diagramme de l'ensemble des orientations mesurées (n=107)

Ce réseau orthogonal à l'extérieur du bassin est équivalent aux directions de l'Olivet, on en déduit qu'il affecte l'ensemble du mur des bauxites. Ce système de joints affecte donc le mur Jurassique dans son ensemble, quel que soit l'étage du Jurassique supérieur affleurant.

L'acquisition des joints dans le carbonate est donc postérieure au Jurassique supérieur le plus jeune (Portlandien) et antérieure à la karstification du Jurassique mais aussi au piégeage des bauxites, réputé Crétacé « moyen ». De plus, leur position perpendiculaire au plan de stratification du Jurassique indique que ce système de joints est replissé par le synclinal affectant l'ensemble du bassin, formé au pyrénéen.

b) Un régime extensif NE-SW anté ou syn-bauxitique

i) Les failles normales décamétriques

Dans la carrière GSM de Poussan, on observe des plans de faille d'extension décamétrique et d'orientation NW-SE [Figure 4.76]. Les plans sont conjugués et présentent des pendages de 40 à 60°. Ces failles correspondent souvent aux limites de gradins d'exploitation et ont parfois donné

lieu à des glissements catastrophiques comme en 2012, où une faille décimétrique N120 50SW a servi de niveau de glissement à toute la partie est de la carrière. Ces failles sont visibles sur 1 à 3 gradins, soit une vingtaine de mètres de hauteur maximum. Considérant leur dimension et les relations expérimentales reliant longueur de failles et déplacement (TORABI & BERG, 2011), on peut estimer leur rejet à environ 2m.



Figure 4.76 : Photo de la carrière GSM montrant les failles normales décimétriques

Une seconde orientation N-S est aussi mesurée sur des failles décimétriques d'aspect similaire sur le terrain. Ces failles N-S présentent aussi des plans conjugués, cependant les pendages sont plus élevés, autour de 75°.

Ces deux systèmes de failles sont de dimension décimétrique avec des surfaces légèrement ondulées. Les plans de glissement sont marqués par des corrugations métriques, des stries de calcite en zone abritée et des stries mécaniques indiquant un mouvement normal [Figure 4.77].

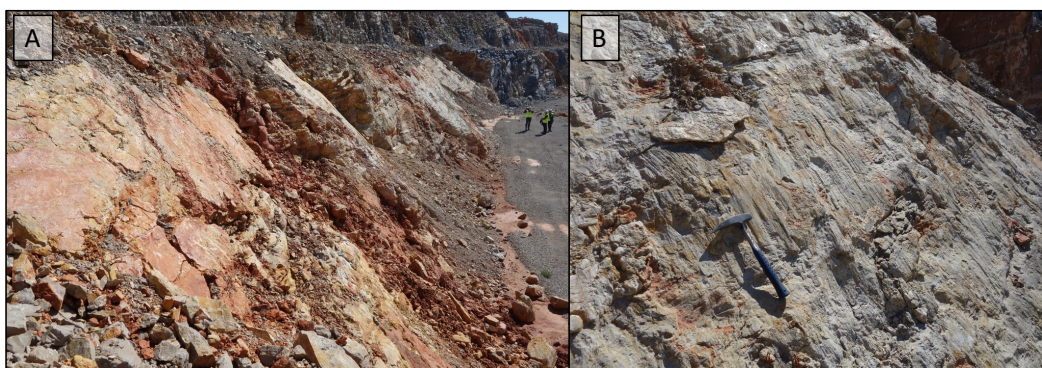


Figure 4.77 : A) miroir de faille d'extension décimétrique NW-SE fortement irrégulier, avec remplissage ocre/orangé, postérieur à la mise en place des bauxites, B) Zoom d'un miroir de faille NW-SE, les stries mécaniques indiquent un mouvement normal.

Les failles décimétriques sont réactivées avec des embranchements secondaires et utilisées par une karstification avec remplissage rouge/orangé d'argilite et silt [Figure 4.78]. Ces remplissages sont identifiés à l'extérieur du bassin et ont été interprétés comme des remplissages Paléocène (HUSSON *et al.*, 2012). D'autre part, la position structurale de la carrière, dans le mur Jurassique plusieurs centaines de mètres sous les dépôts de bauxite, suggère que ces affleurements sont situés largement sous le niveau de base des karsts bauxitiques. Les remplissages karstiques observés dans les fractures de la carrière sont donc postérieurs au dépôt des bauxites.

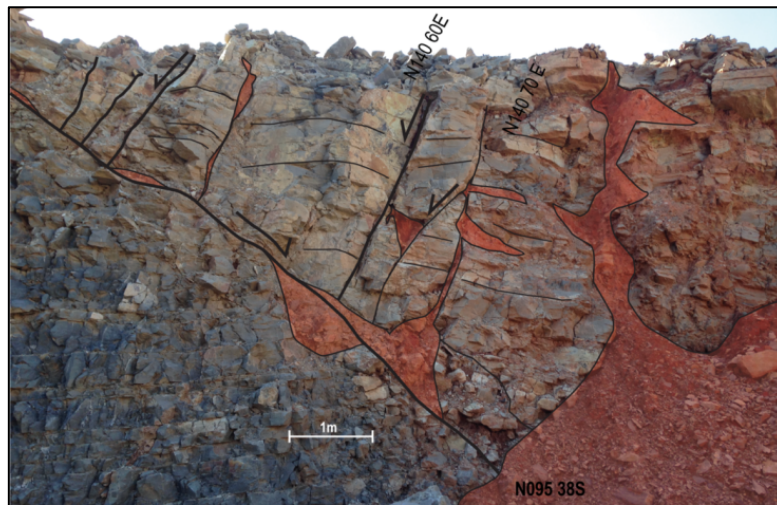


Figure 4.78 : Photo interprétée d'un plan de faille N095 avec embranchement de failles normales secondaires. Ces failles sont utilisées par la karstification et remplies de silt et argilite rouge / orangé.

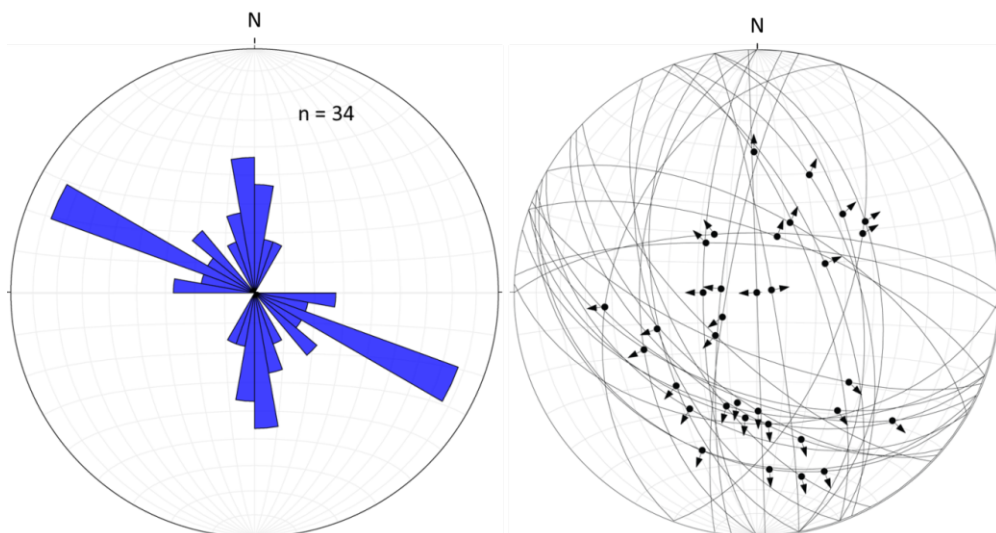


Figure 4.79 : Gauche) rose diagramme des failles décimétriques NW-SE et N-S (n=34) montrant une orientation bidirectionnelle bien réglée. Droite) stéréogramme des 34 failles décimétriques, leurs stries montrent distribution radiale. La distribution des stries est en désaccord avec les orientations bien réglées des plans de failles mais peuvent suggérer plusieurs phases de mouvement sur les plans.

Dans la carrière, 34 failles décamétriques ont été mesurées avec leurs tectoglyphes. Malgré des directions bien définies, les directions de strie ne sont pas homogènes mais plutôt distribuées de façon radiale [Figure 4.79]. Les failles normales décamétriques montrent des orientations bien réglées suggérant un réseau de failles normales conjuguées et néoformées, comme le suggèrent les cristallisations en zones abritées. Cela est cohérent avec une extension dans la direction de la bissectrice, soit NE-SW. Cependant, les stries sont assez dispersées et suggèrent une extension radiale [Figure 4.79].

Il y a donc une histoire tectonique complexe associée à ces plans de failles normales. Une étude du tenseur de contrainte de ces failles permet d'évaluer la ou les cinématiques.

ii) Analyse du tenseur de contraintes associé à ces failles normales

Calcul du tenseur optimal par méthode inverse (FSA) sur toutes les failles normales (n=34)

Pour caractériser le tenseur de contrainte responsable de la formation de ces failles normales et afin d'évaluer leur compatibilité mécanique, nous avons utilisé le logiciel FSA (HEUBERGER *et al.*, 2010 ; CELERIER, 2017). Le logiciel génère 10 000 tenseurs répartis aléatoirement dans l'espace et les applique aux plans de failles mesurés. Le calcul est défini pour expliquer 100% des résultats. La compatibilité mécanique entre un tenseur calculé et les failles est définie par l'écart angulaire entre les stries théoriques du tenseur et les stries mesurées sur le terrain.

Tout d'abord, en raison de leur similitude à grande échelle sur le terrain, toutes les failles (n = 34) ont été traitées ensemble afin d'évaluer leurs cinématiques.

Le meilleur tenseur montre un écart angulaire inférieur à 20° pour 21 failles, justifiant une bonne compatibilité mécanique entre ces failles normales. Sur

Figure 4.80-C, le rapport des contraintes $r_0 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} = 0.82$ signifie que σ_2 et σ_3 sont très proches, caractérisant une extension radiale (CELERIER, 1995). Ce résultat est cohérent avec la dispersion des orientations de stries observées sur le stéréogramme [Figure 4.79]. Cependant, l'écart angulaire variant de 0° à 55°, suggère plusieurs familles distinctes de failles.

Une seconde analyse a porté sur les 21 failles mécaniquement compatibles.

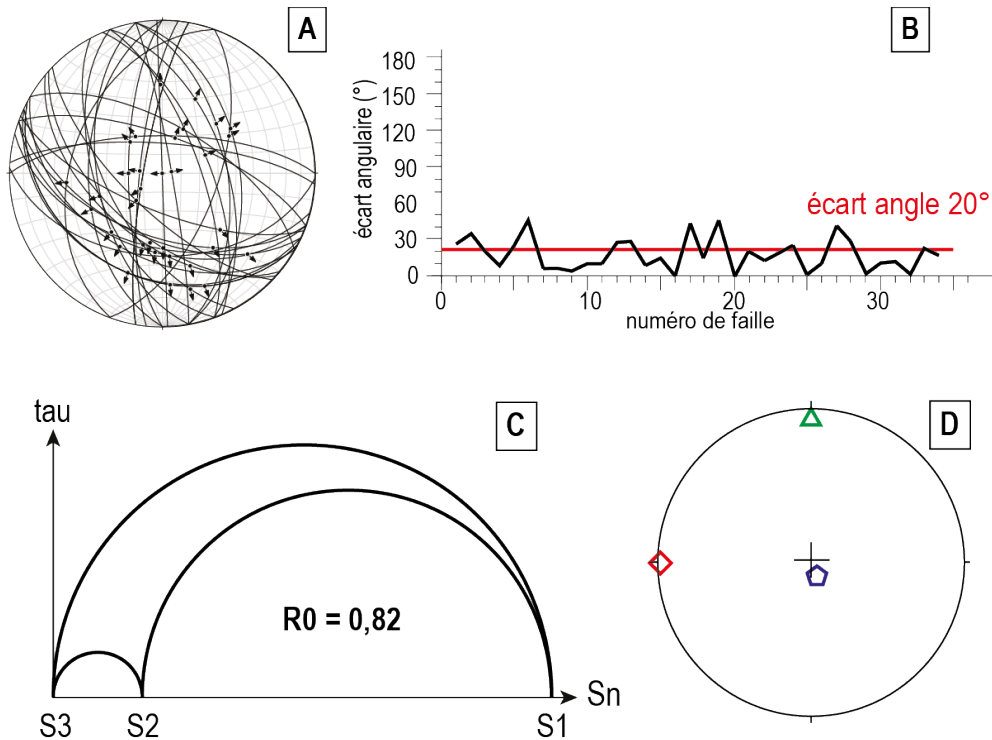


Figure 4.80 : A) Stéréogramme des 34 failles normales décamétriques utilisées pour le calcul de tenseur de contrainte, B) Le graphique représente l'écart angulaire (ordonnée) pour les 34 failles (abscisse) du tenseur calculé, la ligne rouge délimite l'écart angulaire de 20°, C) Cercle de Mohr du tenseur optimal calculé avec $r_0 = 0.82$, caractérisant des valeurs de sigma 2 et sigma 3 très proches, D) Le stéréogramme représente les orientations des contraintes principales du tenseur optimal caractérisant une extension N-S (pentagone bleu : S1 ; carré rouge : S2 ; triangle vert : S3)

Calcul du tenseur optimal par méthode inverse (FSA) sur les failles avec un écart angulaire <math><20^\circ (n=21)</math>

Pour caractériser la famille la mieux représentée, le même calcul du tenseur optimal a été effectué sur les 21 failles présentant un écart inférieur ou égal à 20° [Figure 4.81-B].

Le rapport r_0 a augmenté (0.89) indiquant des valeurs de sigma 2 et sigma 3 extrêmement proches, soit une extension de type radiale vers le NE-SW. Ces 21 failles correspondent aux deux types de failles normales décamétriques rencontrées sur le terrain : les failles NW-SE avec un pendage d'environ 50° et les failles N-S de pendage plus fort (75°).

Ce traitement statistique regroupe aussi des plans de failles caractérisés par des stries différentes (calcite en zone abritée et mécanique), pouvant indiquer des cinématiques différentes. Afin de les distinguer, une méthode directe basée sur l'observation du type de strie est réalisée ensuite.

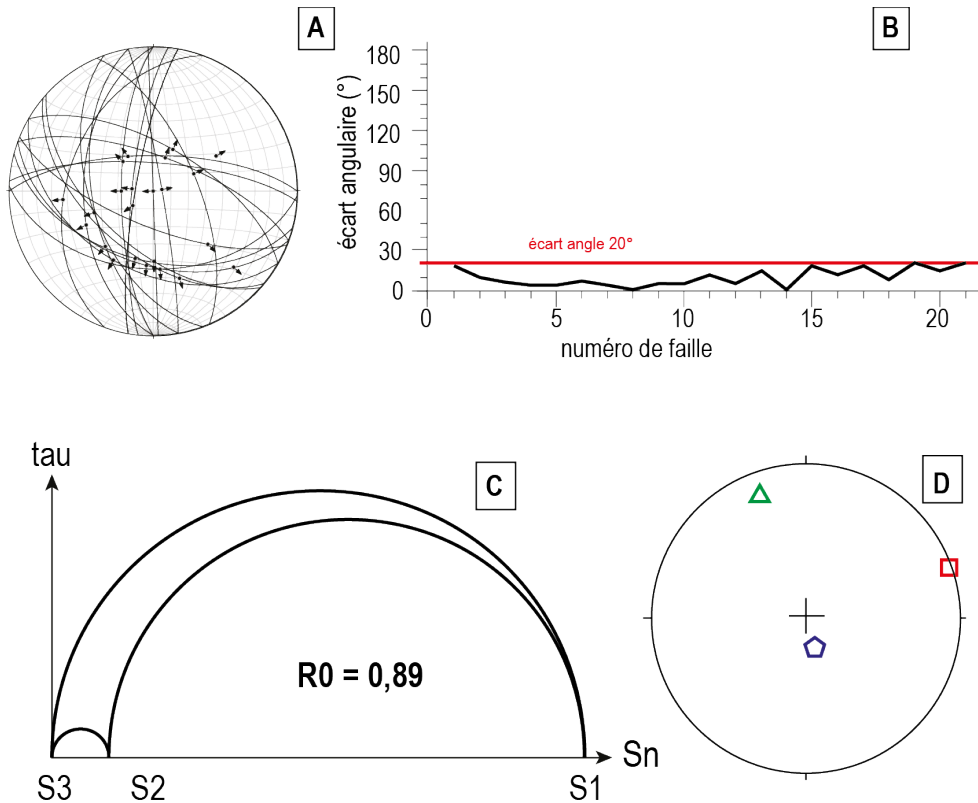


Figure 4.81 : A) Stéréogramme des 21 failles normales décimétriques utilisées pour le calcul de tenseur de contrainte. B) Le graphique représente l'écart angulaire (ordonnée) pour les 21 failles (abscisse) du tenseur calculé, le ligne rouge délimite l'écart angulaire de 20°, tous les plans présentent un écart angulaire entre les stries théoriques et les stries mesurées inférieur ou égal à 20°, C) Cercle de Mohr du tenseur optimal calculé avec $R0 = 0,89$, D) Le stéréogramme représente les orientations des contraintes principales du tenseur optimal caractérisant une extension NE-SW (pentagone bleu : σ_1 ; carré rouge : σ_2 ; triangle vert : σ_3).

Calcul du tenseur optimal par méthode directe (Faultkin) sur toutes les failles normales (n=34)

La méthode FSA met en évidence une extension radiale cependant le classement des failles n'est pas satisfaisant puisque toutes les failles sont considérées mécaniquement cohérentes alors que leurs stries sont différentes. Le logiciel Faultkin propose une visualisation de tous les plans et calcule pour chaque faille un σ_1 et σ_3 . Ensuite, un *Kamb contouring*, consistant à regarder la concentration des points sur une surface donnée, est appliqué pour caractériser les orientations des contraintes principales (MARRETT & ALLMENDINGER, 1990 ; ALLMENDINGER *et al.*, 2012).

Dans un premier temps, toutes les failles normales (n=34) ont été traitées afin de comparer les résultats obtenus avec ceux de FSA [Figure 4.82]. L'axe T (bleu) caractérise σ_1 , lequel est vertical alors que l'axe P (rouge) caractérise σ_3 et montre un nuage très étalé des directions avec une densité plus importante vers le NNE-SSW. La dispersion du σ_3 confirme les permutations

possibles entre σ_3 horizontal, alors que le σ_1 reste toujours vertical, caractérisant une extension radiale, cohérent avec le traitement FSA (CELERIER, 1995).

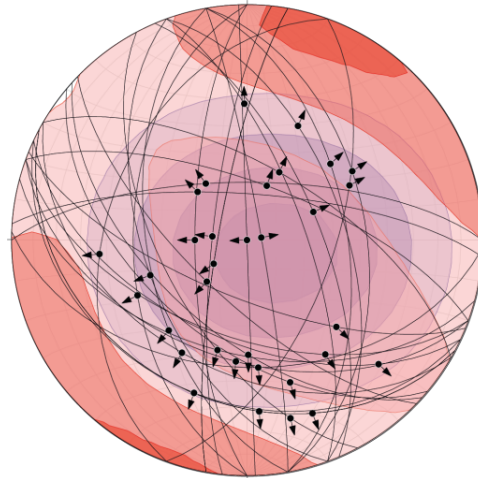


Figure 4.82 : Stéréogramme des failles normales décamétriques (n=34) avec Kamb contouring des axes P (rouge) et T (bleu), réalisés sur Faultkin.

Calcul du tenseur optimal par méthode inverse (Faultkin) sur les failles avec stries à calcite en zone abritée (n=16)

À partir de toutes les failles normales, on a sélectionné les plans préservés (n=16) qui présentaient des stries avec croissances de calcite en zone abritée, témoignant de la cinématique initiale de la faille. En prenant en compte ces seules stries en faille normale, on obtient un tenseur de contrainte avec σ_1 vertical et σ_3 horizontal et orienté NE-SW [Figure 4.83]. On note la diminution de la dispersion de σ_3 et une densité plus marquée vers le NE-SW, signifiant une direction de la contrainte minimale bien réglée.

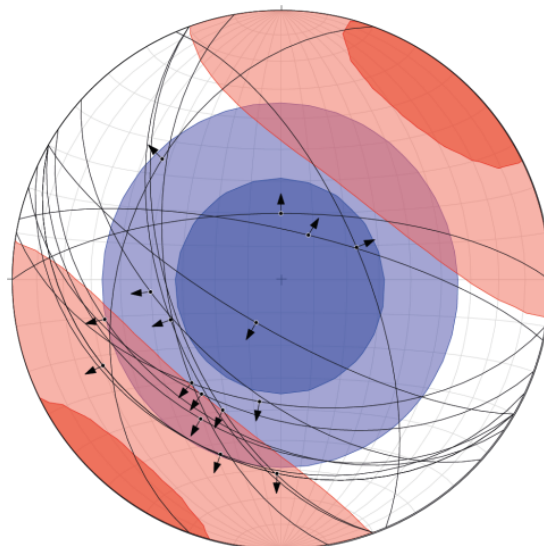


Figure 4.83 : Stéréogramme des failles normales décamétriques présentant des stries à calcite en zone abritée (n=16) avec Kamb contouring des axes P (rouge) et T (bleu), réalisés sur Faultkin. L'axe T (bleu) est vertical et l'axe P (rouge) est horizontal et orienté NE-SW caractérisant la direction d'extension.

Synthèse des résultats

Les deux méthodes de détermination des tenseurs de contraintes (FSA et Faultkin) mettent en évidence une extension NE-SW avec une grande dispersion de σ_2 et σ_3 suggérant une extension radiale. Les deux familles de failles classées suivant leur type de strie indiquent une histoire polyphasée des plans :

- une première phase, avec formation des stries à calcite en zone abritée suggérant une cinématique initiale proche d'une extension NE-SW
- une seconde phase, avec les stries mécaniques dispersées caractérisant une extension radiale, ultérieure.

iii) Chronologie relative

Un affleurement de miroir de faille normale présente une réactivation avec des stries en faille inverse [Figure 4.84]. Cet affleurement correspond à un miroir de faille normale décamétrique présentant des cristallisations de calcite en zone abritée sur un plan d'orientation générale N124 42SW. Ce miroir de faille normale présente en outre des stries mécaniques à vergence nord affectant à la fois le calcaire et la calcite des zones abritées. La striation mécanique indique une réactivation de ce plan de faille en mouvement inverse. Cet affleurement permet une chronologie relative entre l'évènement extensif NE-SW, caractérisé par les failles NW-SE, lequel est suivi par un régime compressif proche de N-S et compatible avec la compression pyrénéenne dans cette zone (ARTHAUD & SEGURET, 1981 ; ARTHAUD & LAURENT, 1995)[Figure 4.85]. L'évènement extensif NE-SW est donc antérieur au pyrénéen.

Ce régime extensif NE-SW, pré-pyrénéen, n'a jamais été décrit dans la région.



Figure 4.84 : affleurement de faille normale N124 réactivée en faille inverse dans la carrière de GSM. Le stylo orange est parallèle à la direction des croissances de calcite en zones abritées (extension NE-SW) et le stylo noir est parallèle aux stries tardives affectant les zones à calcite (compression N-S).

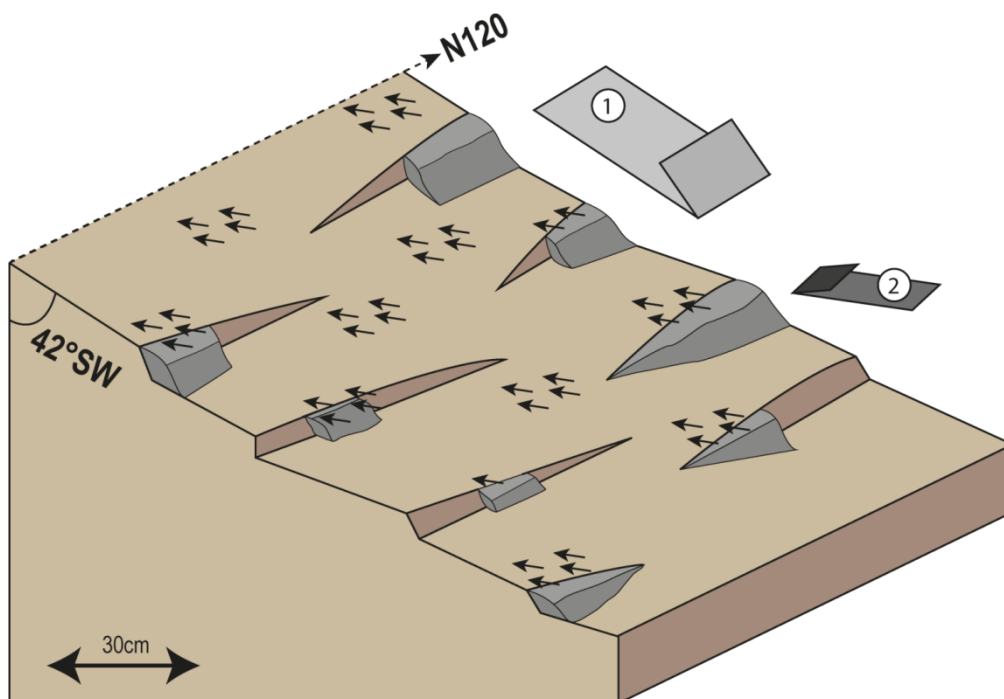


Figure 4.85 : Bloc diagramme schématisant l'affleurement de plan de faille normale décamétrique N124 (cinématique 1) réactivé en faille inverse pendant la compression pyrénéenne (cinématique 2).

iv) Discussion des résultats sur l'extension NE-SW

Les failles normales décamétriques caractérisent un système extensif post-Jurassique supérieur et anté-pyrénéen. Cet événement, identifié pour la première fois dans la région, pourrait être contemporain de l'épisode bauxitique. Cette cinématique polyphasée est à relier à l'évolution tectonique de la région avec : 1- une extension NE-SW contemporaine au rift pyrénéen et associée à l'émergence de l'Isthme Durancien (LAGABRIELLE *et al.*, 2010) et 2- une extension radiale postérieure.

Les plans de failles normales décamétriques sont ensuite repris en faille inverse pendant la phase compressive pyrénéenne.

c) La compression pyrénéenne post-bauxite

i) Failles inverses néoformées

Des failles d'extension métrique de direction NNW-SSE ont aussi été observées dans la carrière. Ces failles montrent des plans conjugués de pendage 40° vers l'ouest et de pendage 65° vers l'est [Figure 4.86]. Les miroirs de failles montrent principalement des stries mécaniques et des « strilolithes », lesquelles indiquent un mouvement inverse. Ces failles inverses sont considérées comme néoformées et aucune évidence de réactivation n'est observée.



Figure 4.86 : Photo d'une faille inverse néoformée (n=6) et stéréogramme des failles inverses néoformées

ii) Décrochements conjugués

Des décrochements décamétriques sont aussi remarquables dans la carrière. Ces failles présentent des stries mécaniques et de la calcite cristallisée en zone abritée. Les orientations principales des horizontales sont proches de E-W pour les décrochements sénestres et NNW-SSE pour les décrochements dextres [Figure 4.87].

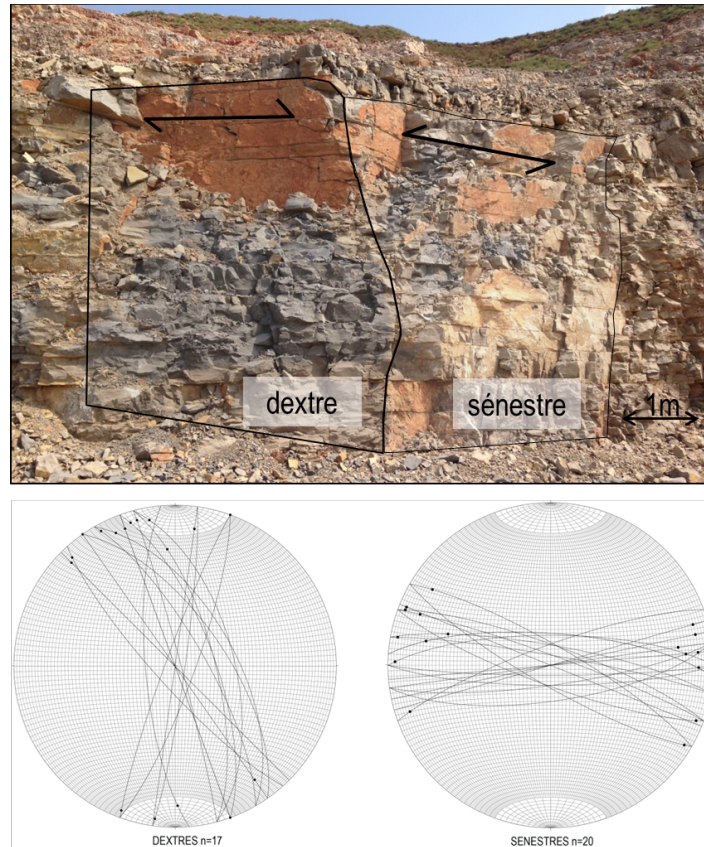


Figure 4.87 : exemple de décrochements conjugués, les stéréogrammes indiquent les directions principales : E-W pour les sénestres et NNE-SSW les dextres. La direction de compression est la bissectrice des plans, soit NNE-SSW, cohérente avec la compression pyrénéenne.

iii) Pli synclinal

L'ensemble du bassin de Villeveyrac est actuellement plissé dans un vaste synclinal d'axe N080 et de plongement 10° vers l'ouest, affectant le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur. Des profils sismiques montrent que les séries du Crétacé supérieur plissé sont isopaques (MAERTEN & SERANNE, 1995 ; SERRANO & HANOT, 2005 ; HUSSON, 2013) alors que l'Éocène inférieur – Paléocène (e1) est légèrement discordant sur le Crétacé supérieur. De plus, l'Éocène « moyen » (Bartonien) est en discordance angulaire forte sur les séries plus anciennes et n'est pas plissé (BERGER *et al.*, 1981).

Le plissement a donc lieu après l'Éocène inférieur et avant (ou pendant) le Bartonien ; il indique une compression N-S.

iv) Les fentes de tension et stylolithes

Des fentes de tension sont présentes dans le Jurassique autour du bassin, surtout observées au nord-est du bassin, dans la zone de Roquemale. Les fentes de tension sont métriques et souvent en échelon. Les directions des fentes de tension présentent une distribution bimodale N-S et

NNE-SSW [Figure 4.88]. Des plans stylolithiques ont aussi été mesurés dans la zone nord de Roquemale. Ils sont associés à des fentes de tension N-S [Figure 4.88]. Les pics sont millimétriques et bien droits. Les deux systèmes indiquent une direction de compression N-S, et sont cohérents avec les directions de la compression pyrénéenne.

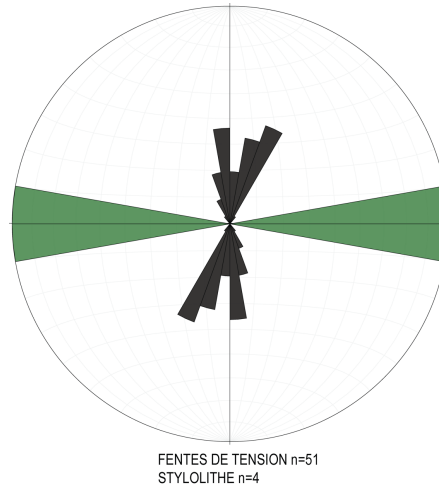


Figure 4.88 : Rose diagrammes des fentes de tension (noir) avec n=51 et les plans stylolithiques (vert) avec n=4

v) Réactivation des discontinuités existantes

Dans la carrière GSM de Poussan, des plans réactivant des discontinuités préexistantes ont été identifiés : des failles inverses réactivant d'anciennes failles normales décamétriques [Figure 4.84], mais aussi des glissements banc sur banc. Les tectoglyphes (calcite en zone abritée et « strilolithes ») indiquent un mouvement inverse. Ces failles inverses sont remarquées au niveau des limites de banc dans les séries plus marneuses mais aussi dans le carbonate [Figure 4.89].



Figure 4.89 : Failles inverses à la limite des bancs dans les intervalles plus marneux, la pointe de crayon indique le sens du déplacement. Un plan intra-banc en mouvement inverse est mis en évidence par le décalage de la fente de tension.

Ce sont des plans de faible pendage (< 20°) sub-parallèles à la stratification [Figure 4.90-A].

Les plans qui réactivent les failles normales décamétriques NE-SW montrent principalement des stries mécaniques avec un azimuth moyen de N125 [Figure 4.90-B].

Les cinématiques observées sur ces plans en faille inverse sont postérieures à l'extension NE-SW et cohérentes avec la compression pyrénéenne.

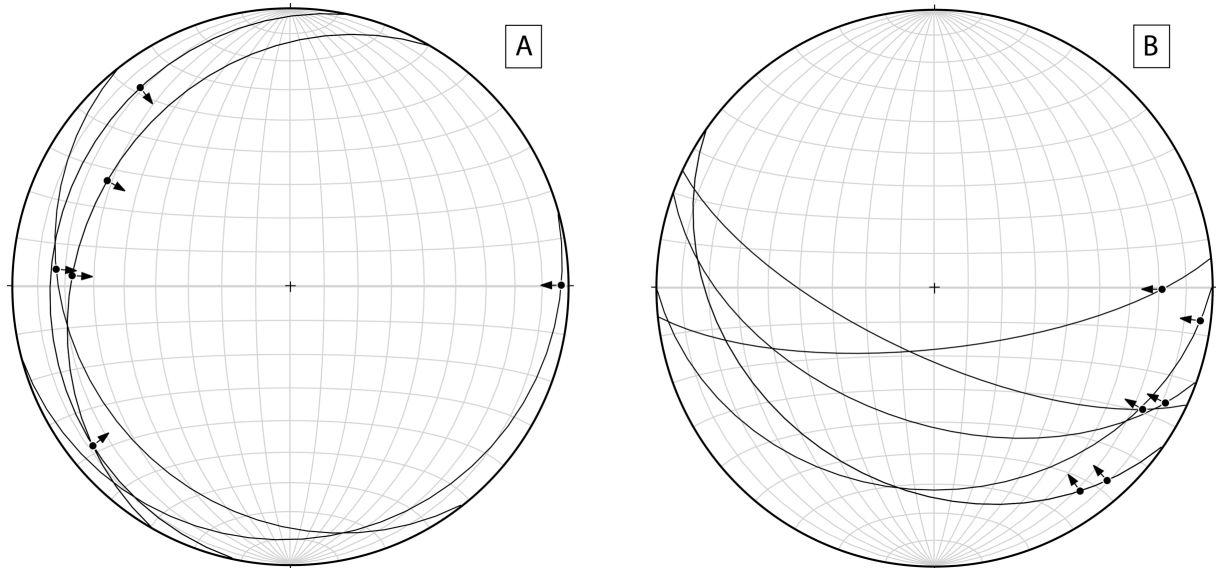
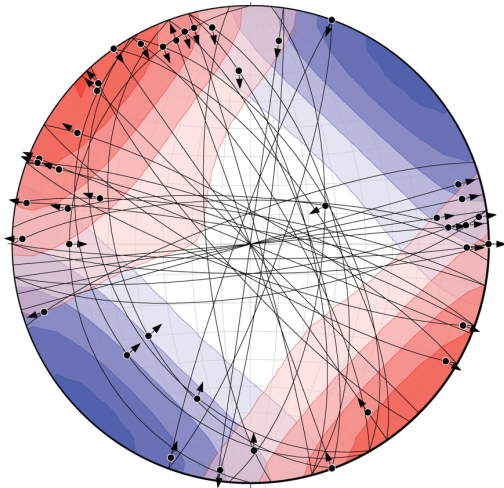


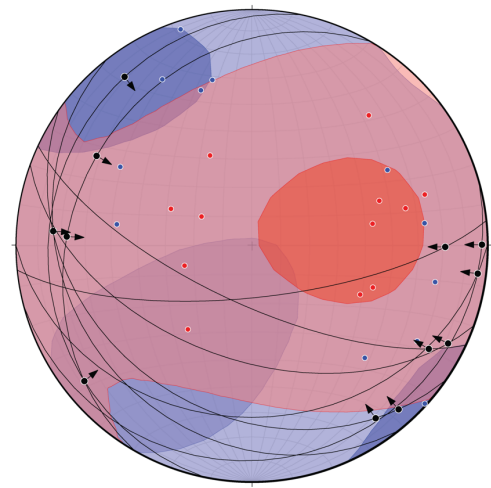
Figure 4.90 : Stéréogrammes des failles réactivant des discontinuités existantes : A) plans de faille inverse banc sur banc et intra-banc (n=6), B) plans de failles normales décamétriques réactivées en failles inverses (n=7).

vi) Discussion sur les directions de contraintes de la compression pyrénéenne

Il y a deux systèmes de failles inverses : les failles inverses néoformées associées sur le terrain aux décrochements et les failles inverses réactivant d'anciennes discontinuités (limites de banc ou failles normales décamétriques NW-SE). Les directions de contraintes principales pour les failles néoformées et les décrochements indiquent une compression NE-SW [Figure 4.91]. Le plissement, les fentes de tension et les plans stylolithiques confirment aussi une contrainte maximale compressive orientée NE-SW. Cette direction est cohérente avec la direction de contrainte principale de la compression pyrénéenne dont le σ_1 est orienté N015 à l'échelle régionale (ARTHAUD & LAURENT, 1995).



Failles Inverses Néοformées et Décrochements



Failles Inverses réactivant plans existants

Figure 4.91 : Gauche) stéréogramme et *Kamb contouring* des axes P/T compilant les données des décrochements sénestres et dextres et failles inverses néοformées, la direction de sigma 1 est NE-SW (Figure 4.86-Figure 4.87) ; Droite) Stéréogramme et *Kamb contouring* des axes P/T des failles inverses réactivant d'anciennes discontinuités (failles normales NW-SE et, banc sur banc), la direction de sigma 1 est NW-SE.

Les failles inverses réactivant d'anciennes discontinuités montrent des directions principales mal définies. De plus, la direction de σ_1 à fort pendage et orientée NW-SE est différente de la direction de la compression pyrénéenne connue dans la région. Cependant, cela peut être expliqué par des déviations de la contrainte compressive principale (σ_1) proches des discontinuités existantes, ce phénomène a déjà été identifié dans la région (ARTHAUD & LAURENT, 1995).

On propose que ces deux systèmes compressifs, postérieurs à la mise en place de la bauxite soient tous les deux issus de la compression pyrénéenne.

d) Extension NW-SE post-couverture Crétacé supérieur

Dans la partie nord du bassin de Villeveyrac, à Roquemale, le Jurassique est affleurant et présente un système de failles d'extension décamétrique. Ces failles sont espacées de quelques mètres. On retrouve le même système conjugué de l'autre côté du bassin. Ces failles affaissent le dépôt bauxitique et la couverture Crétacé supérieur, indiquant un évènement tectonique post-Crétacé supérieur [Figure 4.92].

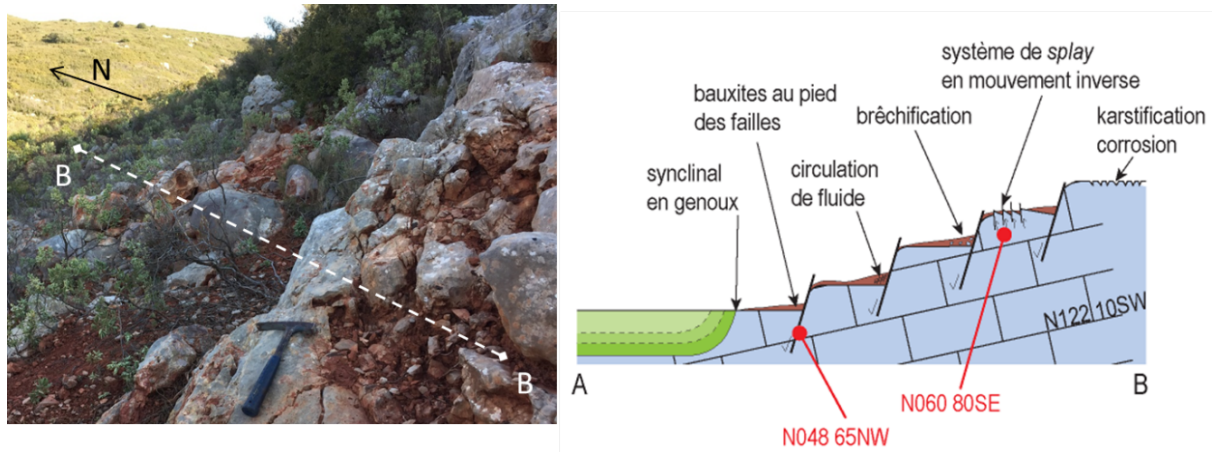


Figure 4.92 : Photo de terrain et coupe illustrée de l'affleurement

Aucune strie n'a pu être observée sur ces failles, mais le décalage des niveaux de bauxite indique une composante normale [Figure 4.93-A]. Aussi de la bréchification est remarquée dans le mur Jurassique. Les brèches montrent des clastes anguleux et pris dans une matrice rouge constituée d'éléments fins.

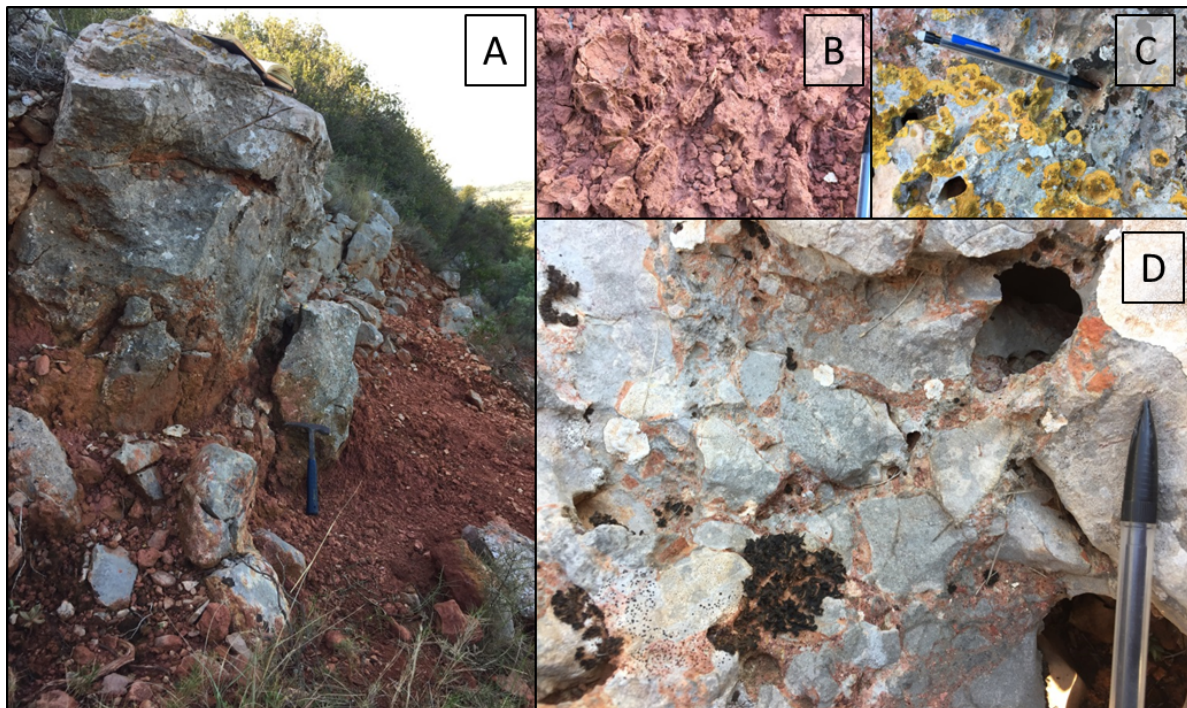


Figure 4.93 : Photo des failles normales NE-SW affaissant le bassin dans la partie Nord (graben d'effondrement de Roquemale). Le rejet est métrique et affaisse le bassin (1). Présence de circulation de fluide aux pieds des failles (B). Le carbonate Jurassique montre des évidences de karstification actuelle (C) et de la bréchification avec remplissage silt rouge (D).

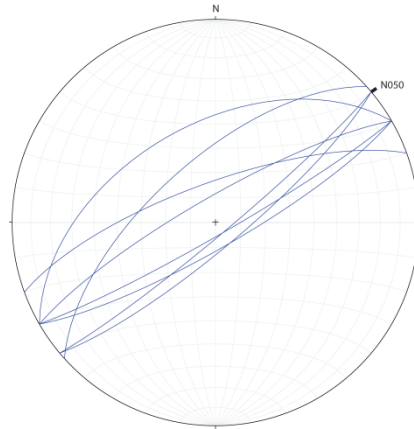


Figure 4.94 : Stéréogramme des failles normales NE-SW du graben d'effondrement de Roquemale (n=7)

Les failles normales sont orientées NE-SW et cohérentes avec une direction d'extension NW-SE [Figure 4.94]. Cette direction correspond à l'ouverture du Golfe du Lion à l'Oligocène (MAERTEN & SERANNE, 1995).

e) Synthèse des déformations enregistrées dans le bassin

Ainsi, l'analyse structurale de terrain a permis de distinguer plusieurs types de structures correspondant à différents régimes tectoniques. Les relations structurales et la cohérence avec les axes de déformation, déjà documentés à l'échelle régionale, permettent de proposer la succession des événements suivants dans la zone du bassin de Villeveyrac :

- Joints sub-orthogonaux, pré-bauxitiques
- Extension NE-SW, pré-pyrénéen et syn-bauxitique
- Compression pyrénéenne d'orientation générale N-S, post-bauxitique : avec des systèmes néoformés dont le sigma 1 est NE-SW et des systèmes réactivant d'anciens accidents dont le sigma 1 est orienté NW-SE
- Extension NW-SE, tardive, correspondant au rifting Oligocène de la Marge du Golfe du Lion

4. Morphologie de la karstification

Le remplissage bauxitique est piégé dans le karst dont la morphologie correspond à des lapiaz, issu de fissures élargies par dissolution, encadrant des dômes émoussés. La bauxite a potentiellement enregistré deux événements tectoniques importants : la compression pyrénéenne et l'extension Oligo-Miocène. De plus, l'activité karstique a pu continuer malgré le remplissage bauxitique. Dans cette partie, nous regardons la morphologie des lapiaz et les fractures associées au remplissage afin de discriminer les déformations dans le gisement.

a) Vecteur de karstification

Les dômes calcaires sont délimités par des plans de fractures verticaux et présentent un réseau orthogonal [Figure 4.95-A-B], bien dégagé par l'exploitation au niveau du lac de l'Olivet. Les fractures d'extension décimétrique sont utilisées comme vecteurs de dissolution comme l'indique la photo C, et leur ouverture est dépendante du niveau de karstification. Aucun mouvement n'a été observé le long de ces structures, seulement comblé par le remplissage bauxitique [Figure 4.95-B]. Ce système a été décrit comme un réseau de joints dans la partie précédente ; il est antérieur à la karstification.

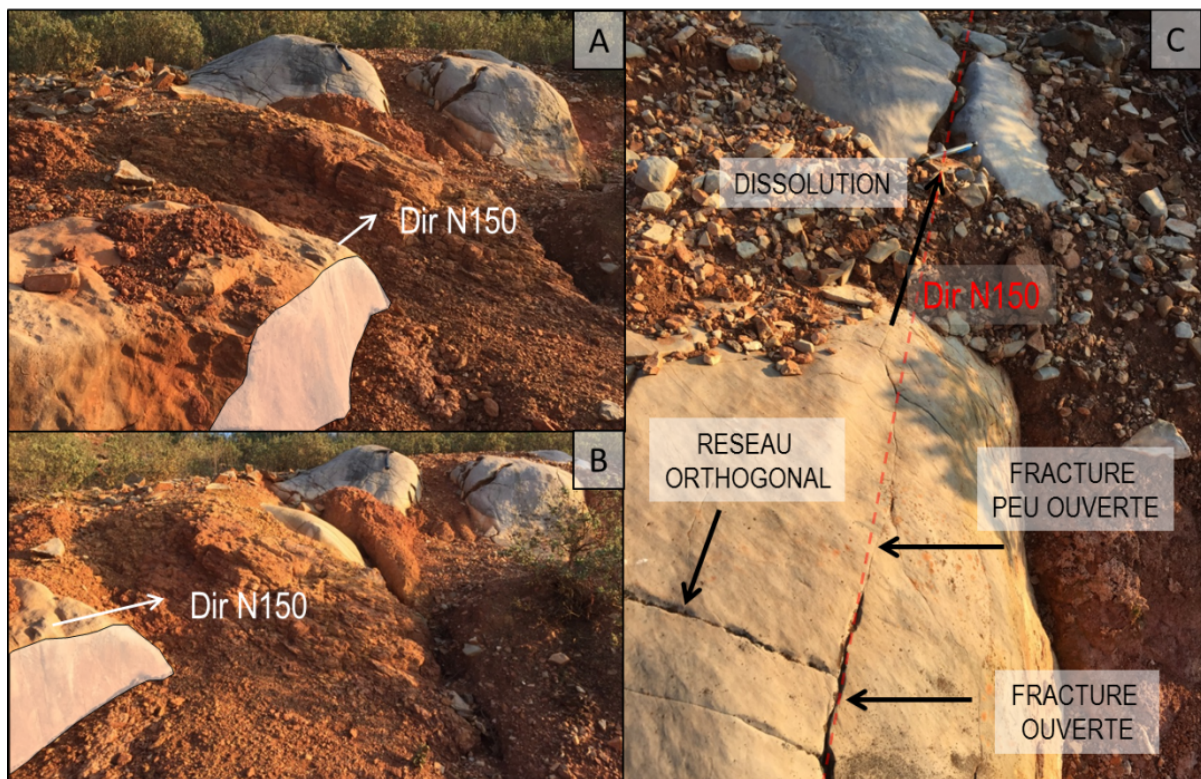


Figure 4.95 : Fractures délimitant les dômes calcaires. A et B) plan vertical d'orientation N150 sans mouvement associé et remplissage de bauxite entre les dômes, C) utilisation des fractures N150 (direction ligne tirets rouges) pour la karstification

Les joints N150 et N060 ont été utilisés par la karstification pour former les cavités karstiques, pièges des bauxites. Les dômes émoussés et creux sont typiques des karsts tropicaux, correspondant aux conditions climatiques du Crétacé « moyen » . Les cavités karstiques se sont donc formées en surface, avant le dépôt des bauxites, et leur morphologie est associée aux conditions climatiques tropicales.

b) Dimension du lapiaz

Dans la zone du lac de l'Olivet, les dômes sont affleurants et permettent d'analyser leur géométrie à l'échelle métrique. La Figure 4.96 correspond à la zone nord du lac de l'Olivet [A]. Le zoom de la photo aérienne [B] permet d'apprécier la régularité des joints dans les directions N060 et N150 et de quantifier l'espacement entre les dômes afin de contraindre leur forme dans l'espace.

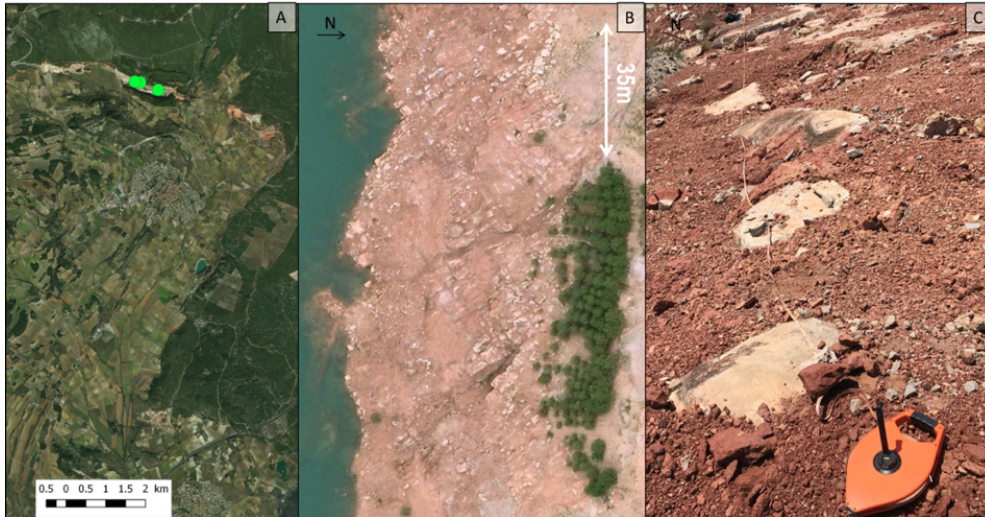


Figure 4.96 : Localisation des espacements mesurés entre les dômes calcaires, A) localisation des stations dans le bassin, B) zoom dans la zone du lac de L'Olivet et C) scanline réalisée entre les dômes calcaire.

La méthode consiste à mesurer la distance entre deux dômes le long de *scanlines* perpendiculaires à la direction des joints [Figure 4.96]. Pour chaque station, deux *scanlines* sont mesurées perpendiculaires aux directions N060 et N150 [Figure 4.97].



Figure 4.97 : Image sur fond Google Earth ® de la zone nord du lac de l'Olivet avec positionnement des scanlines (rouge) utilisées pour les mesures des espacements entre les dômes

Chapitre 4. Les déformations enregistrées dans le bassin de Villeveyrac

	mesure décamètre de la	espacement entre deux fractures	direction fracture		mesure décamètre de la	espacement entre deux fractures	direction fracture	
STATION 1								
NE-SW	0	0,7	170	NW-SE	1,2	0,4	32	
	0,7	0,5	172		1,6	2,8	60	
	1,2	0,76	126		4,4	2,3	46	
	1,96	1,34	160		6,7	2,4	40	
	3,3	1	154		9,1	3,7	16	
	4,3	1	138		12,8	1,5	36	
	5,3	1,7	180		14,3	0,3	90	
	7	0,3	152		14,6	5	40	
	7,3	4,3	146		19,6	0,7	60	
	11,6	3,3	160		20,3	0,7	72	
	14,9		152		21		50	
		MOYENNE	1,49		155,454545	MOYENNE	1,98	49,2727273
STATION 2								
NE-SW	0,7	2	146	NW-SE	0,4	0,9	48	
	2,7	0,9	150		1,3	1	56	
	3,6	2	128		2,3	0,4	78	
	5,6	0,5	160		2,7	1,1	70	
	6,1	1,2	140		3,8	0,3	70	
	7,3	0,8	140		4,1	1,3	70	
	8,1		156		5,4	-4,7	60	
		MOYENNE	1,2		145,7	0,7	6,3	26
						7	0,7	48
						7,7	1,8	60
						9,5		
						MOYENNE	0,91	58,6
STATION 3								
NE-SW	0,3	1	152	NW-SE	0,7	4,1	86	
	1,3	0,5	138		4,8	2,1	64	
	1,8	1,1	140		6,9	2,3	60	
	2,9	0,4	158		9,2	0,48	30	
	3,3	0,5	140		9,68	0,72	32	
	3,8	0,9	140		10,4	1,3	108	
	4,7	0	148		11,7	0,87	10	
	4,7	3,3	68		12,57	1,93	48	
	8	3	70		14,5		60	
	11	1,1	50			MOYENNE	1,725	54,75
	12,1	2,1	60					
	14,2	0,6	164			MOYENNE ESPACEMENT	1,5	
	14,8	0,8	130			MOYENNE DIRECTION	54,2	
	15,6	1,2	140					
	16,8		136					
		MOYENNE	1,2		122,3			
	MOYENNE ESPACEMENT	1,3						
	MOYENNE DIRECTION	141,1						

Figure 4.98 : Tableau des mesures, pour les trois stations, des espacements entre les fractures et leurs directions suivant les deux scanlines. Les valeurs moyennes par station sont présentées dans les cellules jaunes. Les moyennes des trois stations sont écrites en rouge.

Ces trois stations indiquent des directions de joints cohérentes avec les observations de Google Earth®. Les directions N060 sont légèrement plus espacées que les directions N150 indiquant un petit allongement dans cette direction [Figure 4.99].

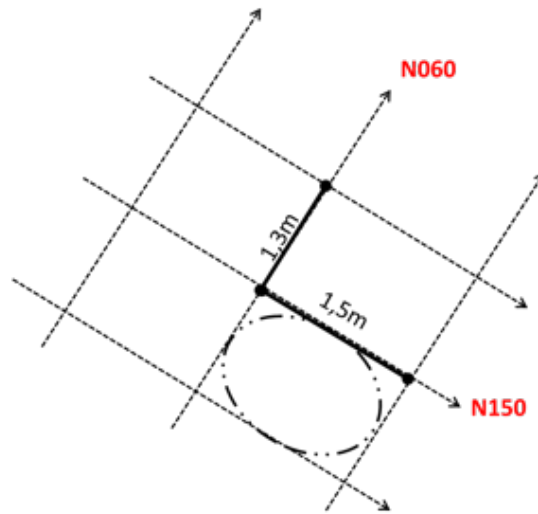


Figure 4.99 : Illustration de la forme des dômes dans la zone de l'Olivet issus des mesures sur les 3 stations

Les cavités karstiques sont de taille métrique et la distribution générale des joints dans le bassin permet de proposer une paléo-topographie de lapiaz métriques, antérieure au dépôt des bauxites.

c) Fracturation dans la bauxite

Depuis son dépôt, la bauxite a enregistré des événements tectoniques majeurs comme la compression pyrénéenne et l'ouverture du Golfe du Lion. Ces événements ont pu affecter les dépôts bauxitiques. De plus, la poursuite de l'activité karstique pendant le dépôt a aussi pu engendrer des déformations au sein du gisement, par exemple par soutirage karstique.

On a donc recherché des évidences de fracturation affectant la bauxite. L'objectif est de déterminer si les fractures dans le gisement bauxitique correspondent à des phénomènes de soutirage ou à des déformations généralisées liées à un régime tectonique particulier. Comme les affleurements de bauxite sont en général très mal préservés, on a étudié la mine souterraine du Chemin de Poussan [Figure 4.100], qui offre des surfaces d'observations non altérée et dans toutes les directions de l'espace.

i) Les fractures ouvertes et associées à de la déferrification (« briquettes »)

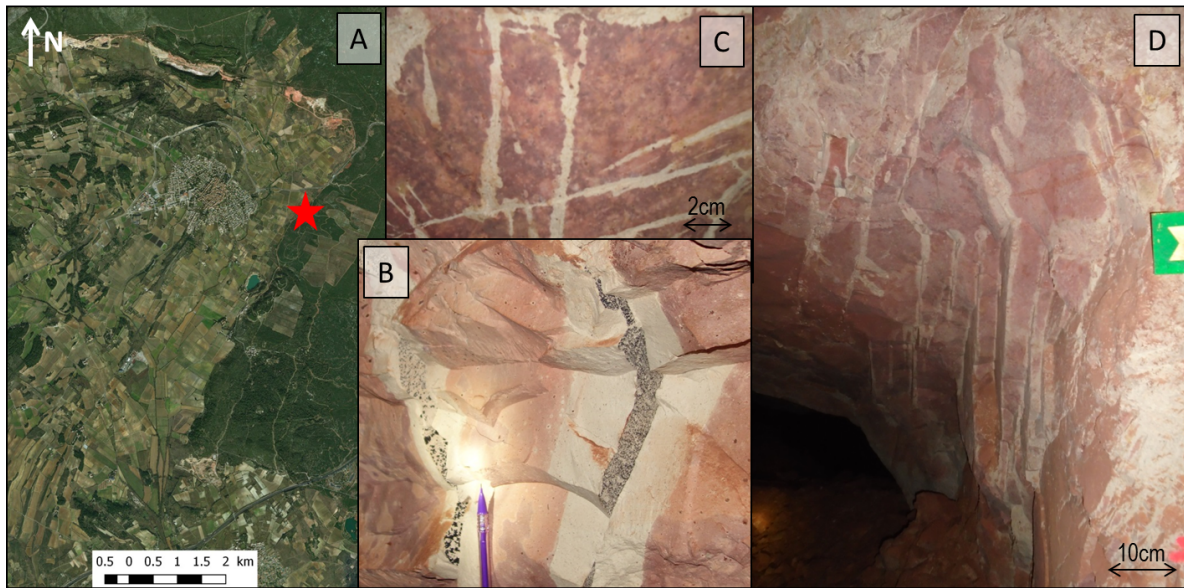


Figure 4.100 : Images de la mine souterraine du Chemin de Poussan, A) Localisation sur fond Google Earth®, B) photos de fractures dans le gisement bauxitique montrant de la déferrification sur les épontes et des dendrites de manganèse, C et D) les fractures ouvertes sur quelques millimètres et d'extension plurimétrique sans déplacement dans la bauxite.

Méthode

La mine souterraine du Chemin de Poussan est une ancienne exploitation en chambre et piliers avec deux descenderies : une pour le transport du personnel et des machines et une seconde pour l'aéragé [Figure 4.101]. Les fractures, sans déplacement apparent, sont caractérisées par des auréoles décolorées, associées à de la déferrification. Ce processus est décrit dans la partie précédente (Chapitre 3.1.f) [Figure 4.100_C,D]. Ces fractures sont appelées *briquettes* par les exploitants car elles fragmentent la bauxite en parallélépipèdes rectangles.

Pour mesurer les fractures dans le gisement, deux *scanlines* ont été réalisées dans les galeries [Figure 4.101]. Ces fractures d'extension plurimétrique sont présentes de part et d'autre de la galerie.

Ces fractures ne montrent pas de déplacement apparent et sont ouvertes sur quelques millimètres. Une déferrification régulière et centimétrique est présente sur les deux épontes et la présence de dendrite de manganèse est remarquée [Figure 4.100-B]. Cette observation a été interprétée dans le chapitre précédent, comme issue d'un fluide mobilisateur en fer, associé à l'activité de bactéries endogènes. La déferrification s'est donc passée en profondeur, lorsque la couverture Crétacé était déposée.

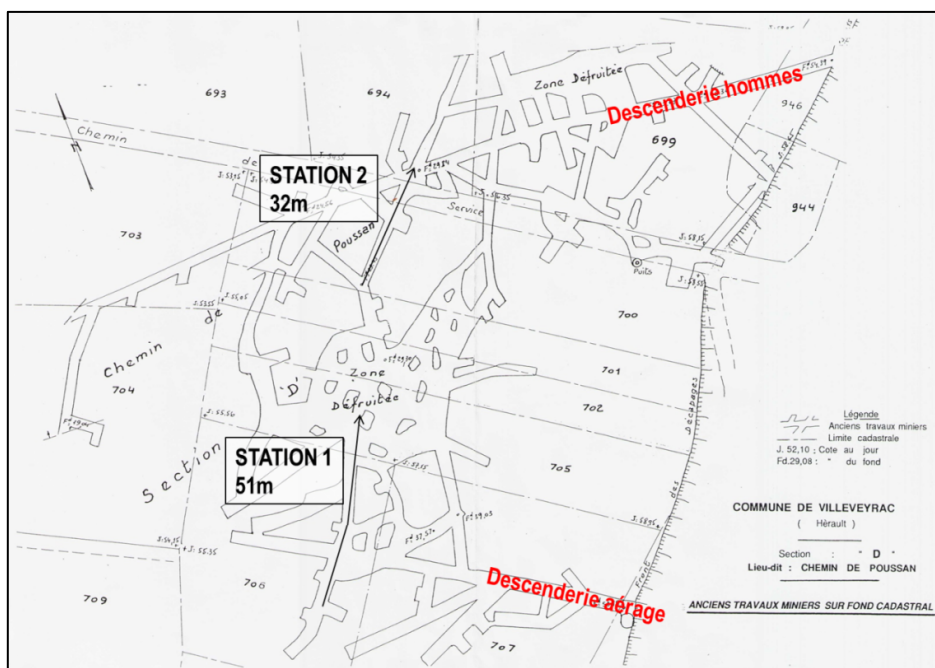


Figure 4.101 : Plan de la mine du Chemin de Poussan avec localisation des deux scanlines réalisées pour les mesures de fracturation.

Mesures et stéréogramme

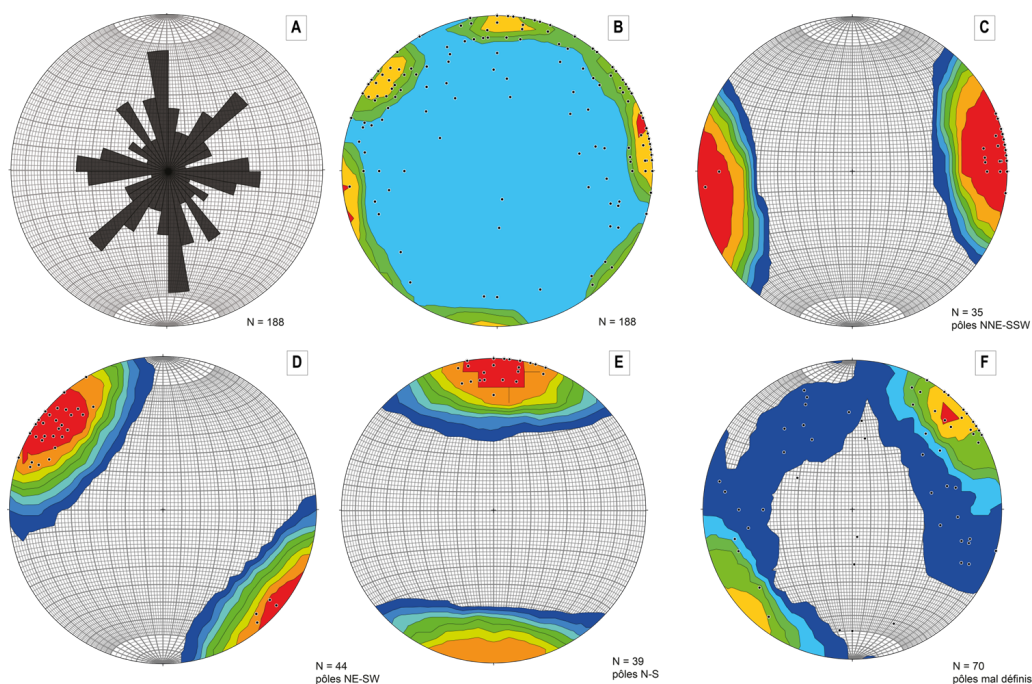


Figure 4.102 : Stéréogrammes des mesures de fractures déferriées dans le gisement bauxitique n=188, réalisés sous le logiciel Stereonet. A) Rose diagramme des deux stations étudiées, B) *Kamb contouring* des 188 pôles mesurés. Les stéréogrammes (C-D-E) représentent les 3 *Kamb contouring* réalisés sur les pôles des fractures dégagant 3 directions principales de fractures : N-S (n=35) (C), NE-SW (n=44) (D) et E-W (n=39) (E) et les fractures restantes sont présentées dans le stéréogramme F avec des orientations mal définies et des pendages très variables. Le gradient de couleur (bleu à rouge) indique la densité de pôles.

Sur les deux stations, 188 fractures ont été mesurées dans le gisement de bauxite. Le rose-diagrammes [Figure 4.102-A] indique trois directions principales : N-S ; NE-SW et E-W et une quatrième direction moins bien représentée (N150). Pour identifier des familles de fractures, un *Kamb contouring* a été réalisé sous le logiciel Stereonet (ALLMENDINGER *et al.*, 2012 ; CARDOZO & ALLMENDINGER, 2013). Le *Kamb contouring*, appliqué aux 188 pôles des fractures, montre trois directions bien définies dont les pendages sont sub-verticaux [Figure 4.102-B] : une première famille de fractures, caractérisée par une plus forte densité (rouge) et des pôles orientés principalement ENE-WSW [Figure 4.102-C], ensuite deux autres familles de fractures sont visibles (jaune) et les pôles sont orientés NW-SE [Figure 4.102-D] et N-S [Figure 4.102-E], et enfin d'autres fractures d'orientations et de pendages variables sont identifiés mais sont moins bien définies [Figure 4.102-F]. On propose que ces fentes de plus faible pendage permettent de casser les « briquettes » pour former les parallélépipèdes rectangles [Figure 4.103-A].

Il y a donc une grande diversité d'orientations, cependant on peut identifier des directions cohérentes à l'échelle du bassin et des directions probablement contrôlées à plus petite échelle. On peut supposer que les familles de fractures expriment des déformations issues de contraintes régionales voire des perturbations à l'échelle locale.

Toutes les fractures présentent des fronts de déferrification et des dendrites de manganèse, interprétées comme postérieures à la lithification de la bauxite. Les fentes à auréoles déferrifiées sont donc tardives à la mise en place de la couverture. On propose que les orientations variables soient contrôlées par des processus différents [Figure 4.103-B]:

- les fentes NW-SE et NE-SW sont associées à la structuration des joints affectant aussi le substratum Jurassique,
- les fentes N-S sont parallèles à la direction de compression pyrénéenne et donc sûrement contemporaines à la compression,
- les fentes E-W correspondent à aucun événement connu dans la région, leur origine demeure inconnue,
- les fentes d'orientation variables avec des pendages faibles à modérés peuvent être liées à la géométrie à petite échelle du mur Jurassique.

Ces fentes ouvertes permettent la formation d'un front de déferrification avec mobilisation du fer et formation de dendrites de manganèse sur les épontes. La circulation d'un fluide mobilisateur en fer est donc postérieure à la mise en place de ces fractures, et la chronologie relative contraint la déferrification, postérieure à la compression pyrénéenne. On propose que l'évènement post-pyrénéen (rifting Oligocène) a entraîné une ouverture de ces fentes, principalement dans la direction perpendiculaire au σ_3 du rifting, soit N060. Les fentes

parallèles à l'ouverture (N150) se sont peu ouvertes et ont donc subi peu de déferrification [Figure 4.103-C].

Ces fentes déferrifiées ne sont pas été remarquées dans la couverture Crétacé supérieur. Cela est peut-être dû au comportement moins compétent des séries argilo-carbonatées verdâtres du Crétacé supérieur. Le contrôle des fentes N060 sera développé dans le Chapitre 5 avec l'analyse géostatistique des teneurs en oxydes majeurs.

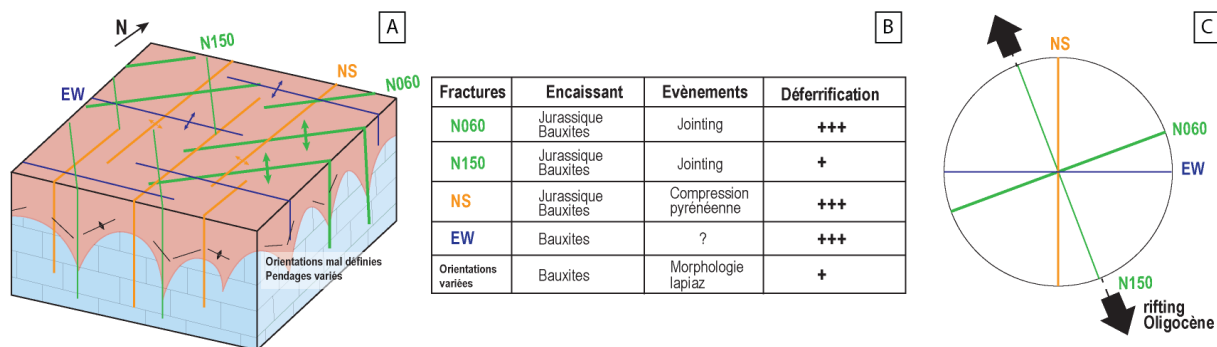


Figure 4.103 : A) bloc diagramme des 4 types de fractures observées dans la bauxite, l'épaisseur du trait et la flèche est proportionnelle à l'occurrence des fractures, B) Tableau présentant les 3 familles principales avec les encaissants et les hypothèses de mise en place, C) Stéréogramme représentant les 3 familles de fractures, les fractures déferrifiées les mieux représentées et identifiées sont probablement associées à l'ouverture de Golfe du Lion.

ii) Failles lustrées dans le gisement

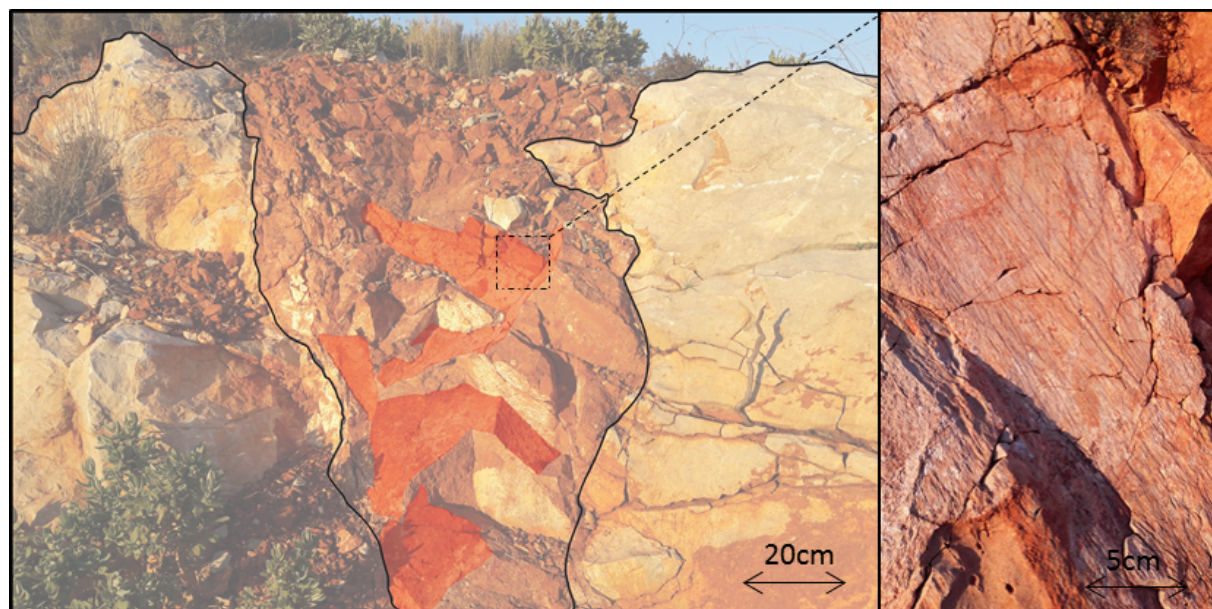


Figure 4.104 : Failles lustrées au sein du gisement de bauxite.

Contrairement aux mesures dans la mine souterraine, sur la route de Saint Pargoire (proche bordure nord du bassin), des plans de glissement sont présents dans la bauxite.

Ces fractures ne correspondent pas aux fractures précédentes puisqu'elles montrent un déplacement (Figure 4.104). Les plans de failles lustrées sont d'extension centimétrique et montrent une orientation moyenne NW-SE et un pendage de 60° environ. De plus, aucune déferrification ni dendrite de manganèse n'est remarquée sur les épontes. Ces fractures sont donc issues d'un processus différent. Leur morphologie lustrée suggère des failles affectant un matériel argileux imparfaitement lithifié (GUIRAUD & SEGURET, 1987 ; GRAY & NICKELSEN, 1989). Ceci pourrait représenter un tassement différentiel des dépôts de bauxite dans les lapiaz affectant le mur (compaction) ou possiblement lié à du soutirage du système karstique.

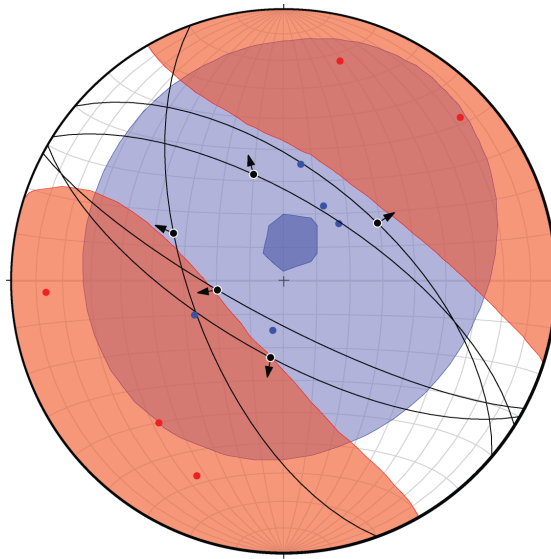


Figure 4.105 : Stéréogramme des plans de failles lustrées dans la bauxite (n=5) avec σ_1 (bleu) et σ_3 (rouge) calculés pour chaque plan de faille, réalisé sous le logiciel Faultkin.

Bien que portant sur un petit nombre de mesures, on observe que les directions des contraintes principales montrent une direction de σ_3 NE-SW et un σ_1 vertical et les directions de stries montrent une certaine dispersion. Les mouvements associés à ces failles lustrées peuvent suggérer une déformation liée soit à du soutirage karstique, soit à un contrôle de l'extension NE-SW, contemporaine de la mise en place des bauxites, ou bien une combinaison des deux [Figure 4.106]. Le nombre d'observations est trop faible pour une discussion plus poussée.

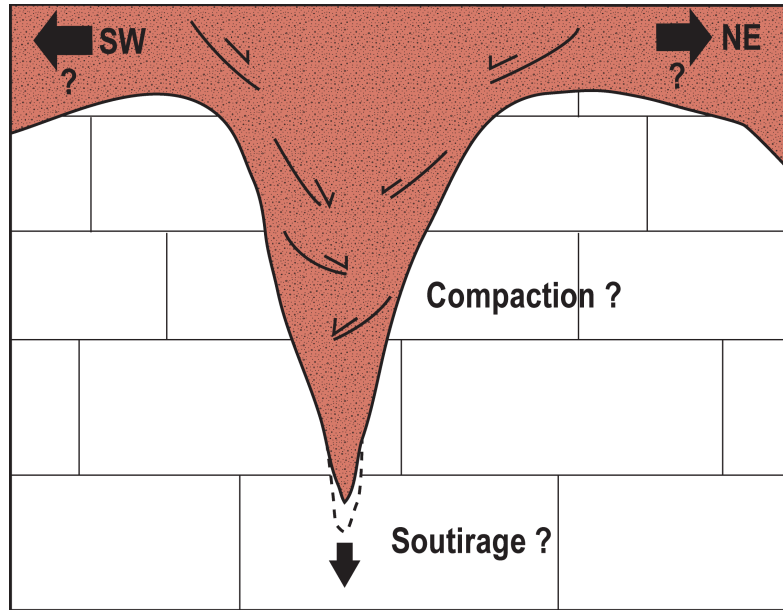


Figure 4.106 : Schéma de principe des failles lustrées associées soit à la compaction ou le soutirage en lien avec l'extension NE-SW, pendant le dépôt. Sans échelle

5. La modélisation de la morphologie du mur Jurassique

Le Jurassique supérieur a subi de nombreuses déformations depuis sa mise en place : une surrection aboutissant à son érosion et karstification avant le dépôt des bauxites, une extension NE-SW avec des failles normales orientées NW-SE, un plissement au pyrénéen et enfin une extension Oligocène pendant l'ouverture du Golfe du Lion. Tous ces événements ont une influence sur la forme du substratum des bauxites.

L'objectif de cette partie est de déconvoluer tous ces événements tectoniques afin d'évaluer leurs contrôles sur la puissance minéralisée. Pour cela on procède à l'analyse des données de sondages traversant la bauxite, à l'échelle du bassin. Les critères de choix des 782 sondages sélectionnés est développé dans le Chapitre 2 [Figure 4.107-A]. Tous les sondages ont des coordonnées en X et Y et les cotes du mur Jurassique et du toit Crétacé sont renseignées.

a) L'interpolation Inverse Distance de la profondeur du mur

Le synclinal de Villeveyrac expose les bauxites en surface sur les bordures nord et est du bassin. Les profondeurs maximales de la bauxite sont à plus de 700m au cœur du pli. La puissance minéralisée maximale – et donc l'espace disponible – est de 30,9m, mais on relève de nombreux forages qui n'ont pas traversé de bauxite. Pour déconvoluer la déformation en synclinal du bassin, on s'affranchit de la morphologie karstique, on suppose que la morphologie à une échelle >100m du mur Jurassique suit la forme du pli et s'approfondit vers le SW du bassin.

La Figure 4.107-B présente une Interpolation Inverse Distance de la profondeur du mur Jurassique suivant une taille de cellule de 100m avec un coefficient de distance de 5, réalisée sous le logiciel QGis. Sur la Figure B, on remarque que le mur Jurassique s'approfondit de façon générale vers le SW suivant l'axe du pli NE-SW. Cependant, on note aussi des irrégularités avec des zones beaucoup plus profondes que l'approfondissement général : par exemple au sud, un sondage indique une cote de la profondeur du mur plus importante que ses voisins, au contraire dans l'intervalle -500/-600m, un sondage est moins profond que l'ensemble de la zone.

Le plissement n'est donc pas l'unique responsable des irrégularités localisées du gisement. Il y a d'autres paramètres qui enfouissent le gisement. Afin de mieux définir ces irrégularités, on modélise une enveloppe de la surface du mur et on compare l'écart entre cette surface moyenne modélisée et la profondeur mesurée à chaque sondage.

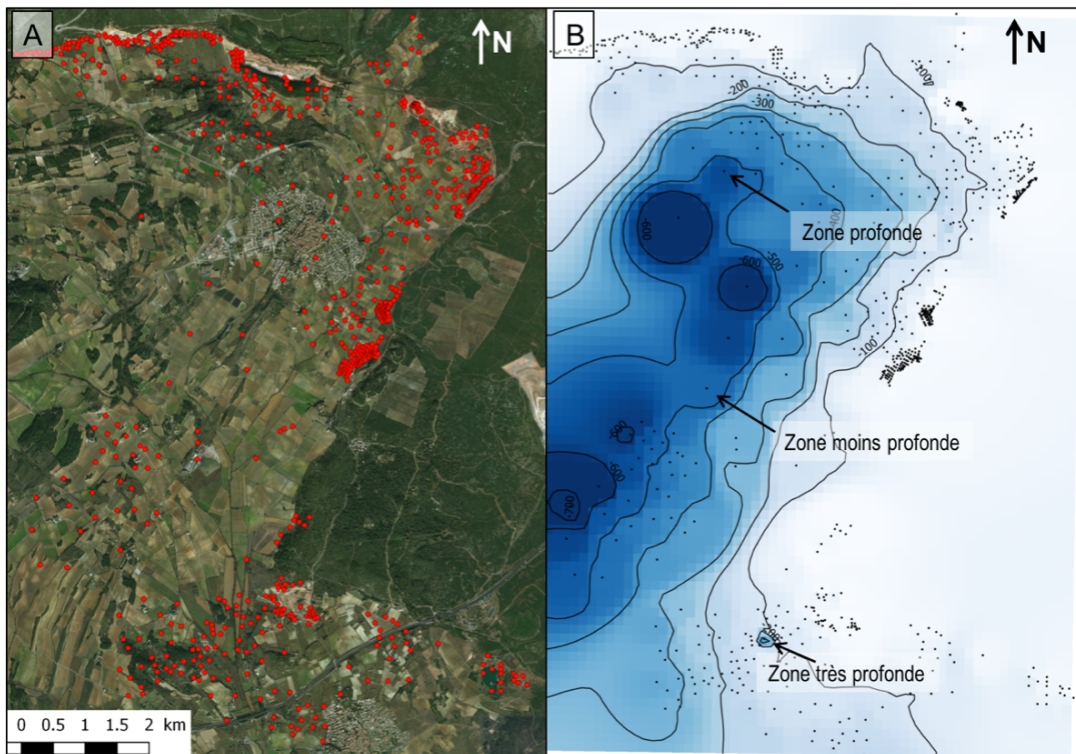


Figure 4.107 : A) Localisation des 782 sondages utilisés dans cette partie, B) Interpolation Inverse Distance de la profondeur du mur Jurassique avec les contours des cotes de profondeurs interpolées. Des irrégularités dans la morphologie sont remarquées, lesquelles ne sont pas associées au plissement.

b) La surface de régression polynomiale

Pour approximer au mieux la profondeur du mur (z), il a été décidé d'écrire la profondeur en fonction des variables connues du sondage. La cote du toit est fonction de la profondeur du mur et de la puissance avec: $cote\ toit = cote\ mur - puissance$, les trois variables sont donc

dépendantes. Il a donc été décidé de ne pas utiliser la cote du toit et la puissance pour pouvoir comparer la profondeur du mur et les puissances sans biais. Les coordonnées X et Y ont donc été utilisées comme variables de la surface de régression.

Le logiciel R Studio a été utilisé pour définir l'équation de la surface modélisée en optimisant l'erreur carrée estimée (R^2). La forme de la fonction est définie par l'utilisateur et les paramètres optimaux sont calculés par le logiciel. Pour chaque test, le R^2 a été calculé. En augmentant le degré du polynôme, la surface devient de plus en plus irrégulière, mimant de plus en plus la surface réelle plissée.

Il a été décidé de ne pas obtenir un R^2 égal à 1 pour voir les irrégularités du mur, le R^2 obtenu est de 0.901 et la distribution des $Z_{\text{estimé}}$ et $Z_{\text{mesuré}}$ est présenté dans la Figure 4.108.

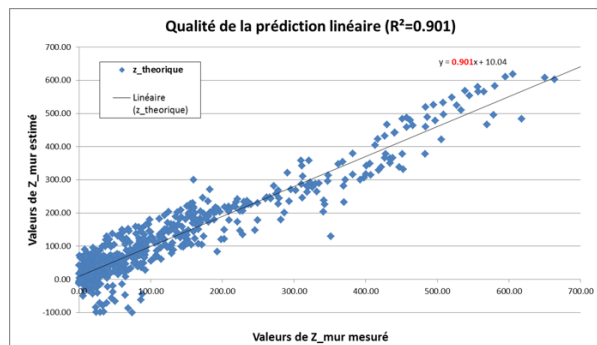


Figure 4.108 : Diagramme Z_{mur} estimé en fonction de Z_{mur} mesuré. La droite de régression et son équation montre une bonne estimation et un R^2 de 0.901

Sur la Figure 4.108, les points obtenus sont proches et distribués le long de la droite de régression, indiquant une bonne approximation du $Z_{\text{estimé}}$.

L'équation obtenue correspond à un polynôme de degré 3 avec :

$$Z_{\text{estimé}} = -4.75e^3 + (1.54e^3 * X) + (4.51e^2 * Y) + (-1.47e^2 * X^2) + (8.50 * X * Y) + (-7.65e^1 Y^2) + (4.45X^3 + (3.48 * X^2 * Y) + (1.35e^1 * X * Y^2) + (9.13 * Y^3) \quad (1)$$

L'équation (1) a été utilisée pour modéliser une surface 3D dans le logiciel R Studio avec le package *plot3D*. La surface 3D obtenue permet de se rendre compte de la forme du pli.

Le code développé sous RStudio pour la surface est présenté en Annexe F.

La Figure 4.109 présente différents points de vue proposés par le package *plot3D*. Les images de gauche présentent les sondages en 3D suivant un gradient de couleur indiquant la profondeur.

Les images de droite montrent, pour les mêmes points de vue : la surface modélisée (gris) et les sondages (rouge). Le package permet un affichage 3D de la surface mais aussi de faire pivoter le

modèle afin d'apprécier les écarts de profondeur entre la surface modélisée et la cote réelle du mur.

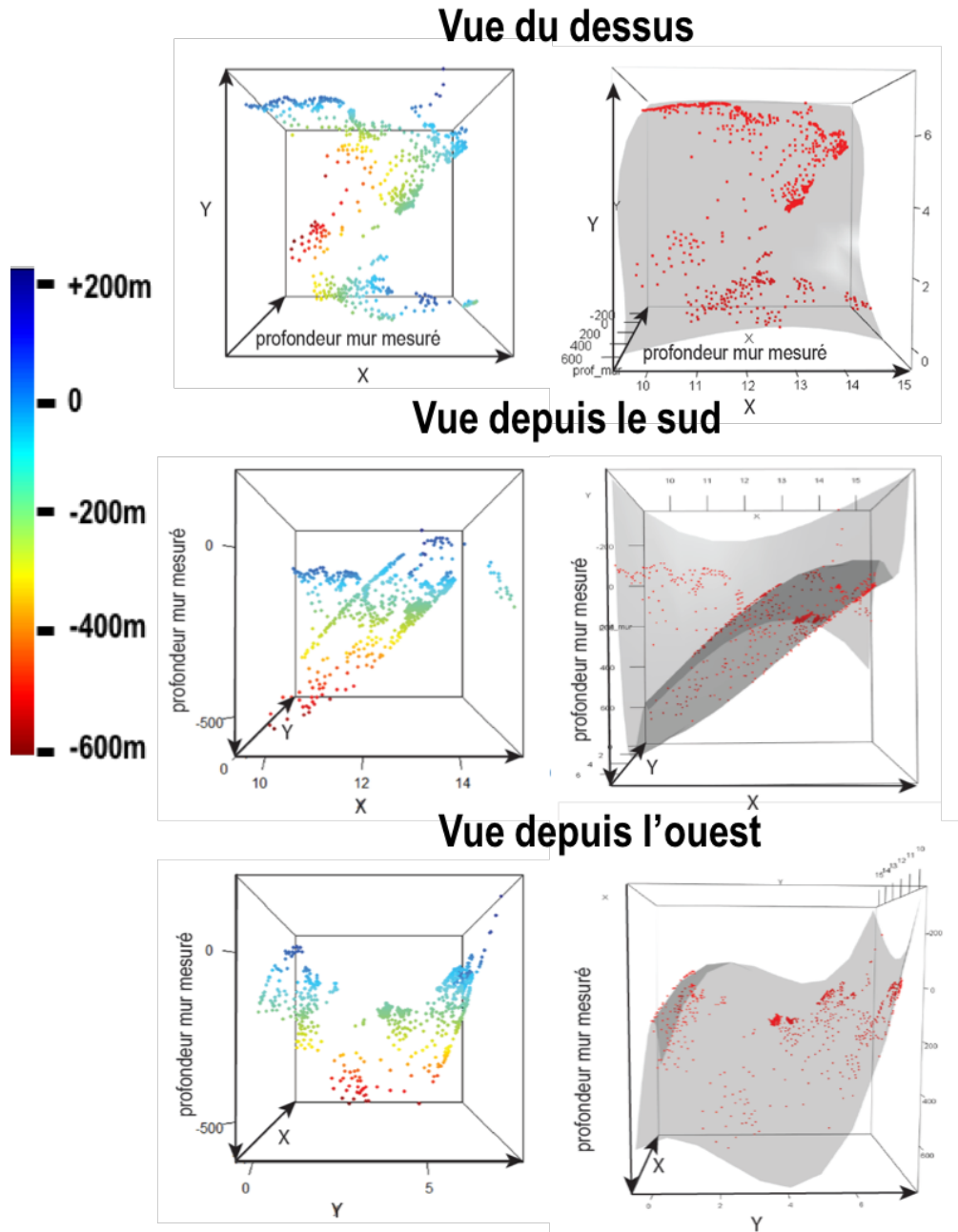


Figure 4.109 : Illustration de la surface de régression 3D obtenue sous le logiciel R Studio. Les images de gauche correspondent à la visualisation 3D des cotes du mur en fonction de la position des sondages (rouge), un gradient de couleur indique l'approfondissement général du bassin vers le SW. À droite, la surface modélisée mime la déformation avec les sondages (noir) positionnés suivant leur cote du mur mesurée, on peut zoomer sur le modèle afin d'apprécier les écarts entre la position d'un sondage et la surface modélisée.

Pour chaque sondage, on obtient donc une cote mesurée et une cote estimée. On peut alors évaluer la qualité de l'estimation suivant sa position par rapport à la cote mesurée [Figure 4.110].

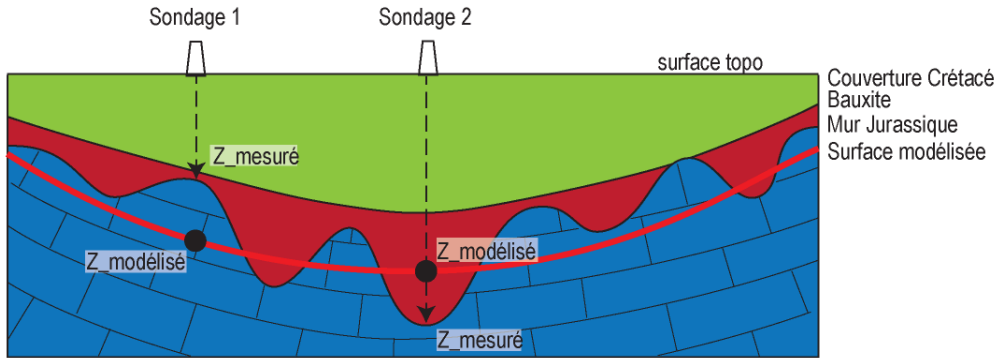


Figure 4.110 : Illustration du principe des estimations entre la surface moyenne calculée et la profondeur mesurée du Jurassique

Sur ce principe, on peut obtenir une carte du bassin de Villeveyrac en fonction de l'estimation pour chaque sondage : avec des cotes mesurées au-dessus de la surface de régression (bleu) et des cotes mesurées en dessous de la surface (rouge) [Figure 4.111]. Les points ne sont pas distribués de façon aléatoire mais sont plutôt en amas de taille kilométrique bordés par des limites franches.

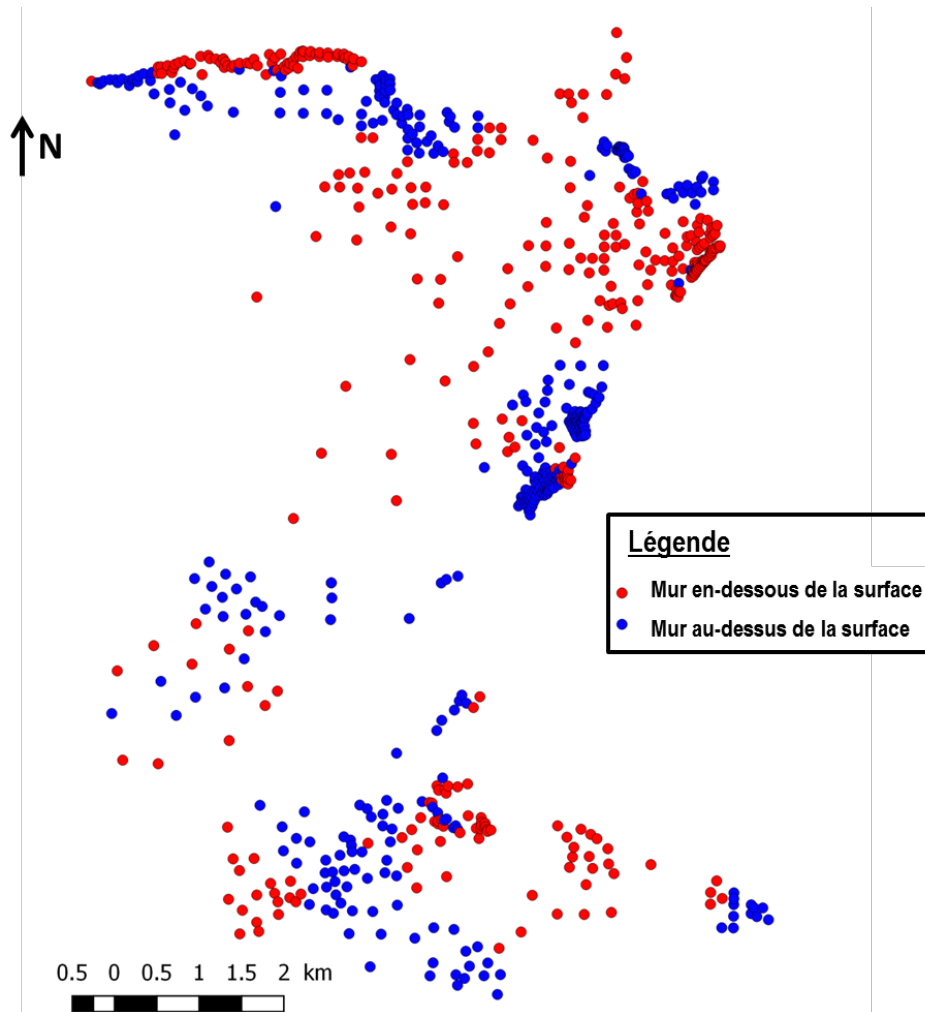


Figure 4.111 : Carte du bassin de Villeveyrac avec les points rouges et bleus correspondant aux cotes du mur plus ou moins profondes, respectivement, que la surface moyenne du Jurassique

Les écarts d'estimation sont aussi quantifiables pour chaque sondage, il est donc possible de catégoriser le sondage en fonction des classes d'écart. Des classes de 50m, ont été définies par défaut, et la classe 0-10m a été ajoutée puisqu'elle correspond à la plus grande population.

Lorsqu'on regarde l'histogramme des classes des écarts [Figure 4.112], on remarque des différences suivant les écarts d'estimation :

- les écarts < 50m, représentent 80% des sondages pour les deux types d'estimation.
- pour les points mesurés au-dessus de la surface modélisée (bleu) : 19% des cotes estimées sont situées entre 0 et 10m et 61% sont entre 10m et 50m au-dessus de la surface. Seulement 0,24% des points sont à plus de 100m de la surface modélisée.
- pour les points mesurés en dessous de la surface modélisée (rouge) : on observe que les valeurs extrêmes (>100m d'écart d'estimation) sont beaucoup plus importantes (7%), dont 3 sondages dans la classe 150-250m.

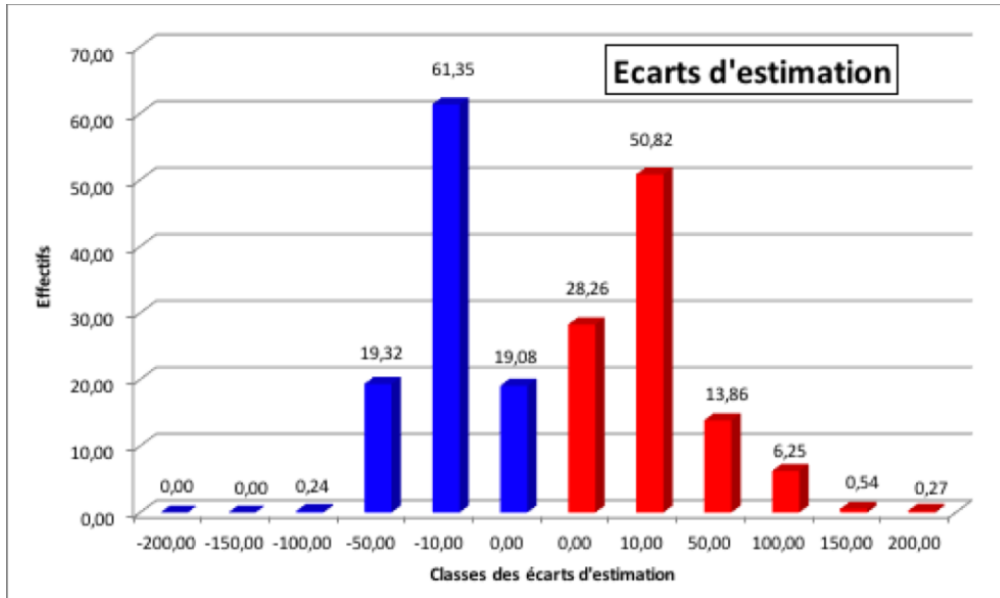


Figure 4.112 : L'histogramme des écarts d'estimation, les barres rouges et bleues correspondent aux écarts d'estimation. Le chiffre au-dessus des barres correspond au pourcentage de sondage dans cette classe.

Que ce soit les sondages rouges ou bleus, ils présentent les mêmes distributions jusqu'à 100m d'écart de la surface. Et seuls, les sondages en dessous de la surface présentent les écarts les plus importants. Il y a donc un système commun qui régit la morphologie du mur jusqu'à 100m, puis un second système qui affaisse le bassin (cote en dessous de la surface). Ce second système approfondit de plus de 100m la cote du mur mesurée de la surface modélisée [Figure 4.113].

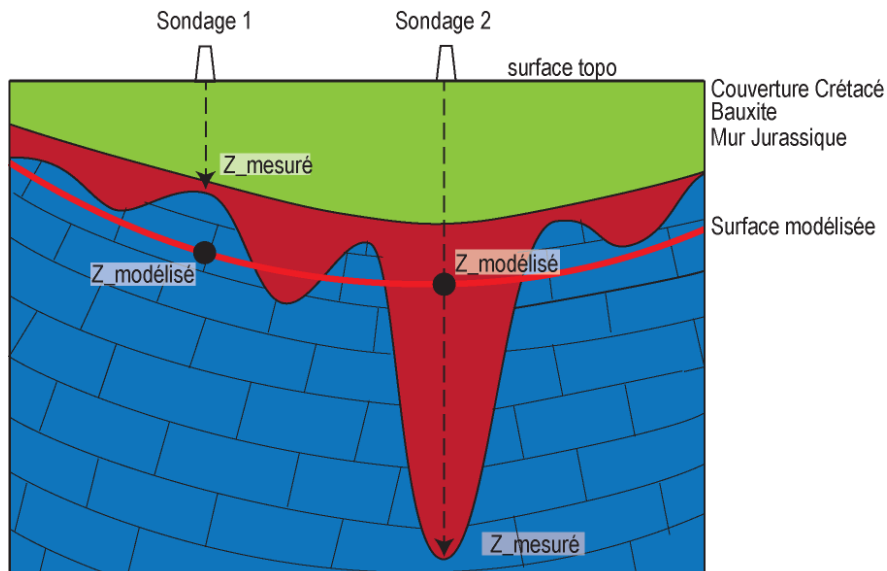


Figure 4.113 : Illustration des écarts d'estimation pour les cotes modélisées, avec un système commun métrique qui régit les points en dessous et au-dessus de la surface et un second qui approfondit les cotes au-delà de 100m d'écart (uniquement pour les points en dessous de la surface).

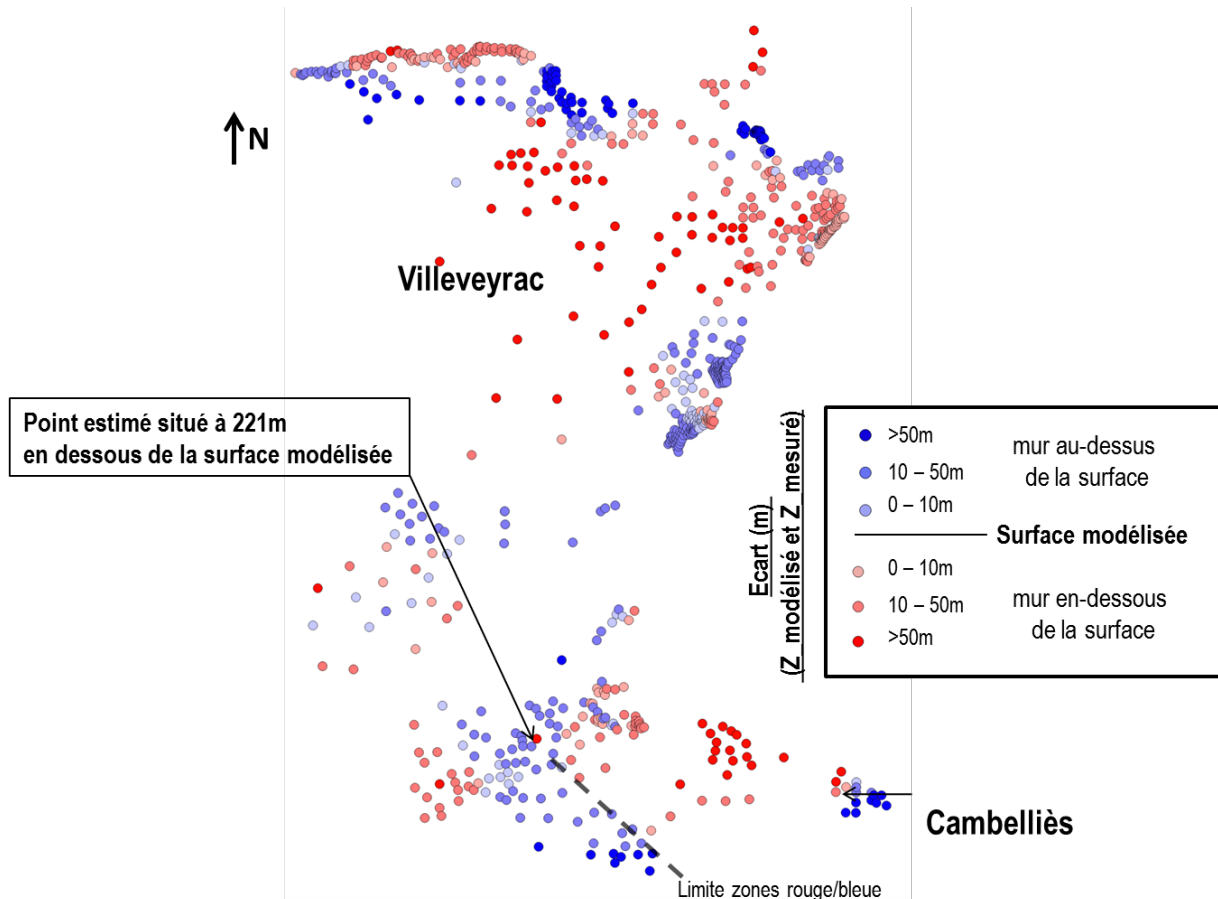


Figure 4.114 : Carte du bassin de Villeveyrac des points estimés avec un gradient de couleur correspondant aux écarts d'estimation entre le point estimé et mesuré. Les limites entre les zones sont franches (pointillé noir).

La carte ci-dessus [Figure 4.114] présente les 782 sondages utilisés pour cette modélisation, ils sont représentés selon un gradient de couleur correspondant aux écarts d'estimation.

Les plus importants écarts d'estimation (>100m) sont principalement localisés au niveau du village de Villeveyrac, au nord de la carte. De plus, des écarts >150m sont aussi notés au nord-ouest de l'ancienne exploitation de bauxite, Cambelliès.

c) Le couplage profondeur du mur et puissances minéralisées

Pour les deux classes de couleurs, un histogramme des puissances minéralisées est présenté par la Figure 4.115. Les classes de puissance minéralisée sont de 50cm, avec des puissances allant de 0 à 31m et une puissance moyenne de 4.02m avec un écart type de 3.22m. Cet histogramme montre que le plus gros effectif, avec près de 15% des données, correspond aux sondages avec une puissance minéralisée égale à 0 (« puissance nulle »). La distribution est quasi-normale entre les classe 0,50m et 9,0m. Au-delà de cette puissance, on observe une longue queue jusqu'à 31m.

Les forages, dont le mur Jurassique est situé au-dessus de la surface modélisée (en bleu) et ceux dont le mur Jurassique est situé en dessous de la surface (en rouge), sont distingués sur la Figure 4.115. La proportion de puissance nulle, dans les sondages bleu et rouge, est similaire avec 59 sondages et 62 sondages, respectivement. La distribution de la puissance est toujours quasi normale entre 0,50m et 9m de puissance. Les puissances mesurées proches de la moyenne, autour de 4m, correspondent principalement aux sondages au-dessus de la surface. La queue de la distribution de 9,0m à 31m correspond principalement aux sondages en dessous de la surface (rouges).

Les puissances inférieures ou égales à 9,0m représentent 90% pour les points en dessous de la surface (rouge) et plus de 96% pour les points au-dessus (bleu).

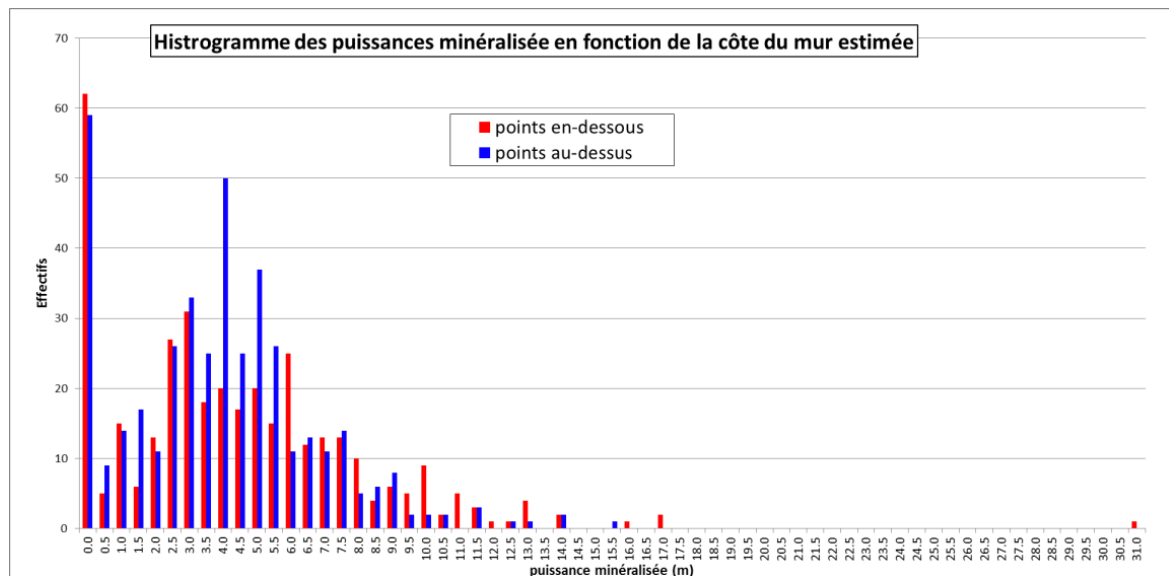


Figure 4.115 : Histogramme des puissances minéralisées en fonction des types de points. Les puissances les plus importantes correspondent aux cotes du mur très profondes.

On peut en déduire que les puissances moyennes (entre 0,5 et 9m) sont relativement similaires peu importe le type d'estimation. Ce résultat traduit une incision moyenne et régulière sur tout le bassin de taille métrique. Cette incision antérieure au dépôt des bauxites et distribuée et généralisée à l'ensemble du bassin. Ce système peut correspondre aux cavités karstiques d'échelle métrique, mesurées et identifiées sur le terrain.

La Figure 4.116 présente une carte des écarts suivant un gradient de couleur et la taille des pastilles est proportionnelle à la puissance minéralisée. Il est intéressant de remarquer que les plus importantes différences d'estimation sont principalement des points rouges et

correspondent aussi aux puissances les plus importantes, notamment au centre du bassin, au niveau du village de Villeveyrac.

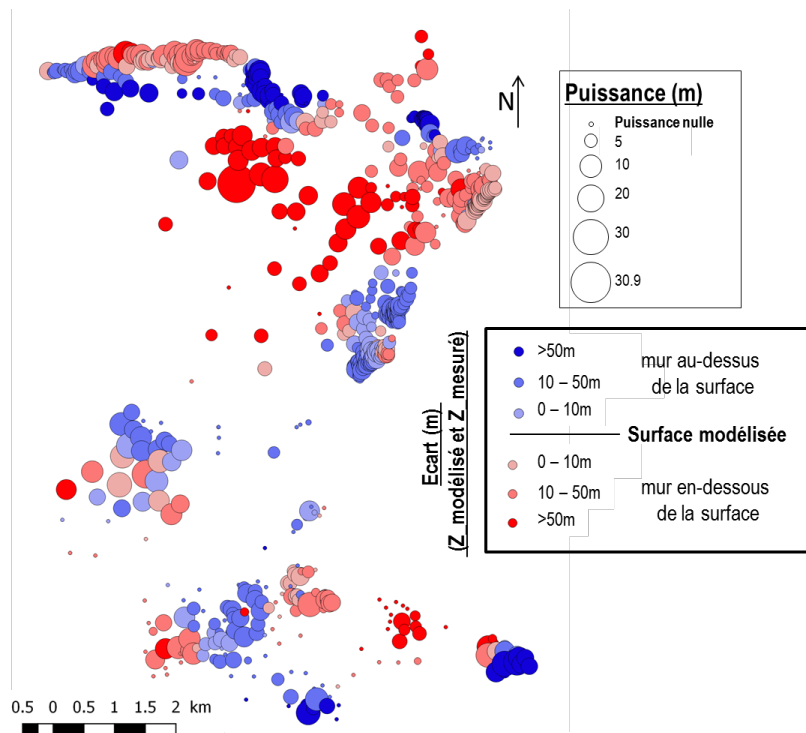


Figure 4.116 : Carte du bassin de Villeveyrac avec les gradients d'écart d'estimation entre la cote estimée et la cote mesurée. La taille des pastilles est proportionnelle à la puissance minéralisée.

L'étude des puissances minéralisées associée à la modélisation numérique apporte deux éléments notables pour le gisement de Villeveyrac :

- 1- une incision de l'ordre de la dizaine de mètre qui est présente sur tout le bassin. On peut imaginer ce système comme un signal périodique qui structure le bassin karstique de dômes et creux. Les creux sont remplis de bauxite avec une puissance moyenne de 4.02m.
- 2 - des structures à plus grande longueur d'onde, qui effondrent localement le bassin en formant des dépressions importantes, largement en dessous de la surface modélisée. Ces dépressions correspondent aux puissances minéralisées les plus importantes. Ce dernier point indique que les structures plurikilométriques régissent la puissance et donc sont syn-dépôt bauxitique.

Sur l'ensemble des cartes présentées, les limites d'estimation et les puissances sont similaires et d'extension hectométrique à kilométrique. Ces limites suggèrent la présence d'accidents tectoniques surélevant et abaissant des zones. Si on délimite ces zones par des lignes rectilignes, comme des failles, on obtient une répartition de ces accidents dans tout le bassin avec un espacement kilométrique [Figure 4.117]. Ces accidents sont orientés NW-SE principalement, cependant des limites orientées N050 sont présentes dans la partie de Roquemale. Ces failles normales sont post-Crétacé supérieur et associées à l'ouverture du Golfe du Lion.

La Figure 4.117 montre une corrélation entre la distribution des puissances de bauxite et la surface modélisée : notamment les plus fortes épaisseurs (>10m) sont régies par des accidents de direction NW-SE.

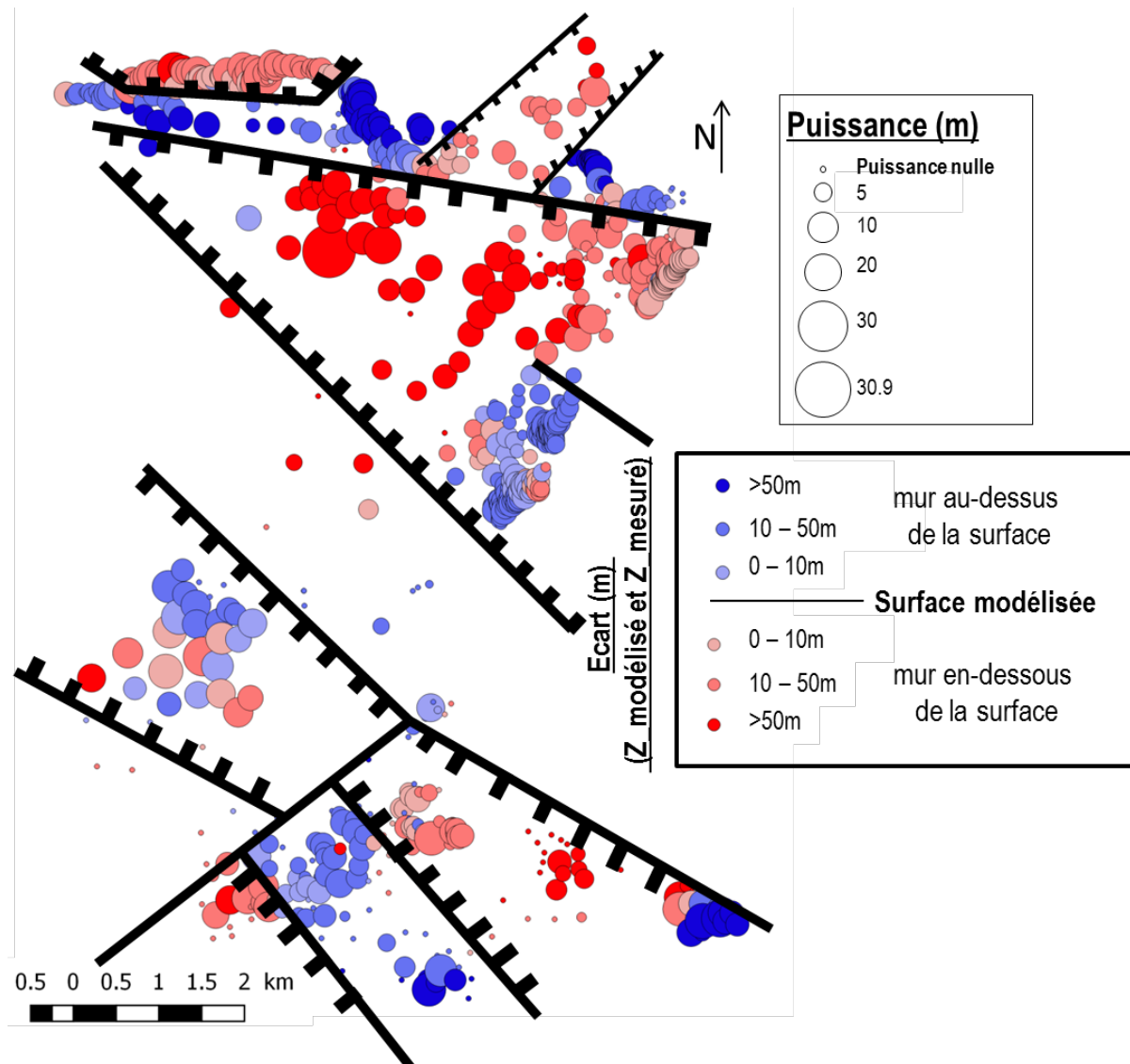


Figure 4.117 : Carte du bassin de Villeveyrac avec les gradients d'écart d'estimation entre la cote estimée et la cote mesurée. Aussi la taille des pastilles est proportionnelle à la puissance minéralisée. Les limites franche kilométriques principalement orientées NW-SE sont interprétées comme des failles normales affaissant le bassin pendant le dépôt des bauxites.

d) Discussion sur le contrôle des puissances minéralisées

L'étude de la morphologie du substratum a été permise grâce à une modélisation numérique de la cote du mur Jurassique. Une surface de régression polynomiale d'ordre 3 a été réalisée sur les 782 sondages disponibles dans le bassin. Pour chaque sondage, on a comparé l'écart entre la surface modélisée et la profondeur mesurée : il y a donc des sondages où la profondeur mesurée du mur est en dessous de cette surface ; et des profondeurs mesurés situés au-dessus de cette

surface. L'analyse de la morphologie du mur Jurassique couplée avec les puissances minéralisées, a permis d'établir deux systèmes structurant le gisement :

1 – Un premier signal de longueur d'onde métrique

Avant le dépôt des bauxites allochtones, le mur Jurassique a été karstifié de façon homogène sur tout le bassin. Les lapiaz formés présentent des creux et des bosses de 4.02m en moyenne.

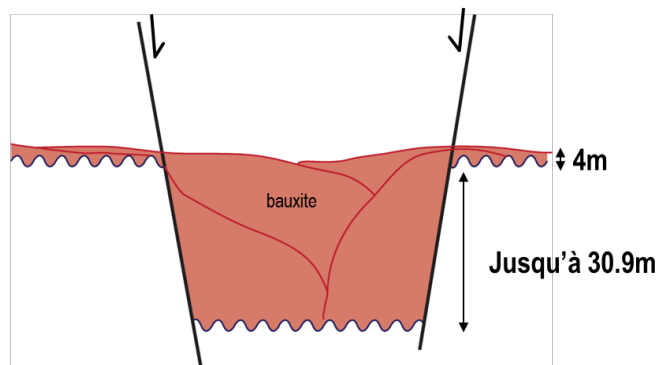
2 – Un second signal de longueur d'onde kilométrique

Pendant le dépôt des bauxites, le bassin est affecté par un système de failles NW-SE qui effondrent le bassin localement. Les dépressions d'extension kilométrique présentent les plus importantes puissances minéralisées. La mise en place de ce système s'est produite pendant le dépôt des bauxites allochtones. La bauxite a donc comblé les cavités karstiques mais aussi les dépressions.



Karstification uniforme sur tout le bassin avec une incision de 4m en moyenne dans la calcaire

2-



Piégeage des bauxites allochtones dans les cavités karstiques mais surtout dans les dépressions de failles

Figure 4.118 : Illustration de la structuration des puissances minéralisées dans le mur karstifié Jurassique. Deux systèmes polyphasés : 1- une karstification de longueur d'onde métrique généralisée au bassin et 2- un système de failles NW-SE de longueur d'onde kilométrique formant des bassins d'effondrement, actif pendant le dépôt des bauxites

Conclusion

Le mur des bauxites présente un réseau de joints orthogonaux et orientés N060 et N150, utilisé par la karstification comme vecteur principal de dissolution. La karstification a permis la formation de dômes métriques légèrement ellipsoïdaux dans la direction N150. Cette topographie de lapiaz était distribuée à l'ensemble du bassin. Les cavités karstiques formées ont été utilisées comme pièges pendant le dépôt des bauxites allochtones. Ces dômes émoussés et les creux sont incisés de 4m en moyenne correspondant à la puissance minéralisée moyenne mesurée dans 782 sondages.

Pendant le dépôt des bauxites allochtones, un régime extensif NE-SW a structuré le bassin en failles normales décamétriques de directions principales NW-SE et N-S. Ce système d'extension kilométrique est visible uniquement dans le Jurassique décapé de la carrière de GSM. L'étude de la morphologie du mur du Jurassique montre que le bassin présente des zones enfouies ou surélevées par rapport à une surface de régression. Ces zones sont essentiellement limitées par des structures d'orientation NW-SE. Ces structures kilométriques créent de grandes dépressions actives pendant le dépôt des bauxites, et localisent justement les plus grandes puissances minéralisées. Ce système à grande longueur d'onde kilométrique est interprété comme étant le système de failles normales NW-SE, observé et mesuré dans la carrière GSM. Ce système extensif post-Jurassique et anté-pyrénéen, n'a jamais été décrit dans la région. L'activité extensive a pu entraîner des déformations au sein du matériel bauxitique peu lithifié.

Pendant la compression pyrénéenne, les failles néoformées et les tectoglyphes indiquent une direction de compression NE-SW. Les anciennes discontinuités comme les failles NW-SE sont réutilisées en failles inverses avec une perturbation des contraintes puisque le sigma 1 est NW-SE. De plus, la compression pyrénéenne a engendré la formation de fractures ouvertes dans le gisement bauxitique. Les déformations à l'échelle régionale voire locale ont fracturé l'intervalle bauxitique dont les mouvements ont mené à une fracturation des directions particulières, dont l'axe des joints. Ces fractures ont été utilisées comme drains à un fluide mobilisateur en fer, postérieurs au dépôt de la couverture Crétacé supérieur, sûrement pendant l'ouverture du Golfe du Lion pendant l'Oligocène.

Cet évènement tectonique est justement enregistré dans le bassin avec des failles N050 indiquant une extension NW-SE. La cartographie de ces failles montre un espacement décamétrique et une extension kilométrique.

Chapitre 5. Analyse
géostatistique des variabilités
spatiales du gisement :
application sur les puissances
minéralisées et les teneurs en
oxydes majeurs.

Introduction

L'estimation en tout point de l'espace d'une zone d'intérêt est essentielle pour l'exploration et l'évaluation des ressources. Plusieurs méthodes d'interpolation spatiale existent (Inverse Distance, Triangulation, etc.), cependant elles présentent de nombreuses limites : le fort pouvoir lissant des surfaces modélisées, l'instabilité causée par les données extrêmes et aucune possibilité de vérifier l'hypothèse émise (OLIVER & WEBSTER, 1990). Seule la géostatistique et particulièrement la méthode du krigeage, permet d'évaluer les erreurs associées à l'estimation (MATHERON, 1963). De nombreux champs d'application utilisent l'analyse géostatistique pour modéliser des processus spatiaux (CASTRO GAMEZ *et al.*, 2019 ; BOUFEKANE & SAIGHI, 2019 ; GRYNYSHYNA-POLIUGA, 2019). Dans la littérature, les gisements bauxitiques ont aussi été analysés par traitement géostatistique pour évaluer les variations de teneurs dans des bauxites latéritiques (DIKO *et al.*, 2001 ; MOMO *et al.*, 2016) et des bauxites karstiques (BARDOSSY & KOVACS, 1995). Le krigeage requiert de nombreuses données, constituant la principale limite de cette méthode (DAG & MERT, 2008).

La méthode d'analyse géostatistique est robuste concernant les gisements bauxitiques, reconnus par de nombreux sondages comme c'est le cas à Villeveyrac. Après les analyses sédimentologique et structurale, une analyse géostatistique a été menée sur les puissances et les teneurs moyennes en oxydes majeurs (Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 et Fe_2O_3), afin d'établir de possibles liens entre variabilités spatiales à l'échelle du bassin bauxitique et géologie. La variabilité spatiale d'épaisseurs et de teneurs du gisement bauxitique de Villeveyrac dépend de : la structuration et la forme du mur Jurassique avant le dépôt mais aussi des évolutions pendant et après le dépôt.

Les objectifs de ce chapitre sont : 1 - de caractériser les structures intrinsèques des puissances et des teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 et Fe_2O_3 , 2 - d'étudier les directions principales d'anisotropie des variables étudiées, 3 - d'estimer par la méthode du krigeage les variables étudiées et enfin 4 - de proposer un lien entre variabilités spatiales et géologie.

Cette étude est divisée en 6 parties dont la première aborde les différentes méthodes d'interpolation spatiale mentionnées dans la littérature. La seconde partie propose une synthèse des principaux outils géostatistiques (variogramme - maille de la grille d'estimation - krigeage). La troisième partie porte sur l'analyse et le contrôle des données utilisées dans cette étude. Les quatrième et cinquième parties portent sur l'analyse géostatistique des puissances de bauxite et des teneurs en oxydes majeurs. Enfin, la dernière partie aborde le lien entre structuration spatiale des données et géologie.

1. Interpolation spatiale : estimation d'une variable en tous points

a) Les méthodes d'interpolations spatiales

L'interpolation spatiale permet d'estimer une valeur en un point inconnu dans l'espace en considérant les échantillons connus et leur position. Les interpolations spatiales sont souvent réalisées sous SIG (Système d'Information Géographique) selon deux types de méthodes : globale ou locale. Les méthodes globales reposent sur une fonction unique utilisée pour la modélisation d'une surface de tendance. Ces méthodes globales ont un fort pouvoir lissant et ne prennent pas en compte les variations locales d'une zone (OLIVER & WEBSTER, 1990). Les méthodes locales considèrent que tous les échantillons connus ont une influence sur l'estimation en fonction d'une certaine distance. La méthode d'Inverse Distance (IDW) est une méthode locale. Elle consiste à pondérer la valeur d'un point inconnu par une distance limite. Les poids sont inversement proportionnels à la distance ou au carré de la distance (BURROUGH, 1986 ; WATSON, 1992). Cette méthode est très souvent utilisée, cependant elle présente une limite importante : son fort pouvoir lissant ne permet pas de reproduire les données extrêmes. Une autre méthode consiste à l'interpolation par triangulation irrégulière (TIN) en utilisant la triangulation de Delaunay. Cette méthode consiste en la création de facettes planaires (triangles réguliers) entre les échantillons connus mais cette méthode ne permet pas de créer des surfaces d'estimation lisses. D'autres méthodes d'interpolation existent comme l'interpolation par fonctions *spline* (DIERCKX, 1993), cependant elles sont beaucoup moins courantes et ne seront pas développées ici.

L'estimation par géostatistique (krigeage) est non biaisée, optimale et exacte. Ces caractéristiques font du krigeage une méthode d'estimation largement répandue dans l'industrie minière. Cette méthode est utilisée et développée dans cette étude.

b) L'interpolation géostatistique appliquée aux bauxites karstiques

i. Les principes de la géostatistique (MATHERON, 1963)

La géostatistique est l'étude de la distribution spatiale d'une variable étudiée (puissance, teneurs, etc). La nature n'est pas complètement aléatoire, ainsi deux échantillons voisins ne sont pas indépendants : en moyenne, ils se ressemblent plus que deux échantillons éloignés. Cette relation implique que la variance est fonction de la distance. On appelle variogramme, la demi-variance calculée en fonction de la distance. Le modèle ajusté au variogramme permet d'estimer la variable en chaque point de l'espace. L'estimateur proposant la variance minimale est le *krigeage*.

ii. Lecture d'un variogramme : implications sur la structure

Le variogramme est une fonction représentant le degré de continuité d'une variable étudiée. Il existe différents types de variogramme dits « théoriques » permettant d'obtenir par combinaison linéaire, l'ajustement d'un « variogramme expérimental » représentatif d'un gisement donné.

Dans l'exemple suivant [Figure 5.119], on analyse une structure périodique et orientée, pouvant correspondre à des systèmes de horsts et graben de direction N020 et d'espacement régulier. Les variogrammes expérimentaux sont définis selon une orientation spécifique avec une tolérance angulaire : les *variogrammes directionnels*. Ils mettent en évidence l'anisotropie éventuelle de la structure investiguée. Les variogrammes expérimentaux directionnels indiquent une direction maximale d'anisotropie N110 et une distance entre les structures, égale à la portée. L'effet pépité indique une structuration continue à faibles distances et est considéré comme négligeable lorsque la semi-variance est inférieure $< 1/3$ du palier.

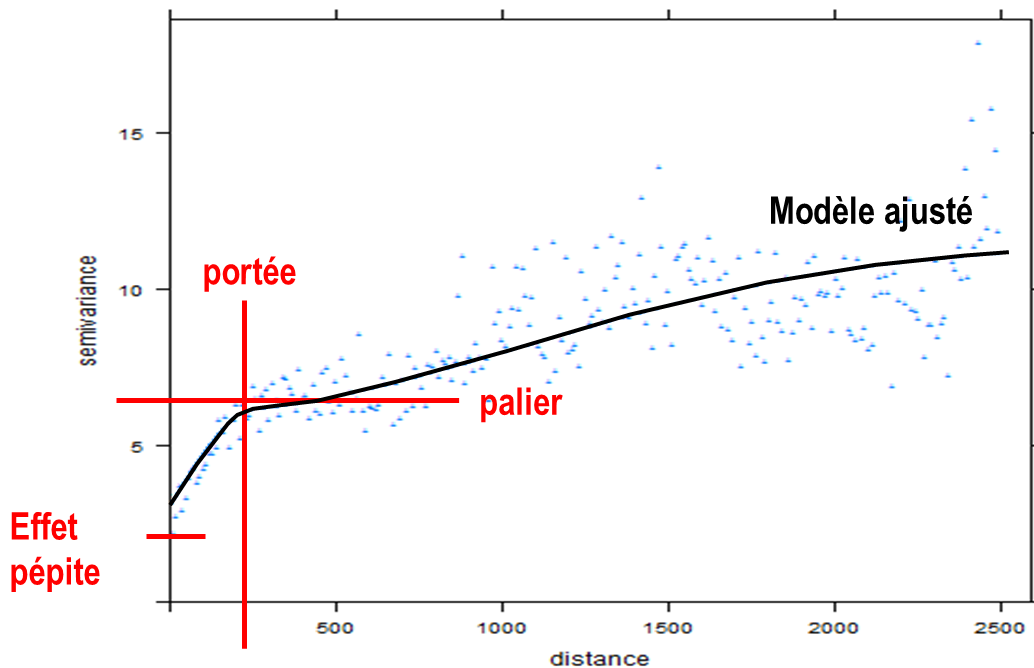


Figure 5.119 : Exemple de lecture d'un variogramme. La direction principale de la structure est orthogonale à la direction maximale d'anisotropie. Les variogrammes expérimentaux mettent en évidence la direction principale et la dimension (portée) de la structure. Il existe un seul modèle de variogramme par variable étudiée.

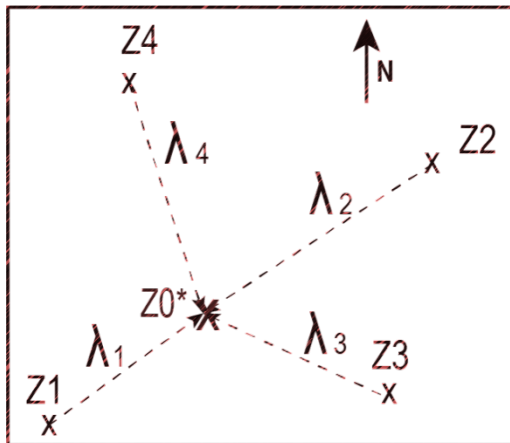
La fonction continue permettant d'approximer au mieux tous les points du variogramme s'appelle un *modèle de variogramme*. Pour chaque variable étudiée, on s'efforce de déterminer un modèle ajusté.

iii. Le krigeage : le principe

Le krigeage consiste à estimer la valeur vraie d'un point inconnu (z_0) par le calcul d'une estimation (z_0^*) en prenant en compte tous les échantillons voisins, avec $z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i z_i$ où z_i désigne les échantillons connus et λ_i les pondérations qui restent à déterminer.

Pour le calcul des pondérations, une condition est nécessaire pour que l'estimateur soit sans biais : $\sum \lambda_i = 1$ et on cherche à ce que la variance de l'estimation obtenue soit minimale.

Pour cela on met en place et on résout le système de krigeage.



L'estimation par krigeage revient donc à effectuer une somme pondérée des valeurs échantillonnées.

Deux types de krigeage existent : le krigeage simple et ordinaire.

Krigeage simple : $z_0^* = m + \sum_{i=1}^n \lambda_i (z_i - m)$

où m = la moyenne du processus

Krigeage ordinaire : $z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i z_i$

Les deux grands types de krigeage dépendent du nombre d'échantillons connus. Les deux estimations sont similaires dans les zones denses en échantillons. Dans les zones peu abondantes en échantillons, le krigeage simple alloue un poids très important à la moyenne globale connue alors que le krigeage ordinaire attribue un poids constant à une moyenne locale estimée. La flexibilité du calcul de la moyenne estimée localement pour le krigeage ordinaire, permet d'en faire le type de krigeage le plus répandu.

Pour le projet de thèse, les estimations par krigeage ordinaire sont considérées comme ponctuelles (estimation en un point) et tous les sondages ont été utilisés pour l'estimation (voisinage unique).

iv. Les paramètres de la grille de krigeage

L'estimation par krigeage est calculée sur une grille régulière, il est donc nécessaire de définir les paramètres de maille. Les différentes sociétés en charge de l'exploitation du gisement de Villeveyrac ont réalisé des campagnes de sondages avec des mailles différentes, conduisant à des densités de sondages différentes dans le bassin. Une matrice de distances entre sondages a été réalisée sous le logiciel QGis® pour chaque couple de sondages, 290269 paires ont ainsi été calculées. La distance minimale entre deux échantillons est de 1m et la distance maximale de 9222m.

Parmi les 782 sondages disponibles, 98% sont espacés de plus de 100m, cette distance a donc été choisie pour la maille de sondage. Une distance plus faible aurait augmenté le temps de calcul.

Sur la grille, les bordures au nord et l'est sont définies par les limites d'affleurement de la bauxite (GOTTIS, 1967 ; BERGER *et al.*, 1981) et les limites sud et ouest correspondent à une bordure fixée à environ 800m des sondages.

Les codes développés sous RStudio pour les analyses géostatistiques sont présentées en Annexe F.

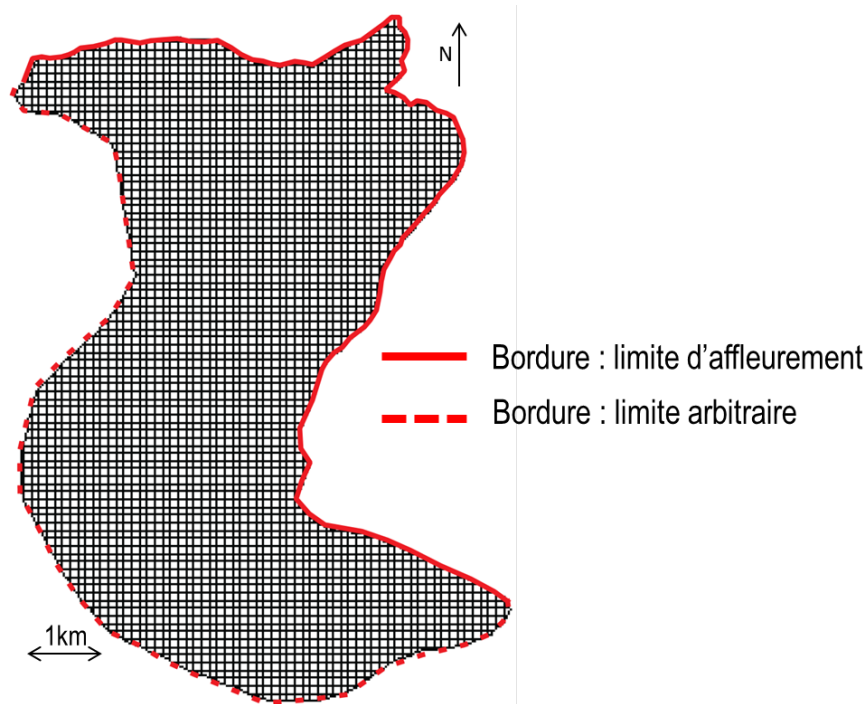


Figure 5.120 : Grille utilisée pour le krigeage avec une maille 100m * 100m. La grille est tronquée par un périmètre (rouge) suivant la limite d'affleurement des bauxites et une limite fixée à 800m des sondages.

Dans ce chapitre, deux types de variable sont utilisés : la mesure de la puissance minéralisée en bauxite et les teneurs moyennes en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 . La géométrie du support (volume échantillonné) est importante à considérer pour la distribution spatiale : la variance diminue lorsque la taille du support augmente.

L'estimation par krigeage correspond à l'obtention d'une combinaison linéaire dans laquelle les pondérateurs, sont fonction de la variabilité spatiale du phénomène étudié. Cet estimateur est non biaisé car l'espérance mathématique estimée est égale à l'espérance mathématique mesurée. C'est également un interpolateur exact car les estimations au niveau des échantillons

correspondent aux valeurs réelles mesurées. Enfin, il est optimal car la variance d'estimation est minimale, par construction.

2. Analyse des données de sondages : corrélations linéaires entre les variables

L'analyse de données de sondages permet de contrôler leur qualité et la compréhension du jeu de données.

Les puissances minéralisées sont associées à l'espace disponible créé avant le dépôt, elles sont donc étudiées en fonction de la profondeur du mur et du toit. La Figure 5.121 montre qu'il n'y a pas de corrélation entre les cotes (mur et toit) et la puissance minéralisée : cette variable a donc été étudiée seule. Pour les teneurs moyennes, l'ACP révèle que : 1- une corrélation positive existe entre les teneurs moyennes en Al_2O_3 et TiO_2 , 2- lesquelles sont associées à une corrélation négative en SiO_2 , 3 - le fer moyen est corrélé à aucune autre teneur. Ces corrélations de teneurs moyennes interrogent par rapport à ce qui était attendu en considérant, de façon isolée, un processus théorique de bauxitisation, lequel devrait montrer une corrélation positive entre les éléments immobiles (Ti, Fe, Al) et une corrélation négative avec les cations mobiles (Si). Ces variables (teneurs) ont donc été traitées séparément (géostatistique monovariante) afin d'identifier les phénomènes communs ou singuliers pouvant expliquer leur(s) particularité(s).

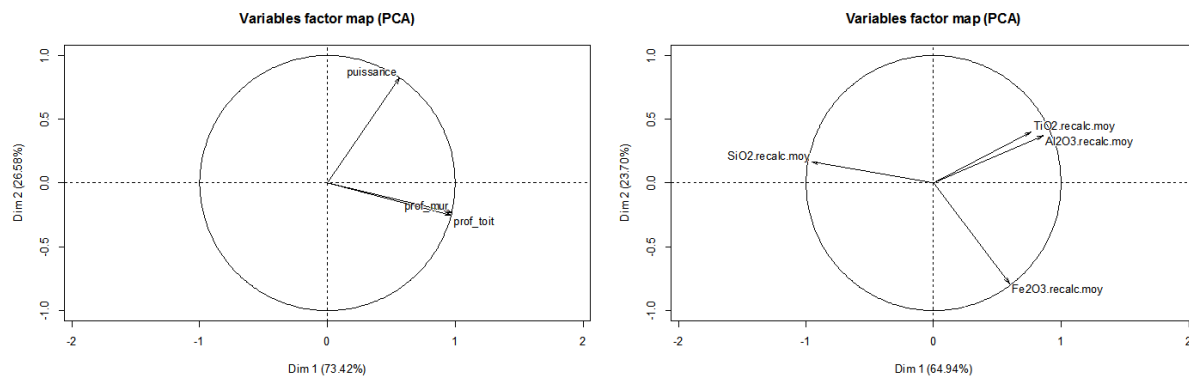


Figure 5.121 : Analyses en composantes principales des variables (ACP) réalisées sous le logiciel R Studio. Gauche) les cotes mur et toit sont corrélables entre elles et non corrélées à la puissance minéralisée ; Droite) les teneurs en TiO_2 et Al_2O_3 sont corrélées positivement entre elles et négativement à SiO_2 alors que la teneur moyenne en Fe_2O_3 ne montre aucune corrélation avec les 3 autres variables.

3. Variabilité spatiale des puissances minéralisées

L'un des objectifs de l'analyse géostatistique est d'obtenir un modèle spatial cohérent avec le comportement des variables, de façon à estimer en tout point la variable étudiée avec une erreur d'estimation. Les 782 données de puissances minéralisées ont été utilisées afin d'obtenir un modèle global de la variabilité spatiale des puissances.

L'étude géostatistique et structurale correspond à un article soumis, au moment du dépôt de thèse, pour le concours « Jeune Chercheur » de la Société de l'Industrie Minérale, joint en Annexe G.

a) Analyse des données des puissances minéralisées

L'histogramme de la puissance minéralisée, réalisé sur les 782 sondages, présente une distribution asymétrique unimodale centrée sur la moyenne [Figure 5.122] avec plus de 20% des sondages correspondants à une puissance nulle. La moyenne des puissances minéralisées est de 4.02 m avec un écart type de 3.22 m ; sans les puissances nulles, la moyenne des épaisseurs mesurées est de 4.7 m avec un écart-type de 2.96 m. La plus petite puissance mesurée est de 15 cm et la valeur maximale est de 30.9 m. Cette valeur est exceptionnelle puisque la deuxième plus forte épaisseur n'est que de 17 m.

Cette première analyse montre que la « couche » de bauxite est d'épaisseur très variable : avec une proportion significative de sondages où elle n'existe pas et quelques sondages où elle présente une épaisseur largement supérieure à 10 mètres.

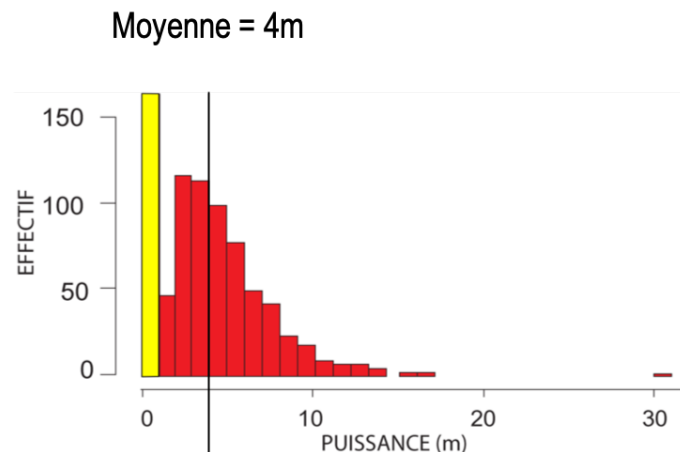


Figure 5.122 : Histogramme de la puissance minéralisée mesurée dans les 782 sondages étudiés. La plus grande fréquence correspond aux sondages dépourvus de bauxite (« puissance nulle » en jaune) avec une moyenne de 4m et une médiane de 3.8, la moyenne mesurée des puissances non nulles est de 4,7m et une médiane de 4.20.

b) Analyse géostatistique des puissances

Le bassin investigué correspond à une surface de 35 km² environ, de largeur 4 km [Figure 5.123]. Pour des questions de représentativité statistique, la distance maximale pour le calcul du variogramme expérimental ne peut excéder la moitié de la largeur du bassin : les variogrammes sont donc tronqués à une distance de 2000m.

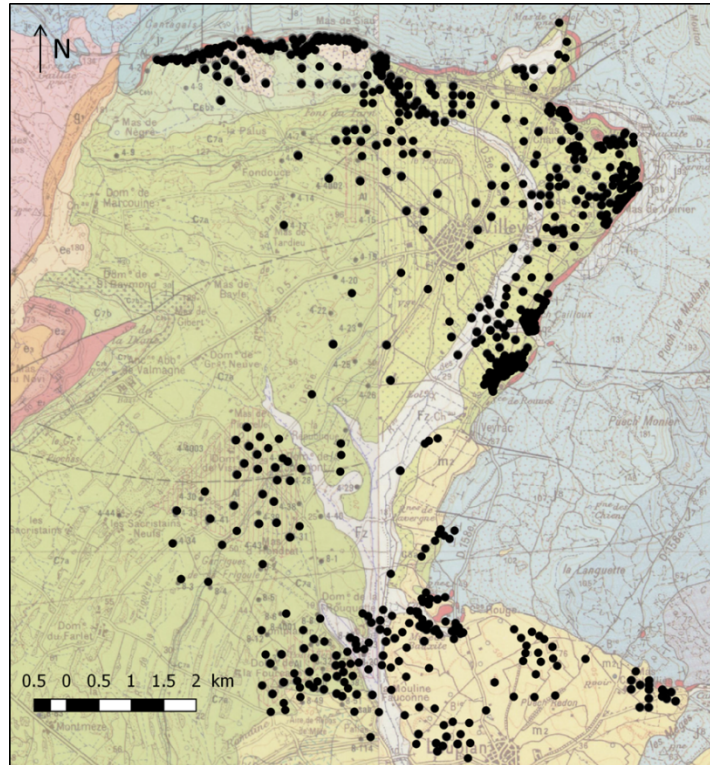


Figure 5.123 : Carte des localisations de la base de données des sondages utilisés dans l'analyse géostatistique des puissances minéralisées

c) Les variogrammes directionnels

Les variogrammes directionnels ont été définis suivant deux critères : ils sont orientés tous les 30° (N000-N030-N060-N090-N120-N150) et ils prennent en compte une ouverture angulaire de $\pm 20^\circ$ dans la direction investiguée [Figure 5.124]. Les six variogrammes présentent une faible ordonnée à l'origine (environ 20% du palier total). Ce faible effet pépité est caractéristique d'une variable bien structurée aux faibles distances. Tous les variogrammes expérimentaux font apparaître un premier palier vers 300m de distance, indiquant une structuration de la variable « puissance minéralisée » à une portée de 300m (rouge) [Figure 5.124]. Au-delà de 300 m, les variogrammes ne se comportent plus de la même façon en fonction de la direction. Notamment, le variogramme directionnel N030 montre une structure en cloche, révélatrice d'une structure de portée de l'ordre de 1300 m (bleu).

Cette deuxième portée importante présente donc une direction maximale d'anisotropie selon N030, reflétant une structuration perpendiculaire, *i.e.* une structuration de la puissance minéralisée orientée N120 et de longueur caractéristique d'environ 1300m. Les autres variations sont difficilement interprétables, car proches de la limite du champ d'investigation.

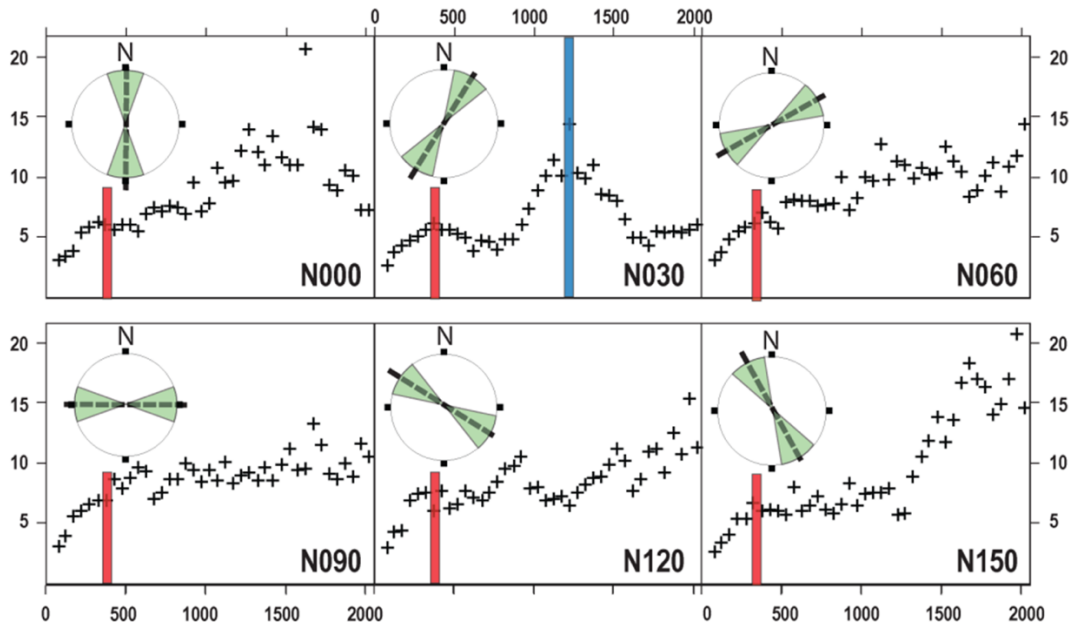


Figure 5.124 : Variogrammes directionnels analysant la puissance minéralisée, selon une tolérance de 20° suivant les directions N000, N030, N060, N090, N120 et N150. La portée de la structure 1 est de 300m, visible dans chaque variogramme, est représentée en rouge, la portée de la seconde structure est de 1300m (en bleu) et est présente uniquement sur le variogramme directionnel N030.

L'étude des variogrammes directionnels de la puissance minéralisée conduit aux trois résultats suivants : 1 - un faible effet pépète signifie que la puissance minéralisée est régulière aux faibles distances (< 50 m), 2 - la première structure de portée 300 m est semblable dans toutes les directions et peut être considérée comme isotrope à cette échelle, et 3 - une seconde structure de portée 1300 m et orientée N120 est révélée.

d) Modèle associé au variogramme omnidirectionnel

Le facteur d'anisotropie est relié à la géométrie des structures et la forme des structures est définie en prenant en compte le rapport entre les portées maximale et minimale. Les portées sont déterminées pour chaque variogramme expérimental calculé suivant une ouverture angulaire faible dans une direction donnée. Le facteur d'anisotropie géométrique pour les puissances minéralisées est faible, environ 1.15 par rapport au variogramme omnidirectionnel. Il est donc pertinent d'utiliser un variogramme omnidirectionnel isotrope pour l'ajustement du modèle.

Pour cela, on considère une ouverture angulaire de $\pm 90^\circ$ pour obtenir un variogramme dit *omnidirectionnel*. Ensuite, on réalise un ajustement de ce variogramme expérimental par un modèle théorique autorisé [Figure 5.125].

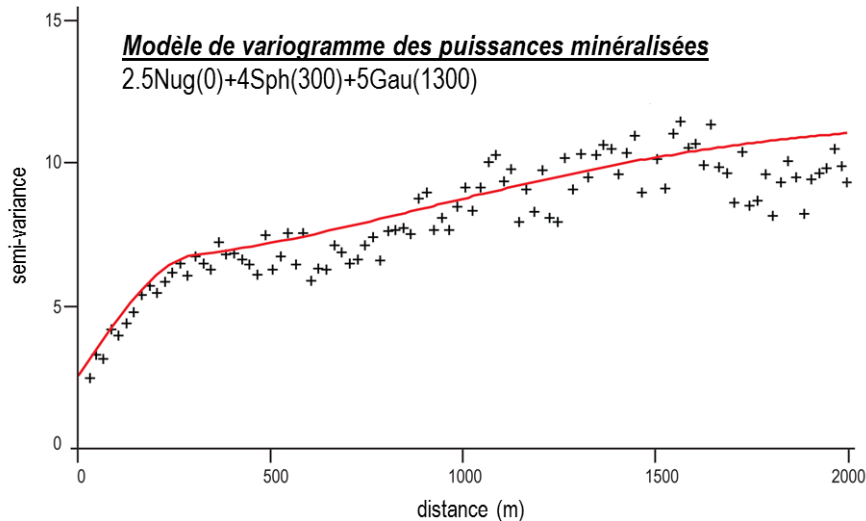


Figure 5.125 : Modèle de variogramme de la puissance minéralisée, ajustement sur le variogramme omnidirectionnel avec deux structures : une structure sphérique isotrope de portée 300m et une seconde structure gaussienne de portée 1300m

Ce modèle est la somme : a) d'un effet pépite partiel de 2.5, b) d'un schéma sphérique de portée 300 m et de palier 4, et c) un schéma gaussien de portée pratique 1300 m et de palier 5. On remarque que le modèle s'ajuste mieux sur la première portée que sur la deuxième du fait de la légère anisotropie précédemment révélée aux grandes distances.

e) Estimation géostatistique des puissances

Le calcul du krigeage se fait sur la base de l'ajustement du modèle de variogramme. Le calcul permet une estimation de la puissance et une erreur d'estimation en tout point de l'espace. Le krigeage permet de calculer la variabilité réelle en minimisant l'erreur. Un krigeage ordinaire a été appliqué en utilisant le variogramme omnidirectionnel avec le modèle ajusté sur la grille définie, soit 100*100m.

La carte de krigeage [Figure 5.126- A] indique une alternance entre des zones présentant des puissances minéralisées fortes (>10 m, teintes fuchsia) et faibles (≤ 1 m, teintes sombres), entourées de zones à puissances proches de la moyenne (4 m, teintes bleues). Cette zonation est orientée N120 avec un espacement, de bandes épaisses ou de puissance apparente réduite, d'environ 1300m. Ce phénomène rend compte de la deuxième structure de direction principale N030 mise en évidence par les variogrammes directionnels. De façon logique, la carte des erreurs [Figure 5.126 - B] révèle que l'erreur d'estimation est réduite dans les zones où la densité de sondage est importante.

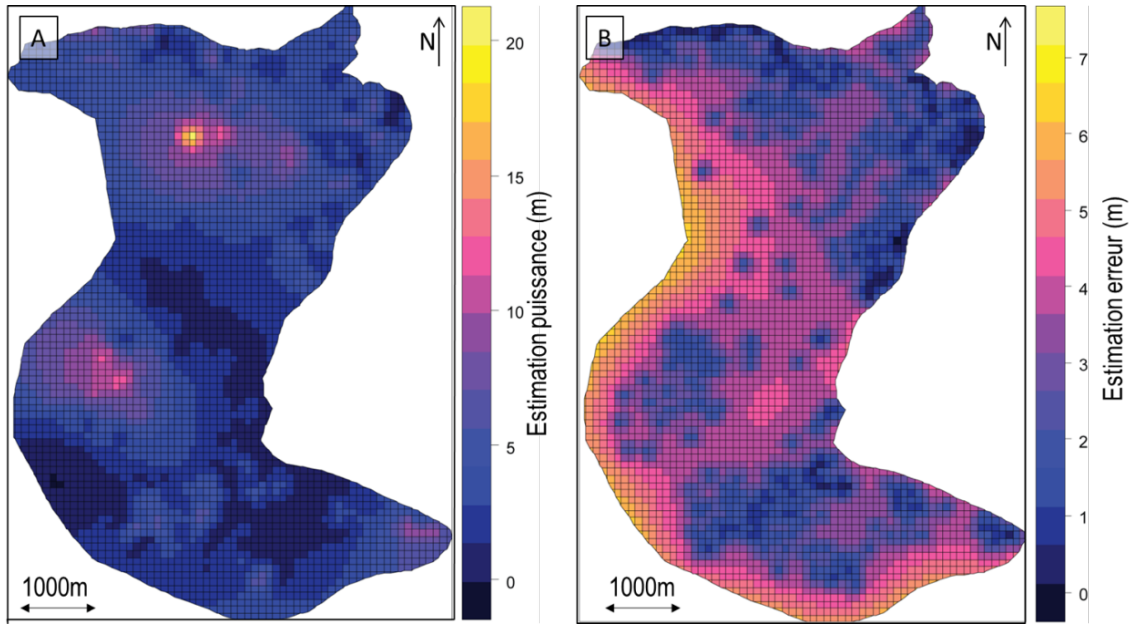


Figure 5.126 : Carte d'estimation des puissances minéralisée par le krigeage ordinaire, B) carte de l'erreur déterminée par le krigeage ordinaire

4. Variabilité spatiale des teneurs en oxydes

Les bauxites ne présentent pas une tendance générale unique de l'évolution des teneurs en oxydes en fonction de la profondeur. Par manque de temps, seules les teneurs moyennes ont été analysées en 2D. Il serait intéressant de faire une étude sur la variabilité des teneurs en profondeur, comme proposé par Diko *et al.* (2001), pour vérifier si les observations et interprétations, issues des 37 sondages, dans le Chapitre 3, peuvent être extrapolées à l'ensemble du bassin.

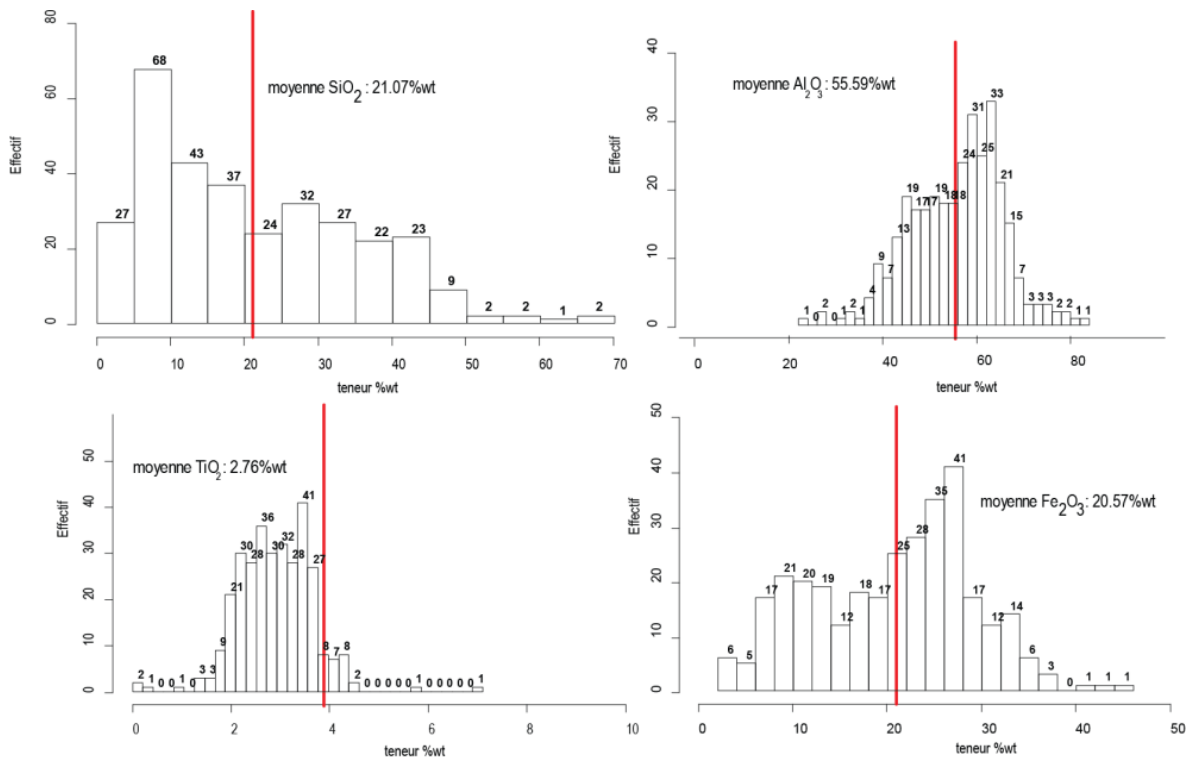


Figure 5.127 : Distribution des quatre oxydes majeurs étudiés dans cette étude. Seul, le Fe_2O_3 ne présente pas de distribution unimodale. La moyenne est indiquée par le trait rouge.

Le fer est la seule teneur à montrer une distribution bimodale. Les trois autres teneurs ont des distributions uni-modales : symétriques pour Al_2O_3 et TiO_2 et asymétrique pour SiO_2 .

a) Les variogrammes directionnels

Les variogrammes directionnels des quatre oxydes étudiés sont définis suivant une ouverture angulaire de 30° . L'emprise spatiale des sondages est similaire à celle utilisée pour l'étude de la puissance minéralisée, les variogrammes sont donc tronqués à la distance 2000 m.

Les quatre teneurs montrent une structuration différente suivant les 6 directions [Figure 5.128]. Pour SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 , une première structure est visible pour une portée de 300m. Cependant, l'ordonnée à l'origine est importante, notamment dans les directions N030 et N060 qui présentent un *effet pépité* important (plus de 40% du palier total). Cela signifie que dans ces directions, les variables sont peu structurées. Les variogrammes directionnels montrent une structuration des trois variables étudiées dans la direction N150 avec une portée de 1300m. Cette direction maximale d'anisotropie indique une structuration de taille kilométrique.

Le variogramme de la teneur moyenne en Fe_2O_3 montre une structuration différente avec un important effet pépité dans toutes les directions. La structuration kilométrique de direction N150 est notable pour cette variable.

En synthèse, l'étude des variogrammes directionnels a dégagé 4 résultats importants : 1 - les variogrammes entre N-S et NE-SW présentent un fort effet pépité partiel, témoin du peu de structuration des variables dans ces directions, 2 - une première structure de portée 300m est visible dans tous les variogrammes directionnels mais est mal exprimée pour Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 , 3 - les variogrammes directionnels montrent une structuration privilégiée des variables dans la direction N150 de portée 1300 m, 4 - le fer est le seul oxyde montrant un effet pépité quasi pur.

Une recherche plus fine de la direction maximale d'anisotropie a été conduite sur les directions N120, N130, N140, N150 et N160. C'est le variogramme dans la direction N150 qui présente la structuration la plus nette.

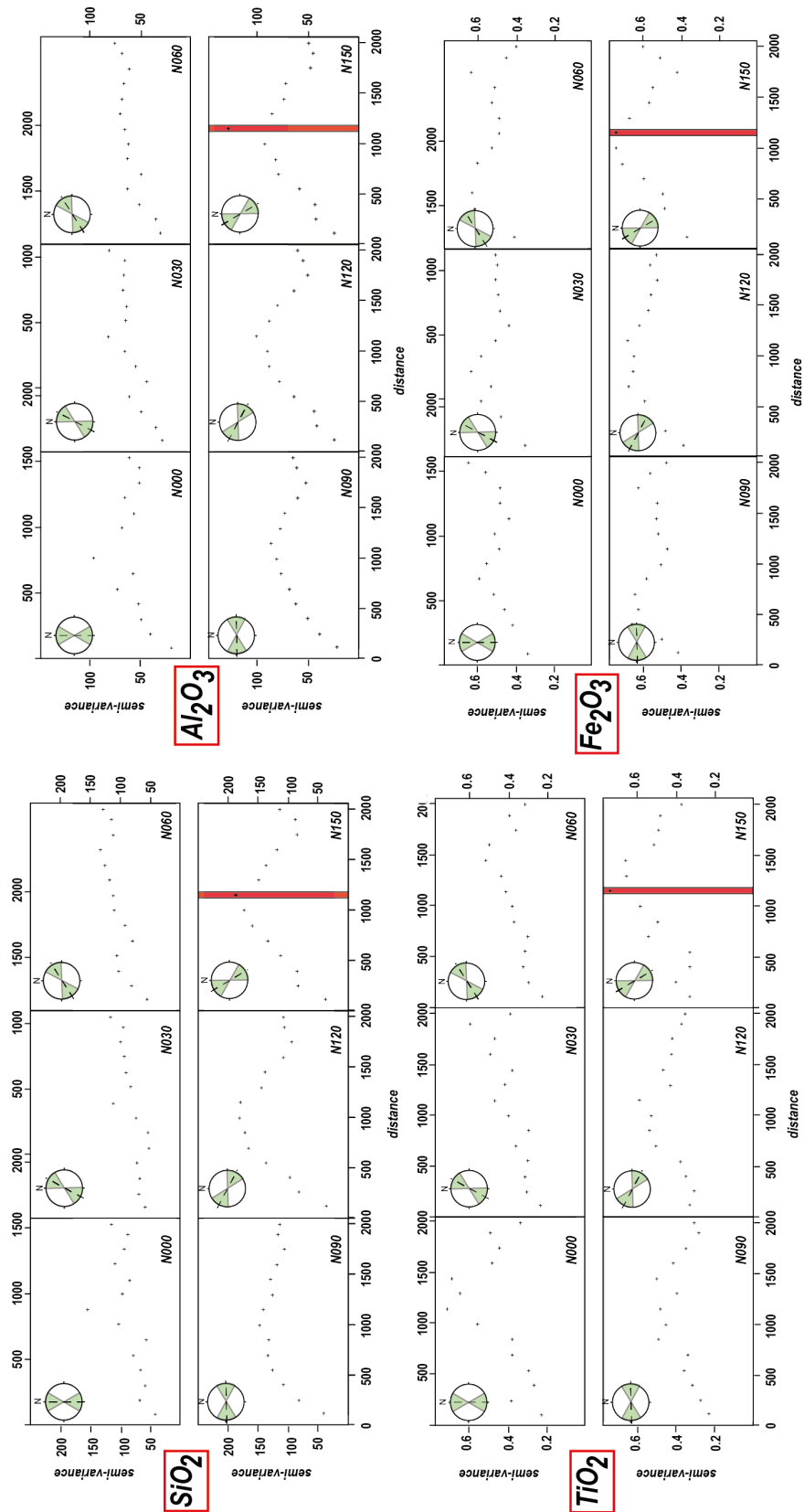


Figure 5.128 : Variogrammes directionnels des quatre oxydes étudiés suivant une ouverture angulaire de 30°. Une première structure est remarquée de portée 300m dans toutes les directions (bleu) et une seconde structure N150 (rouge) mieux exprimée pour les trois autres oxydes. La teneur en oxyde de fer montre un effet pépite notable.

b) Les variogrammes expérimentaux et les modèles associés

Les modèles de variogramme ont été définis sur les variogrammes omnidirectionnels des quatre teneurs moyennes [Figure 5.129]. Les modèles des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 montrent un effet pépîte très faible avec 18%, 12% et 8% du palier total, respectivement. Ces trois teneurs indiquent, aux faibles distances, donc des comportements bien structurés et similaires. Ces trois oxydes sont ajustés par un schéma sphérique de portée 300m, lequel s'ajuste pour tous les variogrammes directionnels. Cette première structure est donc isotrope. Cependant elle est moins bien révélée pour les directions entre N-S et NE-SW. Ensuite, une seconde structure de portée 1300 m peut être ajustée par un schéma sphérique. A noter que seul le variogramme directionnel N150 révèle une anisotropie dans cette direction.

L'omni-variogramme relatif à la teneur en fer et son modèle ajusté sont différents de ceux relatifs aux trois autres teneurs. L'effet pépîte est très important avec près de 50% du palier. Cela indique que le fer a, aux courtes distances, un comportement plus aléatoire dans le gisement. Le modèle ajusté correspond aussi à la somme d'un schéma sphérique de portée 300m et d'un second schéma sphérique à 1300m.

Dans la suite de ce travail, ces modèles ont été utilisés pour l'estimation des teneurs moyennes dans le bassin en utilisant le krigeage ordinaire.

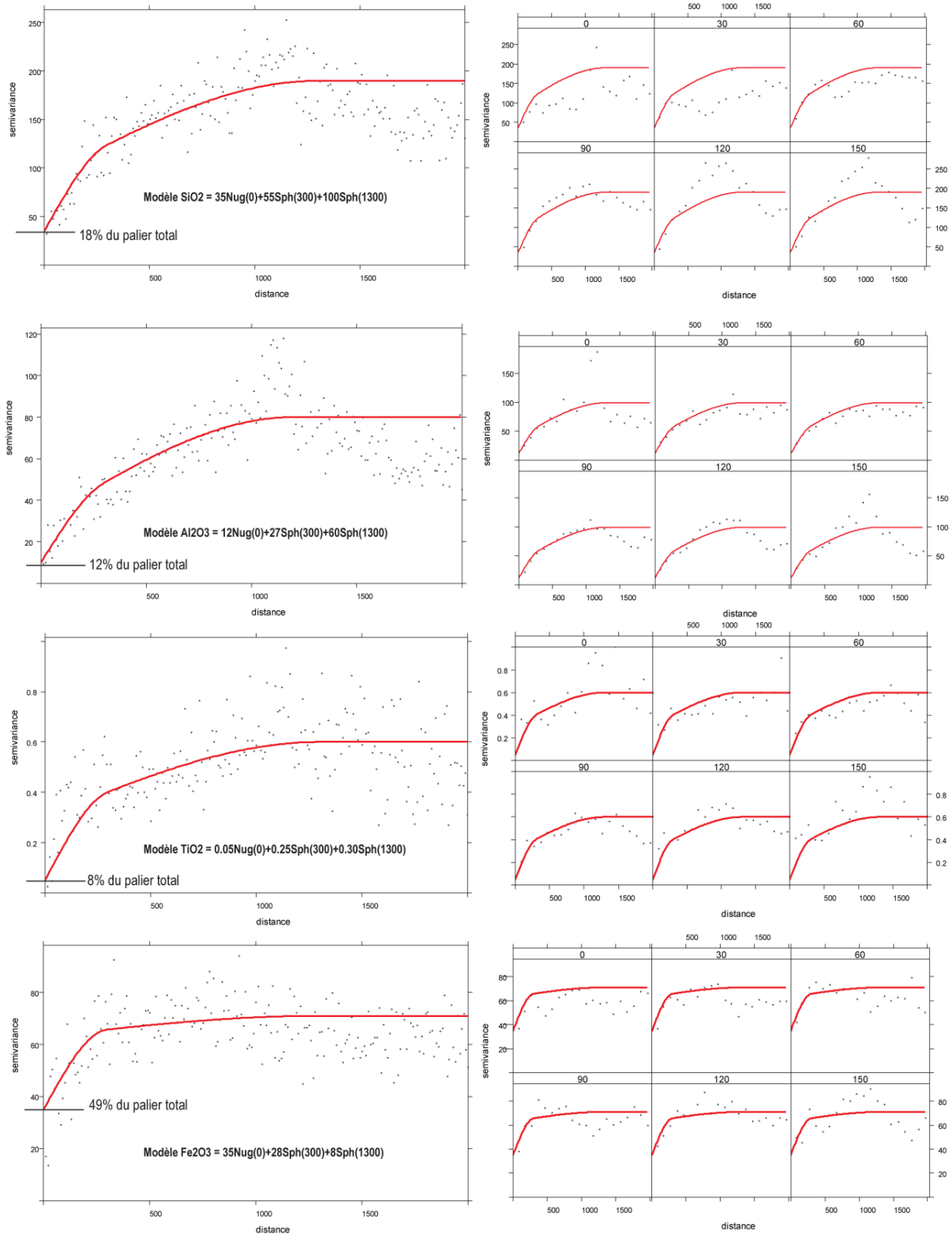


Figure 5.129 : Modèles de variogramme défini sur l'omni-variogramme pour chaque oxyde. Un seul modèle est défini pour chaque teneur étudiée, les diagrammes de droite correspondent aux variogrammes directionnels avec le modèle ajusté. Les variables en SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 montrent un modèle ajusté similaire et se différencie de celui de Fe_2O_3 , lequel montre un effet pépite plus important : comportement aléatoire.

L'ajustement des modèles de variogramme permet de mettre en évidence des structurations communes entre Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 indiquant un comportement similaire. Alors que Fe_2O_3 montre un comportement moins régulier aux courtes distances.

c) Estimation géostatistique des teneurs et discussions

Les cartes de krigeage ordinaire ont été réalisées en prenant en compte les modèles ajustés de chaque teneur [Figure 5.130]. La grille de krigeage est la même que pour l'analyse géostatistique de la puissance minéralisée, maille 100*100m.

Les cartes d'estimation montrent en première approximation, que le gisement est globalement constitué à 15% de SiO_2 , 60% d' Al_2O_3 , 2.5% de TiO_2 et 22.5% de Fe_2O_3 . Pour les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 , les estimations par krigeage reflètent bien la corrélation négative entre ces deux oxydes : les zones enrichies en SiO_2 sont appauvries en Al_2O_3 . Les erreurs d'estimations sont très faibles dans les zones denses en sondages et les erreurs d'estimation pour Al_2O_3 , TiO_2 et SiO_2 sont du même ordre de grandeur.

Fe_2O_3 a un comportement tout à fait différent des trois autres oxydes : une distribution bimodale, aucune corrélation avec les autres teneurs et une structuration différente (Figure 5.129). Cette différence est également marquée pour les estimations de teneurs en fer : malgré une teneur moyenne proche des 22.5% (violet rose), les erreurs associées sont plus importantes que pour les autres variables, du fait de la faible portée. L'effet de pépite partiel important et la courte portée (300m) rendent l'estimation en tout point relativement imprécise, sauf au droit des sondages.

Les estimations et les modèles similaires entre SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 indiquent que ces oxydes ont un comportement similaire (DIKO *et al.*, 2001) et une structuration plus marquée selon la perpendiculaire à la direction d'anisotropie maximale, soit N060. La teneur en Fe_2O_3 , par contre, montre un comportement plus aléatoire avec une légère structuration dans la direction N150. Cela est cohérent avec l'évolution secondaire du fer, mentionnée dans le Chapitre 3.

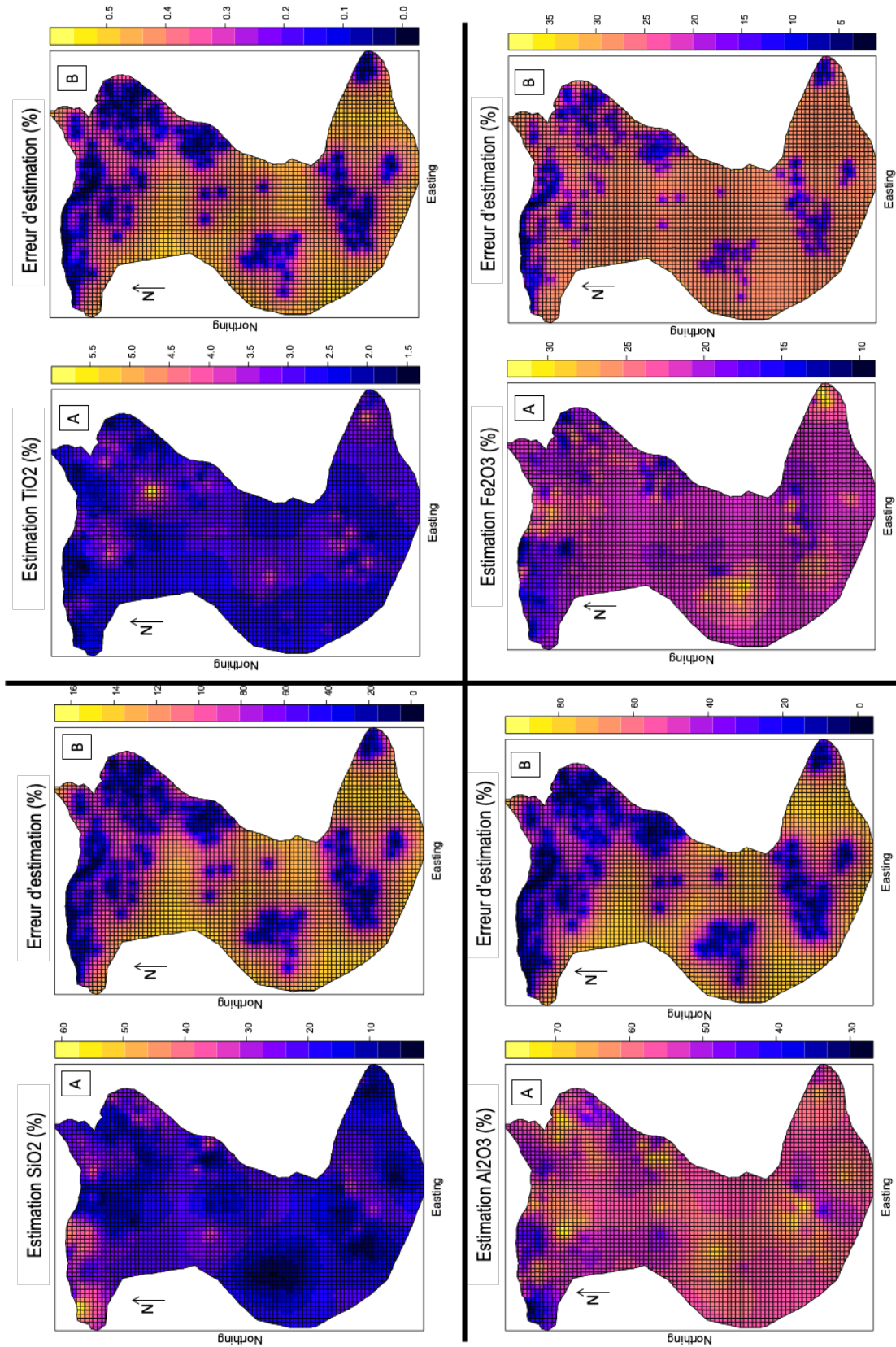


Figure 5.130 : Carte des estimations de krigeage ordinaire pour chaque oxyde étudié. Les erreurs d'estimations sont similaires et les estimations sont meilleures dans les zones denses en sondages pour Al₂O₃, SiO₂ et TiO₂

5. Discussion sur les structurations spatiales et les variables étudiées

a) Interprétations tectoniques des estimations de puissance

Les résultats de l'étude géostatistique de la distribution de la puissance minéralisée par krigeage ordinaire montrent que : 1- il existe des zones de bauxite épaisses (> 10 m) et des zones – distribuées de façon plus homogène – d'épaisseur très réduite , 2- en dehors de ces zones, la bauxite présente des épaisseurs proches de la moyenne (4 m) et assez bien distribuées dans le bassin, 3- finalement, il est possible de délimiter ces zones par des structures orientées NW-SE et d'espacement kilométrique qui seraient donc synchrones à la mise en place des bauxites.

L'espacement des failles normales décamétriques, préférentiellement orientées NW-SE, observé sur le terrain ne correspond pas à la structuration d'espacement kilométrique mise en évidence par l'analyse géostatistique des puissances. Cependant, l'orientation identique de ces structures et la contemporanéité apparente (pré-pyrénéen et syn-bauxite, respectivement) suggèrent un lien génétique entre les deux. On propose que les failles normales décamétriques observées en carrière soient l'expression d'une déformation distribuée dans la zone triangulaire située à l'aplomb d'une faille normale se propageant vers le haut (« *trishear* » (HARDY & McCLAY, 1999)). Cette flexure contrôle les variations d'une dizaine de mètres d'épaisseur de bauxite, de grande longueur d'onde, mises en évidence par l'analyse géostatistique.

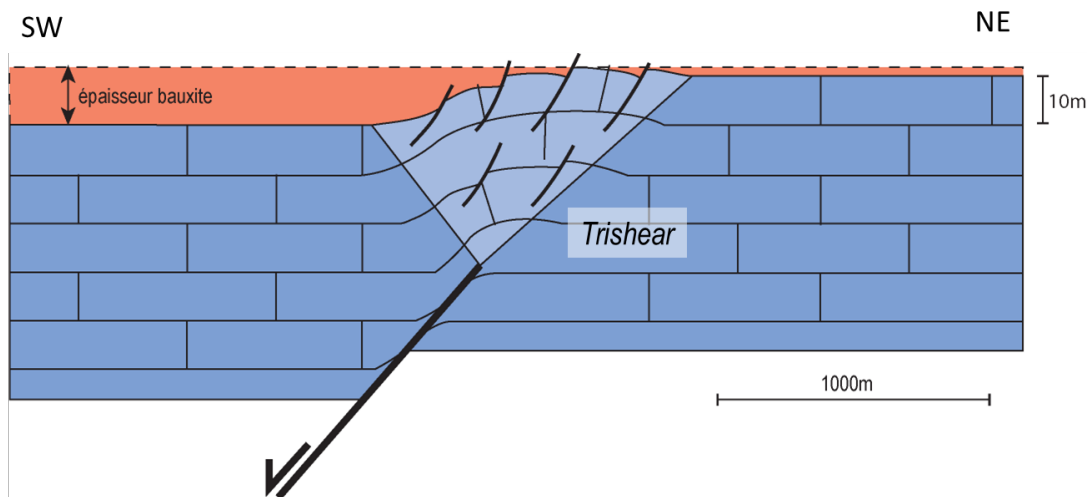


Figure 5.131 : Illustration d'une zone de trishear (HARDY & McCLAY, 1999) de direction NW-SE expliquant les fortes puissances minéralisées sur le toit de la faille. Les failles décamétriques N120 mises en évidence dans le chapitre précédent accommodent la déformation en surface avec des rejets métriques.

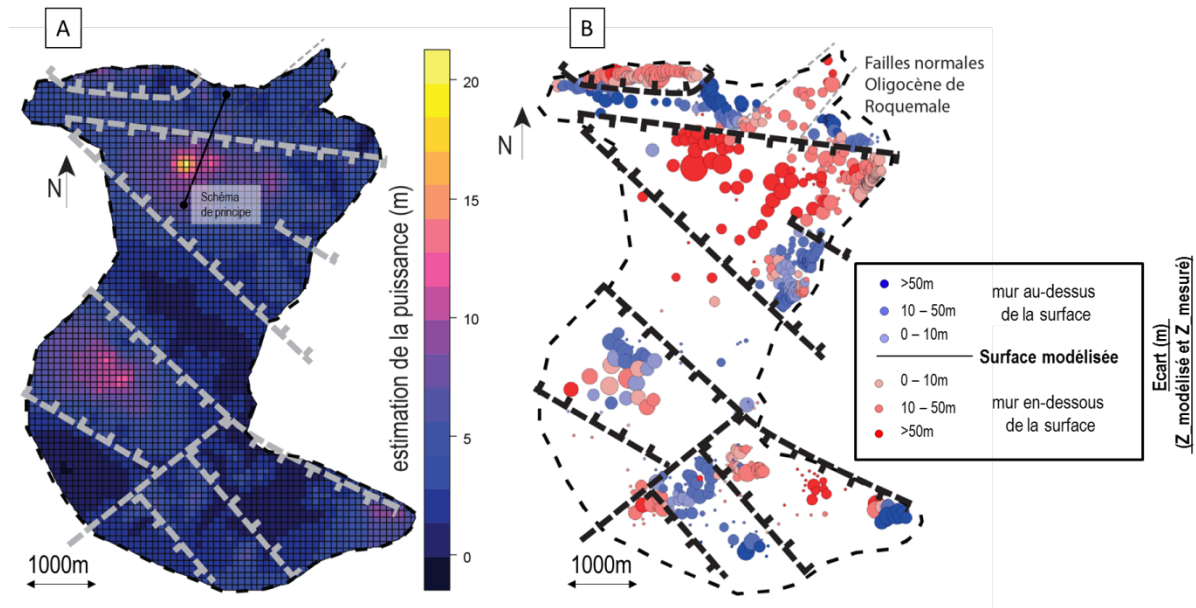


Figure 5.132 : Carte interprétative des structures tectoniques du bassin de Villeveyrac, mises en évidence par l'analyse géostatistique des puissances (à gauche) et des distributions d'écart entre $Z_{\text{mesuré}}$ et $Z_{\text{modélisé}}$ (à droite), pour plus d'explication sur la méthode, voir chapitre précédent. La ligne noire dans la Figure A présente le trait de la coupe présentée dans la Figure 5.131.

L'espace disponible pour le dépôt des bauxites allochtones est créé par plusieurs systèmes superposés, de dimensions caractéristiques différentes.

On reconnaît un système de flexures de longueur d'onde kilométrique et d'amplitude décamétrique, orientées NW-SE, correspondant à des failles dans le substratum Jurassique. Ces failles se propagent vers le haut, au travers d'une zone de déformation distribuée, caractérisée par des faisceaux de failles normales décamétriques NW-SE. Cette déformation répond à une tectonique extensive orientée NE-SW, jamais décrite dans cette région ; elle serait contemporaine du dépôt des bauxites et compatible avec les axes de déformation régionale pendant le Crétacé « moyen », des Pyrénées (LAGABRIELLE *et al.*, 2010) au sud de la Provence (FOURNIER *et al.*, 2016).

Le gisement présente également des variations de puissance, de longueur d'onde d'environ 300 m et d'amplitude décamétrique, distribuées de manière homogène sur l'ensemble du bassin. De telles caractéristiques sont cohérentes avec la présence des dolines. Les dimensions de ces objets ne permettent pas de les observer à l'affleurement, elles sont interprétées par l'analyse géostatistique des puissances uniquement.

Le calcaire Jurassique du mur des bauxites et entourant le bassin, est affecté d'un réseau de joints orthogonaux d'espacement métrique orienté N060 et N150. Ce système de joints a été

utilisé comme vecteur principal de dissolution pendant une phase de karstification, formant un lapiaz antérieurement au piégeage des bauxites.

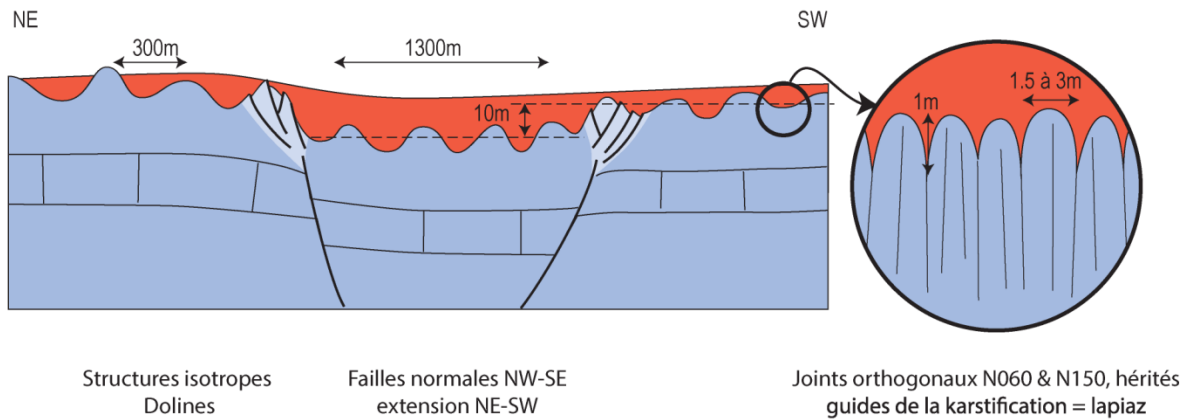


Figure 5.133 : Schéma conceptuel illustrant les interactions entre processus karstiques et tectoniques, d'échelles différentes, à l'origine de la formation du gisement de Villeveyrac. La morphologie du mur Jurassique résulte d'une structuration tectonique (extension orientée NE-SW) superposée à une structuration karstique isotrope d'échelle pluri-hectométrique (dolines), et à un système de joints orthogonaux, d'échelle métrique, guidant la dissolution préférentielle et générant un lapiaz.

b) Interprétations tectoniques dans l'estimation des teneurs

Les résultats de l'étude géostatistique de la distribution des teneurs montrent que : 1 – il existe des zones enrichies en aluminium et titane et dépourvues en silice, 2 – dans les directions E-W et NW-SE les variables montrent un comportement assez irrégulier, 3 – les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , et TiO_2 sont structurées suivant deux phénomènes de longueurs d'ondes différentes avec une première structure isotrope faiblement exprimée de distance 300m et une seconde orientée N150 de portée 1300m, 4 – le fer présente un comportement différent, plus aléatoire et est difficilement quantifiable avec précision.

Les teneurs montrent une faible structuration isotrope à 300m et une bonne continuité vers le N150 avec un faible effet pépité. La première structure est ajustée par un modèle sphérique et présente la même portée que pour les puissances minéralisées. Il est raisonnable de penser que cette structure isotrope soit liée à la présence de dolines. Cependant, cette structure n'est pas très bien exprimée et un important effet pépité est présent dans les directions N000 et N060, on peut donc supposer qu'elle joue un rôle sur la distribution spatiale des teneurs mesurées mais ce ne sont pas les dolines seules, qui contrôlent la structuration spatiale de la répartition des trois oxydes.

La direction N150 montre une structuration plus marquée jusqu'à 1300m, commune aux trois teneurs SiO_2 , Al_2O_3 , et TiO_2 , il y a donc une mise en place et un comportement commun pour ces teneurs. La direction d'anisotropie N150 correspond à une structure orientée

perpendiculairement, soit N060. Cette direction correspond aux fractures les plus présentes dans la bauxite.

Les Analyses en Composantes Principales révèlent qu'il n'y a pas de corrélation entre puissances minéralisées et teneurs. Cela signifie que ces variables sont indépendantes. Nous proposons que pendant le dépôt de la bauxite, l'activité karstique a engendré la formation de dolines réparties sur le territoire (diamètre moyen proche de 300m). Elles ont joué un rôle mineur sur les teneurs, et ce sont les structures de 1300m qui structurent les teneurs. Concernant la taille kilométrique de ces structures, celle-ci correspond à l'espacement entre les failles définies dans la partie puissance minéralisée. Il est possible que les failles N120 jouent un rôle de barrière limitant la mobilisation des fluides. Cependant, les failles ne semblent pas avoir d'impact dans la mobilisation du fer et la structuration spatiale des teneurs, puisque la direction maximale d'anisotropie n'est pas cohérente.

La fracturation dans la bauxite est visible dans la mine souterraine du Chemin de Poussan et montre des directions N-S, NE-SW et E-W (voir Chapitre 4). Ces fracturations ont engendré une déferrification des épontes et donc un enrichissement en Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 .

Nous proposons que les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et TiO_2 aient été concentrés par lessivage du fer, principalement dans ces directions. Lors du dépôt des bauxites, les teneurs ne présentaient aucune structuration, montrant un comportement aléatoire dans toutes les directions. Nous proposons que lors du rifting Oligocène, les fractures dans le bassin se sont ouvertes et les fractures perpendiculaires au σ_3 (N060) aient été utilisées comme drains majeurs à un fluide mobilisateur en fer. Ces fluides légèrement acides ont entraîné la mobilisation du fer et la déferrification aux épontes, laquelle a engendré corrélativement une concentration des trois autres oxydes majeurs.

La mobilisation du fer conduit à observer une répartition des teneurs moins structurée à courte distance et une estimation précise difficile, dans l'ensemble du bassin.

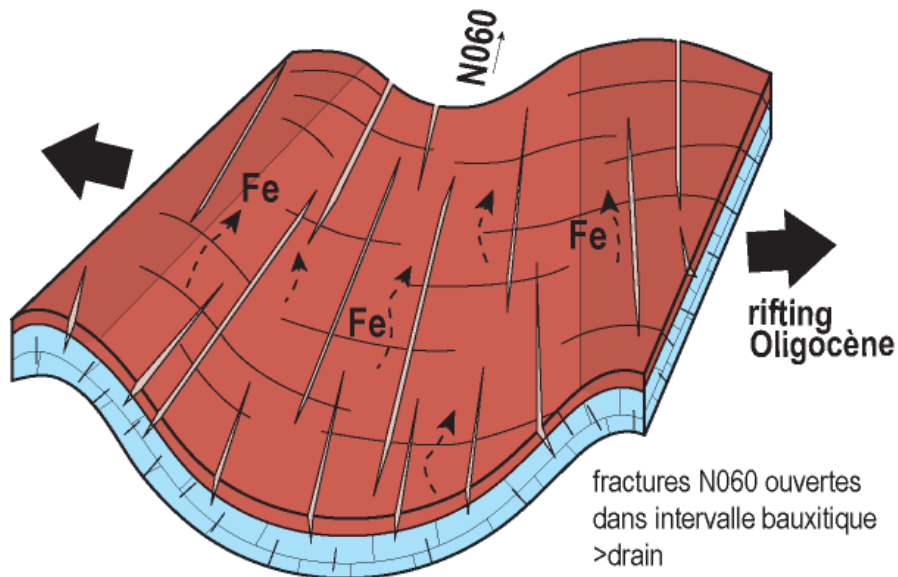


Figure 5.134 : Schéma de principe des fractures orientées N060 utilisées pendant la mobilisation du fer, enrichissant les bauxites en Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 . Ces fractures ouvertes grâce au rifting Oligocène NW-SE, structurent les données dans la même direction ; dans les autres directions le comportement est relativement aléatoire. Sans échelle.

Si l'on considère que la circulation des fluides dans la croûte terrestre se fait per-ascensum, on peut alors se demander où a migré le fer. Le fer mobilisé dans les fractures ne s'est pas re-précipité dans le gisement, car aucune anomalie de concentrations ne se trouve sur ses bordures.

Conclusion

Les analyses géostatistiques dans le bassin de Villeveyrac ont été possibles grâce au nombre important de sondages présents dans le bassin. Deux études ont été effectuées, une première sur les puissances minéralisées avec 782 sondages et une seconde étude portant sur les teneurs en oxydes majeurs, sur 319 sondages répartis dans le bassin.

L'étude sur les puissances minéralisées a révélé qu'elles étaient contrôlées par deux systèmes distincts de longueurs d'onde différentes : une première structure isotrope de portée 300m et une seconde de taille kilométrique et orientée N120. La première structure a été interprétée comme étant due à l'activité karstique et la formation de dolines dans le bassin. La seconde régit la puissance minéralisée indiquant un évènement syn-bauxitique. Les structures identifiées dans les cartes de modélisation et d'estimation des puissances minéralisées délimitent parfaitement les zones de faibles et de fortes puissances en bauxite. Ces structures sont interprétées comme failles normales NW-SE espacées de 1300m environ, lesquelles affaissent le bassin pendant le dépôt des bauxites. Ces failles NW-SE sont cohérentes avec les observations faites sur le terrain, lesquelles avaient été identifiées comme anté-pyrénéennes (115Ma).

Les teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 révèlent un comportement spatial similaire : une structuration quasi-aléatoire avec une faible structuration isotrope de taille 300m et une structuration nette de direction N150 et de portée 1300m. Le fer montre un comportement plus aléatoire avec une légère structuration dans la direction N150. Nous proposons qu' Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 soient régies par des phénomènes similaires. En effet, lors du dépôt des bauxites, les teneurs moyennes en Al_2O_3 , SiO_2 et TiO_2 et Fe_2O_3 étaient uniformément distribuées. Cependant, la fracturation dans la bauxite a introduit des discontinuités et anisotropies dans le matériel bauxitique et le mur Jurassique, postérieurement au dépôt. Les fractures ont été utilisées comme drains à un fluide mobilisateur en fer, lors du rifting Oligocène. Le lessivage du fer a engendré localement un blanchiment des épontes et une concentration des trois autres oxydes majeurs.

La géostatistique permet d'extrapoler à l'ensemble du bassin des observations géologiques. Celles-ci permettent en retour l'interprétation des variogrammes. Il est donc nécessaire pour l'exploitation de connaître le contexte géologique avant toute utilisation de la géostatistique pour l'estimation fine et locale du gisement.

Chapitre 6. Synthèse des
résultats : contexte
sédimentaire et
géodynamique du Crétacé.

Introduction

Ce travail de recherche s'inscrit dans la continuité de certains auteurs qui utilisent les bauxites comme marqueurs géodynamiques et climatiques (Combes, 1990; Husson, 2013; Thiry *et al.*, 2006). Les bauxites du sud de la France sont allochtones et piégées principalement dans des cavités karstiques (LAJOINIE & LAVILLE, 1979 ; COMBES, 1990). Cette disposition induit une évolution polyphasée des bauxites avec : 1 – le développement de bauxites latéritiques sur des roches mère alumino-siliceuses exhumées, 2 – la formation de pièges karstiques, 3 – érosion des bauxites primaires puis piégeage dans les cavités.

Dans les chapitres précédents, plusieurs résultats marquants ont été constatés et datés de façon relative : 1- le développement de bauxites latéritiques de degrés d'altération différents, 2- la présence de joints utilisés postérieurement par la karstification, laquelle est antérieure au démantèlement des bauxites, 3- une extension NE-SW anté-pyrénéenne et syn-dépôt bauxitique associée à des séquences de remplissage rapides dans le gisement de Villeveyrac, 4- un changement climatique au Crétacé supérieur, et 5- des mobilisations en fer postérieures au dépôt, pendant la compression pyrénéenne. Tous ces événements viennent s'intégrer aux reconstitutions géodynamiques et climatiques connues dans la région (SERANNE *et al.*, 2002 ; HUSSON, 2013).

Pour dater de façon absolue les bauxites karstiques en Languedoc, une datation en U-Pb sur zircons détritiques dans trois gisements bauxitiques a été faite. Ce travail porte sur trois objectifs : 1 – évaluer les roches mères et leur extension géographique, 2 – apprécier les uplifts (Montagne Noire, Isthme Durancien) en termes de mouvements verticaux, 3 – dater les dépôts des bauxites allochtones en Languedoc.

Ce chapitre propose des reconstitutions géodynamiques et climatiques depuis la karstification du substratum Jurassique jusqu'à la fin de l'épisode bauxitique dans le bassin du Sud-Est, en intégrant les résultats obtenus pendant la thèse et la littérature.

1. Datations U/Pb sur zircons détritiques des bauxites karstiques en Languedoc : contraintes sur les roches sources et datation du gisement. *Marchand et al. 2019, submitted*

Dans le sud de la France, la subsidence thermique de la marge Téthysienne a entraîné le dépôt des séquences carbonatés du Jurassique et des marnes Néocomienne au-dessus du socle Hercynien (BEAUDRIMONT & DUBOIS, 1977 ; LEMOINE *et al.*, 1986 ; SERANNE *et al.*, 2002). Le Crétacé « moyen » correspond à plusieurs évènements géodynamiques régionaux : 1 - rifting et exhumation mantellique dans les Pyrénées (LAGABRIELLE & BODINIER, 2008 ; LAGABRIELLE *et al.*, 2010), 2 - uplift de la Montagne Noire (BARBARAND *et al.*, 2001 ; PEYAUD *et al.*, 2005) et émergence de l'Isthme Durancien (GIGNOUX, 1925 ; COMBES, 1990), 3 - subsidence des bassins de part et d'autre de l'Isthme Durancien (LAVILLE, 1981 ; FOURNIER *et al.*, 2016). Le hiatus stratigraphique induit par l'émergence de ces territoires est marqué par la présence de bauxites allochtones venant combler des cavités karstiques (COMBES, 1990). L'analyse des bauxites languedociennes situées à la jonction de ces territoires apporte des contraintes spatiales et temporelles au Crétacé « moyen » sur les territoires émergés et leur influence sur les gisements de bauxite. Suivant un transect NE-SW (Montagne Noire - mer Méditerranée actuelle), trois bassins bauxitiques (Bédarieux, Villeveyrac, Cambelliès) ont été échantillonnés. Les 671 zircons détritiques contenus dans les trois gisements de bauxite, ont été datés par U-Pb LA-ICP-MS. Les âges montrent une proportion importante de zircons hercyniens et Protérozoïque. La proportion des zircons hercynien diminue en s'éloignant de la Montagne Noire alors que les âges Protérozoïques sont similaires dans les trois bassins. Cette observation met en évidence une source localisée hercynienne au niveau de la Montagne Noire et une source généralisée et distribuée au bassin remaniant des zircons très anciens. Les marnes néocomiennes échantillonnées dans la région de Montpellier indiquent les mêmes âges suggérant une roche mère similaire. La couverture néocomienne latéritique de la Montagne Noire s'est érodée progressivement laissant affleurer les bauxites issues du socle Hercynien. Les dépôts en Languedoc sont contraints par les zircons les plus jeunes (113Ma - 118Ma) et l'âge Vraconien déterminé dans la couverture (HUSSON, 2013).

Article soumis à *Basin Research* en août 2019.

LA-ICP-MS dating of detrital zircon grains from the Cretaceous allochthonous bauxites of Languedoc (south of France): Provenance and geodynamic consequences.

Emilie Marchand^{1,2}, Michel Séranne^{2, *}, Olivier Bruguier², Marc Vinches¹

1: LGEI, IMT Mines Alès - Université de Montpellier, Alès, France

2 : Géosciences Montpellier, CNRS - Université de Montpellier - Université de Guadeloupe, France

* : Corresponding author : <mailto:michel.seranne@umontpellier.fr>

Géosciences Montpellier, CNRS - Université de Montpellier, 34095 Montpellier cedex 05, France

Acknowledgements

We are grateful to Pierre-Jean Combes for accompanying us during field-work and for fruitful discussions, and to Eglantine Husson for discussions during the initial stage of the project; Françoise Roger, Cyprien Astoury and Hossein Ahmadzadeh initiated EM to different techniques of mineral separation;

We extend our thanks to Dorian Fourrier (SODICAPEI) and Jean-Paul Clemente (Garrot-Chaillac) who allowed us to sample the bauxite in the active quarries of Villeveyrac and Pézènes-les-Mines (Bédarieux), respectively.

The study was financed by IMT Mines Alès and Géosciences Montpellier.

Abstract

The Cretaceous of southern France is characterized by a long erosional hiatus, outlined with bauxite deposits, which represent the only remaining sedimentary record of a key period for geodynamic reconstructions. Detrital zircons from allochthonous karst bauxites of Languedoc (S. France) have been dated using LA-ICP-MS, in order to specify the age of deposition and to constrain the provenance of the weathered material. We analysed 671 single detrital zircon grains from 3 karst bauxitic basins, stretching from the Variscan Montagne Noire to the present-day Mediterranean Sea. Analytical results provide Variscan (300-350 Ma) and Late Proterozoic (550-700 Ma) ages as primary groups. In addition, Middle-, Late Proterozoic and Early Archean (oldest grain at 3.55 Ga) represent significant groups. Mid-Cretaceous zircons (118-113 Ma) provide a pooled age of 115.5 ± 3.8 Ma, which constitutes the maximum age for bauxite deposition. Results also suggest a dual source for the Languedoc bauxites: one generalized sedimentary source of regional extent and a localised source in the Variscan basement high, that has been progressively unroofed during Albien. Integration of these new findings with previously published thermochronological data support the presence of an Early Cretaceous

marly cover on the Variscan basement, which has been weathered and then removed during the Albian. The Languedoc bauxites provide a spatial and temporal link between the uplift of southern French Massif Central on one hand, and the Pyrenean rift and its eastward extension on the other hand. These new results allow to precise the timing and distribution of uplift/subsidence during the mid-Cretaceous events in southern European and Iberian plates.

Keywords

Karst ; Erosion ; Provenance analysis ; Durancian uplift ; Pyrenees ; Mid-Cretaceous

1 - Introduction

Bauxites derive from continental weathering of alumino-silicate-rich rocks, such as crystalline basement, claystones or marls, under tropical hot and humid conditions (YARDY & ROQUIN, 1998). Some bauxites are formed as a weathering cap, especially on the surface of stable cratons, where they are known as lateritic bauxites (BÁRDOSSY & ALEVA, 1990:199). In Mediterranean Europe, most bauxite deposits correspond to karst bauxite (BÁRDOSSY, 1982 ; HERRINGTON *et al.*, 2016). Such allochthonous bauxites have been transported from the place where the parent rocks were weathered into pristine bauxite (BÁRDOSSY & DERCOURT, 1990 ; BÁRDOSSY & COMBES, 1999 ; MONGELLI *et al.*, 2015), i.e. bauxite trapped on the irregular surface of karstified limestones and sealed by a younger sedimentary cover. The unconformity of karst bauxites over their carbonate basement can be associated with a significant hiatus, corresponding to the time interval required to allow the carbonate massif to be eroded and karstified, prior to bauxite deposition. Both the erosional unconformity over the karstified substratum and the dismantling / transport of the initial bauxite cap require some tectonic activity affecting the area, in order to ensure i) basement uplift and drainage of the weathered zone, and ii) denudation and karstification of the carbonate substratum prior to bauxite reworking and trapping. However, tectonics must remain moderate to maintain low topographic gradients that ensure optimal drainage for weathering (WYNS *et al.*, 2003). The stratigraphic record of allochthonous bauxites may thus reveal invaluable information about poorly documented periods characterized by stratigraphic hiatuses.

Southeastern France's geological record displays such a large-scale stratigraphic gap extending across part of, or most of, the Cretaceous (CHANTRAINE *et al.*, 1996), classically known as the « Durancian Isthmus » (GIGNOUX, 1925). This episode was characterized by erosion and karstification of platform carbonates related to the northern Tethyan margin, as well as intense weathering leading to the formation of bauxite deposits (COMBES, 1990)

Such a hiatus obliterates the understanding of a key period of the geodynamic evolution of southern Europe, when important events occurred such as : 1) rifting between Iberia and

Europe, involving hyperextension (TUGEND *et al.*, 2014) and mantle exhumation (LAGABRIELLE & BODINIER, 2008 ; LAGABRIELLE *et al.*, 2010) ; 2) basin subsidence and deposition of thick sequences of deep marine sediments from the present-day eastern Pyrenees (SOUQUET *et al.*, 1985) to offshore Provence (FOURNIER *et al.*, 2016) ; 3) the uplift of the Variscan basement of southern France (Barbarand, J. *et al.*, 2001; Séranne, M. *et al.*, 2002; Peyaud, J. B. *et al.*, 2005) and 4) the Ligurian Tethys /Alpine domain reorganization (HANDY *et al.*, 2010). Correlating these different events first requires a precise chronology. Unfortunately, until now, the bauxite-related hiatus and poor age constraints have prevented such correlations.

U-Pb dating of detrital zircon grains from sedimentary formations pursue several objectives (GEHRELS, 2014). The youngest detrital zircons provide a maximum age for deposition of sediments (MARGALEF *et al.*, 2016). Detrital zircons also reflect the provenance of the sediments, i.e. the uplifted areas exposed to erosion and providing terrigenous material to sedimentary basin, as for the flysch basins (MARTÍNEZ *et al.*, 2016) and late orogenic basins (PFEIFER *et al.*, 2018) of the Variscan orogeny of southern Europe. When found within karst bauxites, detrital zircons allow to address the source of the alterites (BONI *et al.*, 2012).

The aim of this study is to analyse detrital zircon grains from the allochthonous bauxites of Languedoc, by U-Pb LA-ICP-MS, in order to address the bauxites source (basement rocks vs sedimentary cover) and their provenance. In turn, this will make it possible to determine the timing and location of uplift and subsidence. The results are then discussed in the perspective of the mid-Cretaceous geodynamics in southern France. In particular, we investigate the correlation between the bauxite event in Languedoc with i) the Durancian Isthmus, ii) uplift and denudation of the southern French Massif Central, and iii) subsidence and flysch deposition along the future Pyrenees and offshore Provence.

2 - Geological setting

The Variscan basement in the southern French Massif Central crops out in the Cévennes and Montagne Noire highs (Fig. 1). It consists of Precambrian to Paleozoic metasediments and para- and orthogneisses which were intensely deformed during the Variscan orogeny (FAURE *et al.*, 2009) and were intruded by Carboniferous post-collisional granitoids (BRICHAU *et al.*, 2008 ; ROGER *et al.*, 2015) and their volcanic products often preserved in coal-bearing, intra-montane basins (BRUGUIER, 1998 ; BRUGUIER *et al.*, 2003). Following late-orogenic extension (ECHTLER, 1990 ; VAN DEN DRIESSCHE & BRUN, 1992 ; FAURE, 1995) and Permian-Triassic erosion and peneplanation (Bourquin, S. *et al.*, 2011), the area underwent NW-SE rifting leading to the opening of the Tethys ocean (Dubois, P. & Delfaud, J., 1989). The associated thermal subsidence of the passive margins led to deposition of thick sequences of Jurassic marine carbonates and early Neocomian marls (Fig. 2) (Beaudrimont, A. F. & Dubois, P., 1977; Mascle, A. *et al.*, 1996).

This marine sedimentation is truncated by a regional erosional surface that removed part of the Jurassic to Neocomian sequence along an E-W bulge that links Provence to the southern French Massif Central, known as the “Durancian Isthmus” or “Durancian uplift” (Gignoux, M., 1926). The erosional hiatus suggests a kilometre-scale uplift (MASSE & PHILIP, 1976). The bulging is coeval with uplift of the Variscan basement in the southern French Massif Central, where apatite fission track (AFT) analyses imply an erosional denudation of up to 2000m (Barbarand, J. *et al.*, 2001; Peyaud, J. B. *et al.*, 2005). In the study area, the regional unconformity is outlined by bauxite deposits mainly trapped inside lapiaz of the karstified Jurassic carbonates (BÁRDOSSY & COMBES, 1999 ; ALABOUVETTE *et al.*, 2001). Bauxites consist of microconglomerates of reworked bauxitic pisolites, interbedded with clay, and silt levels displaying hydrodynamic figures (Fig. 3) and metre-scale blocks of stratified bauxite can be recognized in the deposits (Fig 3 D). These observations confirm an allochthonous origin (DEMANGEON, 1965 ; COMBES, 1969), although some additional post-depositional weathering may have occurred inside the deposit (COMBES, 1990). The origin of the allochthonous bauxites is still discussed. They were initially developed as a weathering cap over aluminous formations (crystalline rocks or clay-rich sediments), subsequently reworked and transported towards their present position. Their location, closely downstream of the Montagne Noire, as well as the presence of heavy minerals (especially millimetre-size tourmalines) suggest an origin from the Variscan basement (COMBES, 1990). Alternatively, clays and marls of a sedimentary cover can be weathered and can provide bauxitic materials, as demonstrated by Combes [1969] in the Ariège-type bauxites.

The age of the bauxite deposits in southern France is poorly constrained as they do not contain any fossil and are often associated with a stratigraphic hiatus (LAJOINIE & LAVILLE, 1979). A maximum age for deposition can be given by the age of the sedimentary cover. The bauxitic cover ranges from Aptian in the Pyrenees [Combes, 1990] to Eocene in [Combes, 1969]. The shortest hiatus is found in Provence, where bauxites are unconformable over Barremian and capped by Turonian [Lajoinie et Laville, 1979]. In the study area (Fig.1), the bauxites of the Villeveyrac basin are atop Late Jurassic karstified limestone and sealed by a glauconitic sandstone that yielded latest Albian (“Vraconian”) foraminifera as reported by M. J Fondcave in (HUSSON, 2013). Such a long hiatus implies an erosional episode prior to bauxite deposition. However, in Bédarieux, bauxites consist of two superposed units interleaved with dolomite sandstones and shales, suggesting two bauxitic events: Berriasian and Aptian-Albian [Combes, 1969]. Existence of the first event was supported by the identification of reworked pollen in the dolomite sandstone and shales (COMBES *et al.*, 1973). This early (Berriasian) bauxitic event still remains unexplained within the regional framework.

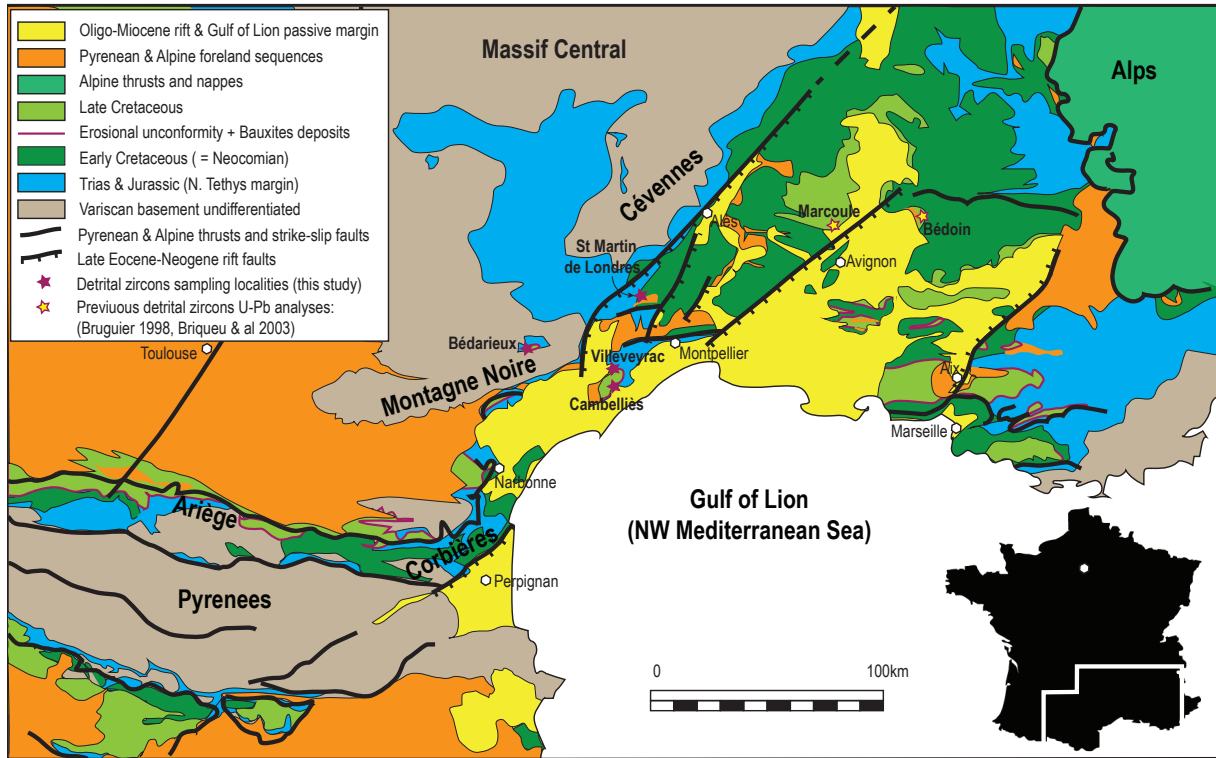


Figure 6.135 : Geological setting of southern France. The study area in the centre displays 3 bauxite basins (Bédarieux, Villeveyrac and Cambellies) and the 4 sampling localities (plain red stars).

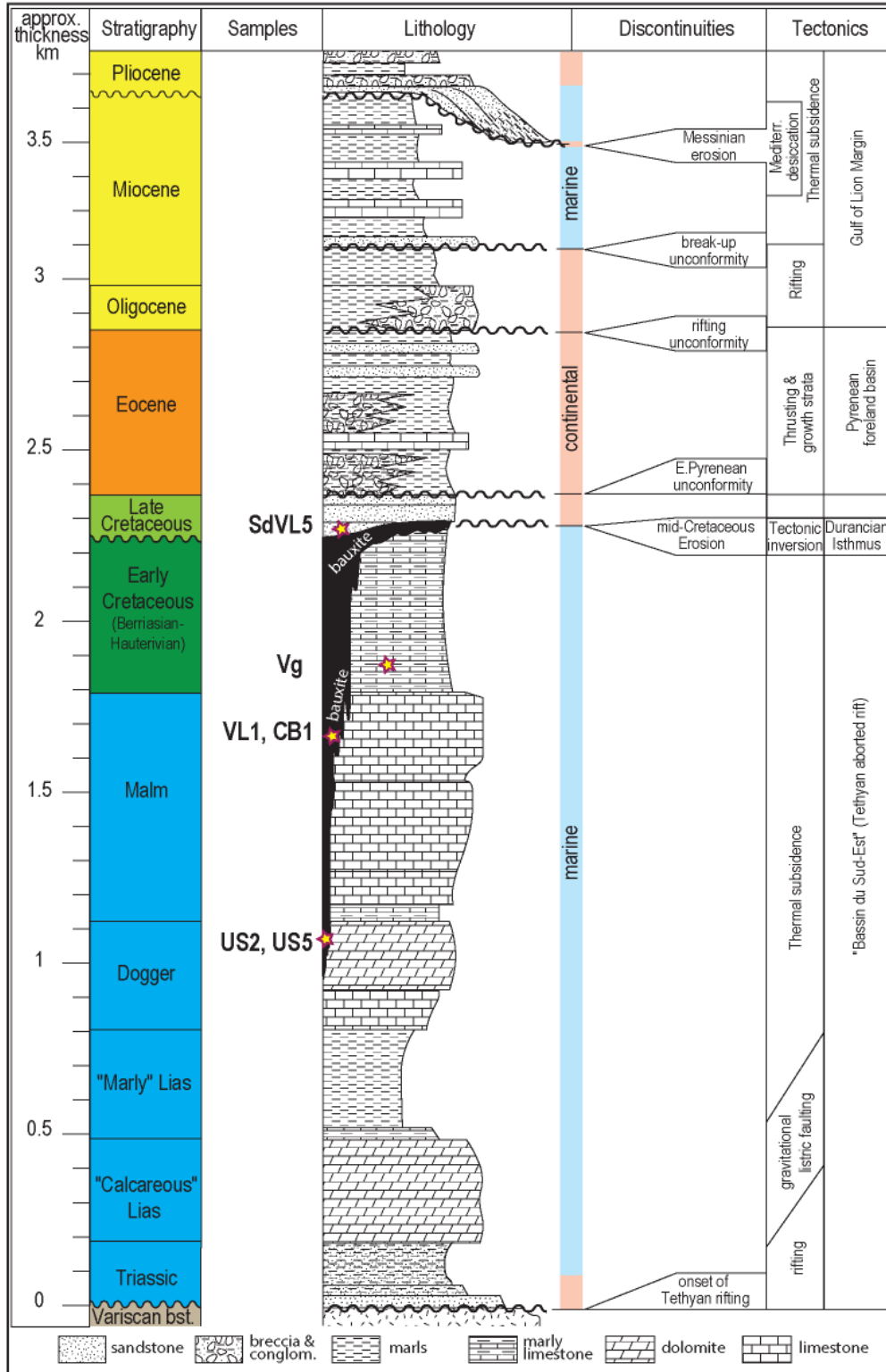


Figure 6.136 : Simplified lithostratigraphic column of Languedoc correlated to the main discontinuities and tectonic events. Same stratigraphic legend as in Fig. 1. Note that bauxite deposits (in black) are highly unconformable onto the Jurassic sequence, and correspond to a stratigraphic hiatus of increasing duration from east to west. Consequently, the karst bauxite samples (US2, US5, VL1, CB1) are located relatively to the stratigraphic position of the wall (modified from (Husson *et al.*, 2018)).

3 - Sample description

Three sample localities have been chosen from three bauxite basins where the aluminium ore has been, or still is, mined. They are located along a NW-SE transect (Fig.1) from close to the Variscan basement (Bédarieux) to the present-day Mediterranean Sea (Cambelliès) (Table 1). Sampling consisted of 2-3 kg of pisolithic-rich interval of allochthonous bauxite, filling lapiaz and sinkholes of the karstified Jurassic carbonates. All bauxite samples were collected in the filling of the lapiaz, close to the Jurassic wall, where detrital heavy minerals are more likely to accumulate. An additional sample was taken from the closest outcrop of Valanginian marls, in order to characterize the detrital zircon content of a potential Early Cretaceous sedimentary source for the bauxites (Fig. 1, 2).

3-1. The Bédarieux outcrop (Samples US2, US5)

The Bédarieux karst bauxite basin is located along the eastern edge of the Montagne Noire gneiss dome. In the northern part of the basin, the ore bodies consist of two main sub-basins corresponding to distinct karstic pockets whose depth may exceed 70 m (Crepel, G., 2005), whereas in the southern part (where the samples were taken in the Uston district), it is constituted by a 5 to 10 m thick, rather continuous level, filling and covering karstified Bathonian dolomites. No evidence of tectonic movements have been observed (Crepel, G., 2005). However, bauxites present slickensides concentrated along the karst wall, indicating post-deposition collapse movements, induced by karst processes (Combes, P.-J., 1969). The bauxite layers overly the Bathonian karstified dolostone and is capped by continental Late Cretaceous (Lajoinie, J.-P. & Laville, P., 1979) and Early Eocene deposits (Combes, P.-J., 1969).

The bauxite deposits display a highly irregular base, due to the karstic nature of the footwall, inducing variable thickness (Fig. 4). At Uston, the sample locality, the interval is about 10m thick, comprising two levels (the “lower” and “upper bauxite”) separated by a 20 cm thick, sub-horizontal, bed of yellow detrital dolo-sandstone, which laterally passes to yellow marls. According to (Combes, P.-J. *et al.*, 1973), this “lower” bauxite is reputedly Berriasian in age. Each bauxite unit presents an erosive base and onlaps onto the steeply dipping dolostone wall, resulting in the complete burial of the karst relief by bauxite deposits (Fig. 4). Two samples were taken from the lower and upper bauxites, US2 and US5 respectively.

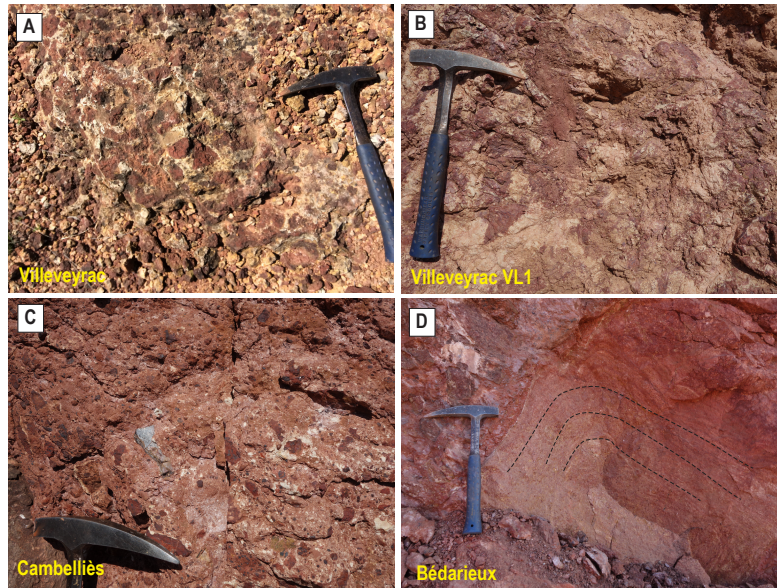


Figure 6.137 : Different aspects of allochthonous bauxites: Breccia of red bauxites elements in a white, low-Fe bauxitic matrix (A) ; mass-flow deposit displaying bauxite elements of different origins, corresponding to VL1 sample (B) ; Bauxite breccia displaying: pisoliths, lateritic duricrust elements and grey Jurassic limestone (C) ; mega breccia including a large clast of bauxite showing internal stratification, as evidence of poly-recycling.

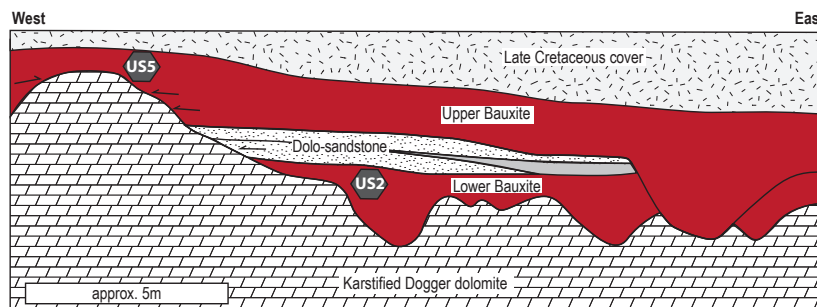


Figure 6.138 : Cross section of the Bédarieux outcrop, showing the bauxite deposits (red) filling karstified dolomite and the location of samples US2 and US5. Two bauxite levels, separated by dolo-sandstones and marls, are onlapping the karst topography, and are covered by late Cretaceous conglomerates and sandstones. Note that the upper bauxite deposits are locally incised into the lower bauxite.

3-2. Villevyrac outcrop (samples VL1, SdVL5)

The Villevyrac basin corresponds to a syncline dipping 10° southwestern, involving the Mesozoic and Lower Eocene series. In this basin, bauxites appear as a several metre-thick, continuous deposit over the entire basin. The karstified Portlandian forms metre-deep juxtaposed depressions making a general corrugated base for bauxite deposit. The cover consists of marls, sandstone and lignite, indicating continental to very shallow marine environments, referred to Late Cretaceous (Turonian-Senonian) (Combes, P.-J., 1969). However, marine foraminifera determined by M.J. Fondcave, and reported in Husson (2013) indicate a

Latest Albian (“Vraconian”) age for the marine glauconitic sandstone, 10 m above the bauxite interval (Fig. 5).

One sample was taken from the lower part of the bauxitic interval (VL1) thanks to a freshly cut section along an active extraction pit. Another sample was taken in the overlying marine glauconitic sandstone (SdVL5), which yielded the Latest Albian (“Vraconian”) foraminifera (Fig. 5).

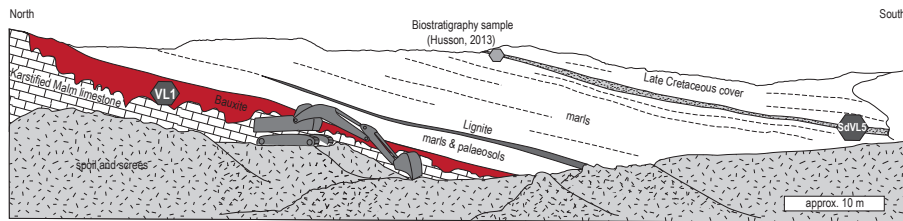


Figure 6.139 : Section of the Villeveyrac bauxite open cast showing sampling localities. Bauxite deposits (sample VL1) are filling the karst, and are sealed by lacustrine to shallow marine sequences, especially a glauconitic sandstone (sample SdVL5), that yielded latest Albian foraminifera (Husson, E., 2013).

3-3. Cambelliès outcrop (Sample CB1)

The last outcrop – Cambelliès- is the further away from the Montagne Noire and corresponds to a southward extension of the Villeveyrac basin. The bauxite interval is mainly concentrated along a NE-trending normal fault affecting the Upper Jurassic karstified limestone, and with evidence of syn-depositional activity (Fig. 6). The bauxite cap consists of Late Cretaceous lacustrine and palustrine limestones, marls and sandstones. The whole set is unconformably covered by marine Early Miocene molasses, sandstones and marls, capped by a bioclastic limestone. One bauxite sample (CB1) was taken in the deep part of a lapiaz.

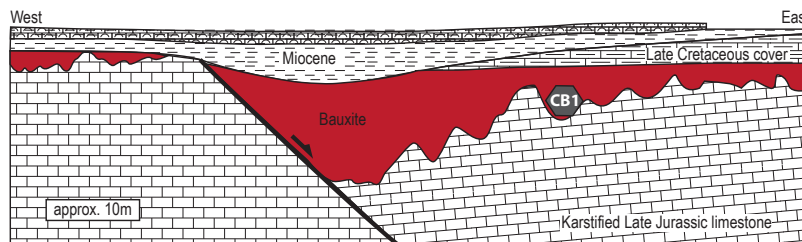


Figure 6.140 : Cross section of Cambelliès outcrop, where bauxite deposits (sample CB1) reveal a syn-depositional normal fault, sealed by Late Cretaceous lacustrine limestone and Miocene marls and bioclastic limestone.

3-4. St Martin de Londres Valanginian marls (Samples Vg)

Weathering and alteration of the clay content of marls may represent a possible source for the bauxites of Languedoc and Pyrenees (Combes, P.-J., 1990). The early Valanginian marls and marly limestones represent the closest marly formation to the Languedoc bauxites, both

stratigraphically and geographically. Due to westwards increasing erosion, Valanginian formations are lacking in the Bédarieux-Villeveyrac-Cambelliès areas, but are preserved east of the study area, in the St Martin de Londres synform (Fig. 1). The sampling outcrop is located 35km NE of Villeveyrac and 50km east of Bédarieux, respectively; it corresponds to lower Valanginian platform marls that onlap onto the Late Jurassic and Berriasian, high-energy, shallow, marine limestone, and they are unconformably covered by Latest Cretaceous-Early Paleocene continental deposits (Fig. 7) (PHILIP *et al.*, 1978). The > 60 My-long erosional hiatus (Valanginian - Latest Cretaceous) brackets the bauxite formation episode. Scarce bauxite deposits are trapped in the karst that affects the Late Jurassic only 2 km SW of the sampling area. As expected, only very few detrital zircons were found and separated from 20 kg of Valanginian marls, and dated.

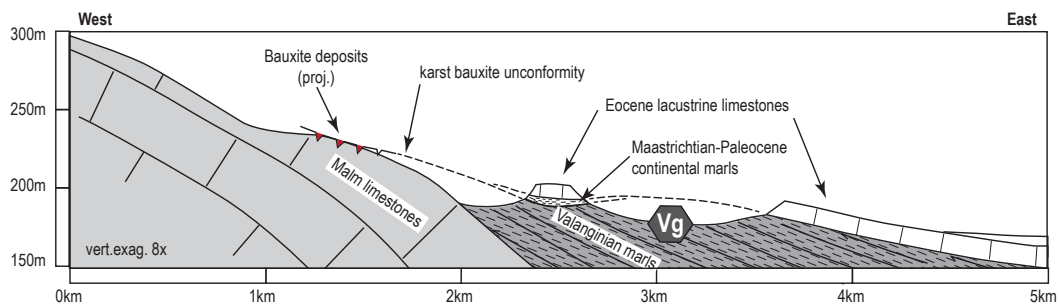


Figure 6.141 : Simplified section showing the stratigraphic and structural position of the sample taken in the Valanginian marls of St Martin de Londres (sample Vg).

4 - Analytical method

Conventional separation methods (heavy liquids and magnetic separation techniques) have been used to separate zircon grains from the studied samples. Extracted zircons were subsequently handpicked in alcohol under a binocular microscope. The grains were put in epoxy resin together with chips of the standard zircons GJ1 and G91500 (WIEDENBECK, 1995 ; JACKSON *et al.*, 2004), and polished to approximately half of their thickness to expose internal structures. Laser ablation ICP-MS analyses were performed with a spot size of 26µm, systematically aimed at the centre of the grain, using an excimer laser Compex 102 (LambdaPhysik, Geolas Platform) coupled to a single collector ICP-MS Element 2 XR from the AETE-ISO regional facility of the OSU OREME (Université de Montpellier) following the procedure outlined in earlier reports (e.g. (VAN ACHTERBERG *et al.*, 2001 ; BOSCH *et al.*, 2011 ; BRUGUIER *et al.*, 2017). Ablation experiments were conducted under ultra-pure helium, which enhances sensitivity and reduces Pb-U fractionation (e.g. (GUNTHER & A. HEINRICH, 1999)). The He gas stream and the particles from the samples were subsequently mixed with Ar shortly before entering the plasma. The laser was fired at an energy density of 12 J/cm² at a frequency of 3 Hz. Each analysis consisted of 15 s of gas blank followed

by 45 s of signal acquisition. Before the analysis, the targeted zone was cleaned by 10 laser shots using a spot size bigger than the one used for the analyses (51 μm). Unknowns were bracketed by the sequential measurement of standards zircons which were analysed twice each five unknowns.

Data processing was performed with the GLITTER program (Van Achterbergh, E. *et al.*, 2001). Age diagrams and results were plotted using the ISOPLOT program on Excel (LUDWIG, 2003). In the discussion section, only concordant analyses were considered in order to establish sediment provenance. Concordance is defined by the ratio between the ages given by the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios. It is however noteworthy that the range of radiogenic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ throughout the Phanerozoic is too small to give a sensitive measure of the age, given the precision classically achieved with laser ablation ICP-MS analyses. Thus for grains younger than 1 Ga, the concordance level can be biased by the poor precision and accuracy achieved on the measurement of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio, resulting from the low abundance of the ^{207}Pb (c. 20 times less than the ^{206}Pb). Thus, for grains older than 1 Ga, we used the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio as the best age estimate and a discordance threshold of $\pm 5\%$ was considered as a maximum acceptable value. For grains younger than 1 Ga, the most reliable $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio was preferred and for reasons exposed above, the discordance threshold was increased to $\pm 10\%$. Grains displaying a discordance level higher than 5 % (grains older than 1 Ga) or 10 % (grains younger than 1 Ga), were rejected from the density probability plots and not considered in the discussion as their discordance level can constitute a bias especially for grains which have suffered ancient Pb losses.

5 - Results

Results from the 6 samples (bauxites, cover sandstone and Valanginian marls) are presented as $\pm 1\sigma$ in concordia plot, frequency histograms and probability density diagram (Fig. 8) and in Supporting information Table 2. Ages in the text are quoted at the $\pm 2\sigma$ levels.

- Sample US2 (Bédarieux)

Among 148 analyses, 136 are concordant within errors and yield ages ranging from 114 ± 5 Ma to 2805 ± 45 Ma (2σ). The relative probability curve (Fig. 8) is dominated by a very sharp peak at c. 318 Ma representing 16 % of the analyses. Most grains however fall in the 500-750 Ma age range with age peaks at c. 500 Ma, c. 600 Ma and c. 675 Ma. Broad peaks appear at 950-1150 Ma, 1350-1450 Ma and 1750-1950 Ma with subordinate peaks at 2.1 Ga, 2.5 Ga and 2.65-2.80 Ga. The youngest grains have undistinguishable ages of 113.5 ± 5.4 Ma and 117.3 ± 7.8 Ma (2σ).

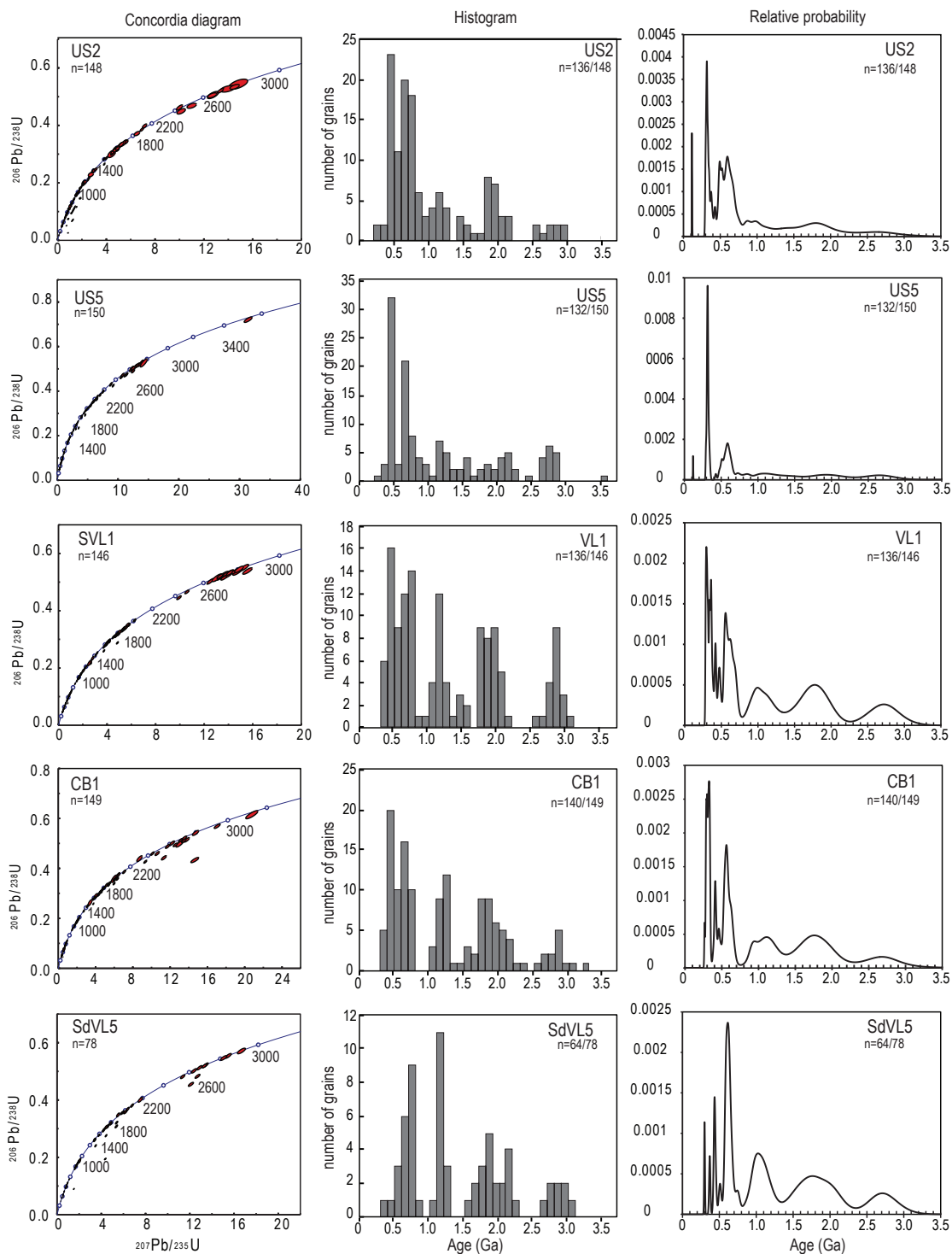


Figure 6.142 : Results of U-Pb LA-ICP-MS analyses of detrital zircons from the bauxite basins. Left column: Concordia diagram with error ellipses plotted at $\pm 1\sigma$. Central column: age distribution of concordant analyses (histogram binwidth : 100 Myrs). Right column : relative probability curve with concordant analyses. US2, US5, VL1 and CB1 are bauxite samples; SdVL5 corresponds to the glauconitic sandstone cover of the VL1 bauxite.

- Sample US5 (Bédarieux)

In this sample, 150 zircon grains have been analysed and 132 were found to be concordant. The age spectrum ranges from 118.0 Ma to 3549.5 Ma. Similarly to sample US2, the zircon age distribution is dominated by Variscan grains, with a sharp peak at c. 316 Ma (Fig. 8). Other grains have ages ranging from 450 to 850 Ma with a main distribution around 580 Ma. The remaining grains plot evenly between 1000 and 2800 Ma and it is difficult to recognize clear age peaks as was the case for sample US2. However, similarly to this sample, no detrital grains older than 2.9 Ga were detected, except for one grain which yields an Early Archean age of 3550 ± 26 Ma (27). The youngest grain analysed provides a maximum age for the deposition, which is 118.0 ± 8.0 Ma. This is similar to the youngest grains detected in sample US2.

- Sample VL1 (Villeveyrac)

146 grains were analysed among which 136 are concordant, with ages ranging from 285 Ma to 2900 Ma (Fig. 8). This age spectrum is characterized by a succession of peaks and lulls and is dominated by Variscan grains with sharp age peaks at c. 295 Ma and c. 360 Ma, bracketing zircons with ages in between. Phanerozoic grains also include Ordovician (c. 475 Ma) and Silurian (c. 420 Ma) zircons. The next age peak includes Cambrian to Neoproterozoic grains with a maximum distribution at c. 550 Ma. Grains older than 1000 Ma, define age peaks at around 1000 Ma, 1800 Ma and 2700 Ma and represent more than 37 % of the whole dataset.

- Sample CB1 (Cambelliès)

Among 148 analyses, 140 are concordant ranging from 273.9 Ma to 3150.5 Ma (Fig.8.). The Variscan ages correspond to a large peak at c. 330 Ma. The two subordinate peaks are: 576 Ma and 414 Ma. Ages older than 1000 Ma represent 30 % of the sample and characterize two stretched out peaks around 1100 Ma and 1700 Ma. A broad peak is also present at around 2700 Ma and indicates the occurrence of late Archean grains.

- Sample SdVL5 (Villeveyrac)

In this 5kg sample, 78 zircon grains were analysed and 64 were found to be concordant ranging from 299.3 Ma to 2916.5 Ma (Fig. 8). The youngest peaks (298 Ma and 438 Ma) are narrower whereas towards older ages, peaks splay out. The main age peak is Neoproterozoic (630 Ma) and represents 19% of the whole data set, whereas the Variscan age peak corresponds to 3%. It is noteworthy that 50% of the zircon grains are represented by the three subordinate peaks around 1100 Ma, 1700 Ma and 2700 Ma.

- Sample Vg (St Martin de Londres)

As expected, detrital zircons were very scarce in the marls: only 11 zircons were found in the > 20 kg sample. All grains are concordant, ranging from 133 to 1871 Ma, but such limited number of results must be interpreted with caution (Fig. 9). Nevertheless, the youngest grain (133±3 Ma), although slightly discordant, corresponds to the stratigraphic age of the sampled formation (Valanginian) ; it could be related to volcanism, although no magmatic event of this age is recorded in the area. In spite of the very small number of grains, which does not allow to distinguish peaks, it can be noted : three Variscan ages , three Early Paleozoic ages (440, 475, 553 Ma) , two Neoproterozoic ages (730 & 1009 Ma) and two late Paleoproterozoic age (1852 & 1871 Ma). Except for the Valanginian date, all these age groups are found in the bauxite samples, and no additional date group are present in the sample.

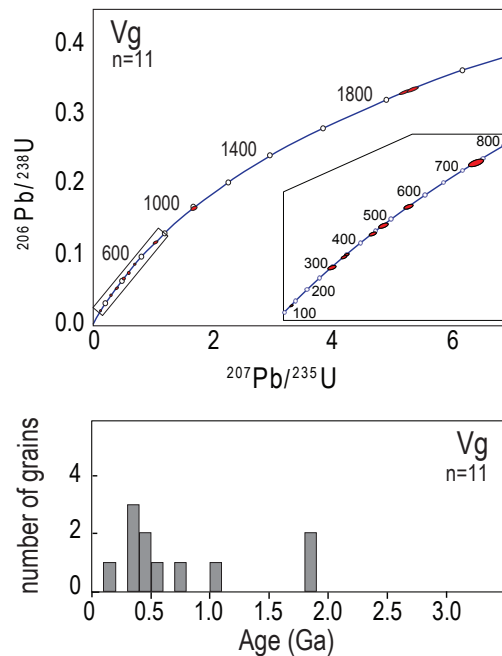


Figure 6.143 : Analytical results of U-Pb LA-ICP-MS analyses of detrital zircons from the Valanginian marls from St Martin de Londres. Concordia diagram (Inset: 100-800 Ma) and histogram (binwidth : 100 Myrs).

6 - Interpretations

6-1. Age of the Languedoc bauxite deposits

The youngest detrital zircon grains were found in the two Bédarieux samples (US2 and US5) and display Mid-Cretaceous ages of 113.5 ± 5.4 Ma and 117.3 ± 7.8 Ma in the US2 sample and 118.0 ± 8.0 Ma in the US5 sample. The three ages overlap within errors and can be pooled to define a mean age of 115.5 ± 3.8 Ma (MSWD = 0.6 ; n = 3). Attributing these grains to upper crustal granitoids would require unrealistic uplift and erosion rates to bring such plutons to the surface

by early Albian, and there are no record of plutonic activity of such age. Conversely, it is noteworthy that, at the scale of the Tethyan realm, this age corresponds to a major pulse in volcanic activity (CHARBONNIER, 2013 ; SABATINO *et al.*, 2018). After LA-ICP-MS analyses, the grains were subsequently observed using a binocular microscope. Observations revealed sharp edges for two grains (ml32 - mc12, see Supporting information Table 2) consistent with a short distance transport, which is in agreement with a volcanic, airborne, origin. A precise location of the potential source of these zircons is out of the scope of this contribution. However, it is worth noting that magmatism of mid-Cretaceous age is described in the Pyrenees (MONTIGNY *et al.*, 1986) and that nepheline syenites interbedded within Aptian sediments occur in the eastern Pyrenees (AZAMBRE, 1970 ; BERGER *et al.*, 1981 ; BERGER *et al.*, 1997), some 90 km away from the Bédarieux basin. This area, and the volcanic products associated with the nepheline syenites, might represent the source of the mid-Cretaceous zircons. An alternative source, although located further west, could be the alkaline volcanics dated to the late Albian, found in the North Pyrenean Basins and the Basque Basin (UBIDE *et al.*, 2014). These new results allow to better constrain the age of bauxite deposition. The Upper Aptian - lower Albian age of 115.5 ± 3.8 Ma is taken as a maximum age for bauxite deposition. Bauxites are therefore younger than 115.5 Ma (Late Aptian) and older than Late Albian, according to biostratigraphic results from the cover (Husson, 2013). The bauxite deposits of Languedoc can therefore be dated to the Early to mid-Albian. These new results allow to propose that the period for bauxite deposition in southern France can be bracketed between 115.5 Ma and the late Albian, "Vraconian" (Husson, E., 2013), thus restraining the bauxite formation, reworking and trapping in the Languedoc basins to a *circa* 10 My long interval.

The identification of these mid-Cretaceous zircon grains in both the upper and lower bauxites in Bédarieux, clearly points to a relatively short bauxite deposition event. Our results also rule out the hypothesis of a Berriasian age for the lower bauxite (Combes, P.-J. *et al.*, 1973). On the ground of these results, the microfossils and pollen found in the marls between the lower and upper bauxites in the Bédarieux basin must be considered as reworked material, as also suggested by the dolomite sandstone material, interbedded within the bauxite deposits.

6-2 Two types of source for the bauxite

The source for the studied allochthonous bauxites must be understood as weathered and bauxitized profiles developed at surface level, on top of an aluminous-rich substrate: crystalline/metamorphic basement rocks, or non-metamorphic shale/marl sediments (Tardy, Y. & Roquin, C., 1998). Bauxite is a weak material, which cannot be transported over long distance. This is also supported by the mass transport process displayed by the allochthonous bauxite (see Fig. 3). Zircons U-Pb results from the 4 bauxites samples show a spectrum of age peaks

ranging from 113 Ma to 3.5 Ga (Fig. 8). Five age clusters or peaks are distinguished in the four bauxite samples, despite varying proportions: centred on 350 Ma, on 600 Ma, from 1000 to 1200 Ma, between 1600 to 1900 Ma and centred on 2700 Ma, respectively. The diversity of dates found, as well as the lack of identified local magmatic sources of Mesoproterozoic to Archean plutons, indicate that part of the zircons dated are either inherited zircons or derived from recycled (meta-) sedimentary sources.

The weathered profiles of the adjacent Variscan basement of the Montagne Noire, is one likely source for the detrital component of the bauxites. Gneisses occur in the Axial Zone, with an average age of 450 Ma for the protoliths (ROGER *et al.*, 2004 ; PITRA *et al.*, 2012). The late Variscan evolution was characterized by the emplacement of late granitoids, and their volcanic equivalents, during the 290-320 Ma period (BRUGUIER, 1998 ; BRUGUIER *et al.*, 2003 ; TRAP *et al.*, 2017), which can be the source of late Paleozoic zircons in the bauxites. Furthermore, detrital zircons from the pre-Variscan Ediacaran-Cambrian to Devonian metasediments, found in the recumbent folds around the Montagne Noire axial zone, yielded a variety of ages, with predominance of Late Proterozoic and Cambrian to Ordovician zircons (GEBAUER *et al.*, 1981 ; LIN *et al.*, 2016 ; PADEL *et al.*, 2017). In addition to these zircon populations, Late Carboniferous syn-orogenic formations include an additional, highly represented, group of Early Carboniferous ages (360-340Ma) (Lin, W. *et al.*, 2016 ; Martínez, F. J. *et al.*, 2016), which are also found in the bauxites. The proportion of Variscan zircons (360 to 290 My) decreases away from the Montagne Noire. Such grains represent a quarter of the Bédarieux samples (15 km from the axial zone and 1 km from the Paleozoic, Variscan recumbent folds), but only 14 % in the Cambelliès sample (50 km SE of the Montagne Noire). These observations are therefore consistent with one local source of the allochthonous bauxite, originated in the Montagne Noire and corresponding to the Variscan basement high, including inherited protolith of the European continental crust (MELLETON *et al.*, 2010).

Comparing the ages of the detrital zircons from the bauxites with the detrital zircons from (meta-) sediments and zircons from the basement rocks of the Montagne Noire (Fig. 10), points to the following differences: Bauxites yield zircons covering almost all the age range from late Variscan to Archean. By contrast, protoliths from the southern Massif Central, shows widespread Neoproterozoic ages, but Meso- and Paleoproterozoic ages as well as Archean ages are scarce, either in the axial zone or in the recumbent fold of the Montagne Noire (Lin, W. *et al.*, 2016; Padel, M. *et al.*, 2017). Old zircons may be present as isolated, inherited grains in the paragneisses, from the more distant eastern (COUZINIÉ *et al.*, 2019), or western Massif Central (MELLETON *et al.*, 2010). Therefore, the significant clusters of late Mesoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean dates, found in the bauxites (18%, 21% and 6%, respectively) strongly differ from age spectra found in U-Pb studies from the Variscan basement.

This suggests a second, distinct, contributor to the allochthonous bauxite deposits, which provided significant proportion of Meso- and Paleoproterozoic zircons. This source is recorded in the three studied basins (although more diluted in the proximal Bédarieux samples, due to the dominant Variscan basement source), and points to a generalized source. In addition, the wide and continuous range of ages found in the bauxite zircons suggests multiple mixing and recycling. A sedimentary source that recycles older zircons, and that extended across the studied region, at the time of bauxite formation, could explain the existence of another detrital source, alongside with a localised source in the Variscan basement of the Montagne Noire. The original provenance of Mesoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean zircons, probably poly-recycled, is questionable. However, the source for the older zircons could be sought north of the study area, across the northwest European platform (SMITH *et al.*, 1994) and probable several phases of reworking, in North America and Scandinavia (GEE & STEPHENSON, 2006 ; WHITMEYER & KARLSTROM, 2007 ; ST-ONGE *et al.*, 2009).

Therefore, the age frequency distribution of detrital zircons from the four bauxites samples could be accounted for by mixing of two sources:

A generalized sedimentary source that equally fed all investigated basins, characterized by 4 significant date-clusters (Late Neoproterozoic, Late Mesoproterozoic, Paleoproterozoic, and Neoproterozoic).

A localised source from the Variscan basement of the Montagne Noire, whose signature includes Late Variscan and Late Neoproterozoic ages, rapidly decreases southeastwards.

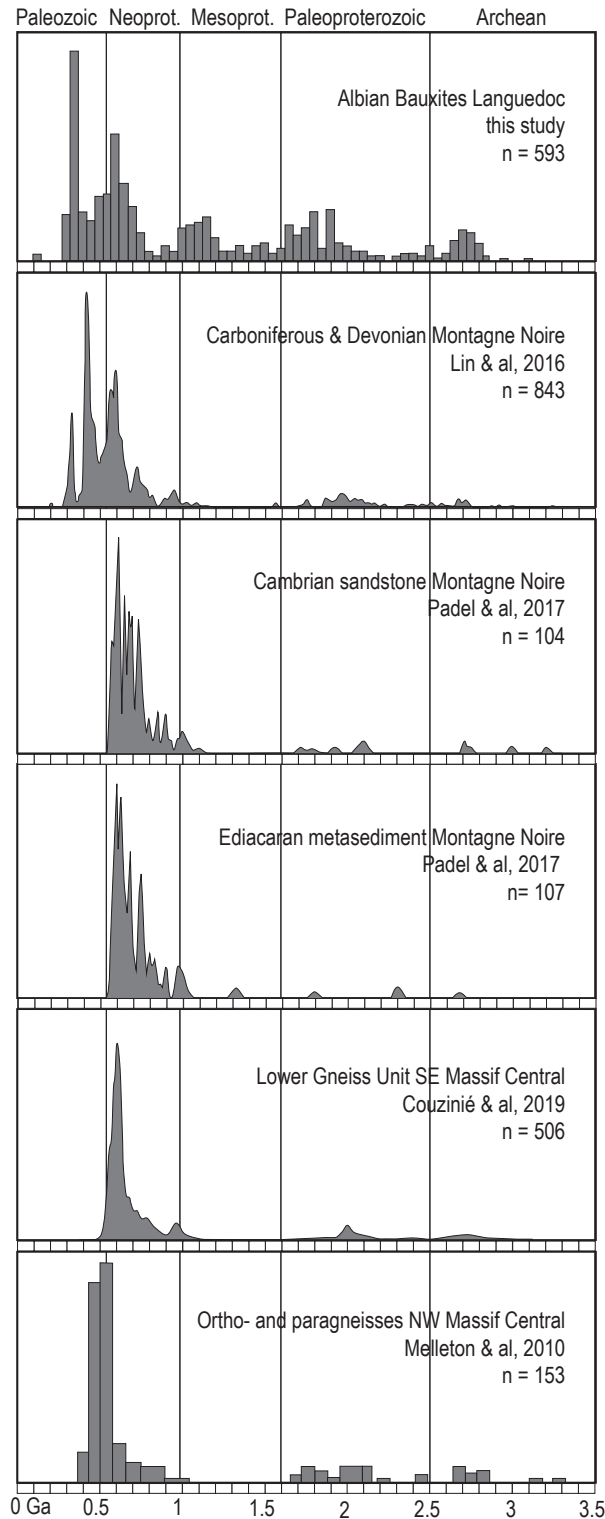


Figure 6.144 : Comparison of our U-Pb LA-ICP-MS analyses of detrital zircons from bauxites (top panel histogram binwidth = 50Myrs) with detrital zircon ages from the Variscan basement (metasediment from the Montagne Noire and gneisses from the Massif Central). Histograms and kernel density diagrams are reproduced from previous studies, they include different vertical scales. The age spectrum from the bauxites (top panel) displays large proportions of Mesoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean ages, which cannot be sourced from the Variscan basement (lower panels) as these rocks contain very little proportions of grains

with such ages. Such comparison thus suggests an additional, sedimentary, source. Geological eras are plotted to ease correlations (see discussion in text).

6-3 Montagne Noire progressive uplift

Bédarieux samples were analysed to test the diachronism of the “lower” and “upper” bauxite horizons (Combes, P.-J. *et al.*, 1973), but occurrence of mid-Cretaceous zircons in both samples, rules out this hypothesis. The two superposed samples present similar spectra with varying proportions. The lower bauxite (US2) presents dominant Variscan and Early Paleozoic ages, including a late Variscan peak at around 300 Ma, which represents 17% of the dated zircons. Early Paleozoic to Late Neoproterozoic zircons are interpreted as derived from the metasediments of the Variscan allochthon (Gebauer, D. *et al.*, 1989 ; Lin, W. *et al.*, 2016) and from the protolith of the Axial Zone gneisses.

The upper bauxite (US5) displays a more pronounced peak at around 300 Ma, reaching 26.5% of the zircons in the sample, significantly more prevalent than the late Neoproterozoic peak. This temporal evolution could be interpreted as a change in catchment area. Alternatively, it may reflect increasing erosion, which first removed large parts of the metasediments and basement gneisses, and later exhumed more late Variscan leucogranites, which intrude the Axial Zone gneisses (POILVET *et al.*, 2011 ; ROGER *et al.*, 2015 ; POUJOL *et al.*, 2017). The observed stratigraphic bauxite sequences superposition in Bédarieux basin would therefore correspond to the reverse profile in the source area due to progressive denudation.

6-4. Late Albian bauxite cover

In the Villeveyrac bauxite basin, the bauxite deposits are topped by glauconitic sandstone (SdVL5) containing foraminifera, which indicates a marine environment (Husson, E., 2013). Detrital zircon grains have revealed dates groups similar to the bauxite samples in Villeveyrac and Cambelliès, except for the reduced number of Variscan ages (only 3% of zircons grains). This suggests that i) Late Albian sandstone cover was derived from the same source as the bauxites and ii) the supply from the local Variscan source decreased with time. The latter indicates that the Montagne Noire, which had been actively uplifting during bauxite deposition, was not being actively eroded by that time (latest Albian). In turn, this implies that tectonics and uplift of the hinterland had ceased. Contemporaneous latest Albian marine sediments from the Vocontian basin in Marcoule and Bédoin (Fig. 1) yielded detrital zircons which are characterized by similar age spectra to SdVL5, including very few (in Marcoule) or none (Bédoin) Variscan ages (BRUGUIER, 1998 ; BRIQUEU *et al.*, 2003 ; BRIQUEU & BRUGUIER, 2003). This substantiates that the southeastern Massif Central was not being actively uplifting at that time.

Similar detrital zircons age distribution in the sandstone cover (SdV15) and the bauxite samples, indicates that by latest Albian time, the generalized sedimentary source was still providing detritus to the basins on both sides of the Durancian Isthmus (southern Provence and Vocontian Basins, respectively), albeit poor constraint on the drainage area.

7 - Discussion and geodynamic implications

7-1. A Neocomian sedimentary cover?

Tracing the sources of the bauxites in Languedoc points to the existence of a regional, homogeneous, sedimentary cover, extending across the present outcrops of Variscan basement and Mesozoic Tethyan carbonate platform. The age of the sedimentary cover that acted as a source for the bauxites and later, for the latest Albian marine sandstone, can be discussed taking into account the stratigraphic relationships: the bauxitized sediments must be older than the allochthonous bauxite (Albian), and younger than the wall of the bauxite deposits, i.e. Dogger in Bédarieux and Malm in Villeveyrac and Cambelliès. The lower Neocomian interval is a good candidate because, where preserved, as in St Martin de Londres, it consists of marls and marly limestones (GAYTE, 1984) that contain significant amount of aluminous-rich clay minerals, prone to provide bauxites when altered (Combes, P.-J., 1969 ; Bardossy, G., 1982). The Valanginian marls sampled in St Martin de Londres contain very few detrital zircons (11 grains in circa 20 kg of sediment). However, carbonate dissolution and weathering of the clay content, leading to bauxite formation, do concentrate heavy minerals in the laterite; zircons counting in our bauxite samples (about 100 grains in 1 kg) suggests that bauxitization of Valanginian marls would correspond to a concentration of heavy minerals by two orders of magnitude. We therefore hypothesize that weathering of the Valanginian sequence, which was originally several hundred metres thick (GAYTE, 1984 ; AMOUROUX, 2003), has provided a significant part of the material for bauxite generation. Our U-Pb dating of single detrital zircons from the Valanginian, although hampered by the small size of the sample, do not contradict this hypothesis.

Apatite fission-track analyses in the Variscan basement of southern France (Barbarand, J. *et al.*, 2001; Peyaud, J. B. *et al.*, 2005) suggest one to two-kilometre amplitude denudation during the mid-Cretaceous. The southern Massif Central presently displays remnants of Triassic and Liassic sedimentary cover, transgressive onto the post-orogenic erosional peneplain, which now appears as an exhumed paleosurface. In addition, the Jurassic sequence is thinning towards the Variscan structural high, as well as presenting littoral facies (BONIJOLY *et al.*, 1996), thus pointing to a very thin Jurassic sedimentary cover on the southern Massif Central. These observations indicate that the mid-Cretaceous erosion did not remove thick sections of the crystalline basement, as the post-Variscan peneplain surface is preserved in many places. Instead, denudation must have been done at the expense of a sedimentary cover, now removed, which

was younger than Jurassic and older than the age of denudation, i.e. Early Cretaceous in age (Barbarand, J. *et al.*, 2001; Séranne, M. *et al.*, 2002). Where still preserved, along the SE margin of the Variscan Cévennes, the Early Cretaceous sediments consist of marls and marly limestones, which extended over the basement. This is supported by the extrapolation of the Valanginian sections towards the present Variscan basement highs that show thickening and deepening facies (ARNAUD-VANNEAU *et al.*, 1979 ; ARNAUD *et al.*, 1984 ; AMOUROUX, 2003). Residual bauxite trapped in karstic features has been discovered in the Jurassic high plateaus of the “Grands Causses” (Bruxelles, L., 2001), implying that this sedimentary cover extended northward, across the southern French Massif Central (Thiry, M. *et al.*, 2006).

7-2. Mid-Cretaceous differential vertical movements

Modeling results of apatite fission-track thermochronology from the Variscan basement located north of the study area shows an episode of cooling between 110 and 100 Ma, which is interpreted to be the result of basement uplift and erosion (Barbarand, J. *et al.*, 2001; Séranne, M. *et al.*, 2002; Peyaud, J. B. *et al.*, 2005) (Fig. 11). The best age constraint on bauxite deposition (Early to Middle Albian) therefore correlates with uplift and denudation of the Variscan basement in the hinterland. This uplift event was also contemporaneous with basin subsidence and deposition of marine sequences further south (Fig. 11). In southern Provence, marine Albian sequences were deposited in WSW-ENE elongated basins, resulting from in a NE-SW extension (PHILIP *et al.*, 1987:1987). Offshore Marseille, seismic reflection displays depocentres (> 1 km-thick), controlled by EW normal faults of undifferentiated Aptian-Albian age (Fournier, F. *et al.*, 2016). In the Corbières, southwest of the study area, strong thickness variation (0 – 1200 m), detrital fluxes within the overall carbonate shallow marine sediment, and rapid facies changes within the Albian sequence, suggest syntectonic deposits in rapidly subsiding basins (MONGIN & PEYBERNES, 1980). In the Pyrenean domain, Aptian to early Albian marls and carbonates accumulated in moderately subsiding platform (several hundred metres accommodation), gave way in mid-Albian to early Cenomanian times to deposition of syn-tectonic, deep environment “Flysch noir” in depocentres, locally more than 3 km thick (PEYBERNÈS, 1982 ; SOUQUET *et al.*, 1985). They were deposited in fast subsiding fault-controlled basins, along an EW trend with evidence of left-lateral displacement (DEBROAS, 1990).

The Early to Middle Albian Languedoc bauxite deposition occurred along a hinge zone between the uplifting southern French Massif Central and onshore Provence (the « Durancian uplift») on the northern side, and subsiding offshore Provence-Corbières-Pyrenees, on the southern side. Albian bauxites were deposited and preserved at the base-level in the coastal plain. The closest marine sedimentation correlative to Languedoc bauxites is found 70 km southwestward, near Narbonne and in boreholes near Béziers (50 km). The original paleogeographical setting has

been disturbed due to later Pyrenean / Alpine thrusting and erosion, as well as Oligocene rifting and subsidence. Indeed, the paleogeographical map of Figure 11 is speculative in the southeast and east due to latter intense deformation (NW Mediterranean back-arc extension and Cenozoic Alps orogeny).

One outstanding question is the denudation by karstification that affected the Late Jurassic limestones, locally down to Dogger, as in Bédarieux. These karstified formations are unconformably covered by bauxite, which seems to contradict the presence of an Early Cretaceous sedimentary cover as a source for the bauxite. Structural framework analysis of the study area shows that denudation of the early Cretaceous cover was controlled by block faulting. This is supported by field observation showing that marly Neocomian is preserved in the hanging-wall of normal faults, whereas karstified Malm, yielding residual bauxite deposits is exposed in the footwall (Alabouvette, B. *et al.*, 2001). Such faults are oriented NE-SW and ENE-WSW, and they display several hundred metres offsets. It must be noted that, the ENE-WSW faults later localised the Pyrenean thrusts in the study area (Husson, E., 2013). East of the Villeveyrac basin, bauxite deposits seal one of such faults (Gottis, M. *et al.*, 1967), clearly indicating that block-faulting predates Early to Middle Albian bauxite deposition. We suggest that during the Aptian, 1) the northern part of the area was affected by a regional uplift expressed by long-wavelength doming, where the cover was weathered in-situ, while 2) the south (study area) was tectonically active, affected by short-wavelength block faulting and differential vertical movements, which favored the total erosion of the Neocomian cover and karstification of the Jurassic limestone. The remaining marly Neocomian cover provided the protore for bauxite, which was later deposited on the karstified Jurassic limestone in the coastal area.

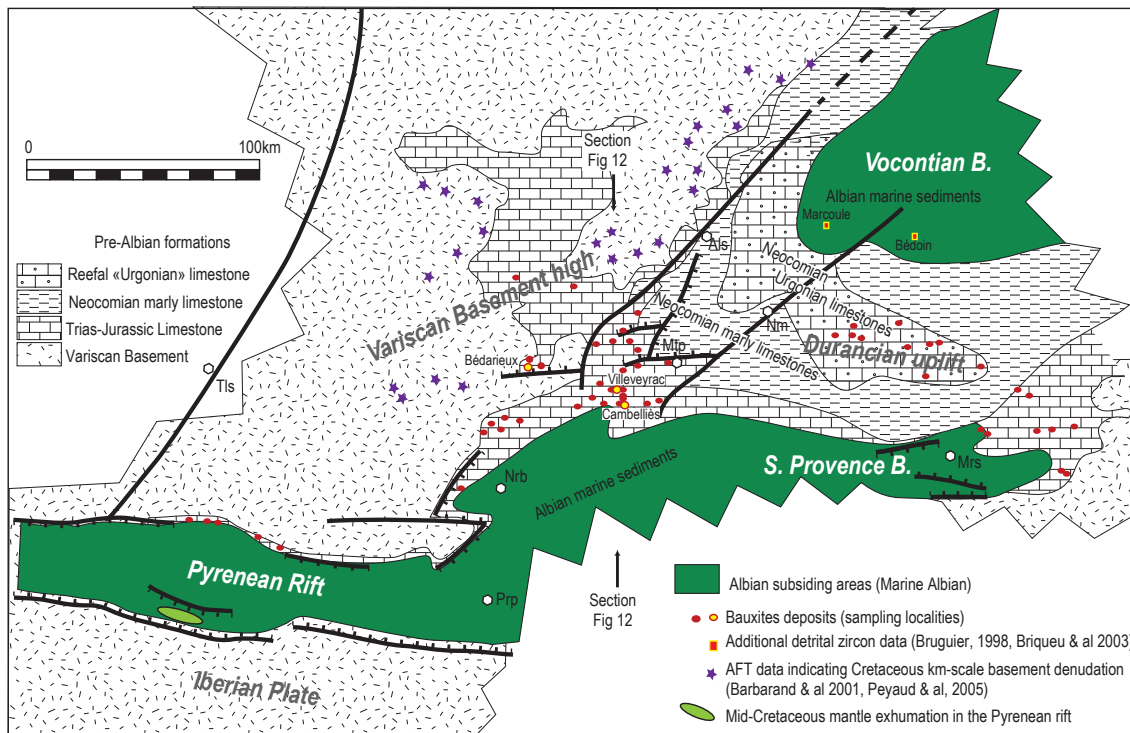


Figure 6.145 : Interpreted structural and paleogeographic map during mid-Cretaceous time in southern France. Pre-Albian formations are represented in white with different overlays, while subsiding Albian basins are represented in dark green. In the south, the later extends in the Pyrenean Rift and in the south-Provence Basin. To the north, the Vocontian basin constitutes another distinct depocentre. Note that the Pyrenean rift is much wider than presently, due to later Pyrenean NS shortening. Unknown boundaries (covered by younger sequences) are represented with a broken line. The “Durancian Uplift” lies between the two subsiding areas. Bauxites (red dots) are deposited on the karstified pre-Albian limestones of the uplifted area. Note that the marly Neocomian (Valanginian) cover that protected Jurassic from karstification does not bear bauxite deposits, whereas the overlying Neocomian limestone (“Urgonian” facies), exposed in Provence, has been karstified and contains bauxite deposits. The Variscan basement high has provided Apatite Fission Track results (purple stars) consistent with a uplift-related denudation at around 100 My (Barbarand, J. *et al.*, 2001; Peyaud, J. B. *et al.*, 2005). Previous detrital zircon LA-ICP-MS dating, from Albian marine sediments in the Vocontian Basin (Bruguier, O., 1998; Briquieu, L. & Bruguier, O., 2003; Briquieu, L. *et al.*, 2003a) are localised (yellow squares). Position of the main cities are given for reference: Als: Alès, Mrs: Marseille, Mtp: Montpellier, Nm: Nimes, Nrb: Narbonne, Prp: Perpignan, Tls: Toulouse.

7.3 Cretaceous geodynamic framework

In the Pyrenees, Aptian-Albian basin subsidence is related to an episode of rifting leading to lithospheric mantle denudation (Lagabrielle, Y. & Bodinier, J.-L., 2008; Lagabrielle, Y. *et al.*, 2010), and westward, to the opening of the Bay of Biscay (JAMMES *et al.*, 2009). Plate reconstruction models of Iberia vs Europe motion, relying on Atlantic magnetic anomalies, are conflicting (OLIVET, 1996 ; SIBUET *et al.*, 2004 ; VISSERS & MEIJER, 2012 ; BARNETT-MOORE *et al.*, 2016 ; VAN HINSBERGEN *et al.*, 2017). Eastward extension of the Cretaceous Bay of Biscay -

Pyrenean Rift, where no oceanic magnetic anomalies are preserved, is even less resolved. In the study area, mid-Cretaceous tectonics is poorly understood. Few NE-trending faults display a moderate normal offset, of which Figure 6 is an example. In southern Provence, mid-Cretaceous tilting and normal faulting has been documented in relation to bauxite deposits (Guyonnet-Benaize, C. *et al.*, 2010), although it is not clear whether such upper crustal deformation accommodates lithospheric doming or results from a restraining bent in a left-lateral E-trending shearing. There is no onshore evidence of an eastward development of the Pyrenean Albian rifting. It could possibly be found offshore in the continuity of the North Pyrenean Fault, masked by the Pyrenean orogeny and Oligocene rifting (GUENOC *et al.*, 1994 ; SÉRANNE *et al.*, 1995 ; MAUFFRET *et al.*, 1995).

Attempts to link Iberia movement to the Alps orogeny, through the present study area, are scarce and of low resolution for the scope of our local study (e.g. (STAMPFLI & KOZUR, 2006 ; HANDY *et al.*, 2010 ; SCHETTINO & TURCO, 2011 ; TAVANI *et al.*, 2018). All these kinematic models, however, accommodate the anticlockwise rotation and eastward translation of the Iberian plate with left-lateral transcurrent movements between the European plate on the northern side, and the Iberian plate and related continental blocks (Alkapeca terrane (BOUILLIN *et al.*, 1986) on the southern side. We hypothesize that differential uplift and subsidence that affected the EW-trending south European margin, during Albian, results from this wrenching.

Figure 12 presents the tectono-stratigraphic evolution of southern France. First, the Valanginian through to Hauterivian period records generalized subsidence of the entire region (Fig. 12 lower panel), allowing deposition of about 1 km thick marls and marly limestone. The clay and silt content corresponds to the detrital products of several weathering episodes and successive erosional - depositional events, which allowed the multiple reworking of zircon grains, some of them as old as 3.5 Ga.

Barremian and Aptian series are not preserved in the study area, but neighbouring outcrops allow to document deposition of a regressive sequence characterized by high-energy reefal limestones (« Urgonian » facies), passing eastwards to deeper environment, while the continental hinterland, corresponds to the Variscan basement high (ARNAUD-VANNEAU *et al.*, 1979). Barremian-Aptian is interpreted as a period of moderate uplift of the hinterland leading to emersion and continental weathering of the sedimentary cover (Fig. 12 middle panel). Further south, notably in the study area, block faulting preserved part of the Neocomian formation in the hanging-wall while in the footwall, Malm limestones were uplifted, denuded and karstified. More to the south, South Provence and the future Pyrenees underwent rifting, subsidence and sediment deposition.

During Albian time (Fig. 12 top panel), subsidence increased eastward and southward of the study area, and uplift of the hinterland enhanced denudation. Warm and humid tropical

conditions persisted and alteration was still going on while the relative instability caused by the uplift allowed a topography gradient to evacuate weathering products (including reworked zircons). This situation lasted until the sedimentary cover was eroded, thus exposing the Variscan basement, which, consequently, provided an additional and increasing source for bauxite deposits. The uplift became more active and primary bauxites were then eroded and transported downstream towards karstified Jurassic traps.

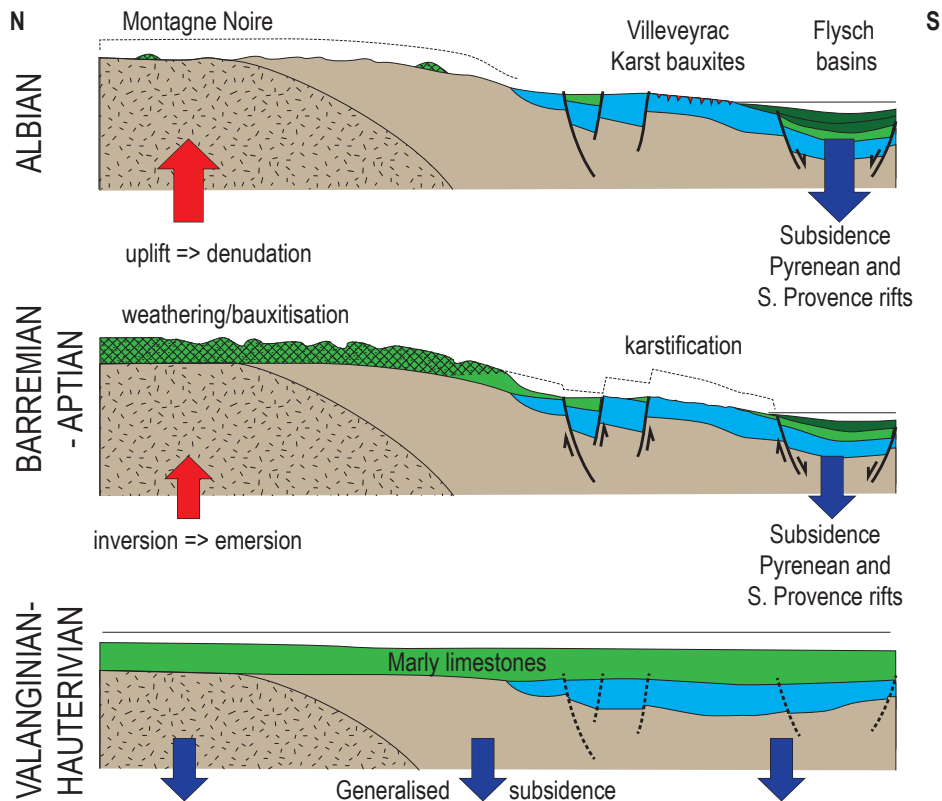


Figure 6.146 : Sequential highly simplified north-south cross-sections across the study area (approximate location on Fig. 11), from Valanginian (bottom) to Albian (top). Variscan basement is grey, with stippled zone indicating crystalline rocks; Triassic-Jurassic is blue and Neocomian is green. Chicken-wire pattern indicates weathering, and red dots on the Albian section show the allochthonous bauxites deposits. See text for explanations. Size of the subsidence/uplift vectors is related to their value.

8 - Conclusion

The karst bauxites of Languedoc (southern France) were deposited during the mid-Cretaceous. They are associated with a regional erosional hiatus, which obliterates most of the Cretaceous stratigraphic record of the area. LA-ICP-MS U-Pb analyses of 671 detrital zircons from 6 samples collected in three bauxite basins and they surroundings, established the following results:

- Detrital zircons of Late Aptian-Early Albian age, of probable volcanic origin, provide a maximum age for deposition of 115.5 ± 3.8 Ma. Together with the recent discovery of Late

Albian foraminifera in the bauxite cover, we find that Languedoc bauxite deposits are Early to Middle Albian in age. This new results constrain the shortest stratigraphic interval for bauxite deposition in southeastern France

- Broadly similar age spectra were obtained for the 4 bauxite samples, covering an almost continuous range of ages from Late Variscan (circa 300 Ma) to Archean (3500 Ma). Bauxite age spectra include a Variscan peak at 350 Ma, a broad Early Paleozoic to late Neoproterozoic peak centred around 600 Ma, and significant clusters of late Mesoproterozoic (1 to 1.3 Ga) and late Paleoproterozoic (1,65 to 1,9 Ga) ages, and finally, a wide cluster of Neoproterozoic ages centred around 2,7 Ga. Such diversity suggests multiple reworking of detrital zircons through several cycles of erosion, transport and deposition. The large proportion of Late Mesoproterozoic to Archean ages found in the bauxite cannot be accounted for by a source from the Variscan basement (metasediments as well as crustal material), where these ages are poorly represented.
- Results suggest two distinct sources: i) reworking of a generalized sedimentary source, of regional extent, and ii) a source localised in the nearby Variscan basement high of the Montagne Noire, which was progressively uplifted during the Aptian and eroded during Albian.

Interpretation of these new results in the light of previously published AFT data, suggests that the regional sedimentary source most probably corresponds to the thick sequence of early Neocomian (Valanginian) marls and marly limestones, which extended across southern France. Continental weathering of such sediments under warm and humid tropical climate produced bauxites, which were then reworked and trapped in the karstified Malm. Dating of the very scarce detrital zircons found in the pristine Valanginian marls preserved in some down-faulted zones fits with the age spectra found in the bauxite samples; however, much larger samples of marls need be processed in order to establish statistically sound results.

Languedoc bauxites were deposited and preserved close to the base level, at the hinge zone between uplifted hinterland made of Variscan basement high and the subsiding basins in the south.

The new, tighter, age control on the deposition age of the allochthonous bauxites of Languedoc allows to correlate this event with early to mid-Cretaceous geodynamics affecting the southwest European plate. They correlate with the lithospheric rifting in the future Pyrenees and its eastward extension, offshore Provence, on one hand, and with the uplift and denudation of the southern French Massif Central and its SE-ward extension ("Durancian Isthmus"), on the other hand. Such deformations are probably different expressions of a left-lateral wrenching occurring along lithospheric plate boundaries, between SW Europe and Iberia with related continental blocs, to the south (TAVANI, *S. et al.*, 2018).

The new age constraint (Early to Middle Albian) of the bauxites, allows to precise the chronology of this event. We found that the hinterland uplift was first moderate during Barremian-Aptian,

which allowed weathering and in-situ bauxitization, then increased during Albian, which lead to dismantling and reworking of the bauxite and finally, had probably stopped by the end of Albian, which is recorded by the marine transgression over the bauxite deposits. This may mirror the evolution of the Pyrenean rift, with a diffuse and moderate rifting at the initial stage, followed by rift climax, reaching mantle denudation stage during the Albian (LAGABRIELLE, Y. *et al.*, 2010). Similarly, basin subsidence rate and flysch deposition in the Pyrenean rift seems to reach a maximum during the Albian (SOUQUET *et al.*, 1985 ; DEBROAS, 1990). In the less well resolved offshore mid-Cretaceous sequence off-shore Provence (FOURNIER, F. *et al.*, 2016), it could be hypothesized that the maximum accommodation was reached during the Albian.

This detrital zircons study from the Languedoc bauxites should be extended across the whole outcrops of bauxites in southeastern France, and compared with data from the mid-Cretaceous marine sediments.

2. Reconstitutions géodynamiques et climatiques du Crétacé inférieur à supérieur dans le Languedoc

L'étude des bauxites de Villeveyrac permet de discuter le cadre géodynamique et climatique dans le bassin du Sud-Est depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Crétacé supérieur. COMBES (1990) identifie deux zones en émergence (les marnes continentalisées et le socle Paléozoïque), lesquelles sont contemporaines avec des zones en subsidence (rift pyrénéen et les bassins Vocontien et Sud Provence). Cette carte des territoires émergés et marines correspond à une paléogéographie recouvrant tout le Crétacé « moyen ». Or, nos travaux montrent une histoire polyphasée et complexe avec des évènements distincts. Avec notre étude nous pouvons apporter des précisions sur le cadre structural du Crétacé « moyen » dans le bassin du Sud-Est [Figure 6.147].

Tout d'abord, l'étude des zircons détritiques montre deux sources latéritiques : la Montagne Noire et les marnes Néocomiennes de l'Isthme Durancien. Ces sources (flèches rouge) suggèrent une grande zone d'uplift hectokilométrique orientée E-W et sont bordées par des bassins en subsidence. Les bassins Vocontien et Sud-Provence sont reliés au rift Pyrénéen par la faille de Transfert Cévennes-Corbières comme proposé dans TAVANI *et al.*, (2018). La direction d'extension NE-SW du rift (flèches noires épaisses) est compatible avec la direction d'extension de la zone d'étude mise en évidence à Villeveyrac.

Notre étude permet d'identifier plusieurs évènements associés à l'épisode responsable des bauxites karstiques contemporain du rift pyrénéen et de la formation des bassins Vocontien et Sud-Provence.

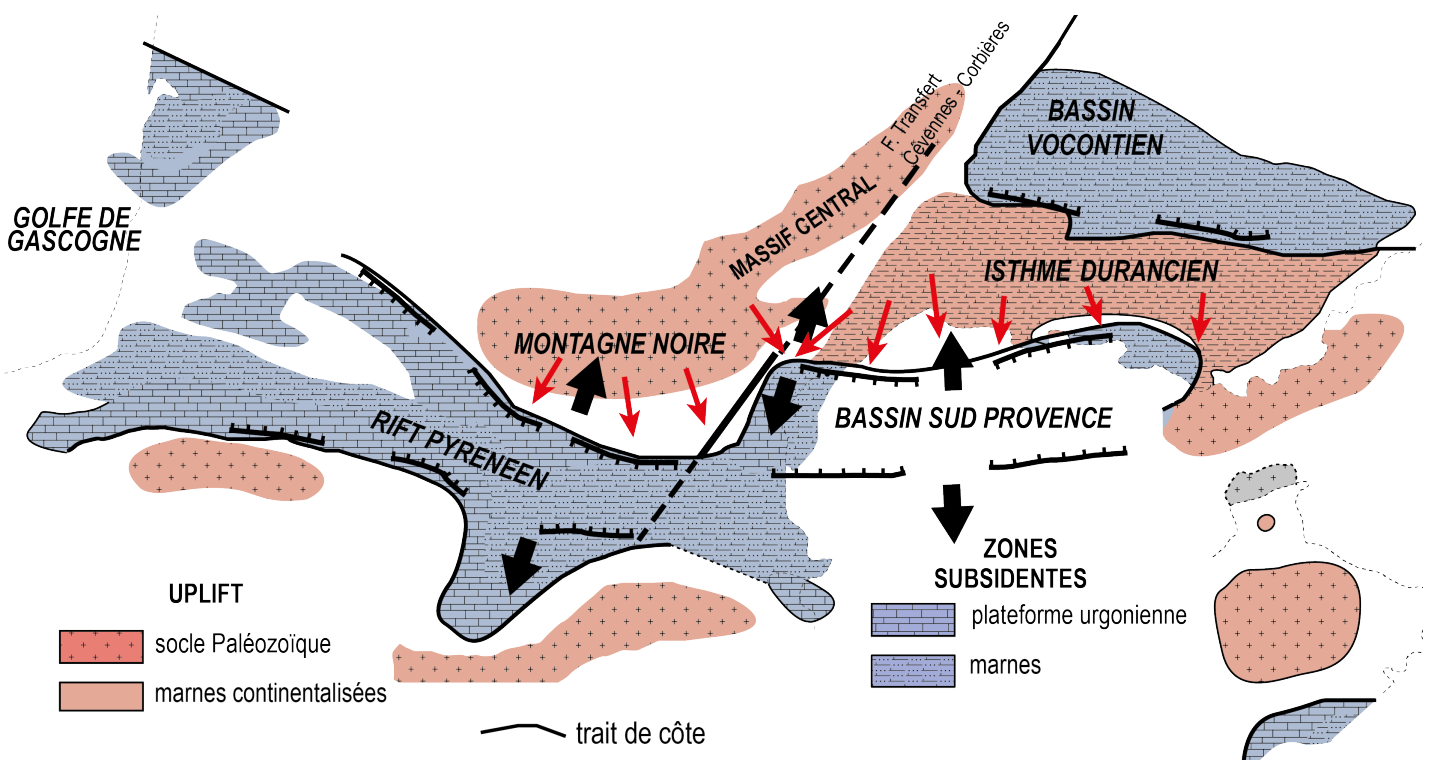


Figure 6.147 : Carte structurale du Crétacé « moyen » modifiée d'après COMBES (1990). Les bauxites latéritiques sont développées sur un uplift hecto-kilométrique E-W, et associées à l'altération du socle cristallin du sud du MC (Montagne Noire) exhumé et des marnes Néocomiennes présentes sur l'Isthme Durancien. Les bassins subsidents sont liés à une extension NE-SW et reliés au rift pyrénéen par la faille de transfert Cévennes-Corbières.

Les grands évènements étudiés et discutés dans ces travaux de thèse sont synthétisés dans la charte suivante [Figure 6.148]. On distingue dans l'espace et le temps plusieurs évènements distincts entre l'amont du bassin et la zone de dépôt sédimentaire (Bassin). Le texte suivant reprend chronologiquement le cadre tectono-sédimentaire de la zone d'étude.

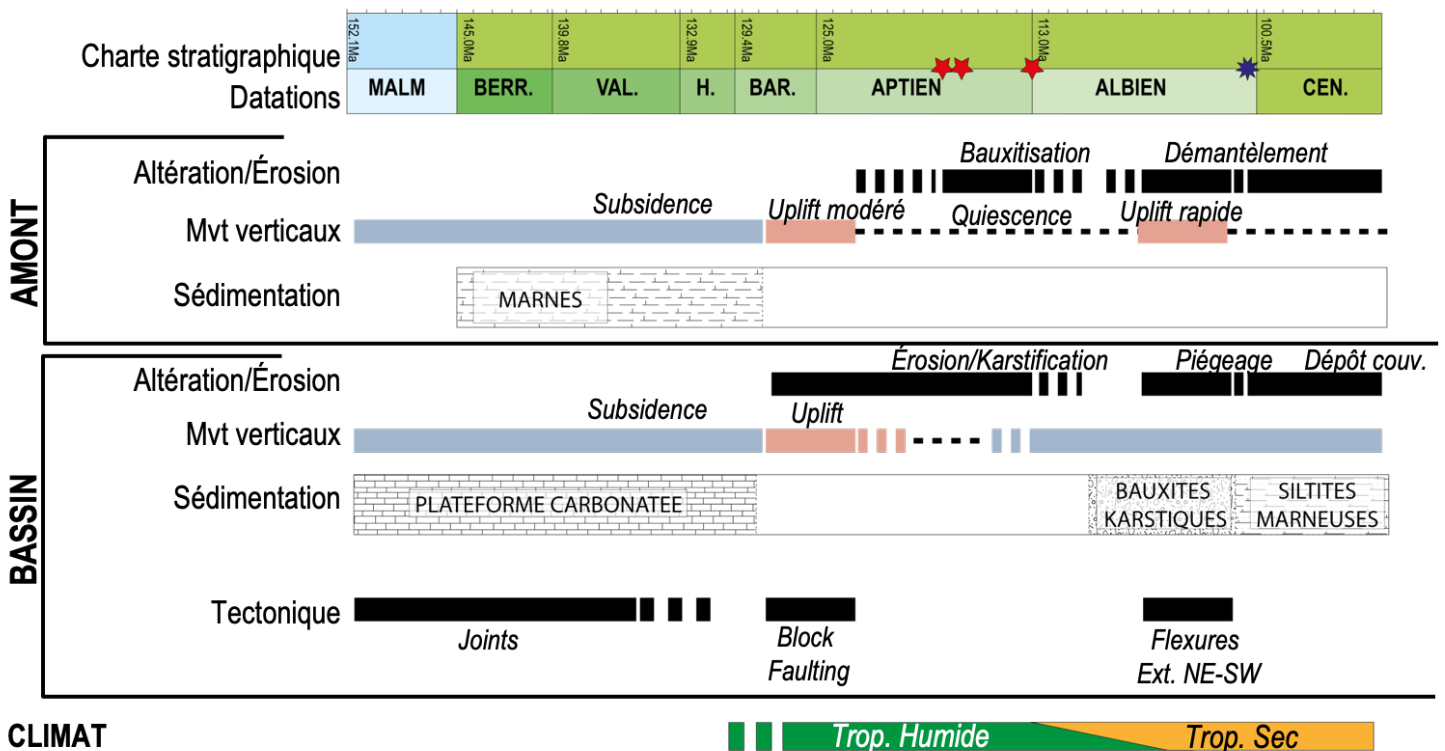


Figure 6.148 : Charte stratigraphique reprenant les évènements tectoniques et sédimentaires en lien avec la formation des bauxites suivant l'amont et l'aval du bassin. L'évolution du climat est aussi indiquée pour le Crétacé « moyen ». Les évènements sont contraints avec des datations absolues : âges des trois zircons détritiques d'âges Crétacé « moyen » (étoiles rouges 118-117-113Ma) dans MARCHAND *et al.*, submitted et la datation de la couverture (étoile bleu) d'âge Vraconien (Albien supérieur) dans HUSSON, 2013.

a) Dépôt de la couverture mésozoïque (Jurassique – Hauterivien)

La subsidence thermique de la Téthys conduit au dépôt d'importantes séquences de carbonate au Jurassique supérieur et à des dépôts hémipélagiques au Crétacé inférieur (Néocomien) (BEAUDRIMONT & DUBOIS, 1977 ; LEMOINE *et al.*, 1986) [Figure 6.149-A]. Dans la zone amont, les dépôts du Néocomien sont plus marneux (Séranne *et al.* 2002). Dans le bassin de Villeveyrac, le substratum Jurassique supérieur est caractérisé par des fractures sub-verticales, ouvertes de mode I, avec un espacement métrique et sans déplacement apparent. Ces fractures sont

interprétées comme un système de joints de directions N150 et N060. Les directions sont équivalentes indiquant un système distribué dans la zone d'étude de Villeveyrac. Les fractures ne montrent pas une direction dominante et se recoupent mutuellement, suggérant un schéma de grille (RIVES *et al.*, 1994). Les joints sont utilisés par la karstification comme vecteur préférentiel de la dissolution (RUIDONG *et al.*, 2012). Leur formation est donc antérieure à la karstification et, *de facto*, au piégeage de la bauxite.

On retrouve ce même système sur le Causse de l'Hortus dans les séries du Berriasien et du Valanginien (PHILIP *et al.*, 1978). Ce réseau est donc généralisé au Languedoc. Une étude structurale dans le calcaire Urgonien (Barrémien) de Provence montre un réseau de fractures dont les directions sont similaires en Languedoc (N030 et N120) (Lamarche & al 2012). Les fractures affectent le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, et sont perpendiculaires à la stratification et aux joints stylolithiques d'enfouissement (sigma 1 vertical). Ces fractures sont affectées par la compression pyrénéenne suggérant une mise en place antérieure (LAMARCHE *et al.*, 2012 ; AUBERT *et al.*, 2019). Les auteurs proposent une mise en place lors d'une phase précoce de l'enfouissement des séries mésozoïques (Jurassique - Crétacé inférieur). On peut envisager que le réseau de joints en Languedoc soit issu du même processus de formation. L'enfouissement des séries mésozoïques a entraîné la formation d'un réseau de joints jusqu'à l'Hauterivien.

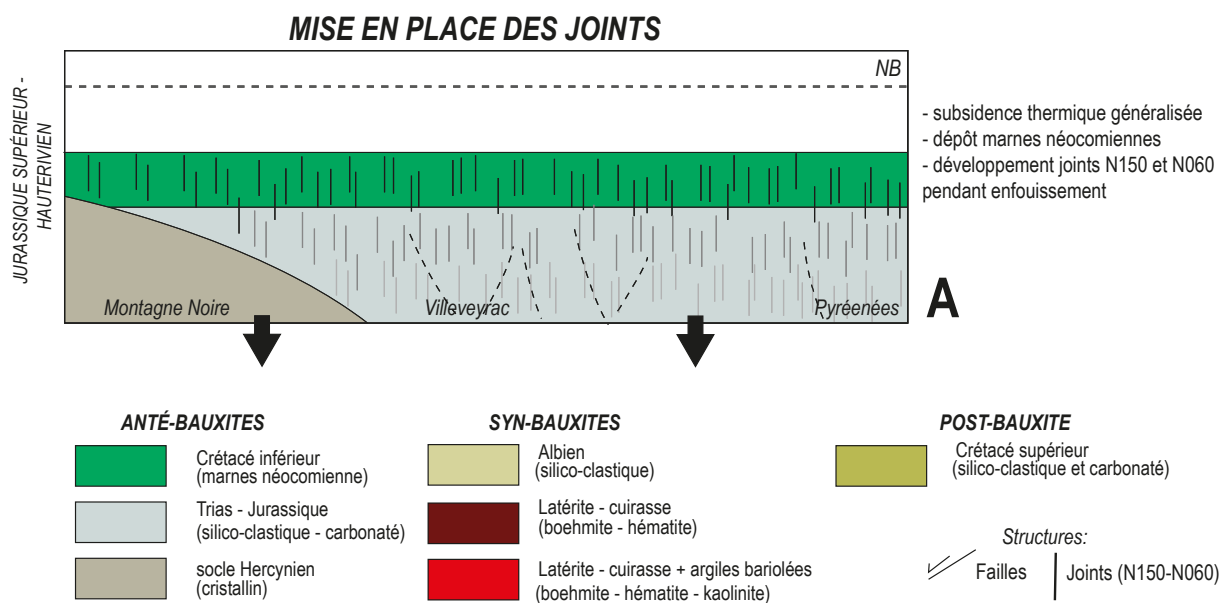


Figure 6.149-A : Coupes synthétiques NW-SE au Crétacé inférieur. Explications dans le texte.

b) Première phase d'uplift (Barrémien– Aptien)

Pendant le Crétacé inférieur, l'ouverture du Golfe de Gascogne se prolonge vers l'est avec le développement d'un rift et de l'exhumation mantellique dans la zone pyrénéenne (LAGABRIELLE & BODINIER, 2008 ; LAGABRIELLE *et al.*, 2010) [Figure 6.149-B]. Ce système s'accompagne d'un bombement important provoquant l'émersion de deux territoires : le sud du Massif Central (Montagne Noire) (BARBARAND *et al.*, 2001 ; PEYAUD *et al.*, 2005) et l'Isthme Durancien (GIGNOUX, 1925 ; COMBES, 1990). Le bombement est associé à un régime extensif NE-SW s'exprimant par un uplift modéré de la Montagne Noire et une fragmentation de blocs en Languedoc. Ce système de blocs faillés affectant les séries mésozoïques, entraîne l'érosion de la couverture Néocomienne dans les blocs de mur et sa préservation dans certains blocs affaissés, notamment dans la zone orientale du Languedoc. Les calcaire du Jurassique supérieur affleurant subissent de la karstification, préférentiellement le long des joints préexistants.

En amont, cette phase d'uplift modéré s'estompe et permet à partir de l'Aptien, le développement de bauxites latéritiques sur l'Isthme Durancien et la Montagne Noire. Les bauxites latéritiques indiquent un climat hydrolysant (ARTHUR *et al.*, 1985 ; LARSON, 1991 ; FÖLLMI, 2012 ; WANG *et al.*, 2014). L'étude sédimentologique montre que les sources latéritiques sont de degrés d'altération différents et qu'elles sont distribuées autour du bassin de Villeveyrac. La zone haute de la Montagne Noire est suffisamment stable pour préserver les bauxites latéritiques, cela implique un gradient de pente faible afin d'évacuer les produits de l'altération sans démanteler le profil (WYNS *et al.*, 2003 ; WYNS, 2013).

Les datations de zircons détritiques dans les bauxites du Languedoc montrent deux sources latéritiques : les marnes Néocomiennes et le socle Hercynien. La couverture Néocomienne au-dessus du socle de la Montagne Noire est estimée à 2000m (BARBARAND *et al.*, 2001). Cependant avec un taux d'altération de 20m/Ma (NAHON & TARDY, 1992), la bauxitisation complète de la couverture afin d'atteindre le socle Hercynien aurait demandé au minimum 100Ma avec le taux précédemment proposé. Or, les dépôts de bauxite ont été datés à l'Albien inférieur contraignant la période bauxitisation du Barrémien (130Ma) à l'Aptien supérieur (115Ma), soit 15Ma. Ainsi, on peut supposer que la couverture Néocomienne a d'abord subi une érosion pendant la première phase d'uplift modéré et s'est faite mécaniquement partiellement décaper, avant son altération. De plus, le climat global au Barrémien n'est pas un climat hydrolysant (LARSON, 1991 ; FÖLLMI, 2012) et ne permettait pas le développement des bauxites. Les conditions climatiques favorables à l'altération bauxitique commencent à l'Aptien (LARSON, 1991 ; FÖLLMI, 2012).

MILLOT (1964) définit un profil latéritique dont l'intervalle bauxitique correspond à 4% de l'épaisseur totale. De plus, ALEVA (1994) précise que les bauxites latéritiques Crétacé-Éocène sont de 15m en moyenne. En se basant sur le profil théorique de MILLOT (1964), on peut considérer un profil latéritique Crétacé-Éocène complet de 250m. Pour évaluer l'épaisseur de roche mère altérée, BRIMHALL & DIETRICH (1987) utilise les éléments immobiles comme le Zr, Ti et Cr pour évaluer l'enrichissement et proposer un calcul de bilan de matière. L'auteur reporte les travaux de Grubb (1970), lequel montre un enrichissement d'un facteur 4 à 4.5 de ces éléments dans la bauxite par rapport aux roches sources. On peut donc supposer que l'épaisseur de la roche mère initiale était de l'ordre du kilomètre.

Ainsi, le soulèvement de la Montagne Noire est polyphasé avec une première phase d'érosion mécanique de la couverture Néocomienne sur plus de 1000m lors de l'uplift et une seconde phase de quiescence tectonique avec développement d'un profil latéritique sur le haut topographique résultant, affectant la couverture Néocomienne et le socle Hercynien.

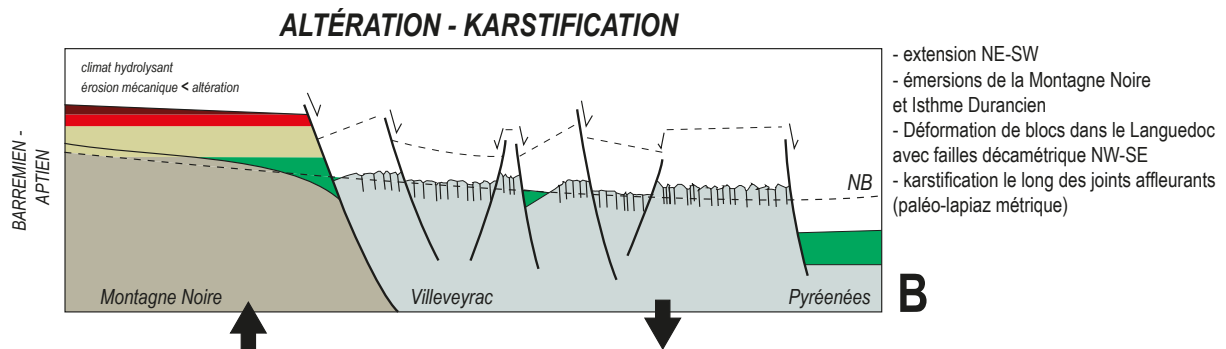


Figure 6149 -B: Coupes synthétiques NW-SE au Barrémien-Aptien. La légende est présente sur la Figure 6.149 -A. Explications dans le texte.

c) Démantèlement des bauxites latéritiques et piégeage dans le bassin (Albien « moyen »)

Au cours de l'Albien, une deuxième phase d'uplift, rapide, entraîne le démantèlement des sources latéritiques formées dans l'amont [Figure 6.149-C]. Dans le bassin subsident, les séries mésozoïques sont structurées par des flexures accommodant une extension NE-SW. L'analyse géostatistique de la puissance minéralisées dans le bassin montre que les structures orientées N120, de rejet plurimétrique et d'espacement kilométrique, structurent le remplissage bauxitique. Cette déformation permet l'accommodation pour préserver les dépôts de bauxites karstiques, remaniées depuis les zones amont.

Si l'analyse détaillée d'un sondage carotté met en évidence un remplissage correspondant à la séquence inverse d'un profil latéritique, ce type de remplissage n'est pas généralisé au bassin puisque certains intervalles bauxitiques sont issus de sources diverses piégés dans la même cavité karstique. Les faciès bauxitiques des deux sondages carottés du bassin de Villeveyrac montrent que les remplissages résultent de sources polygéniques, avec des régimes hydrodynamiques différents. De plus, dans 37 sondages étudiés, les remplissages bauxitiques ne montrent aucune de règle commune de distribution verticale des teneurs en oxydes. Ceci indique qu'aucune homogénéisation du matériel n'a eu lieu pendant le transport et qu'aucune bauxitisation post-dépôt ne s'est produite (parautochtonie) ; de plus, aucun paléosol n'est remarqué entre les séquences bauxitiques alors que le climat est toujours hydrolysant. L'ensemble suggère que le dépôts des bauxites karstiques s'est produit très rapidement.

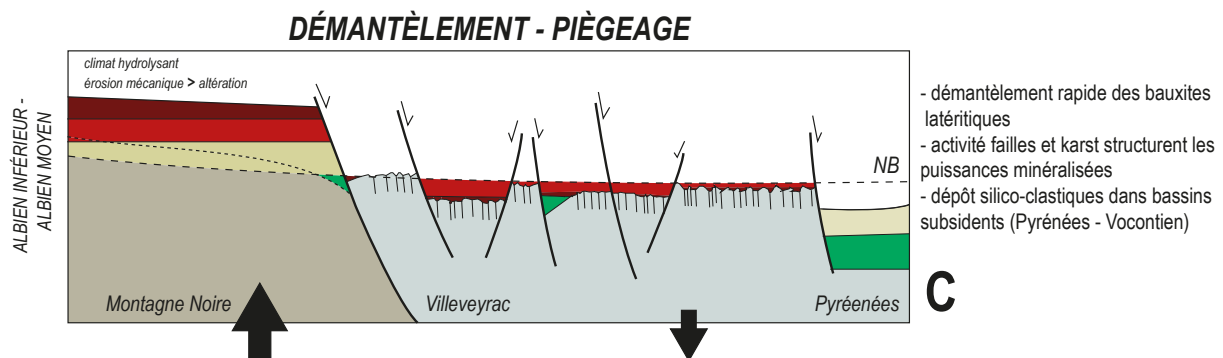


Figure 6.149-C : Coupes synthétiques NW-SE à l'Albien moyen. La légende est présente sur la Figure 6.149-A. Explications dans le texte.

d) Transgression et changement climatique (Albien Terminal – Crétacé sup.)

La couverture des bauxites correspond à des séries transgressives marneuses et détritiques, à partir de l'Albien supérieur (HUSSON, 2013). Les environnements de dépôt caractérisent un milieu marin littoral très peu profond (paralique) qui recouvrent les dépôts continentaux. Le sommet de la bauxite montre des évidences de déferrification et de goethitisation, passant à des intervalles riches en matière organique. La matière organique peut induire la présence d'acides humiques permettant la mobilisation du fer et le blanchiment de la matrice bauxitique sous-jacente (LAPPARENT, 1930). Le fer soluble est re-précipité en goethite dans la partie supérieure de l'intervalle bauxitique grâce à la remise en eau du système pendant la transgression.

La description de la couverture dans les deux sondages carottés renseigne sur un environnement paralique soumis à des émergences localisées. Sur l'un des sondages, un paléosol

(ferricrète) au-dessus de l'intervalle bauxitique indique des conditions climatiques toujours hydrolysantes. Par contre, plus aucun paléosol aussi évolué n'est observé dans le reste de la couverture. De plus, au dessus de ce ferricrete, la minéralogie montre l'augmentation progressive du détritisme au cours du dépôt de la couverture [Figure 6.149-D].

Ces observations sont cohérentes avec un climat devenant plus froid et aride, de type tropical sec, ne favorisant plus la formation de kaolinite mais plutôt de la smectite (GIRAUD *et al.*, 2013 ; CHENOT *et al.*, 2018). Le détritisme croissant vers au sommet de la couverture indique que l'érosion mécanique devient plus importante que l'altération dans les zone amont. L'environnement de dépôt paraliq, constant sur plus de 160m de sondage, indiquant un taux de sédimentation égal à l'accommodation (essentiellement contrôlée par la subsidence), jusqu'aux dépôts lacustres Rognacien (Crétacé supérieur). Ainsi, l'absence de dépôts de bauxite plus récemment que l'Albien supérieur correspond 1) à l'épuisement en bauxites autochtones dans l'amont, disponibles pour

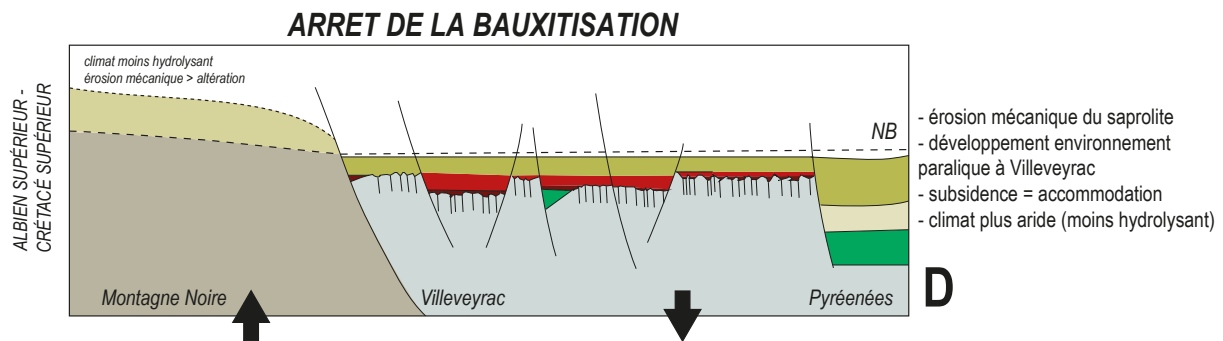


Figure 6.149-D : Coupes synthétiques NW-SE à l'Albien terminal - Crétacé supérieur. La légende est présente sur la Figure 6.149-A. Explications dans le texte.

e) Plissement synclinal pyrénéen et mobilisation du fer

Dans le bassin de Villeveyrac, les séries de couverture redeviennent continentales avec les dépôts du Vitrollien (BERGER *et al.*, 1981). Actuellement, le bassin de Villeveyrac est plissé formant un synclinal d'axe N060, recouvert en discordance par le Bartonien, indiquant une compression anté-Éocène supérieur [Figure 6.149-E]. Cela est cohérent avec la compression pyrénéenne qui a provoqué une déformation importante en Languedoc (ARTHAUD & MATTAUER, 1969 ; ARTHAUD & MATTE, 1977 ; ARTHAUD & SEGURET, 1981). Le rifting et l'ouverture du golfe du Lion, pendant l'Oligocène, a induit l'ouverture de fractures principalement orientées N060, lesquelles correspondent à la réactivation d'une des familles du réseau de joints. Ces fractures ont servi de drain à des fluides mobilisateurs en fer, concentrant ainsi les bauxites en Al_2O_3 , TiO_2 et SiO_2 le long de ces fractures. Ce réseau d'espacement métrique permet de structurer les teneurs initialement aléatoires, le long de cet axe.

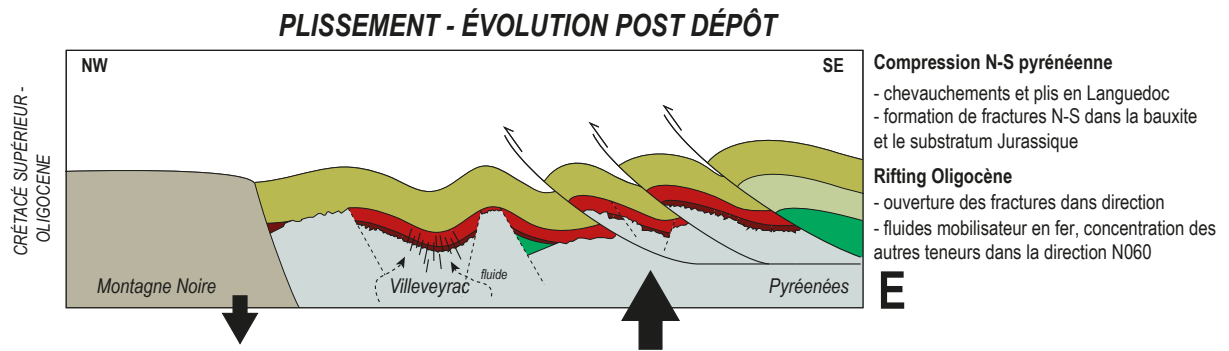


Figure 6.149-E : Coupes synthétiques NW-SE pendant phase compressive pyrénéenne. La légende est présente sur la Figure 6.149-A. Explications dans le texte.

Conclusion générale

1. Rappels des objectifs et synthèse des résultats

1 – Datation des dépôts de bauxites karstiques

Le premier objectif était de dater l'intervalle bauxitique afin de donner une contrainte temporelle au démantèlement des bauxites. La datation des gisements bauxitiques était évaluée entre l'âge Jurassique supérieur du substratum et l'âge de la couverture dont la plus récente était à Villeveyrac (Albien supérieur)(HUSSON, 2013). L'intercalation d'une dolomie détritique contenant des foraminifères Berriasien a permis à COMBES *et al.* (1973) de proposer deux périodes bauxitisantes. Avec la datation de trois zircons volcaniques d'âge Crétacé « moyen » dans les deux intervalles bauxitiques de Bédarieux, nous montrons qu'il existe un seul épisode bauxitique, compris entre 113 Ma (Albien inférieur) et le « Vraconien » (Albien terminal), 99Ma.

2 – Identification des sources latéritiques et confirmation de la présence d'une couverture sédimentaire sur la Montagne Noire

Les sources latéritiques potentielles des bauxites allochtones mentionnées dans la littérature étaient : le socle Hercynien de la Montagne Noire et les marnes néocomiennes au niveau de l'Isthme Durancien, cependant elles n'avaient jamais été confirmées. Les datations U-Pb LA-ICP-MS sur zircons détritiques dans les bauxites du Languedoc permettent de confirmer la présence de deux sources latéritiques distinctes : une source au niveau d'un socle hercynien et une source sédimentaire généralisée remaniant des zircons plus anciens. Les datations de zircons détritiques contenus dans les marnes néocomiennes de la région, bien que les résultats soient encore partiels, montrent les mêmes âges que les zircons trouvés dans les bauxites, arguant pour la même source marneuse. De plus, on met en évidence un démantèlement progressif de cette couverture sédimentaire au-dessus d'un socle hercynien : de la base au sommet des bauxites de Bédarieux, on note que la proportion de zircons détritiques issus de la couverture sédimentaire diminue alors que ceux issus du socle hercynien deviennent dominants dans l'intervalle supérieur. Les trois gisements échantillonnés permettent d'évaluer la distribution des sources détritiques pendant le démantèlement des bauxites : la source Hercynienne est localisée et abondante, proche du Massif Central (Montagne Noire) et son influence diminue en s'éloignant vers l'est et le sud ; et la source sédimentaire néocomienne est distribuée et généralisée au bassin alimentant les cavités karstiques.

3 – Contrainte du régime tectonique au Crétacé « moyen »

Le contexte tectonique des accumulations de bauxite était très mal contraint au niveau local et mal relié à la géodynamique régionale pendant le Crétacé « moyen ». Dans le substratum carbonaté Jurassique supérieur, on a identifié un réseau de joints sub-orthogonaux N150 et

N060, distribué dans et autour du bassin de Villeveyrac. Il correspond au vecteur principal de la karstification pré-bauxitique des carbonates du mur. Ce réseau, également présent dans les calcaires du Valanginien, suggère que l'acquisition du réseau est post-Valanginien et pré-Albien. L'exhumation du substratum carbonaté et des émergences (Montagne Noire et Isthme Durancien) provoque l'émergence d'un uplift E-W hectokilométrique. Dans les bassins, une activité de block-faulting conduit à l'érosion de la couverture sur les foot-walls des failles a conduit à la karstification du Jurassique affleurant, le long des discontinuités de joints. La dissolution le long des joints mène à une topographie de type lapiaz au Crétacé « moyen ». Les mesures de terrain montrent que les cavités karstiques sont de taille métrique.

Cette phase est suivie d'une quiescence tectonique avec le développement de bauxites latéritiques sur les territoires émergés. Un second uplift en lien avec un régime extensif NE-SW fragment le Languedoc en blocs faillés décamétriques NW-SE. On propose que ces failles décamétriques en surface accommodent une déformation plus importante en profondeur (zone de *trishear*) et cela pourrait expliquer pourquoi elles n'ont jamais été décrites ailleurs dans la région. La fracturation NW-SE du substratum structure la puissance minéralisée confirmant une activité extensive contemporaine au dépôt des bauxites (Albien inférieur à « moyen »).

4 – Caractérisation des bauxites allochtones et paléoenvironnements

Les remplissages bauxitiques dans les cavités karstiques correspondent au démantèlement de bauxites latéritiques (bauxites allochtones), mais des évolutions pédogénétiques post-dépôt pourraient avoir modifié les concentrations en Al dans l'épaisseur de la couche, avec d'importantes conséquences pour l'exploitation du bassin de Villeveyrac. L'étude de l'intervalle bauxitique dans le sondage carotté représentatif du bassin (13-OL-184) a révélé que la base, au contact du mur, correspond au faciès le plus enrichi en oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium ; ceci indique le démantèlement d'un profil latéritique très évolué et piégé au fond du lapiaz. Vers le sommet de l'intervalle bauxitique, les oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium sont présents ainsi que de la kaolinite, suggérant que le sommet de l'intervalle est issu de conditions moins hydrolysantes préservant la silice, et qui pourraient être interprétées comme un profil d'altération (saproлите) remanié et préservé dans le karst en stratigraphie inversée. Cependant, cette disposition continue n'est pas retrouvée dans le second sondage carotté, où les faciès bauxitiques de moins en moins évolués se superposent, suggérant l'empilement de séquences de dépôts, avec un taux de sédimentation rapide, manifesté par l'absence de paléosol entre les séquences. D'autre part, l'analyse des variations de teneurs en oxydes majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3) mesurées dans l'intervalle bauxitique montre qu'il n'y a aucune évolution bauxitisante in-situ, postérieure au dépôt. L'ensemble de ces résultats confirme l'absence d'évolution pédogénétique post-dépôt des bauxites allochtones du gisement de Villeveyrac. Cependant, les

distributions spatiale et temporelle (verticale) des variations des teneurs en oxydes témoignent d'une diversité géographique et des degrés différents de latéritisation des sources de bauxites, sans aucune homogénéisation pendant le transport. En conséquence, ceci suggère des transports relativement courts, donc des sources proches.

Les seules évolutions in-situ enregistrées dans le bassin correspondent à de la déferrification et des mobilisations en fer. Deux phases ont été interprétées : une première mobilisation associée à une déferrification de la matrice bauxitique et de la goethitisation en lien avec le dépôt de la couverture riche en matière organique et une seconde phase, postérieure à la mise en place des bauxites et en lien avec l'ouverture de fractures, utilisées comme drains à un fluide mobilisateur en fer lors d'un événement tectonique postérieur à la compression pyrénéenne, probablement l'ouverture du Golfe du Lion.

6 – Contrôles des puissances minéralisées et des teneurs du gisement

Le gisement de Villeveyrac constitue une « couche » plurimétrique de bauxite, dont le mur est fortement irrégulier et le toit planaire. La corrélation entre la géométrie (multiscale) du mur et les distributions de concentrations d'une part, et des processus géologiques d'autre part, fourniraient des guides d'exploration et des moyens d'exploiter durablement les bauxites.

Trois systèmes liés à des processus géologiques gouvernent l'espace disponible pendant le remplissage et donc les puissances minéralisées. Tout d'abord la karstification du mur Jurassique, guidée par les dissolutions préférentielles le long du réseau de joints sub-orthogonaux, a engendré une topographie de type lapiaz, avant le piégeage des bauxites. La régularité du lapiaz conduit à une épaisseur moyenne de bauxite d'environ 4m, avec des variations d'épaisseur et de longueur d'onde métrique. Ensuite, l'analyse géostatistique de distribution des épaisseurs mesurées dans 782 forages à travers le bassin de Villeveyrac, confirme la structuration des puissances minéralisées par des systèmes orientés NW-SE espacés de 1300m environ, bordant des bassins d'effondrement. Ceci indique une activité tectonique extensive NE-SW contemporaine du dépôt, créant un espace disponible plus important pour le piégeage des bauxites. Cette analyse géostatistique montre également une structuration à plus petite longueur d'onde, isotrope, de 300m de diamètre, que nous interprétons comme des dolines d'effondrement. Les résultats géostatistiques analysés combinés à la modélisation de la surface du mur révèlent la morphologie du Jurassique au moment du dépôt : un paysage karstique de faible topographie générale (environ $\pm 50\text{m}$), affecté de dolines aussi profondes dans les hauts que dans les dépressions topographiques et des bassins bordés de failles normales NW-SE, où se localisent les plus importantes puissances minéralisées.

Les analyses statistiques et géostatistiques des teneurs en oxydes majeurs, ont révélé une corrélation positive entre Al_2O_3 et TiO_2 , eux même anti-corrélés avec SiO_2 . Ce résultat est attendu

dans un contexte bauxitisant. Par contre, la teneur moyenne en fer n'est corrélable avec aucun autre oxyde. Ce dernier résultat est à mettre en parallèle avec la déferrification observée au sommet des bauxites et dans les fractures affectant le gisement. La structuration des teneurs moyennes, préférentiellement le long de la direction N060, confirme la mobilité du fer post-dépôt dans cette direction. Les teneurs en SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ montrent un effet pépité important sauf dans la direction N060, une des trois directions principales du système de fractures de la bauxite. Nous proposons que ces fractures observées dans la bauxite aient servi de drain à un fluide mobilisateur en fer, permettant la déferrification aux épontes des fractures d'une part, et à des circulations conduisant aux concentrations en Al₂O₃, TiO₂, SiO₂, d'autre part.

7 – Origine de l'arrêt de la bauxitisation au Crétacé supérieur

L'étude sédimentologique et minéralogique de la couverture met en évidence un changement des assemblages argileux et minéralogiques dans le sondage étudié. La kaolinite qui est majoritaire, voire exclusive, au sommet de l'intervalle bauxitique, diminue dans les séries de couverture. Elle est progressivement remplacée par la smectite qui devient majoritaire en sommet de série. L'abondance d'illite/micas vers le sommet de la couverture souligne l'augmentation des conditions d'érosion mécanique. D'autre part, un paléosol de type ferricrète au-dessus de la bauxite indique la persévérance des conditions latérisantes juste après le dépôt des bauxites karstiques, mais ce niveau de pédogénèse n'est plus jamais atteint vers le sommet de la couverture. Nos résultats indiquent que la couverture Crétacé supérieur des bauxites est issue de la saprolite démantelée, remaniant des horizons de moins en moins altérés, jusqu'à éventuellement atteindre le substrat. On conclut que les conditions hydrolysantes changent après le dépôt des bauxites, depuis un climat latérisant vers un climat plus aride pendant le dépôt de la couverture Crétacé supérieur. Cette évolution climatique mise en évidence à Villeveyrac est en accord avec des observations dans d'autres bassins du domaine téthysien (GIRAUD *et al.*, 2013 ; CHENOT *et al.*, 2018).

8 – Apports pour l'évolution climatique et géodynamique du Crétacé dans le sud de la France

La Figure 7.150 compile les données de la littérature et les résultats de la thèse concernant le climat au cours du Crétacé. Les données de FÖLLMI (2012) concernent le climat global du Crétacé inférieur (Berriasien – Aptien) alors que les travaux de GIRAUD *et al.* (2013) et CHENOT *et al.* (2018) concernent le pourtour méditerranéen à partir du Cénomaniens. Nos travaux à Villeveyrac permettent de préciser le climat pendant l'Albien, peu documenté, contemporain des dépôts de bauxites karstiques. En effet, nous montrons que le climat est toujours hydrolysant à l'Albien inférieur à « moyen » et tend vers des conditions plus arides à l'Albien supérieur, ce qui

est cohérent avec les résultats des précédents auteurs. De plus, le contexte géodynamique considèrerait les grandes structures émergées (Isthme Durancien, Montagne Noire) sans préciser les modes de mise en place. Nos travaux contraignent le régime tectonique avec une extension NE-SW, à relier aux directions d'extension dans le rift pyrénéen (LAGABRIELLE *et al.*, 2010). Enfin, ces résultats fournissent des indications sur les vitesses d'émersion. L'ensemble de ces résultats précise l'évolution de l'érosion et de l'altération pendant le Crétacé et principalement pendant le Crétacé « moyen ».

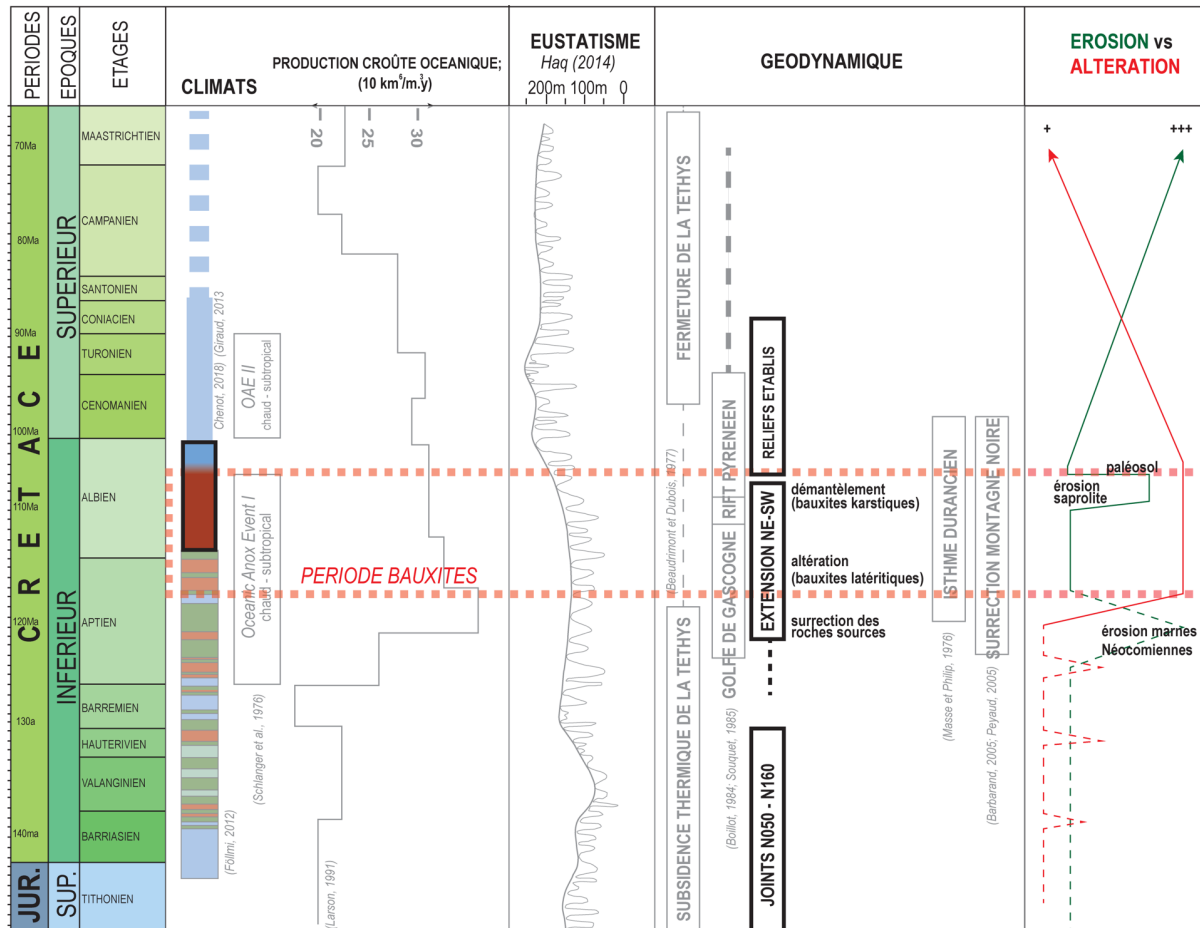


Figure 7.150 : Corrélation entre climat, eustatisme, géodynamique et érosion/altération, compilée d'après la littérature (en transparence) et les résultats de la thèse (en gras). Couleurs du climat : bleu : aride, vert : humide, rouge : chaud et humide.

2. Limites et Perspectives

Certains aspects du projet de recherche ont soulevé des questions et il serait intéressant de développer les points suivants.

Les durées de bauxitisation, du remaniement et du dépôt des bauxites sont encore très mal contraintes. NAHON & TARDY (1992) estiment qu'il faudrait 1Ma pour développer 20m de latérite. Cependant, une fois la couverture latéritique formée, le substrat est protégé et l'altération diminue fortement. Pour poursuivre l'altération plus profondément, il faut envisager l'élimination mécanique des altérites. Ainsi, l'élimination par bauxitisation de 2000m de

couverture sédimentaire néocomienne invoquée par BARBARAND *et al.* (2001) et PEYAUD *et al.* (2005) nécessiterait 100Ma d'années, ce qui est peu vraisemblable. La couverture a donc subi de l'érosion mécanique antérieure au développement de la latérite. Ceci est mis en évidence par les blocs faillés anté-bauxite, préservant le Néocomien au toit et érodant le Jurassique au mur, observés dans la région de Montpellier (ALABOUVETTE *et al.*, 2001 ; HUSSON, 2013). La quantité de matériel érodé et la chronologie de l'érosion est difficilement quantifiable. Afin de contraindre temporellement le début de la bauxitisation, une **datation de la latérite** prélevée dans les affleurements de bauxite autochtone sur les Grands Causses (BRUXELLES, 2001) serait déterminante. L'hématite portant de l'uranium (>10ppm) peut être utilisée comme géochronomètre pour dater les gisements latéritiques (CIOBANU *et al.*, 2013 ; COURTNEY-DAVIES *et al.*, 2019). Cependant, la méthode n'est pas encore robuste et nécessite une teneur en uranium non négligeable.

L'étude structurale dans le mur Jurassique a révélé des **failles normales décamétriques**, orientées NW-SE pré-pyrénéennes et l'analyse géostatistique des puissances de bauxite a montré des accidents de même orientation, mais d'échelle kilométrique, contemporains du dépôt de la bauxite. Sur la seule base des observations dans la carrière de Poussan, nous interprétons les failles décamétriques comme la déformation *trishear* (HARDY & MCCLAY, 1999) à l'aplomb des failles normales, ou flexures, d'échelle kilométrique. Le lien géométrique et mécanique entre ces deux types de structures n'est pas suffisamment établi et devra être confirmé. Dans la région, l'existence de failles normales NW-SE pré-pyrénéennes n'a jamais été mentionné dans la littérature. Peut-être les phases de karstification successives et les déformations postérieures ont altéré ou érodé les évidences chronologiques qui ne seraient préservées seulement i) sous les bassins bauxitiques et ii) visibles uniquement dans les fronts de carrière assez profonds où les terrains sont préservés de l'altération. Une étude structurale dans les autres carrières de la région (i.e. La Madeleine, Villeneuve les Maguelonne) pourrait révéler ces failles normales décamétriques.

Une meilleure caractérisation du régime de contraintes, à l'Albien dans cette région, apporterait un élément essentiel dans le schéma géodynamique du sud de la France. On note que la direction d'extension NE-SW déduite de notre étude est cohérente avec la zone du rifting pyrénéen (LAGABRIELLE *et al.*, 2010) et le rift Sud -Provençal (FOURNIER *et al.*, 2016).

La **déferri-fication** dans le gisement bauxitique est interprétée en deux phases : 1 - une première phase précoce après le dépôt de la couverture riche en matière organique qui aurait induit la formation d'acides organiques, mobilisateurs en fer et ensuite le retour en eau du système a mené à la précipitation de goethite, et 2 - une seconde phase plus tardive, quand le matériel s'est

induré avec la formation de fractures, utilisées comme drains par un fluide mobilisateur. Peu d'évidences de terrain permettent de caractériser le type de fluide. De plus, il n'y a aucune indication que le fer mobilisé à travers les fractures, après l'induration de la bauxite, soit précipité ailleurs dans le gisement. Il serait intéressant de vérifier à l'extérieur du bassin, si le système de joints N060 a permis d'évacuer le fer le long de ces fractures. Au nord-est du bassin, le long de la grande faille normale NE-SW, le Jurassique supérieur (Oxfordien) est décrit comme une série carbonatée avec des concrétions ferrugineuses (GOTTIS, 1967). Il n'est pas précisé de quel type de concrétions il s'agit (in situ ou non). Il serait intéressant de vérifier s'il ne s'agit pas de concrétions issues de la mobilisation du fer, en datant par exemple la précipitation de l'hématite.

D'un point de vue plus appliqué au gisement, une analyse plus poussée des résultats de géostatistique devrait préciser **la stationnarité dans le bassin**. En effet, notre étude semble montrer que le sud-est du bassin (au-delà d'une transversale au niveau de Villeveyrac) est régi par une structuration légèrement différente. Les failles orientées NW-SE sont relayées par une faille de transfert NE-SW. De plus, 55% des puissances nulles sont principalement localisées dans cette zone, malgré son extension réduite. Enfin, si la partie nord exprime bien les deux structurations du variogramme omnidirectionnel général, la partie sud est beaucoup moins bien structurée. Si l'exploitation du gisement devait se poursuivre dans la partie sud, il serait nécessaire de comprendre les raisons de ces différences.

La thèse s'inscrit dans un **projet de mine souterraine** envisagé par l'industriel SODICAPEI au niveau du lac de l'Olivet. Tout d'abord, pour l'exploitation, il est nécessaire de connaître la résistance de la couverture afin d'éviter tout risque d'effondrement du toit. Les sondages carottés ont justement été réalisés dans cette zone. Notre étude sédimentologique montre que le toit est entièrement constitué d'alternances de séries marneuses et de grès très fins à matrice argilo-carbonatée. La couverture s'est déposée en comblant la topographie karstique, le toit est donc considéré comme régulier et suit la morphologie du synclinal. Cependant, la surface du mur est irrégulière en lien avec le paléolapiaz développé avant le dépôt mais aussi avec les effondrements NW-SE du bassin pendant le dépôt des bauxites. Le mur Jurassique est partiellement dolomitisé, cela a provoqué la formation d'un aquifère captif s'alimentant dans les reliefs au NW du bassin et se jetant dans le bassin de Thau au SE [Figure 7.151].

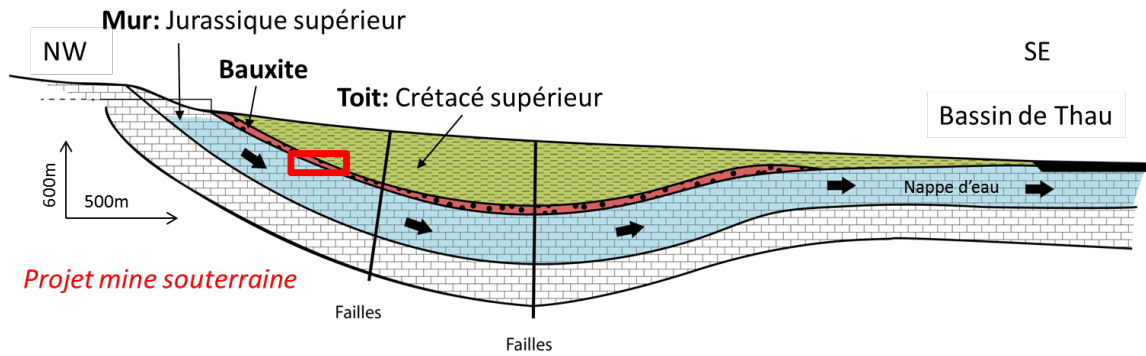


Figure 7.151 : Coupe simplifiée NW-SE du bassin de Villeveyrac modifié d'après (CREPEL, 2005).

Lors de l'exploitation, le mur substratum est rarement atteint afin d'éviter tout risque lié à un échappement de nappe. Notre étude sur la morphologie du substratum permet d'appréhender la morphologie en tout point de l'espace.

Le projet de mine souterraine (en gris sur la Figure 7.152) est localisé sur un haut topographique (au-dessus de la surface modélisée) à environ 200m de profondeur. Les analyses géostatistiques montrent une estimation de la puissance minéralisée à d'environ 4.5m. Cependant, de nombreuses failles sont identifiées dans cette zone, avec notamment les failles NW-SE mais aussi les failles normales NE-SW, associées à l'ouverture du Golfe du Lion.

Suite à notre étude, nous conseillons de localiser la mine plus au sud, dans le hanging-wall de la faille NW-SE du bassin d'effondrement. Le mur est plus profond (400m), mais la puissance minéralisée est estimée aux alentours de 7.75m. De plus, la connaissance de la profondeur du substratum est estimée en tout point, dorénavant associée à une erreur d'estimation, limitant ainsi le risque d'échappement de nappe et l'ennoiement de l'installation.

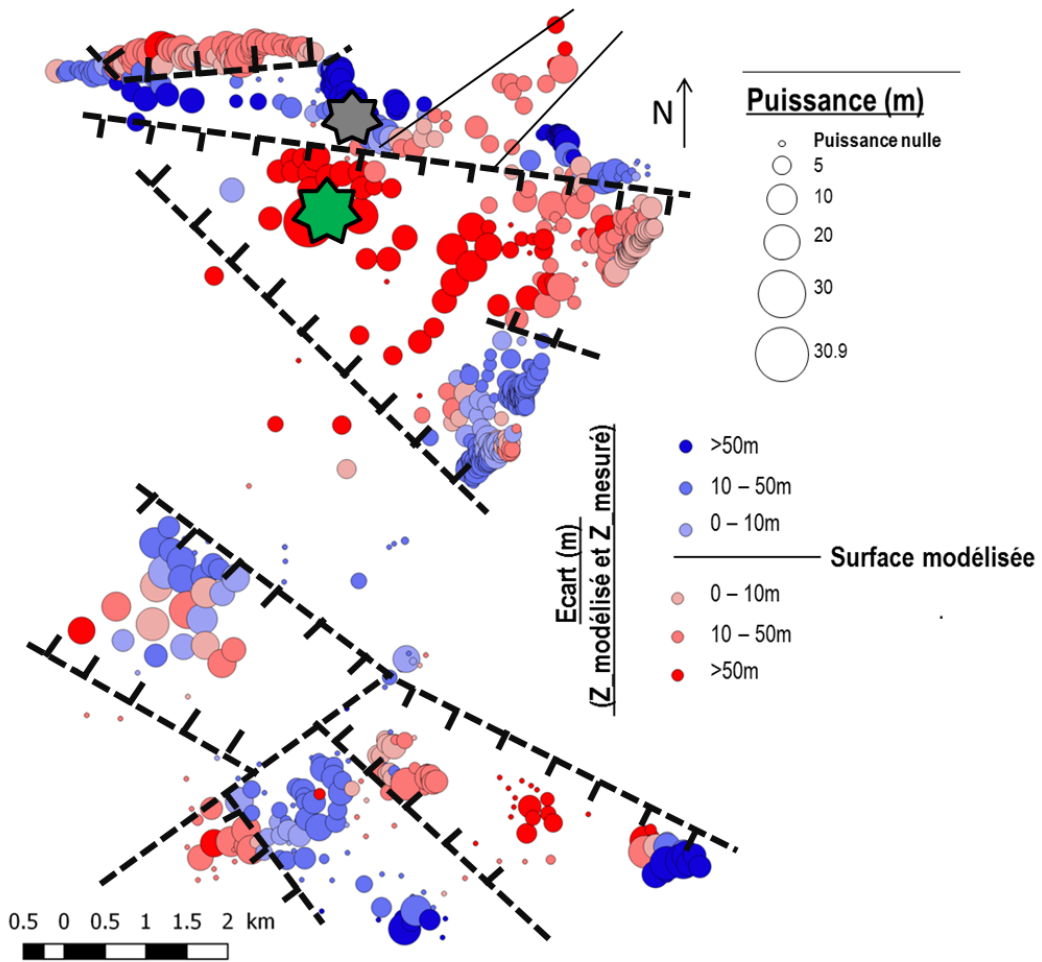


Figure 7.152 : Carte des estimations de la profondeur du mur. La puissance est proportionnelle à la taille des pastilles. En gris : projet de mine souterraine, en vert: notre recommandation.

Références

- VAN ACHTERBERG E., BUTT C., JACKSON S. & GRIFFIN W., 2001. – LA-ICP-MS in the Earth Sciences, data reduction software for LA-ICP-MS : appendix. *Short Course Ser.*, **29** : 239–243.
- ALABOUVETTE B., BERGER G., DEMANGE M. & GUERANZE-LOZES J., 2001. – Carte géologique de France au 1/250000 - Feuille de Montpellier - 38.
- ALEVA G. J. J., 1994. – *Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry*. Wageningen : International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), 169 p.
- ALLMENDINGER R. W., CARDOZO N. & FISHER D. N., 2012. – *Structural geology algorithms : vectors and tensors*. Cambridge University Press, 289 p.
- AMOUROUX G., 2003. – *Corrélations Géodynamiques Des Carbonates Du Crétacé Basal De La Bordure Sud Cévenole. Diplôme d'Etudes Approfondies*. Université de Montpellier 2. 39p.
- ANCEY C., 2013. – *Mudflow*. Dans : Bobrowsky PT. *Encyclopedia of Natural Hazards*. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 706–706. doi : 10.1007/978-1-4020-4399-4_246.
- VAN ANDEL T. H., 2000. – PARRISH, J. T. 1999. Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record. Perspectives in Paleobiology and Earth History Series. *Geological Magazine*, **137** (1) : 97–106, doi : 10.1017/S0016756800213666.
- ARNAUD H., FERRY S. & MASSE J.-P., 1984. – *Crétacé inférieur, Planche Ci7. Ed. par Debrand-Passard S. et Courbouleix S.* (126). BRGM Orléans.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M.-A., COTILLON P., FERRY S., MASSE J.-P. & PEYBERNES B., 1979. – *Paléogéographie des calcaires urgoniens du sud de la France*. *Géobios*, **3**, Lyon, 363–383 p.
- ARTHAUD F. & LAURENT P., 1995. – Stress, deformation and displacement within the North-Pyrenean foreland of the Mediterranean Languedoc. *Geodinamica Acta*, **8** (3) : 142–157 doi : 10.1080/09853111.1995.11105386.
- ARTHAUD F. & MATTAUER M., 1969. – Sur les décrochements NE-SW senestres, contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C. R. Somm. géol. Paris*, **8** : 290–291.
- ARTHAUD F. & MATTE P., 1975. – Les décrochements tard-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25** : 139–171.
- ., 1977. – Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **(7) t. XIX** (4) : 833–840.
- ARTHAUD F. & SEGURET M., 1981. – Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7** (23) : 51–63.

ARTHUR M. A., DEAN W. E. & SCHLANGER S. O., 1985. – *Variations in the Global Carbon Cycle During the Cretaceous Related to Climate, Volcanism, and Changes in Atmospheric CO₂*. Dans : *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysical Union (AGU), p. 504–529. doi : 10.1029/GM032p0504.

AUBERT I., LAMARCHE J. & LÉONIDE P., 2019. – Deciphering background fractures from damage fractures in fault zones and their effect on reservoir properties in microporous carbonates (Urgonian limestones, SE France). *Petroleum Geoscience*, : petgeo2019-010 doi : 10.1144/petgeo2019-010.

AUDRA P., MOCOCHAIN L., CAMUS H., GILLI E., CLAUZON G. & BIGOT J.-Y., 2004. – The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the French Mediterranean. *Geodinamica Acta*, **17** (6) : 27–38.

AZAMBRE B., 1970. – Les monchiquites et autres roches basiques intrusives accompagnant les syénites néphéliniques des Corbières. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **271** : 641–643.

BARBARAND J., LUCAZEAU F., PAGEL M. & SERANNE M., 2001. – Burial and exhumation history of the south-eastern Massif central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, **335** : 275–290.

BARDOSSY G., 1982. – *Karst bauxites bauxites deposits on carbonate rocks*. Elsevier Science, 440 p.

BARDOSSY G., 1997. – Berthier, les Baux et l'histoire de la bauxite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **324** (12) : 1031–1040 doi : 10.1016/S1251-8050(97)83989-4.

BARDOSSY G. & ALEVA G. J. J., 1990. – *Lateritic Bauxites*. Elsevier, 624 p.

BÁRDOSSY G. & COMBES P.-J., 1999. – *Karst bauxites: interfingering of deposition and paleoweathering*. Dans : *Special Publication International Association of Sedimentologists*. , p. 189–206.

BARDOSSY G. & DERCOURT J., 1990. – Les gisements de bauxites téthysiens (Méditerranée, Proche et Moyen Orient) ; cadre paléogéographique et contrôles génétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **VI** (8) : 869–888.

BÁRDOSSY G. & KOVÁCS Ó., 1995. – A multivariate statistical and geostatistical study on the geochemistry of allochthonous karst bauxite deposits in Hungary. *Nonrenewable Resources*, **4** (2) : 138–153 doi : 10.1007/BF02259037.

BARNETT-MOORE N., HOSSEINPOUR M. & MAUS S., 2016. – Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*, **35** (8) : 1843–1862 doi : 10.1002/2015TC004019.

BARRON E. J., 1983. – A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Science Reviews*, **19** (4) : 305–338 doi : 10.1016/0012-8252(83)90001-6.

BEAUCHAMP J., 2005. – Les argiles. *Université de Picardie Jules Verne*, <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/argiles.htm>.

BEAUDRIMONT A. F. & DUBOIS P., 1977. – Un bassin mésogéen du domaine peri-alpin : le sud-est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **1** (1) : 261–308.

- BENEDICTO A., 1996. – *Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (Partie Nord), sud-est de la France*. [Thèse de Doctorat], Montpellier 2, 242 p.
- BENEDICTO A., LABAUME P., SEGURET M. & SERANNE M., 1996. – Low-angle crustal ramps and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin : oligocene-aquitainian Vistenque Graben, SE France. *Tectonics*, **15** (6) : 1192–1212.
- BERGER G., ALABOUVETTE B., BESSIERE G., BILOTTE M., CROCHET B., DUBAR M. & MARCHAL J.-P., 1997. – Carte Géologique De La France À 1/50 000, Feuille De Tuchan - 1078.
- BERGER G., FEIST R. & FREYTET P., 1981. – Carte géologique de France au 1/50000 - Feuille de Pézenas - 1015
- BERNER R., LASAGA A. & GARRELS R., 1983. – The Carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, **283** : 641–683.
- BESTANI L., ESPURT N., LAMARCHE J., FLOQUET M., PHILIP J., BELLIER O. & HOLLENDER F., 2015. – Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **186** (4–5) : 223–241.
- BIRKELAND P. W., 1984. – *Soils and geomorphology*. New-York : Oxford University Press, 372 p.
- BOGATYREV B. A. & ZHUKOV V. V., 2009. – Bauxite provinces of the world. *Geology of Ore Deposits*, **51** (5) : 339–355 doi : 10.1134/S1075701509050018.
- BOILLOT G. & MONTADERT L., 1984. – *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, 204 p.
- BONI M., REDDY S. M., MONDILLO N., BALASSONE G. & TAYLOR R., 2012. – A distant magmatic source for Cretaceous karst bauxites of Southern Apennines (Italy), revealed through SHRIMP zircon dating. *Terra Nova*, **24** : 326–332.
- BONIJOLY D., PERRIN J., ROURE F., BERGERAT F., COUREL L., ELMI S., MIGNOT A. & GPF-TEAM., 1996. – The Ardèche Paleomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic Evolution of a Part of the Tethyan Continental Margin. *Marine and Petroleum Geology*, **13** : 607–623.
- BOSCH D., GARRIDO C., BRUGUIER O., DHUIME B., BODINIER J.-L., PADRÒN-NAVARTA J. A. & GALLAND B., 2011. – Building an island-arc crustal section: Time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters*, **309** (3) : 268–279 doi : 10.1016/j.epsl.2011.07.016.
- BOUFEKANE A. & SAIGHI O., 2019. – Assessing groundwater quality for irrigation using geostatistical method – Case of wadi Nil Plain (North-East Algeria). *Groundwater for Sustainable Development*, **8** : 179–186 doi : 10.1016/j.gsd.2018.11.003.
- BOUILLIN J.-P., DURAND-DELGA M. & OLIVIER P., 1986. – *Betic-Rifain and Tyrrhenian Arcs: Distinctive Features, Genesis and Development Stages*. In: *The Origin of Arcs* (Ed. by F. Wezel) **21**, 281–304 p.
- BOURQUIN S., BERCOVICI A., LÓPEZ-GÓMEZ J., DIEZ J. B., BROUTIN J., RONCHI A., DURAND M., ARCHÉ A., LINOL B. & AMOUR F., 2011. – The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **299** (1) : 265–280 doi : 10.1016/j.palaeo.2010.11.007.

- BOWEN N. L., 1922. – The Reaction Principle in Petrogenesis. *The Journal of Geology*, **30** (3) : 177–198.
- BOWN T. M. & KRAUS M. J., 1987. – Integration of channel and floodplain suites. I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57** (4) : 587–601.
- BRICHAU S., RESPAUT J.-P. & MONIÉ P., 2008. – New age constraints on emplacement of the Cévenol granitoids, South French Massif Central. *International Journal Earth Science*, **97** : 725–738.
- BRIMHALL G. H. & DIETRICH W. E., 1987. – Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51** (3) : 567–587 doi : 10.1016/0016-7037(87)90070-6.
- BRINDLEY G. W. & BROWN G., 1984. – *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. London : Mineralogical Society, Clay Minerals Group, 495p.
- BRIQUEU L. & BRUGUIER O., 2003. – Les Matériaux Silico-Clastiques Des Sédiments Crétacés Du Bassin Sud-Est De La France Proviennent Du Démantèlement De Formations Protérozoïques : Évidence Par La Datation U/Pb De Leurs Zircons Détritiques. Congrès Français de Sédimentologie, Association des Sédimentologues Français, Bordeaux .
- BRIQUEU L., BRUGUIER O., DHUIME B. & SERANNE M., 2003. – Ablation de la couverture sédimentaire du Massif Central lors de la surrection crétacée : Évidences par l'étude U/Pb des zircons détritiques des formations silico-clastiques de l'Albien supérieur de la vallée du Rhône. Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale, Paris SGF 5-6 .
- BRUGUIER O., 1998. – *Datation U-Pb Sur Monocrystal De Zircons Abrasé Du Bassins Sud-Est De La France (Gard Rhôdanien)*. ADNRA, unpublished rapport.
- BRUGUIER O., BECQ-GIRAUDON J. F., CHAMPENOIS M., DELOULE E., LUDDEN J. & MANGIN D., 2003. – Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, **201** (3) : 319–336.
- BRUGUIER O., BOSCH D., CABY R., VITALE-BROVARONE A., FERNANDEZ L., HAMMOR D., LAOUAR R., OUABADI A., ABDALLAH N. & MECHATI M., 2017. – Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: Insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). *Earth and Planetary Science Letters*, **474** : 215–225 doi : 10.1016/j.epsl.2017.06.043.
- BRUXELLES L., 2001. – *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central: Causes de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault)*. Evolution morphogénétique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. [Thèse de Doctorat] Université d'Aix Marseille I, 245 p.
- BUCCIONE R., MONGELLI G., SINISI R. & BONI M., 2016. – Relationship between geometric parameters and compositional data: A new approach to karst bauxites exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **169** : 192–201 doi : 10.1016/j.gexplo.2016.08.002.
- BUDYKO M. I., RONOV A. B. & YANSHIN A. L., 1987. – *History of the Earth's atmosphere*. Springer-Verlag Berlin, 139 p.

- BUOL S. X., SOUTHARD R. J., GRAHAM R. C. & MCDANIEL P. A., 2003. – *Soil genesis and classification*. 5th éd., Ames, Iowa : Iowa State Press, 544 p.
- BURROUGH P. A., 1986. – Principles of geographical information systems for land resources assessment. *Geocarto International*, **1** (3) : 54–54 doi : 10.1080/10106048609354060.
- BUTT C. R. M., LINTERN M. J. & ANAND R. R., 2000. – Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain — implications for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews*, **16** (3) : 167–183 doi : 10.1016/S0169-1368(99)00029-3.
- CARDOZO N. & ALLMENDINGER R. W., 2013. – Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, **51** : 193–205 doi : 10.1016/j.cageo.2012.07.021.
- CASTRO GÁMEZ A. F., RODRÍGUEZ MAROTO J.-M. & VADILLO PÉREZ I., 2019. – Quantification of methane emissions in a Mediterranean landfill (Southern Spain). A combination of flux chambers and geostatistical methods. *Waste Management*, **87** : 937–946 doi : 10.1016/j.wasman.2018.12.015.
- CÉLÉRIER B., 1995. – Tectonic regime and slip orientation of reactivated faults. *Geophysical Journal International*, **121** (1) : 143–161 doi : 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03517.x.
- CÉLÉRIER B., 2017. – FSA software available at <http://www.celerier.gm.univ-montp2.fr/>.
- CHAMLEY H., 1989. – *Clay Minerals*. Dans : *Clay Sedimentology*. Springer, p. 3–20.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C., ALABOUVETTE B., BARFETY J.-C., CECCA F., CLOZIER L., DEBRAND-PASSARD S., DUBREUILH J., FEYBESSE J. L., GUENOC P., LEDRU P., ROSSI P. & TERNET Y., 1996. – Carte Géologique De La France À L'échelle Du Millionième - 6eme Édition. .
- CHANVRY E., 2016. – *Caractérisation et facteurs de contrôle des distributions minéralogiques du Bassin Piggyback de Graus-Tremp-Ainsa (Espagne), à l'Eocène Inférieur*, [Thèse de Doctorat]. Université de Lyon, 457 p.
- CHARBONNIER V., 2013. – Vicat veut exploiter une mine souterraine dans l'Hérault available at : <https://www.lesechos.fr/2013/08/vicat-veut-exploiter-une-mine-souterraine-dans-lherault-326726>. *Les Echos*, 06/08/2013 .
- CHENOT E., DECONINCK J.-F., PUCÉAT E., PELLENARD P., GUIRAUD M., JAUBERT M., JARVIS I., THIBAUT N., COCQUEREZ T., BRUNEAU L., RAZMJOOEI M. J., BOUSSAHA M., RICHARD J., SIZUN J.-P. & STEMMERIK L., 2018. – Continental weathering as a driver of Late Cretaceous cooling: new insights from clay mineralogy of Campanian sediments from the southern Tethyan margin to the Boreal realm. *Global and Planetary Change*, **162** : 292–312 doi : 10.1016/j.gloplacha.2018.01.016.
- CIOBANU C. L., WADE B. P., COOK N. J., SCHMIDT MUMM A. & GILES D., 2013. – Uranium-bearing hematite from the Olympic Dam Cu–U–Au deposit, South Australia: A geochemical tracer and reconnaissance Pb–Pb geochronometer. *Precambrian Research*, **238** : 129–147 doi : 10.1016/j.precamres.2013.10.007.
- CLAUZON G., 1979. – Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paleogeographique du bassin profond de desiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **29** (1–2) : 15–40.
- COIMBRA HORBE A. M. & ANAND R. R., 2011. – Bauxite on igneous rocks from Amazonia and Southwestern of Australia: Implication for weathering process. *Journal of Geochemical Exploration*, **111** (issues 1-2) : 1–12 doi : 10.1016/j.gexplo.2011.06.003.

- COJAN I. & RENARD M., 2013. – *Sédimentologie*. 3ème édition., Paris : Dunod, 482p.
- COLEMAN A. J., JACKSON C. A. L., DUFFY O. B. & NIKOLINAKOU M. A., 2018. – How, where, and when do radial faults grow near salt diapirs? *Geology*, **46** (7) : 655–658 doi : 10.1130/G40338.1.
- COMBES P.-J., 1969. – *Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France)*. Mémoires du centre d'étude et de recherches géologiques et hydrogéologiques, Fondation CERGA, Montpellier, 342 p.
- ., 1990. – Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. **4** : 91–109.
- COMBES P.-J. & BARDOSSY G., 1994. – Typologie et contrôle géodynamique des bauxites téthysiennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318** (série II) : 359–366p.
- COMBES P.-J. & BARDOSSY G., 1995. – *Geodynamics of bauxites in the Tethyan realm*. Dans : *The Tethys Ocean*. Springer, p. 347–365.
- COMBES P.-J., GLAÇON G., GREKOFF N., MEDUS J. & SIGAL J., 1973. – Etude micropaléontologique d'une argilite associée à la bauxite de Bédarieux (Hérault, France). Nouvelles données sur l'âge de mise en place du minerai. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **t.276** : 1669–1672.
- COMBES P.-J. & PEYBERNES B., 1981. – Le gisement de la Combe de Lé (Pyrénées ariégeoises) : descriptions, observations et remarques nouvelles sur une bauxite de type Ariège à mise en place polyphasée. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **74** (3) : 587–602.
- COSGROVE J. W., 2015. – The association of folds and fractures and the link between folding, fracturing and fluid flow during the evolution of a fold–thrust belt: a brief review. *Geological Society, London, Special Publications*, **421** (1) : 41 doi : 10.1144/SP421.11.
- COURTNEY-DAVIES L., TAPSTER S. R., CIOBANU C. L., COOK N. J., VERDUGO-IHL M. R., EHRIG K. J., KENNEDY A. K., GILBERT S. E., CONDON D. J. & WADE B. P., 2019. – A multi-technique evaluation of hydrothermal hematite UPb isotope systematics: Implications for ore deposit geochronology. *Chemical Geology*, **513** : 54–72 doi : 10.1016/j.chemgeo.2019.03.005.
- COUZINIÉ S., LAURENT O., CHELLE-MICHOUCHE C., BOUILHOL P., PAQUETTE J.-L., GANNOUN A. M. & MOYEN J.-F., 2019. – Detrital zircon U–Pb–Hf systematics of Ediacaran metasediments from the French Massif Central. *Consequences for the crustal evolution of the north Gondwana margin*, **324** : 269–284 doi : 10.1016/j.precamres.2019.01.016.
- CREPEL G., 2005. – *Les bauxites du Languedoc Roussillon*. Montpellier : EDISUD. 476p.
- DAG A. & MERT B. A., 2008. – Evaluating Thickness of Bauxite Deposit Using Indicator Geostatistics and Fuzzy Estimation. *Resource Geology*, **58** (2) : 188–195 doi : 10.1111/j.1751-3928.2008.00055.x.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A., 1995. – Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **88** (3) : 453–499.
- DEBROAS E. J., 1990. – Le flysch noir albo-cenomanien témoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyréenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **VI** (2) : 273–285 doi : 10.2113/gssgfbull.VI.2.273.
- DECONINCK J. & CHAMLEY H., 1995. – Diversity of smectite origins in Late Cretaceous sediments: example of chalks from northern France. *Clay Minerals*, **30** (4) : 365–379.

DECONINCK J. F., AMEDRO F., FIOLET-PIETTE A., JUIGNET P., RENARD M. & ROBASYNSKI F., 1991. – Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomanién du Boullais et du Pays de Caux. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **1** : 57–66.

DEMANGEON P., 1965. – Sur La Présence Et La Signification Probable Des Minéraux Du Massif Central Dans Les Bauxites De L'isthme Durancien. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **261** : 2685–2688.

DIERCKX P., 1993. – *Curve and Surface Fitting with Splines*. New York, NY, USA : Oxford University Press, Inc., 285 p.

DIKO L., VERVOORT A. & VERGAUWEN I., 2001. – Geostatistical modelling of lateritic bauxite orebodies in Surinam: effect of the vertical dimension. *Journal of Geochemical Exploration*, **73** (3) : 131–153 doi : 10.1016/S0375-6742(01)00172-8.

DUBOIS P. & DELFAUD J., 1989. – *Le Bassin du Sud-Est. IN: Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. Technip., Association des Sédimentologues Français, 277–297 p.

DUCHAUFOR P., 1982. – *Pedology : Pedogenesis and Classification. Translated from the French by T.R. Patron*. London : Allen & Unwin. 448p.

ECHTLER H., 1990. – Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, Southern French Massif Central). *Tectonophysics*, **177** (1-) : 109–123.

ERHART H., 1956. – *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*. Paris : Masson, 88 p.

---., 1966. – Bio-rhexistase, biostase évolutives, hétérostase. Importance de ces notions en géologie minière exogène. *C. R. Acad. Sci. Paris Série D*, **263** (16) : 1048–1051.

FAURE M., 1995. – Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, **14** (1) : 132–153 doi : 10.1029/94TC02021.

FAURE M., BE MEZEME E., COCHERIE A., ROSSI P., CHEMENDA A. & BOUTELIER D., 2008. – Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Tectonics*, **27** (TC2005) : 1–19.

FAURE M., LARDEAUX J.-M. & LEDRU P., 2009. – A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Geoscience*, **341** (2–3) : 202–213.

FITZPATRICK R. W., 1988. – *Iron Compounds as Indicators of Pedogenic Processes: Examples from the Southern Hemisphere*. Dans : Stucki JW, Goodman BA, Schwertmann U. *Iron in Soils and Clay Minerals*. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 351–396. doi : 10.1007/978-94-009-4007-9_13.

FÖLLMI K. B., 2012. – Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, **35** : 230–257 doi : 10.1016/j.cretres.2011.12.005.

FÖLLMI K. B., WEISSERT H. & LINI A., 1993. – *Nonlinearities in phosphogenesis and phosphorus-carbon coupling and their implications for global change*. Dans : *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change*. Springer, p. 447–474.

FOURNIER F., TASSY A., THINON I., MÜNCH P., CORNÉE J.-J., BORGOMANO J., LEONIDE P., BESLIER M.-O., FOURNILLON A., GORINI C., GUENOC P., OUDET J., RABINEAU M., SAGE F. & TOULLEC R., 2016. – Pre-

Pliocene tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf (eastern Gulf of Lion, SE France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **187** (4-5) : 187-216.

FRAKES L., 1979. – *Climates throughout geologic time*. Elsevier Publishing Company, 310 p.

GALLOWAY W., 1989. – Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *AAPG Bulletin*, **73** (2) : 125-142 doi : 10.1306/703C9AF5-1707-11D7-8645000102C1865D.

GARRELS R., 1960. – *Mineral Equilibria at Low Temperature and Pressure*. Harvard University : Harper & Brothers, 254 p.

GAUCHER G., 1981. – *Les facteurs de la pédogenèse. Traité de pédologie agricole*. G. Lelotte-Dison, Belgique. **tome II**, 730p.

GAYTE D., 1984. – *Le Valanginien Et L’hauterivien De La Bordure Cévenole Méridionale - Biostratigraphie, Paléontologie, Sédimentologie*. Lyon : Claude Bernard, 147 p.

GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J. & GRÜNENFELDER M., 1981. – U- Pb Zircon and Monazite Dating of a Mafic-Ultramafic Complex and its country rocks Example : Sauviat-sur-Vige, French Central Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76** : 292-300.

GEE D. G. & STEPHENSON R. A., 2006. – *The European Lithosphere: An Introduction*. In: *European Lithosphere Dynamics (Ed. by D. G. Gee & R. Stephenson)*. The Geological Society of London, 1-9 p.

GEHRELS G., 2014. – Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics. *Annual Review Earth Planet Science*, **42** : 127-149.

GHIORSE W. C., 1984. – Biology of iron- and manganese-depositing bacteria. *Annual Review of Microbiology*, **38** (1) : 515-550 doi : 10.1146/annurev.mi.38.100184.002503.

GIGNOUX M., 1925. – *Géologie stratigraphique*. Masson, 573 p.

GIRAUD F., REBOULET S., DECONINCK J.-F., MARTINEZ M., CARPENTIER A. & BRÉZIAT C., 2013. – The Mid-Cenomanian Event in southeastern France: Evidence from palaeontological and clay mineralogical data. *Cretaceous Research*, **46** : 43-58 doi : 10.1016/j.cretres.2013.09.004.

GOLDICH S. S., 1938. – A Study in Rock-Weathering. *The Journal of Geology*, **46** (1) : 17-58 doi : 10.1086/624619.

GOLDSCHMIDT V. M., 1937. – The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. The seventh Hugo Müller Lecture, delivered before the Chemical Society on March 17th, 1937. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, (0) : 655-673 doi : 10.1039/JR9370000655.

GOTTIS M., 1967. – Carte géologique de France au 1/50000 - Feuille de Sète - 1016.

GRAY M. B. & NICKELSEN R. P., 1989. – Pedogenic slickensides, indicators of strain and deformation processes in redbed sequences of the Appalachian foreland. *Geology*, **17** (1) : 72-75 doi : 10.1130/0091-7613(1989)017<0072:PSIOSA>2.3.CO;2.

GRYNYSHYNA-POLIUGA O., 2019. – Characteristic of modelling spatial processes using geostatistical analysis. *Advances in Space Research*, **64** (2) : 415-426 doi : 10.1016/j.asr.2019.04.020.

- GU J., HUANG Z., FAN H., YE L. & JIN Z., 2013. – Provenance of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan–Zheng’an– Daozhen area, Northern Guizhou Province, China: LA-ICP-MS and SIMS U–Pb dating of detrital zircons. *Journal of Asian Earth Sciences*, **70–71** : 265–282.
- GUENNOC P., DEBEGLIA N., GORINI C., LE MARREC A. & MAUFFRET A., 1994. – Anatomie D’une Marge Passive Jeune (Golfe Du Lion - Sud France): Apports Des Données Géophysiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **18** : 33–57.
- GUILLOCHEAU F., SIMON B., BABY G., BESSIN P., ROBIN C. & DAUTEUIL O., 2018. – Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. *Gondwana Research*, **53** : 82–98.
- GUIRAUD M. & SEGURET M., 1987. – Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluviodeltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, **29** : 123–136 doi : 10.1144/GSL.SP.1987.029.01.11.
- GUNTHER D. & A. HEINRICH C., 1999. – Comparison of the ablation behaviour of 266 nm Nd:YAG and 193 nm ArF excimer lasers for LA-ICP-MS analysis. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **14** (9) : 1369–1374 doi : 10.1039/A901649J.
- GUYONNET-BENAIZE C., LAMARCHE J., MASSE J.-P., VILLENEUVE M. & VISEURS S., 2010. – 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics*, **50** (2) : 81–93.
- HALLAM A., GROSE J. A. & RUFFELL A. H., 1991. – Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **81** (3) : 173–187 doi : 10.1016/0031-0182(91)90146-I.
- HANDY M. R., SCHMID S. M., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D., 2010. – Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Science Reviews*, **102** (3–4) : 121–158.
- HAQ B. U., 2014. – Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, **113** : 44–58 doi : 10.1016/j.gloplacha.2013.12.007.
- HARDY R. G. & TUCKER M., 1988. – *X-ray powder diffraction of sediments*. Dans : *Techniques in sedimentology*. Chapitre 7, 191- 228 .
- HARDY S. & MCCLAY K., 1999. – Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding. *Journal of Structural Geology*, **21** (7) : 695–702 doi : 10.1016/S0191-8141(99)00072-3.
- HERRINGTON R., MONDILLO N., BONI M., THORNE R. & TAVLAN M., 2016. – *Bauxite and Nickel-Cobalt Lateritic Deposits of the Tethyan Belt*. Dans : Richards JP. *Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt*. Society of Economic Geologists **19**, 349-387.
- HEUBERGER S., CÉLÉRIER B., BURG J.-P., CHAUDHRY N. M., DAWOOD H. & HUSSAIN S., 2010. – Paleostress regimes from brittle structures of the Karakoram–Kohistan Suture Zone and surrounding areas of NW Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **38** (6) : 307–335 doi : 10.1016/j.jseaes.2010.01.004.
- VAN HINSBERGEN D. J., SPAKMAN W., VISSERS W. & MEER R. L. M., 2017. – Assessing Discrepancies between Previous Plate Kinematic Models of Mesozoic Iberia and Their Constraints; Discussion. *Tectonics*, **36** : 3277–3285.

HUSSON E., 2013. – *Interraction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification*. [Thèse de Doctorat] Montpellier, 318 p.

HUSSON E., GUILLEN A., SÉRANNE M., COURRIOUX G. & COUËFFÉ R., 2018. – 3D Geological modelling and gravity inversion of a structurally complex carbonate area: application for karstified massif localization. *Basin Research*, **30** (4) : 766–782 doi : 10.1111/bre.12279.

HUSSON E., SÉRANNE M., COMBES P.-J., CAMUS H., PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J. & MEINTE-DOBRIECU M., 2012. – Marine karstic infillings : evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **183** (5) : 425–441.

IVERSON R. M., 1997. – The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, **35** (3) : 245-296.

JACKSON S. E., PEARSON N. J., GRIFFIN W. L. & BELOUSOVA E. A., 2004. – The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211** (1) : 47–69 doi : 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.

JAMMES S., MANATSCHAL G., LAVIER L. & MASINI E., 2009. – Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, **28** (4) : n/a-n/a doi : 10.1029/2008TC002406.

JEBRAK M. & MARCOUX E., 2008. – *Géologie des ressources minérales*. Denis Lefebvre, 685 p.

KÄMPF N. & SCHWERTMANN U., 1983. – Goethite and hematite in a climosequence in a southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, **96** : 27–39.

KNAUST D., 2018. – The ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1955. *Earth-Science Reviews*, **177** : 386–403 doi : 10.1016/j.earscirev.2017.11.023.

KRAUS M. J., 1999. – Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, **47** (1) : 41–70 doi : 10.1016/S0012-8252(99)00026-4.

KÜBLER B. & GOY-EGGENBERGER D., 2001. – La cristallinité de l'illite revisitée: un bilan des connaissances acquises ces trente dernières années. *Clay Minerals*, **36** (2) : 143 doi : 10.1180/000985501750177898.

KÜBLER B. & JABOYEDOFF M., 2000. – Illite crystallinity CR. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **331** : 75–89 doi : 10.1016/S1251-8050(00)01395-1.

LACOMBE O. & JOLIVET L., 2005. – Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of Pyrenean orogeny. *Tectonics*, **24** (TC1003) : 1–20 doi : 10.1029/2004TC001673.

LAGABRIELLE Y. & BODINIER J.-L., 2008. – Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, **20** (1) : 11–21 doi : 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

LAGABRIELLE Y., LABAUME P. & MICHEL DE SAINT B., 2010. – Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, : 1–26.

LAJOINIE J.-P. & LAVILLE P., 1979. – *Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements.*, 146 p.

LAMARCHE J., LAVENU A. P. C., GAUTHIER B. D. M., GUGLIELMI Y. & JAYET O., 2012. – Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France). *Crustal Stresses, Fractures, and Fault Zones: The Legacy of Jacques Angelier*, **581** : 231–245 doi : 10.1016/j.tecto.2012.06.042.

LAPPARENT J., 1930. – *Les bauxites de la France méridionale*. Mém. Carte Géol. Fr., 186 p.

LARQUE P. & WEBER F., 1975. – *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X*. Université Louis Pasteur - Strasbourg. 34p.

LARSON R. L., 1991. – Geological consequences of superplumes. *Geology*, **19** (10) : 963–966 doi : 10.1130/0091-7613(1991)019<0963:GCOS>2.3.CO;2.

LAVILLE P., 1981. – La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. *Chronique de la Recherche Minière*, **461** : 51–68.

LEE BRAY., 2019. – Bauxite and Alumina. *Mineral Commodity Summaries*, **E [(703)]** : 648–4979,.

LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.-C., RUDKIEWICZ J.-L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P., 1986. – The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3** : 179–199.

LIN W., FAURE M., LI X.-H., CHU Y., JI W. & XUE Z., 2016. – Detrital zircon age distribution from Devonian and Carboniferous sandstone in the Southern Variscan Fold-and-Thrust belt (Montagne Noire, French Massif Central), and their bearings on the Variscan belt evolution. *Tectonophysics*, **677–678** : 1–33.

LINDSAY W. L., 1988. – *Solubility and Redox Equilibria of Iron Compounds in Soils*. Dans : Stucki JW, Goodman BA, Schwertmann U. *Iron in Soils and Clay Minerals*. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 37–62. doi : 10.1007/978-94-009-4007-9_3.

LOPEZ M. & MADER D., 1992. – Palaeoecological and palaeoenvironmental evolution of Permian and Triassic fluvial basins in Europe. Gustav Fischer Verlag Publisher : 72–73.

LOVLEY D. R., STOLZ J. F., NORD G. L. & PHILLIPS E. J. P., 1987. – Anaerobic production of magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism. *Nature*, **330** (6145) : 252–254 doi : 10.1038/330252a0.

LUDWIG K. R., 2003. – *User's Manual for Isoplot 3.00 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* /. Revised August 27, 2003., Berkeley CA : : Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 76 p.

LUKENS W. E., NORDT L. C., STINCHCOMB G. E., DRIESE S. G. & TUBBS J. D., 2018. – Reconstructing pH of Paleosols Using Geochemical Proxies. *The Journal of Geology*, **126** (4) : 427–449 doi : 10.1086/697693.

MACK G. H., JAMES W. C. & MONGER H. C., 1993. – Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, **105** (2) : 129–136.

MAERTEN L. & SÉRANNE M., 1995. – Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166** (6) : 739–749.

- MARCHAND E., SERANNE, MICHEL., BRUGUIER, OLIVIER. & VINCHES M., 2019. – LA-ICP-MS dating of detrital zircon grains from the Cretaceous allochthonous bauxites of Languedoc (south of France): Provenance and geodynamic consequences. *submitted*.
- MARGALEF A., CASTINEIRAS P., CASAS J. M., NAVIDAD M., MONTSERRAT L., LINNEMANN U., HOFMANN M. & GÄRTNER A., 2016. – Detrital zircons from the Ordovician rocks of the Pyrenees: Geochronological constraints and provenance. *Tectonophysics*, **681** : 11.
- MARRETT R. & ALLMENDINGER R. W., 1990. – Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, **12** (Issue 8) : 973–986.
- MARTÍNEZ F. J., DIETSCH C., ALEINIKOFF J., CIRÉS J., ARBOLEYA M. L., RECHE J. & GÓMEZ-GRAS D., 2016. – Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern Spain, based on zircon geochronology. *GSA Bulletin*, **128** (5–6) : 842–859 doi : 10.1130/B31316.1.
- MASSE J.-P. & PHILIP J., 1976. – Paléogéographie et tectonique du Crétacé inférieur à moyen en Provence. *Rev.Geogra.Phys.Géol.Dyn*, **2** : 49–66.
- MATHERON G., 1963. – Principles of geostatistics. *Economic Geology*, **58** (8) : 1246–1266 doi : 10.2113/gsecongeo.58.8.1246.
- MAUFFRET A., PASCAL G., MAILLARD A. & GORINI C., 1995. – Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12** (6) : 645–666 doi : 10.1016/0264-8172(95)98090-R.
- MELLETON J., COCHERIE A., FAURE M. & ROSSI P., 2010. – Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Research*, **17** (1) : 13–25 doi : 10.1016/j.gr.2009.05.007.
- MILLOT G., 1964. – *Géologie des argiles*. Masson, 499 p.
- MIGON P., 2004. – *Planation surfaces*, In: Goudie, A.S. (Ed.), Routledge, London, p. 788-792.
- MINDSZENTY A., 2016. – Bauxites : Feedbacks of System Earth at Greenhouse times. *Geologia Croatica*, **69** (1) : 79–87 doi : 10.4154/GC.2016.07.
- MOMO M., YEMEFACK M., TEMATIO P., BEAUVAIS A. & AMBROSI J.-P., 2016. – Distribution of duricrusted bauxites and laterites on the Bamiléké plateau (West Cameroon): Constraints from GIS mapping and geochemistry. *Catena*, **140** : 15–23 doi : 10.1016/j.catena.2016.01.010.
- MONGELLI G., BUCCIONE R. & SINISI R., 2015. – Genesis of autochthonous and allochthonous Apulian karst bauxites (Southern Italy): Climate constraints. *Sedimentary Geology*, **365** : 168–176.
- MONGIN D. & PEYBERNES B., 1980. – L'albien du chaînon de fontfroide (zone prepyreneenne, sud de la France): Observations paleoecologiques sur le gisement de fontcouverte par l'étude des mollusques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **32** : 227–246 doi : 10.1016/0031-0182(80)90042-5.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M. & THUIZAT R., 1986. – K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees : age and length of rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics*, **129** (1-4) : 257–273.

NAHON D., CAROZZI A. V. & PARRON C., 1980. – Lateritic weathering as a mechanism for the generation of ferruginous ooids. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50** (4) : 1287–1298 doi : 10.1306/212F7BD5-2B24-11D7-8648000102C1865D.

NAHON D. & TARDY Y., 1992. – *Chapter I.3 - The Ferruginous Laterites*. Dans : Butt CRM, Zeegers H. *Handbook of Exploration Geochemistry*. Elsevier Science B.V., p. 41–55. doi : 10.1016/B978-0-444-89095-5.50010-9.

NESBITT H. W., 1979. – Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279** (5710) : 206.

NESBITT H. W., 1992. – Diagenesis and metasomatism of weathering profile, with emphasis on Precambrian paleosols. *Weathering, Soils & Paleosols*, : 127–152.

NESBITT H. W. & YOUNG G. M., 1982. – Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299** (5885) : 715–717 doi : 10.1038/299715a0.

OLIVER M. A. & WEBSTER R., 1990. – Kriging: A method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, **4** (3) : 313–332 doi : 10.1080/02693799008941549.

OLIVET J. L., 1996. – Cinématique De La Plaque Ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20** : 131–195.

PADEL M., ALVARO J. J., CLAUSSEN S., GUILLOT F., POUJOL M., CHICHORRO M., MONCERET E., PEREIRA M. F. & VIZCAINO D., 2017. – Petrology, Geochemistry (Geochronology) U–Pb laser ablation ICP-MS zircon dating across the Ediacaran–Cambrian transition of the Montagne Noire, southern France. *Comptes Rendus Geoscience*, **349**, 380–390 .

PEDRO G., 1968. – Distribution des principaux types d'altération chimiques à la surface du globe. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, **X** (5) : 457–470p.

PEYAUD J.-B., BARBARAND J., CARTER A. & PAGEL M., 2005. – Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal Earth Science*, **94** : 462–474.

PEYBERNES B., 1982. – Evolution spatio-temporelle des plates-formes carbonatées et des bassins terrigènes dans le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. *Cretaceous Research*, **3** (1) : 57–68 doi : 10.1016/0195-6671(82)90007-6.

PFEIFER L. S., SOREGHAN G. S., POCHAT S., VAN DEN DRIESSCHE J. & THOMSON S. N., 2018. – Permian exhumation of the Montagne Noire core complex recorded in the Graissessac-Lodève Basin, France. *Basin Research*, **30** : 1–14 doi : 10.1111/bre.12197.

PHILIP H., MATTAUER M., BODEUR Y., SEGURET M., PUECH J. P. & MATTEI J., 1978. – Carte Géologique De La France Au 1/50 000. Feuille De St Martin De Londres - 963.

PHILIP J., MASSE J. P. & MACHHOUR L., 1987. – L'évolution Paléogéographique Et Structurale Du Front De Chevauchement Nord-Toulonnais Basse-Provence Occidentale (France). *Bulletin - Societe Geologique de France*, **III** : 541–550.

PIERSON T. C., 1980. – Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, **5** (3) : 227–247 doi : 10.1002/esp.3760050302.

PITRA P., POUJOL M., VAN DEN DRIESSCHE J. & POILVET J.-C., 2012. – Early Permian extensional shearing of an Ordovician granite: The Saint-Eutrope “C/S-like” orthogneiss (Montagne Noire, French Massif Central). *Comptes Rendus Geoscience*, **344** : 377–384.

POILVET J.-C., POUJOL M., PITRA P., VAN DEN DRIESSCHE J. & PAQUETTE J.-L., 2011. – The Montalet granite, Montagne Noire, France: An Early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. *Comptes Rendus Geoscience*, **343** : 454–461.

POUJOL M., PITRA P., VAN DEN DRIESSCHE J., TARTÈSE R., RUFFET G., PAQUETTE J.-L. & POILVET J.-C., 2017. – Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *International Journal Earth Science*, **106** : 477–500.

RETALLACK G. J., 1988. – Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper*, (216) : 31–64.

RETALLACK G. J., 2010. – Lateritization and Bauxitization Events. *Economic Geology*, **105** (3) : 655–667 doi : 10.2113/gsecongeo.105.3.655.

RETALLACK M., 1994. – *The Environmental Factor Approach to the Interpretation of Paleosols*. Dans : Amundson RR, Harden J, Singer M. *Factors of Soil Formation: A Fiftieth Anniversary Retrospective*. Madison, WI : Soil Science Society of America, p. 31–64. doi : 10.2136/sssaspepub33.c3.

RIGHI D. & MEUNIER A., 1995. – *Origin of Clays by Rock Weathering and Soil Formation*. Dans : Velde B. *Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment*. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, p. 43–161. doi : 10.1007/978-3-662-12648-6_3.

RIVES T., RAWNSLEY K. D. & PETIT J.-P., 1994. – Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. *Journal of Structural Geology*, **16** (3) : 419–429 doi : 10.1016/0191-8141(94)90045-0.

RODEN E. E. & WETZEL R. G., 2002. – Kinetics of microbial Fe(III) oxide reduction in freshwater wetland sediments. *Limnology and Oceanography*, **47** (1) : 198–211 doi : 10.4319/lo.2002.47.1.0198.

ROGER F., RESPAUT J.-P., BRUNEL M., MATTE P. & PAQUETTE J.-L., 2004. – Première datation U–Pb des orthogneiss ocellés de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque. *Comptes Rendus Geoscience*, **336** : 19–28.

ROGER F., TEYSSIER C., RESPAUT J.-P., REY P. F., JOLIVET M., WHITNEY D. L., PAQUETTE J.-L. & BRUNEL M., 2015. – Timing of formation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics*, **640–641** : 53–69.

ROYER D. L., 1999. – Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator? *Geology*, **27** (12) : 1123–1126.

RUFFELL A., PRICE G., MUTTERLOSE J., KESSELS K., EVGENY B. & GRÖCKE D., 2002. – Palaeoclimate indicators (clay minerals, calcareous nannofossils, stable isotopes) compared from two successions in the Late Jurassic of the Volga Basin (SE Russia). *Geological Journal*, **37** : 17–33 doi : 10.1002/gj.903.

RUIDONG Y., XUEYONG S., XIAO W. & XUEFENG W., 2012. – Impact of Conjugated Shear Joint of “X” Type on Macroscopic Karstification on the Basis of the Analysis of Google Earth Images. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, **86** (2) : 520–530 doi : 10.1111/j.1755-6724.2012.00679.x.

SABATINO N., FERRARO S., COCCIONI R., BONSIGNORE M., DEL CORE M., TANCREDI V. & SPROVIERI M., 2018. – Mercury anomalies in upper Aptian-lower Albian sediments from the Tethys realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **495** : 163–170 doi : 10.1016/j.palaeo.2018.01.008.

SCHAETZL R. J. & ANDERSON S., 2005. – *Soil-Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press, 817 p. doi : 10.1017/CBO9780511815560.

SCHEEPERS R. & ROZENDAAL A., 1993. – Redistribution and fractionation of U, Th and rare-earth elements during weathering of subalkaline granites in SW Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, **17** (1) : 41–50 doi : 10.1016/0899-5362(93)90021-H.

SCHEINOST A. C., 2005. – *METAL OXIDES*. Dans : Hillel D. *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Oxford : Elsevier, p. 428–438. doi : 10.1016/B0-12-348530-4/00194-6.

SCHELLMANN W., 1982. – Eine neue Lateritdefinition. **58** : 31-47 (in German).

---., 1986. – A new definition of laterite. *Geol. Survey India Mem*, **120** : 1–7.

SCHETTINO A. & TURCO E., 2011. – Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *GSA Bulletin*, **123** (1–2) : 89–105 doi : 10.1130/B30064.1.

SCHLANGER S. O. & JENKYN H., 1976. – *Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and consequences*. Géologie en Minjnbouw, **55** (3-4), 179-184

SCHWERTMANN U., 1988. – *Occurrence and Formation of Iron Oxides in Various Pedoenvironments*. Dans : Stucki JW, Goodman BA, Schwertmann U. *Iron in Soils and Clay Minerals*. Dordrecht : Springer Netherlands, p. 267–308. doi : 10.1007/978-94-009-4007-9_11.

---., 1991. – Solubility and dissolution of iron oxides. *Plant and Soil*, **130** (1) : 1–25 doi : 10.1007/BF00011851.

SÉRANNE M., 1999. – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, **156** : 15–36 doi : 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03.

SÉRANNE M., BENEDICTO ESTEBAN A. & LABAUME P., 1995. – Structural style and evolution of the gulf of Lion Oligo-Miocene : role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12** : 809–820.

SERANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. & QUINIF Y., 2002. – Surrection et érosion polyphasée de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **173** (2) : 97–112.

SERRANO O. & HANOT F., 2005. – *Le bassin Oligo-Miocène de l’Hérault: un exemple de rétrocharriage des structures pyrénéennes -Implications hydrogéologiques*. Rapport BRGM/RP - 53733-FR, 81 p.

SHELDON N. D. & TABOR N. J., 2009. – Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Science Reviews*, **95** (1–2) : 1–52 doi : 10.1016/j.earscirev.2009.03.004.

SIBUET J.-C., SRIVASTAVA S., SPAKMAN W., SIBUET J.-C., SRIVASTAVA SP. & SPAKMAN W., 2004. – Pyrenean orogeny and plate kinematics - art. no. B08104. *Journal Of Geophysical Research Solid Earth*, **109** (B8) : B08104 doi : 10.1029/2003JB002514.

SINITSYN V. M., 1976. – *The climate of the laterite and the bauxite*. Nedra, Leningrad : Izd. Nedra, 152 p.

SMITH A. G., SMITH D. G. & FUNNEL B. M., 1994. – *Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines*. Cambridge University Press, 109 p.

SOUQUET P., DEBROAS E.-J., BOIRIE J.-M., FIXARI G., ROUX J.-P., DOL J., THIEULOY J.-P., BONNEMAISON M., MANIVIT H. & PEYBERNES P., 1985. – Le groupe du flysch noir (albo-cénomancien) dans les Pyrénées. *Société Nationale ELF Aquitaine*, **9** (1) : 183–252.

SRIVASTAVA P., BHATTACHARYYA T. & PAL D., 2002. – Significance of the Formation of Calcium Carbonate Minerals in the Pedogenesis and Management of Cracking Clay Soils (Vertisols) of India. *Clays and Clay Minerals - CLAYS CLAY MINER*, **50** : 111–126 doi : 10.1346/000986002761002874.

ŚRODOŃ J., 2009. – Quantification of illite and smectite and their layer charges in sandstones and shales from shallow burial depth. *Clay Minerals*, **44** (4) : 421–434 doi : 10.1180/claymin.2009.044.4.421.

STAMPFLI G. M. & KOZUR H. W., 2006. – *Europe from the Variscan to the Alpine Cycles*. In: *European Lithosphere Dynamics (Ed. by D. G. Gee & R. A. Stephenson)*. The Geological Society of London, Memoirs, **52**, 57–82 p.

ST-ONGE M., VAN GOOL J., GARDE A. & SCOTT D., 2009. – Correlation of Archaean and Palaeoproterozoic units between northeastern Canada and western Greenland: Constraining the pre-collisional upper late accretionary history of the Trans-Hudson orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **318** : 193–235 doi : 10.1144/SP318.7.

STRAKHOV N. M., 1967. – *Principles of Lithogenesis*. New-York : Springer, 609 p.

TARDY Y., 1993. – *Pétrologie des Latérites et des sols tropicaux*. Masson, 459 p.

TAVANI S., BERTOK C., GRANADO P., PIANA F., SALAS R., VIGNA B. & MUÑOZ J., 2018. – The Iberia-Eurasia plate boundary east of the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, **187** : 314–337 doi : 10.1016/j.earscirev.2018.10.008.

TAYLOR G. & EGGLETON R. A., 2015. – Bauxites of the NSW Southern Highlands. *Australian Journal of Earth Sciences*, **62** (3) : 341–363.

THIRY M., 2000. – *Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: An outlook from the continental origin*, *Earth Science Reviews*, **49** (1) 201–221

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) : 155–175.

- THIRY M., SIMON-COINCON R. & SCHMITT J. M., 1999. – Kaolinic palaeoweatherings: climatic significance and signature in the sedimentary column. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences*, **329** (12) : 853–863 doi : 10.1016/S1251-8050(00)88498-0.
- THORNTHWAITE C. W., 1948. – An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, **38** (1) : 55–94.
- TORABI A. & BERG S. S., 2011. – Scaling of fault attributes: A review. *Marine and Petroleum Geology*, **28** (8) : 1444–1460 doi : 10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003.
- TORRÓ L., PROENZA J. A., AIGLSPERGER T., BOVER-ARNAL T., VILLANOVA-DE-BENAVENT C., RODRÍGUEZ-GARCÍA D., RAMÍREZ A., RODRÍGUEZ J., MOSQUEA L. A. & SALAS R., 2017. – Geological, geochemical and mineralogical characteristics of REE-bearing Las Mercedes bauxite deposit, Dominican Republic. *Ore Geology Reviews*, **89** : 114–131 doi : 10.1016/j.oregeorev.2017.06.017.
- TRAP P., ROGER F., CENKI-TOK B. & PAQUETTE J.-L., 2017. – Timing and duration of partial melting and magmatism in the Variascan Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central). *International Journal Earth Science*, **106** : 453–476.
- TROLARD F. & TARDY Y., 1987. – The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxites, ferricretes and laterites as a function of water activity, temperature and particle size. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51** (4) : 945–957 doi : 10.1016/0016-7037(87)90107-4.
- TUGEND J., MANATSCHAL G., KUSZNIR N. J., MASINI E., MOHN G. & THINON I., 2014. – *Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees*. Dans : *Tectonics*. AGU Publication, p. 1239–1276.
- UBIDE T., WIJBRANS J. R., GALE C., ARRANZ E., LAGO M. & LARREA P., 2014. – Age of the Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia: implications for the Alpine cycle in the Pyrenees. *Tectonics*, (33) : 1444–1460 doi : 10.1002/2013TC003511.
- VALETON I., 1972. – *Bauxites*. 1st Edition., Elsevier Science, 225 p.
- ., 1994. – Element concentration and formation of ore deposits by weathering. *CATENA*, **21** (2) : 99–129 doi : 10.1016/0341-8162(94)90006-X.
- VALLANCE J. W. & SCOTT K. M., 1997. – The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, **109** (2) : 143–163.
- VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.-P., 1992. – Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, **5** (1–2) : 85–97 doi : 10.1080/09853111.1992.11105221.
- VIND J., MALFLIET A., BONOMI C., PAISTE P., SAJÓ I. E., BLANPAIN B., TKACZYK A. H., VASSILIADOU V. & PANIAS D., 2018. – Modes of occurrences of scandium in Greek bauxite and bauxite residue. *Minerals Engineering*, **123** : 35–48 doi : 10.1016/j.mineng.2018.04.025.
- VISSERS R. L. M. & MEIJER P. TH., 2012. – Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, **110** (1) : 93–110 doi : 10.1016/j.earscirev.2011.11.001.

- WALTER T. R. & TROLL V. R., 2001. – Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*, **63** (2) : 191 doi : 10.1007/s004450100135.
- WANG Y., HUANG C., SUN B., QUAN C., WU J. & LIN Z., 2014. – Paleo-CO₂ variation trends and the Cretaceous greenhouse climate. *Earth-Science Reviews*, **129** : 136–147 doi : 10.1016/j.earscirev.2013.11.001.
- WATSON D. F., 1992. – *Contouring : a guide to the analysis and display of spatial data*. Pergamon, 321 p.
- WEAVER C. E., 1989. – *Clays, Muds, and Shales*. 1st éd., Elsevier Science, 818 p.
- WHITMEYER S. J. & KARLSTROM K. E., 2007. – Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, **3** (4) : 220–259 doi : 10.1130/GES00055.1.
- WIDDOWSON M., 2009. – *Laterite*. Dans : *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Gornitz V., p. 514–517. doi : 10.1007/978-1-4020-4411-3_127.
- WIEDENBECK M., 1995. – An example of reverse discordance during ion microprobe zircon dating: An artifact of enhanced ion yields from a radiogenic labile Pb. *Chemical Geology*, **125** (3) : 197–218 doi : 10.1016/0009-2541(95)00072-T.
- WRIGHT V. P., 1992. – *Chapter 12 Paleosol Recognition: a Guide to Early Diagenesis in Terrestrial Settings*. Dans : Wolf KH, Chilingarian GV. *Developments in Sedimentology*. Elsevier, p. 591–619. doi : 10.1016/S0070-4571(08)70574-0.
- WYNS R., 2013. – Les altérations : un enregistrement des mouvements verticaux des lithosphères continentales, un nouveau concept de réservoirs dans les roches cristallines. Conférence EnSciTerre. 27/03/2013.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F. & LACQUEMENT F., 2003. – Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de France*, **2003** (1) : 79–87.
- YARDY Y. & ROQUIN C., 1998. – *Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales*. BRGM-Orléans, 473 p.
- YUSTE A., BAULUZ B. & MAYAYO M. J., 2016. – Origin and geochemical evolution from ferrallitized clays to karst bauxite: An example from the Lower Cretaceous of NE Spain. *Ore Geology Reviews*, **84** : 67–79 doi : 10.1016/j.oregeorev.2016.12.025.

Annexes

Le matériel peut être différent suivant le laboratoire, je détaille ici comment ont été réalisées mes expériences dans les laboratoires Géosciences Montpellier et IMT Mines Alès.

Protocole expérimental pour datations LA-ICP-MS des zircons détritiques

Bibliographie

van Achterberg, E., Ryan, C., Jackson, S. and Griffin, W., 2001. LA-ICP-MS in the Earth Sciences, data reduction software for LA-ICP-MS: *Short Course Ser.*, **29**, p. 239–243.

Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.-L., Padròn-Navarta, J.A. and Galland, B., 2011. Building an island-arc crustal section: Time constraints from a LA-ICP-MS zircon study: *Earth and Planetary Science Letters*, **309**, p. 268–279, doi: 10.1016/j.epsl.2011.07.016.

Bruguier, O., Becq-Giraudon, J.F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J. and Mangin, D., 2003. Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central: *Chemical Geology*, **201**, p. 319–336.

Matériel utilisé

- un marteau
- un broyeur à anneaux
- un broyeur à mâchoire
- une bassine
- trois tamis : 80 - 200 - 400 μm
- une batée
- un séparateur magnétique (Frantz)
- ampoule à décanter
- liqueurs denses
- deux entonnoirs avec papier filtre adapté
- deux béchers
- un densitèst (pas nécessaire)

Préparation des échantillons

1. Le broyage



Cette étape est nécessaire pour obtenir des tailles granulométriques plus petites. Pour réduire la taille des roches (plusieurs dizaines de centimètres), une masse est disponible.

Obligatoire : port de gant, lunettes et casque anti-bruit

Figure 1 : Montage : échantillon sur une plaque d'acier et marteau. Cette étape sert à réduire la taille des blocs pour ensuite les concasser dans le broyeur

a. Le broyeur à anneaux

Le broyeur à anneau consiste à une table vibrante et un réceptacle avec trois anneaux. Le dispositif est en carbure de tungstène. La taille minimale des grains est de 1-2 cm. Il faut remplir au 2/3 afin de que les anneaux puissent s'entrechoquer et briser la roche. Après avoir rempli les anneaux, il faut refermer le couvercle et placer la petite feuille de verre pour adhérer au mieux le bras mécanique au réceptacle.

Le levier du disjoncteur doit être actionné quelques secondes (le broyeur est très rapide) et ensuite on peut vérifier si la granulométrie voulue est atteinte. Si non, il est nécessaire de rallumer le contact quelques secondes. Si la granulométrie est suffisante, il suffit de transvaser le contenu dans un sac à échantillon et de recommencer le

processus avec la roche restante. Si la roche est très fine et hydratée (type argile), l'utilisation de la brosse métallique les parties colmatées est obligatoire. Ce qui est enlevé par la brosse est à jeter à la poubelle et ne pourra être analysé.



Broyeur à anneaux en carbure de tungstène



Réceptacle à anneaux
Papier de verre

Figure 2 : Photo et montage d'un broyeur à anneaux

Protocole :

- Peser l'échantillon entier
- Allumer la ventilation
- Porter casque anti-bruit, masque et blouse de travail
- Remplir au 2/3 des anneaux
- Mettre le contact quelques secondes
- Enlever la poudre si la granulométrie voulue est atteinte dans un sac à échantillon étiqueté

Protocole de nettoyage :

- Retirer les anneaux et le joint du couvercle
- Nettoyer les anneaux et le réceptacle à la brosse métallique
- Passer la feuille de verre sur le réceptacle et les anneaux
- Aspirer
- Nettoyer à l'éthanol grâce à du sopalin : le broyeur (anneaux et réceptacle) et le plan de travail
- Couper la ventilation

Idée : si l'échantillon est hydraté, ne pas hésiter à le mettre à l'étude pour faciliter le nettoyage.

b. Le broyeur à mâchoire

Ce broyeur consiste à deux mâchoires qui se choquent pour broyer la roche, le système est vertical avec remplissage dans le cône au haut du broyeur et la réception de la poudre dans le bac en bas. Pour choisir la taille granulométrique, il faut serrer la manette qui rapproche la mâchoire mobile contre la fixe. Lorsque l'écartement s'agrandit la mâchoire mobile reste bloquée, il faut mettre la main dans le broyeur et aider la mâchoire mobile en la poussant du bas. L'écartement doit être inférieur aux plus gros morceaux, soit l'écartement environ égal à la moitié du plus gros morceau. Le versement se fait très doucement, c'est à dire ne plus entendre les plus gros grains dans le broyeur et remplir à nouveau. Lorsque les morceaux sont passés, il faut tamiser le récolté dans le bac à poudre dans la taille souhaitée (fraction 400 pour l'expérience) et repasser les gros morceaux restant (>400 pour l'expérience).

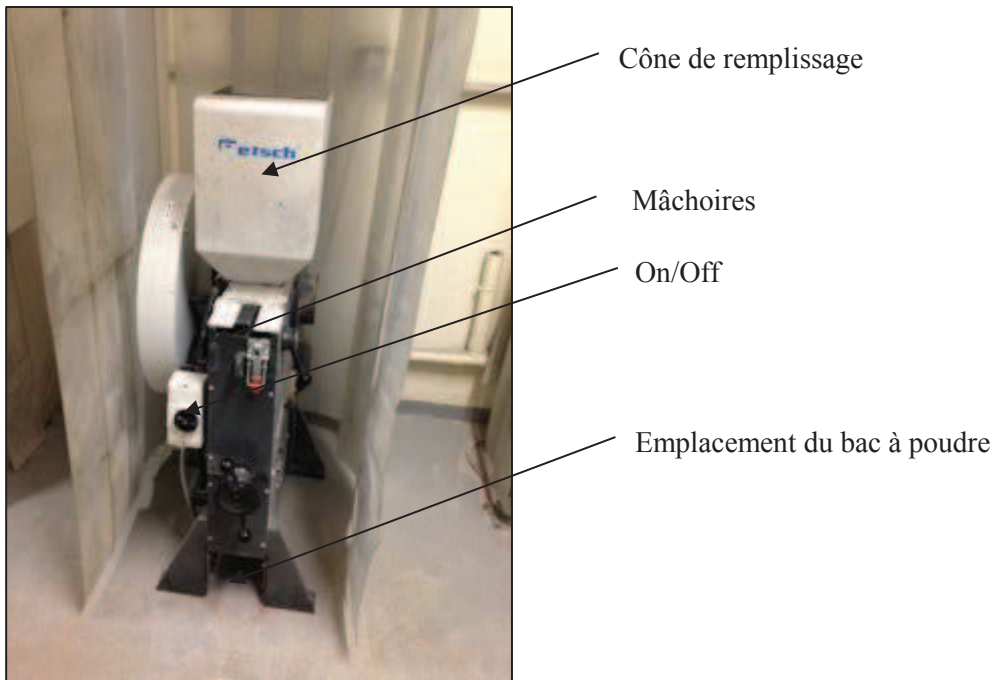


Figure 3 : Photo et montage d'un broyeur à mâchoires

Protocole :

1. Allumer la ventilation
2. Port de gant, masque et blouse de travail
3. Nettoyer le bac à poudre à l'éthanol
4. Vérifier l'écartement des mâchoires
5. Rabaisser le cône
6. Allumer le broyeur (pointe noire vers le bas)
7. Verser doucement
8. Tamiser le récolté à la fraction voulue dans un sac à échantillon étiqueté
9. Allumer le broyeur avec un écartement plus petit



Bac à poudre : plusieurs granulométries sont visibles



Tamisage de la poudre obtenue, broyage des morceaux restants

Figure 4 : Poudre obtenue après broyage

Protocole de nettoyage :

1. Retirer le bac à poudre et verser le contenu dans un sac à échantillon étiqueté
2. Porter des gants, masque et blouse de travail
3. Dévisser la molette d'écartement et baisser le cône
4. Retirer la mâchoire mobile et l'axe (à deux mains) et les poser sur la paille (éviter de mettre de la graisse partout)
5. Aspirer le broyeur et la mâchoire mobile
6. Passer la brosse métallique sur les deux mâchoires (en évitant les côtés)
7. Passer l'air comprimé sur le broyeur et la mâchoire mobile
8. Passer un sopalin imprégné l'éthanol sur bac à poudre, mâchoire mobile et intérieur broyeur
9. Remettre la mâchoire et l'axe (la guider avec le bras droit)
10. Remettre le bac à poudre
11. Rabaisser le cône
12. Couper la ventilation

2. La décantation

Cette étape est nécessaire pour enlever les parties fines de l'échantillon. Pour cela, dans une bassine propre remplie d'eau, le sac à échantillon est vidé. Remuer la poudre permet de mettre en suspension toutes les particules fines. Ensuite, vider l'eau doucement en vérifiant que les particules évacuées sont bien fines. Recommencer, jusqu'à obtenir une eau toujours propre malgré le mélange avec l'échantillon. Lorsque les étapes de décantation sont finies, les grains sont placés dans un plat en verre étiqueté au nom de l'échantillon. Pour vider la bassine, utiliser la pince à épiler et mettre de l'eau dans la bassine pour récupérer tous les grains.

Protocole :

1. Mettre poudre dans bassine propre
2. Mettre la bassine dans l'évier et la remplir d'eau
3. Remuer la poudre
4. Vider les particules en suspension
5. Recommencer
6. Vider au maximum l'eau qui reste
7. Mettre les grains dans le plat en verre étiqueté
8. Utiliser la pince à épiler pour enlever les grains
9. Rajouter un fond d'eau pour prendre le maximum de grains restant dans la bassine
10. Remplir le plat



Remplir la bassine propre de poudre et d'eau



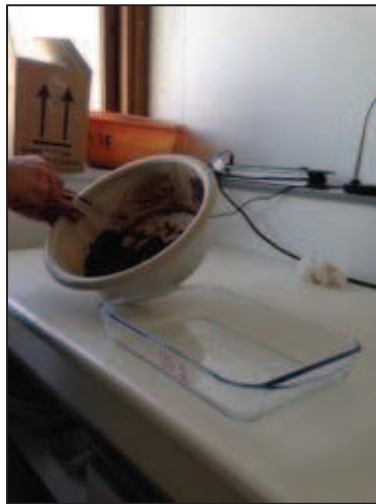
Vider les particules en suspension



Remuer pour mettre en suspension



Vider un maximum d'eau lorsque la décantation est finie



Utiliser la pince à épiler pour vider la bassine dans le plat en verre étiqueté

Protocole nettoyage :

1. Laver la bassine à l'eau
2. Laver la pince à épiler à l'eau

3. L'étuve

L'étuve est un four permettant d'enlever toute l'humidité présente dans l'échantillon. L'humidité pourrait colmater les particules et bloquer les dispositifs suivants. Pour cela il faut placer le plat en verre rempli de poudre dans l'étuve à 60°C. Ne pas mettre l'étuve pendant la nuit ou le week-end.

Protocole :

1. Allumer l'étuve
2. Enfourner le plat en verre
3. Refermer l'étuve



Mette le plat en verre dans l'étuve à 60°C

4. Le tamisage

Il faut utiliser un matériel froid, il est donc nécessaire de faire refroidir l'échantillon avant toute utilisation du tamiseur. Pour la manipulation, la fraction granulométrique voulue était [80 – 200 μm], les tamis utilisés sont : 80 μm - 200 μm et 400 μm . Les tamis sont disposés de façon décroissante. Pour allumer le tamiseur, tourner à gauche le curseur (cercle noir et point noir au centre). Le temps de tamisage dépend du volume, il faut compter 45min à 1H30 pour les lithologies bauxitiques et gréseuses.

Protocole :

1. Nettoyer les tamis à l'éthanol
2. Monter les tamis de façon décroissante
3. Mettre le couvercle et réceptacle (ne pas oublier les joints)
4. Placer la machine et tendre les sangles et vissant
5. Brancher et tourner la molette blanche à gauche
6. Mettre un timer personnel
7. Fermer la porte
8. A la fin, enlever les sangles
9. Mettre chaque fraction dans un sac à échantillon étiqueté du nom de l'échantillon et la fraction



Empilement de tamis avec joints et couvercle



Placement dans la machine et sangles tendues

5. La batée



Figure 5 : Dispositif de la méthode de séparation à la batée

Après tamisage, la fraction 80 – 200 μ m a été placée dans une batée afin de réduire considérablement les étapes suivantes.

Protocole :

- 1 – mettre la poudre dans la batée
- 2 – baigner dans l'eau la batée tout en conservant les éléments au centre du cône
- 3 – favoriser les translations et non les rotations pour séparer (devant/derrière – gauche/droite).
- 4 – faire des rotations pour évacuer les particules fines

6. Le séparateur magnétique

Le Frantz est un séparateur magnétique qui permet de séparer les éléments magnétiques et les non-magnétiques. Il s'agit d'un aimant dans lequel on fait passer un courant (0 à 2A) et une rigole permettant de filtrer et de séparer les éléments. Un cône à l'entrée secoue les grains, ensuite ils passent sur un rail proche de l'aimant et sont séparés dans la rigole pour finir leur trajet dans des bacs de réception. Deux pots sont présents à la réception : le pot H+ correspondant à ceux qui sont attirés par l'ampérage donné et un pot H- correspond aux rejets. Ne pas hésiter à bouger les réglettes sur le rail pour décoller les parties aimantées.

Pour les bauxites, utilisation d'abord du Frantz pour séparer les oxydes de fer au maximum avant de passer à la liqueur dense.

Protocole :

- 1 – Passer l'aimant manuel près du sac à échantillon pour se rendre compte de la susceptibilité magnétique de l'échantillon (et si ça vaut le coup de le faire)
 - 2 – Verser un peu de la fraction voulue dans le cône (attention aux vibrations, la poudre a tendance à remonter)
 - 3 – Commencer à 0,5 A et regarder le comportement magnétique (débit entrée/sortie, piégeage dans l'aimant)
 - 4 – Passage à 1A si tout fonctionne bien (bon débit, pas de collage à l'aimant)
 - 5 – Augmentation au maximum (1,5A-2A)
 - 6 – Lorsque l'échantillon est passé, remplir un sachet avec le nom de l'échantillon et le signe H+ (si c'est la fraction attirée) et un sachet/pilulier avec le nom de l'échantillon et H- (si c'est la fraction non attirée)
- NB : si le Frantz chauffe trop, passer d'abord à 1A et ensuite la fraction H- la remettre à 1,5A



Aimant

Cône d'alimentation

Rail de séparation avec réglottes

Pots de récupération

Réglage vibration cône

Réglage ampèremètre

Nettoyage Frantz :

- 1 – Démontage du rail en enlevant les 4 vis
- 2 – Air comprimé dans la machine et pots de récupération vides
- 3 – Passage d'éthanol dans rail et réglotte
- 4 – Utilisation d'un morceau d'acier entouré de sopalin à l'éthanol pour nettoyer entre les deux aimants
- 5 – Remontage et vis
- 6 – Scotch sur le cône



Dispositif Frantz démonté



Rail avec séparation entre H+ et H-



Scotch sur le cône pour éviter qu'il se dévisse

7. La liqueur dense

C'est une expérience basée sur la densité des éléments et de la solution. Deux liqueurs sont utilisées habituellement : le bromoforme et le di-diométhane. Ici pour les bauxites, cette expérience consiste à mettre les résidus non magnétiques (H-) dans une solution de densité=3,3 (di-diométhane) et laisser la gravité agir. Les résidus de densité supérieure tombent au fond de l'ampoule et les plus légers restent en suspension ou forment une seconde phase au-dessus.

Attention : Cette expérience se fait uniquement sous la hotte !

Le nettoyage se fait à l'acétone puisque celui rend miscible le di-diométhane.

Protocole :

- 1 – Port gants et blouse
- 2 – Prendre deux entonnoirs et écrire à quel échantillon cela appartient et quelle fraction (supérieure ou inférieure à la densité de la solution (ex : US2 3,3↓ = échantillon US2 et uniquement ce qui est plus dense que la densité 3,3)
- 3 – Prendre deux papiers filtre et les plier pour mettre dans entonnoirs
- 4 – Mettre béccher sous ampoule à décanter
- 5 – Verser dans l'ampoule la solution (ici di-diométhane)
- 6 – Verser le contenu du pilulier H-
- 7 – Mettre le bouchon de l'ampoule
- 8 – Remuer pour avoir une solution homogène
- 9 – Attendre que deux phases se distinguent (quelques minutes)
- 10 – Tourner l'ampoule pour récupérer ce qui est sur les bords
- 11 – Attendre la séparation des deux phases
- 12 – Récupération du di-diométhane :
Prendre une bouteille de di-diométhane
Placer l'entonnoir H- 3,3↓ dessus
Placer l'ampoule sur l'entonnoir
Ouvrir délicatement l'ampoule et ne récupérer uniquement la phase plus dense
Faire la même chose avec la phase moins dense (verser délicatement et en plusieurs fois) et remettre le bouchon sur l'ampoule à chaque fois
- 13 – Nettoyage des échantillons
Prendre un erlenmeyer
Placer l'entonnoir avec filtre dessus
Refermer la bouteille de di-diométhane
Mettre l'erlenmeyer et entonnoir à filtre sous ampoule remplie d'acétone
Rincer le filtre à la pipette à acétone
Ouvrir l'ampoule doucement (goutte à goutte) sur la poudre
Ne pas hésiter à passer une ampoule voire 2 pour bien nettoyer
Rincer ampoule à di-diométhane avec pipette à acétone pour récupérer toute la fraction et vider dans béccher et vider dans l'entonnoir H-3,3↑
Démonter l'ampoule à solution di-diométhane

Protocole nettoyage :

- 1 – Attendre que l'acétone s'évapore complètement sous la hotte (plusieurs heures)
- 2 – Pas besoin de nettoyer l'erlenmeyer car uniquement récupérateur d'acétone
- 3 – Vider erlenmeyer dans bidon récupération acétone
- 4 – Vaisselle avec éponge, produit vaisselle et brosses
- 5 – Bien rincer
- 6 – Etendre

Protocole pour remplir acétone / éthanol :

- 1 – Porter gants et blouse
- 2 – Allumer la hotte
- 3 – Utiliser entonnoir propre
- 4 – Remplir la pipette

5 – Laisser l'entonnoir sous la hotte encore allumée jusqu'à ce que l'acétone s'évapore



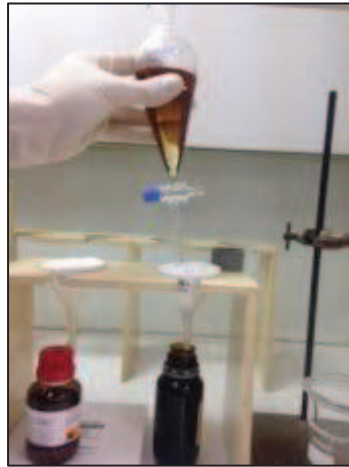
Protocole avec :

- deux entonnoirs et filtres et deux bouteilles de solution
- une ampoule à di-diométhane et bécher

Etape 2 – 3 – 4

Etape 8 : remuer la poudre avec la solution

Etape 9 : deux phases distinctes



Etape 12 : vider l'ampoule dans les bouteilles

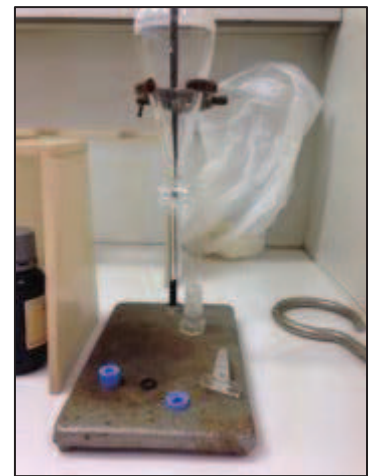
Etape 12 : deux entonnoirs avec à gauche (H-) et à droite (H+)



Etape 13 : rinçage du filtre sous acétone



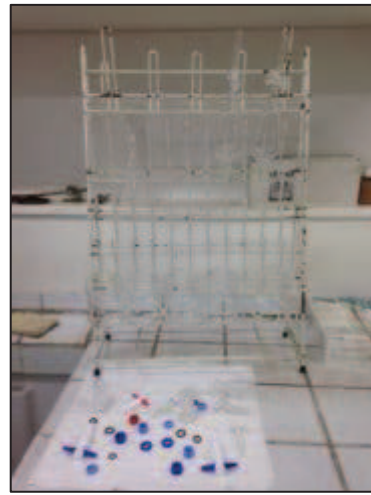
Etape 13 : rinçage du filtre sous acétone du reste de l'ampoule à solution dans bécher



Etape 13 : Démontage de l'ampoule à solution



Vaisselle de l'ampoule



Etendage de la verrerie



Bacs de récupération de l'éthanol et acétone

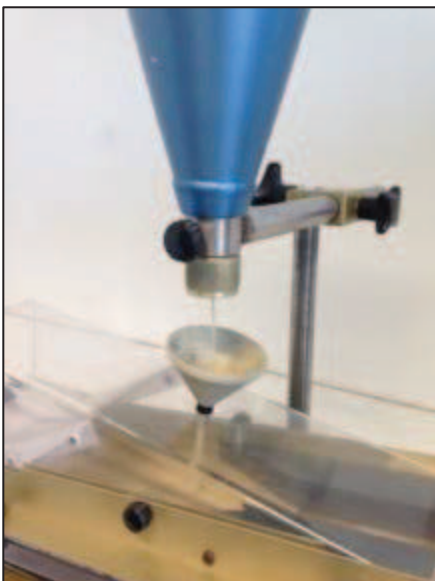


Hotte pour remplissage pipette acétone et éthanol

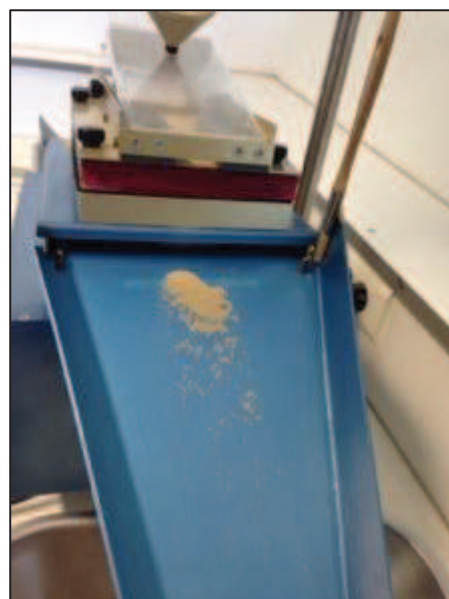
8. Le densitest

Ce dispositif permet un tri relatif selon la densité de la poudre échantillon (fraction 80-200 pour le protocole). Le principe est de récupérer dans des plateaux la poudre déversée par un cône et vibrant sur une table à secousse. La table est basculée vers la fraction légère et pendant les vibrations, les particules lourdes remontent la pente pour tomber dans le plateau à fraction lourde.

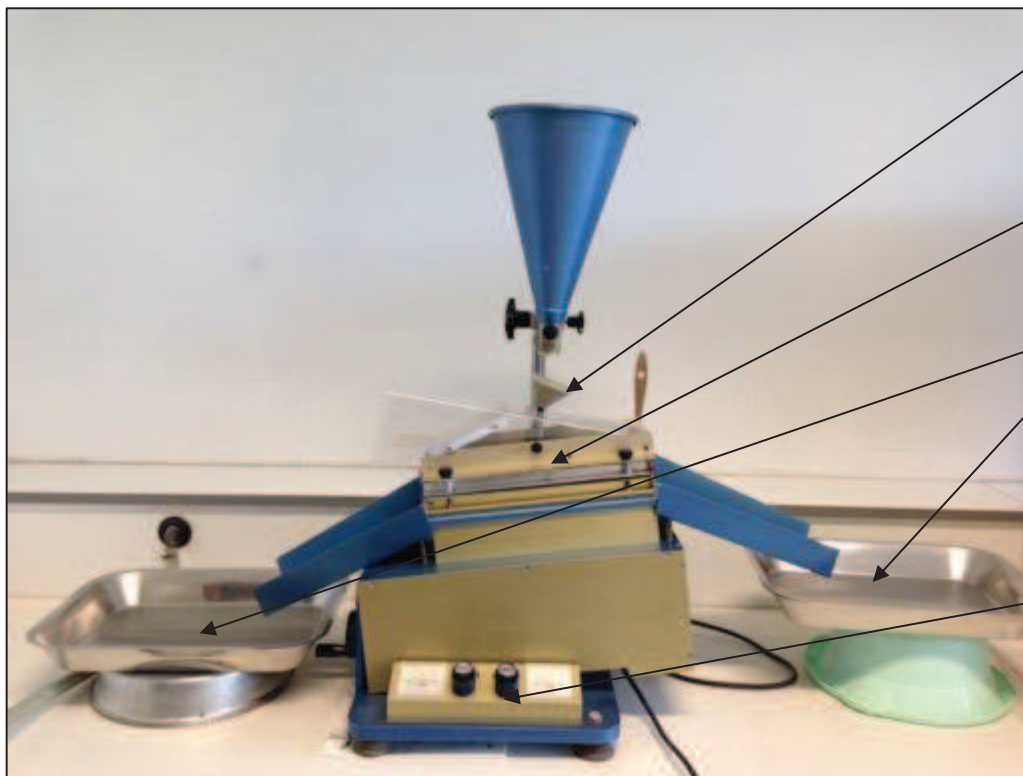
Idee : une bonne différence de densité s'exprime par une courbe faite par les minéraux lourds sur la table à secousse. C'est justement par le fait du trop faible volume (pas le temps de faire la courbe) et la grande similitude en densité que cette expérience n'a pas été faite dans les bauxites et on est directement passer au Frantz.



Cône de déversement



Fraction lourde



- Cône de déversement
- Table à secousse
- Plateaux de récupération
- Réglages vibrations

Dispositif du Densitest

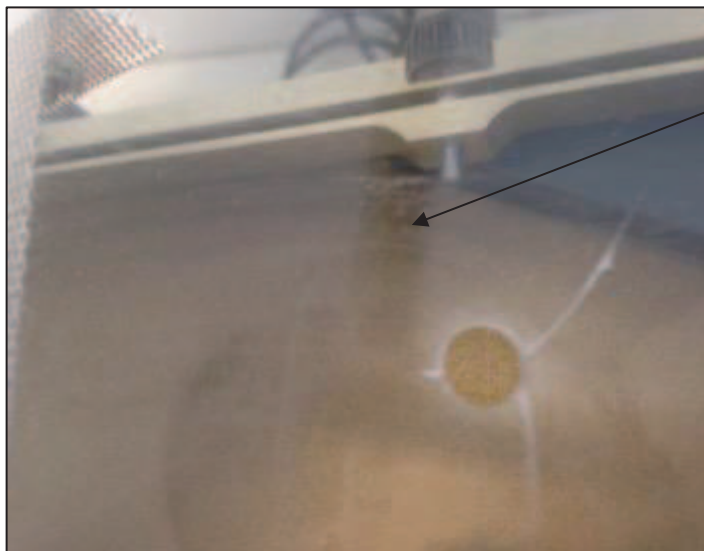
Protocole :

1 – Prendre deux plateaux propres uniquement le bouton de droite (à

- 2 – Manipuler gauche reste fixe)
- 3 – Ne pas trop remplir le cône (marquage par la poudre, ne passe dépasser environ 3-4cm depuis le fond)
- 4 – Remplir à nouveau lorsque la « vague » de sable est arrivée proche du vis gauche

Protocole de nettoyage :

- 1 – Vider les plateaux dans des sacs à échantillons étiquetés
- 2 – Dévisser la table avec les 4 vis
- 3 – Vider ce qu'il y a sur la table dans le sac à fraction lourde
- 4 – passer l'air comprimé



Arc de cercle

Arc de cercle formé par les minéraux lourds

Protocole expérimental pour analyses argiles par diffraction des Rayons X

Bibliographie

Larque Ph, Weber F., Techniques de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. 1978

Médard Thiry, Noëlia Carrillo, Christine Franke, Nelly Martineau. Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. 2013

Matériel utilisé

- mortier en agathe
- pilulier
- éthanol (alcool)
- eau distillée
- spatule
- balance
- perceuse avec pale
- pot de mixage
- agitateur à vortex
- 3 tubes à centrifugeuse 50cc
- centrifugeuse (1000t/1500t/3000t)
- 1 bouteille 500mL
- 1 bouteille 125cc
- 1pipette 5mL
- trompe à eau
- 1 tube flexible
- ampoule à décantation avec prise pour la trompe d'eau et 2 fermoirs
- lames de verre
- crayons indélébile

Préparation des échantillons

Le broyage

Dans un mortier à agathe, briser 30g de roche jusqu'à obtention d'une poudre très fine. Lorsque la poudre est obtenue, mettre l'échantillon broyé dans un pilulier avec le nom de l'échantillon écrit au marqueur. Il est nécessaire de peser l'échantillon afin d'avoir 20g (minimum) de particules fines. Passer à la DRX pour avoir une donnée brute de l'échantillon sans test et sans fraction définie. Entre chaque échantillon, nettoyer le matériel à l'alcool.



Figure 8: broyage de l'échantillon dans un mortier à agathe

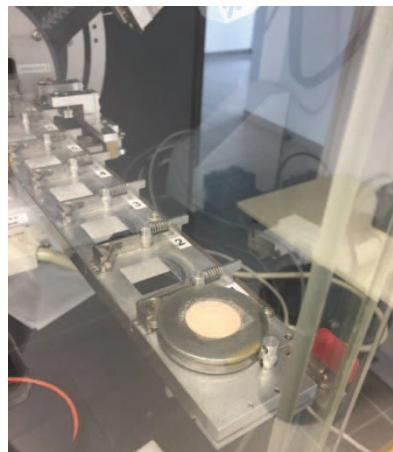


Figure 8: échantillon broyé passer ç la DRX (*bulk*)

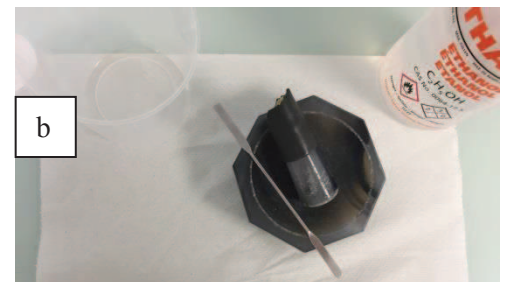
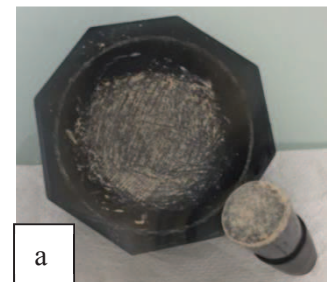


Figure 8: a) matériel souillé par l'échantillon. b) matériel nettoyé à l'éthanol



Figure 9: tous les échantillons broyés

Le mixage

Pour la phase de mixage, monter sur une perceuse une pâle de mixage qui peut rentrer dans un pot à mixage. Verser les 20g de l'échantillon dans le pot à mixage et le remplir d'eau distillée. Le mixage s'est fait à des vitesses de 500t pendant 10min. Laisser déposer la solution pendant la nuit avec un film protecteur au-dessus.

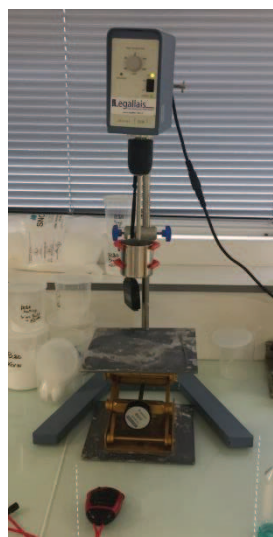


Figure 10: phase de mixage avec montage de perceuse



Figure 11: repos de la solution pendant une nuit avec protection

Le lavage

Le lendemain matin, il y aura deux phases ; enlever le surnageant clair à l'aide d'une pipette puis mélanger la solution. Toutes les solutions évacuées sont vidées dans la bouteille de 500mL. Prendre les tubes à centrifugeuse pour transvaser la solution dedans. La centrifugeuse utilisée correspond à une *Rotina 380* avec des tubes de 50cc, il faut donc utiliser 2 tubes de 50cc en partageant la solution en 2 (éviter de vider les grosses particules). Dans les tubes, remplir d'eau distillée jusqu'à 35mL. Dans la centrifugeuse, il faut que ce soit équilibrée, mettre les tubes en face de l'autre. Si un seul tube, mettre un tube rempli d'eau de poids similaire. Le lavage est défini par plusieurs phases :

- 1 – centrifugation de 1000t pendant 5 min
- 2 – centrifugation de 1500t pendant 10min
- 3 – vider dans la bouteille l'eau dans la bouteille
- 4 – remettre à niveau de 35mL d'eau distillée propre
- 5 – mettre en suspension en utilisant un agitateur à vortex de la taille des tubes (ne pas hésiter à secouer avec la main afin de bien décoller le culot)
- => faire ces étapes 5 fois jusqu'à obtention d'une phase trouble lors de la centrifugation 1500t/10min
- 6 – A ce stade, la centrifugation se fait à 3000t pendant 40min pour sédimenter toutes les particules
- 7 – vider l'eau dans la bouteille
- 8- mettre de l'eau à mi-hauteur et agiter avec l'agitateur à vortex
- 9 – Attendre 30s
- 10 – vider les tubes, dans une bouteille de 125cc en éviter d'entraîner les particules sont grossières et compléter avec de l'eau distillée jusqu'au col de la bouteille
- 11- Remuer à la main la bouteille
- 12 – Laisser reposer pendant 100min (1H40) au niveau du montage d'extraction avec un bouchon dévissé



Figure 15: ajout d'échantillon dans la centrifugeuse, centrifugation à 3000t pendant 45min, solution surnatante à vider



Figure 17: centrifugeuse Rotina 360 utilisée avec programme associé



Figure 16: à gauche, bouteille poubelle. à droite, bouteille de 125cc avec solution après centrifugation de 40min à 3000t

Extraction de la phase argileuse <math><2\mu\text{m}</math>

Le montage doit se faire au niveau d'un évier. Le montage de l'extraction consiste à partir d'une ampoule à décanter de brancher une trompe à eau au niveau du bouchon, le bouchon doit contenir un fermoir. Dans la partie inférieure de l'ampoule, brancher un tube flexible. Le bouchon doit être graissé afin d'avoir une parfaite étanchéité. Le montage est bon lorsque l'eau coule au robinet, une aspiration doit avoir lieu dans le tube flexible. Lorsque les 100min sont atteintes, ouvrir le robinet d'eau et tous les fermoirs de l'ampoule afin d'aspirer les 2 premiers centimètres de la solution (loi de Stocke). Lorsque les 2cm sont aspirés, il faut refermer l'ampoule et le robinet. La récupération de la phase aspirée se fait dans un tube à centrifugeuse de 50cc dans lequel on vient déverser la solution infra2 et on rince l'ampoule pour récupérer. Il faut compléter avec de l'eau distillée pour atteindre 50cc dans le tube. La sédimentation des argiles se fait en passant une dernière fois à la centrifugeuse pendant 3000t pendant 52min.

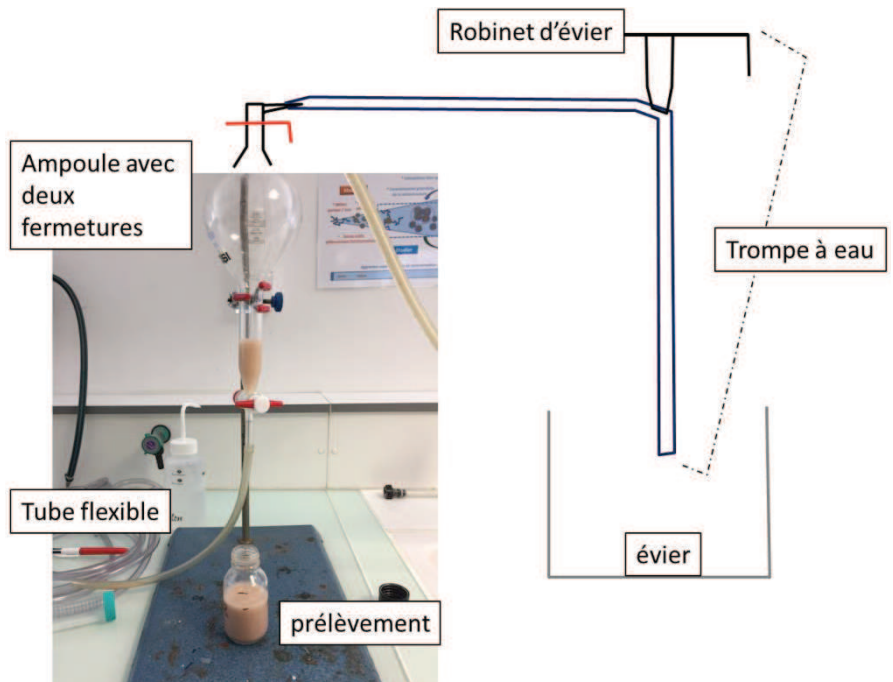




Figure 19: fraction infra2 récupérée avec ajout d'eau distillée avant la centrifugation

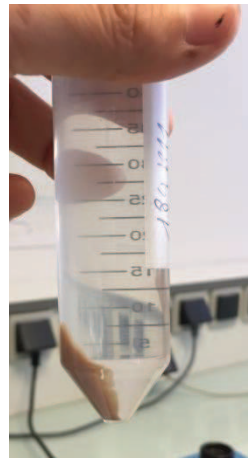


Figure 19: fraction infra2 après centrifugation

Lames orientées

Après avoir vidé l'eau distillée du tube, re-mélangée la fraction avec 4cc d'eau distillée pour obtenir une solution chargée. A l'aide d'une pipette, disposer 3 gouttes de cette solution sur une lame de verre entre deux traits de feutre tracés sur la lame. Il est conseillé de faire deux lames minces orientées pour prévenir du décollement. Le séchage se fait à l'air libre. 2 lames ont été faites pour en passer une glycolle ensuite.

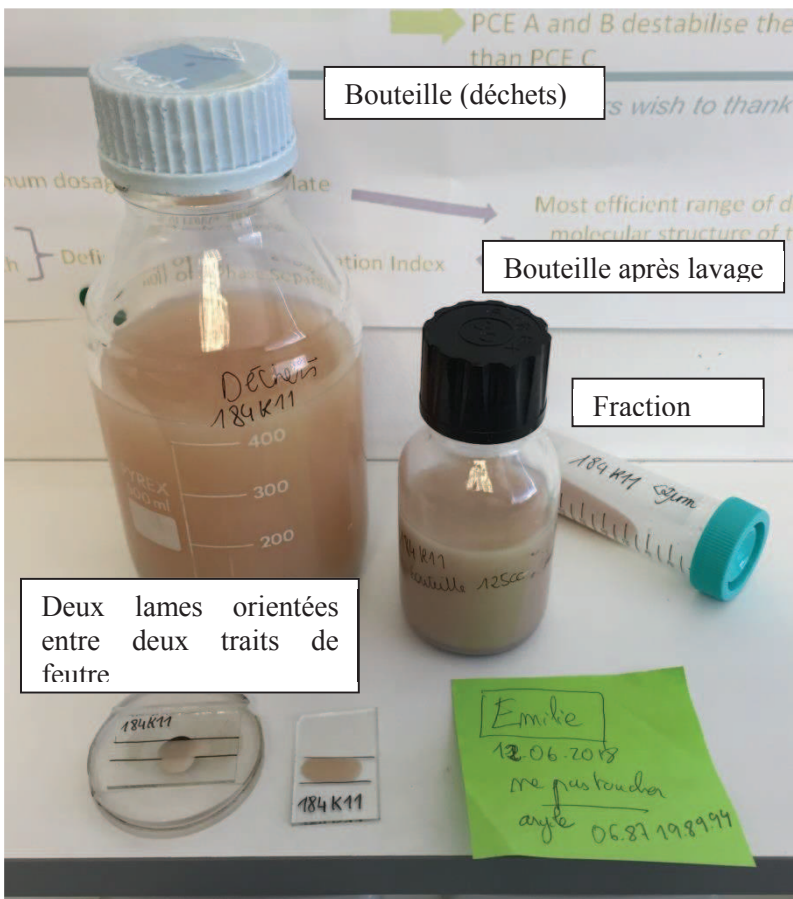


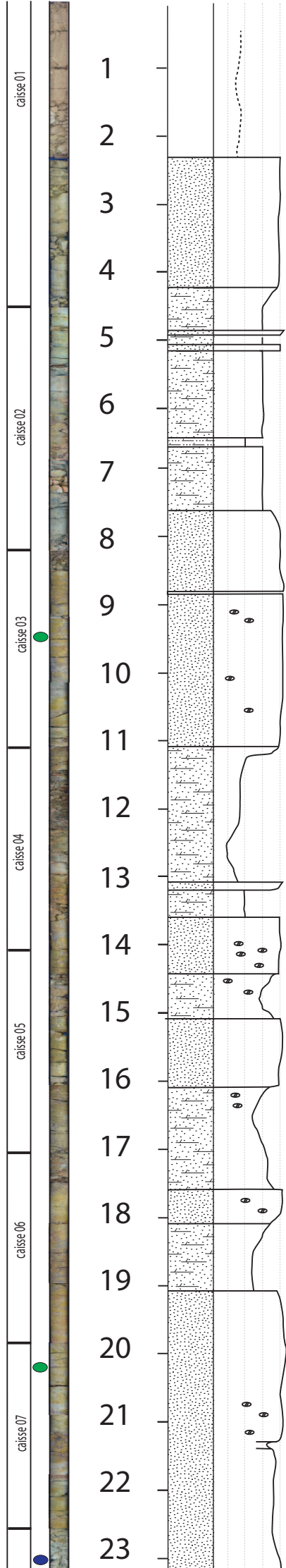
Figure 20: résultat "large drop"

Figure 21: résultat lame mince "rot_slit"

FORAGE 184 X : 702360 Y : 135740

profondeur(m): 192.75

Annexe B



éboulis ?

grès glauconieux bariolé et matrice carbonatée

grès glauconieux un peu argileux

marnes sableuses

grès fin bleu / gris sans bioturbation visible

marnes bleues feuilletées

siltite marneuse bioturbée avec pédogenèse

marnes noires

grès très fin / siltite avec aucun nodules de carbonate

siltite marneuse

siltite marneuse

grès glauconieux bariolé et bioturbée Teichichnus avec matrice carbonatée

siltite marneuse bariolée / ocre et riche en bioturation

argilites noires / grises pas carbonatées

grès très fin à ciment non carbonaté

siltite marneuse bariolée

grès très fin lie de vin bariolé et bioturbé à nodules cm de carbonate

siltite marneuse bariolée lie de vin

grès fin glauconieux fortement bioturbé à Teichichnus et pas de nodules de carbonate

silt bioturés et bariolés à nodules de carbonate

siltite marneuse bariolée et bioturbée

siltite gris argileuse pas carbonatée
siltite argileuse rouge / ocre. peu carbonatée

grès vert d'eau bariolé / vert d'eau très fin et bioturbé avec nodules de carbonate

siltite marneuse ocre
argilite silteuse très rouge

grès vert d'eau bioturbé et fortement pédogénétié

grès très rouge avec nodules de carbonate mm

grès très fin vert d'eau / ocre bioturbé. nodules de carbonate à la base

siltite rouge argileuse / ocre avec pédogenèse. aucun nodules de carbonate

grès très fin glauconieux rougi faiblement carbonaté avec pédogenèse et bioturbations

grès très fin glauconieux / vert d'eau / ocre / bariolé et bioturbé devient rouge à 21.5m

grès très fin meuble vert d'eau. glauconie?

grès argileux

caisse 08

caisse 09

caisse 10

caisse 11

caisse 12

caisse 13

caisse 14

caisse 15

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

grès très fin bariolé à traces de bioturbation plus de carbonate



siltite argileuse rouge. peu/pas carbonatée avec quelques gros grains grossiers mm

siltite argileuse rouge pédogénétiisée orangée. pas de terrier

grès fin bien trié argileux à matrice carbonatée. pédogénétiisé et bioturbé

grès fin bien trié bioturbé

argilite silteuse pas carbonatée / rouge-orangée et pédogénétiisée.

pas de bioturbations visibles

siltite marneuse bariolée rouge à nodules de carbonate

grès fin bioturbé pédogénétiisé à ciment carbonaté

siltite marneuse bariolée à nodules de carbonate cm

siltite marneuse marmorisée bariolée

argilite silteuse bariolée et pédogénétiisée

siltite marneuse rouge



siltite marneuse bariolé, marmorisée et pédogénétiisée



grès fin argileux bien trié pédogénétiisé

siltite bleue

siltite rouge à gros nodules de carbonate infracm coalescent

siltite marneuse à nodules de carbonate infracm

argilite silteuse faiblement carbonaté

argilite silteuse marmorisée. pédogénèse orangée. petits nodules infracm de carbonate dispersés

siltite argileuse rouge/orangée grès argileux marmorisé à nodules de carbonate infracm dispersés / peu de terrier

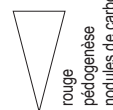
grès fin bien trié à matrice carbonatée argileux. pédogénèse. pas de terrier bioturbation - transition progressive

siltite argileuse rouge

argilite rouge



argilite silteuse et nodules de carbonate



argilite silteuse

marmorisé. pas carbonaté et peu de pédogénèse

argilite

contact franc rouge/orangé argileux sur 5mm effervescence peu présente

argilites silteuses rouges pédogénétiisées

grès fin à ciment carbonaté argileux rouge fortement

bioturbé à nodules de carbonate infracm dispersés.

avec petites passées plus grossières (2-3mm)

grès fin / siltite argileux rouge et bioturbé

silt argileux rougi / bariolé bioturbé

marnes silteuses bariolées avec nodules cm de carbonate

indication pendage

grès argileux

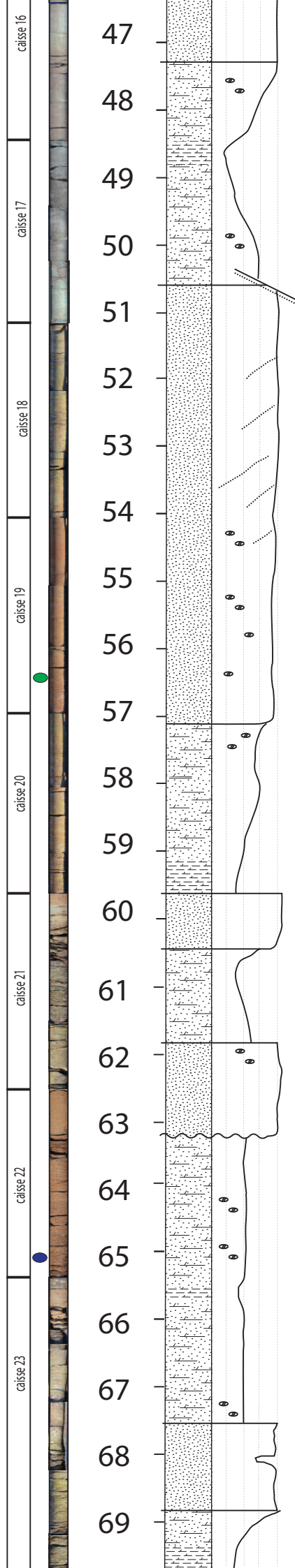
grès rouge bariolé avec nodules de carbonate infracm

grès rouge bariolé avec nodules de carbonate

grès rouge

grès fin bien trié bioturbé bariolé et ciment carbonaté

enrichissement en sable avec la bioturbation



grès fin gris

silt carbonaté/marneux bariolé avec nodules de carbonate cm coalescents

marnes silteuses
argilite rouge

silt argileux rouge. peu de nodules

43 contact avec plan de faille/fracture/fente de dessiccation ? présence argilite rouge à la base
grès fin très bien trié bioturbé teichichnus à ciment carbonaté

grès très fin bien trié avec beaucoup de bioturbations. avec passées rouge à nodules de carbonate

indication pendage

grès très fin bien trié pédogénétisé avec intenses bioturbations

siltite argileuse fortement bariolée à nodules de carbonate cm dispersés
changement pendant (environ 40°)

argilites silteuses non carbonatées. rouge/orangée

grès fin bien trié sans bioturbation marquée mais fortement pédogénétisés au sommet

marnes argileuses silteuses
marnes bariolées silteuses
marnes bariolées

transitional

grès fin à base érosive gris/bleu intensément bioturbé teichichnus

argilites sableuses faiblement carbonatées à nodules de carbonate cm dispersés et fortement pédogénétisées

argilites silteuses faiblement carbonatées à nodules de carbonate cm dispersés

fortement bariolé / pédogénétisé
marnes silteuses bariolées à nodules de carbonate cm dispersés
argilites non carbonatées

marnes silteuses bariolées

silt argileux fortement bioturbé à nodules de carbonate

grès fin fortement bioturbé
silt argileux pédogénétisé

grès bien trié fin ciment carbonaté intensément bioturbé avec à la base terriers inenses

argilites bariolées non carbonatées

caisse 24

caisse 25

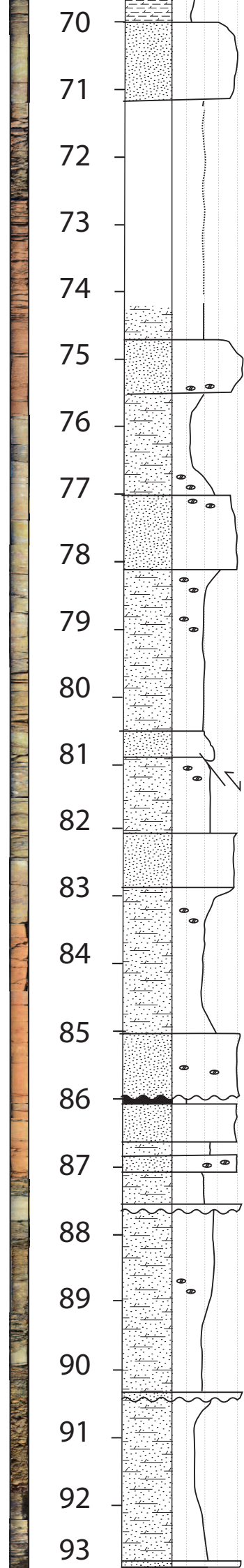
caisse 26

caisse 27

caisse 28

caisse 29

caisse 30



argilites bariolées non carbonatées

grès fin à matrice carbonatée

71 grès fin argileux bariolé
siltite argileuse

intensément broyé, pulvérisé

faciès très argileux bariolé et terreux
argilite tâchetée grise/bleue très bioturbé
- faille ? problème de cave ?

74 argilite silteuse non carbonatée

75 grès fin de plus en plus argileux
grès fin argileux bariolé
grès fin rouge / ocre et nodules de carbonate
argilite finement sableuse non carbonatée

pédogenèse

marnes finement sableuses bariolées fortement pédogénétisées

77 grès fin argileux à nodules de carbonate

77 grès fin argileux à nodules de carbonate

78 grès fin argileux à matrice carbonatée bien trié intenses bioturbation

79 faciès nébuleux (mélange silt fin / marnes) homogénéisé par bioturbations
avec nodules cm de carbonate

80 marnes bariolées avec nodules de carbonate inframm dispersés

81 siltite argileuse

82 marnes silteuses rouges

grès fin bien trié et bioturbé (teichichnus)



83 siltite argileuse rouge

marnes silteuses bioturbées avec nodules de carbonate

84 siltite argileuse rouge bariolée

85 grès fin bioturbé à base érosive et nodules carbonate cm dispersés

86 grès bariolé sur 20 cm le la passée argileuse 38 39 40

grès fin bioturbé intensément (pas de pédogenèse) par teichichnus. base bioturbée
marnes silteuses bariolées

87 grès fin bien classé bioturbé à teichichnus et petits niveaux de carbonate
marnes grises/bleues bariolées

grès fin gris/bleu bien classé malgré passées mm plus grossières à base érosive
et ciment carbonaté sans bioturbation

88 marnes bariolées silteuses

89

90 marnes vertes faiblement bariolée

91 grès très fin à ciment carbonate et base érosive et galets mous. pas argileux.

marnes faiblement variolées verdâtres

pas de bioturbations

91 argilites faiblement silteuses

92 argilite silteuse rouge et paléosols intenses

93 siltite argileuse rouge ocre
grès fin

caisse 30

caisse 31

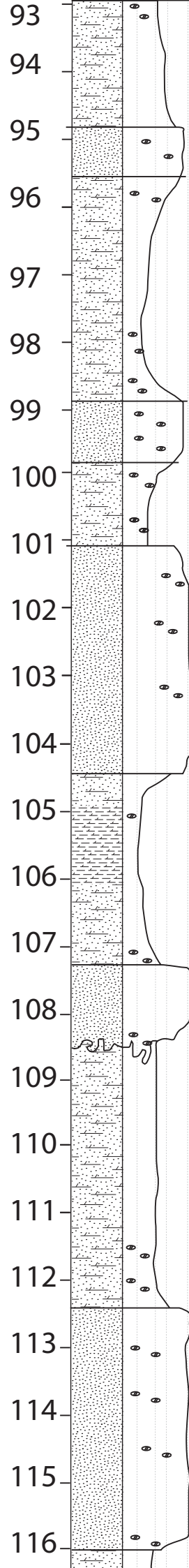
caisse 32

caisse 33

caisse 34

caisse 35

caisse 36



argilites silteuses

siltite argileuse rouge. pas de nodules de carbonate

grès très fin rouge avec nodules de carbonate
grès très fin bleu/gris avec bioturbations ocre.

argilite silteuse rouge avec gros nodules de carbonate plurim coalescents
argilite silteuse bleue

argilite silteuserouge. présence de nodules de carbonate
siltite argileuse

grès rouge avec de nodules de carbonate plurim

grès fin intensément bioturbé (bleu/gris)

36

marnes bariolées silteuses à nodules de carbonate ocre

marnes argileuses à nodules de carbonate bariolés. pas de silt

grès argileux à nodules de carbonate bleu/pocre

35

grès très fin argileux rouge à nodules inframm

rouge

34 grès fin bariolé marmorisé avec nodules de carbonate inframm dispersés
pénétration des nodules rougeâtres dans la couleur ocre

bleu
rouge

argilites lie de vin / ocre. pas de nodules de carbonate

33



petits nodules de carbonate inframm

grès très fin gris/ocre. très bioturbé à base

argilites silteuses lie de vin à nodules ferrugineux

marnes silteuses lie de vin / ocre

marnes silteuses lie de vin / ocre

32

31 grès fin bariolé ocre. faiblement bioturbé (spreinten)

rouge

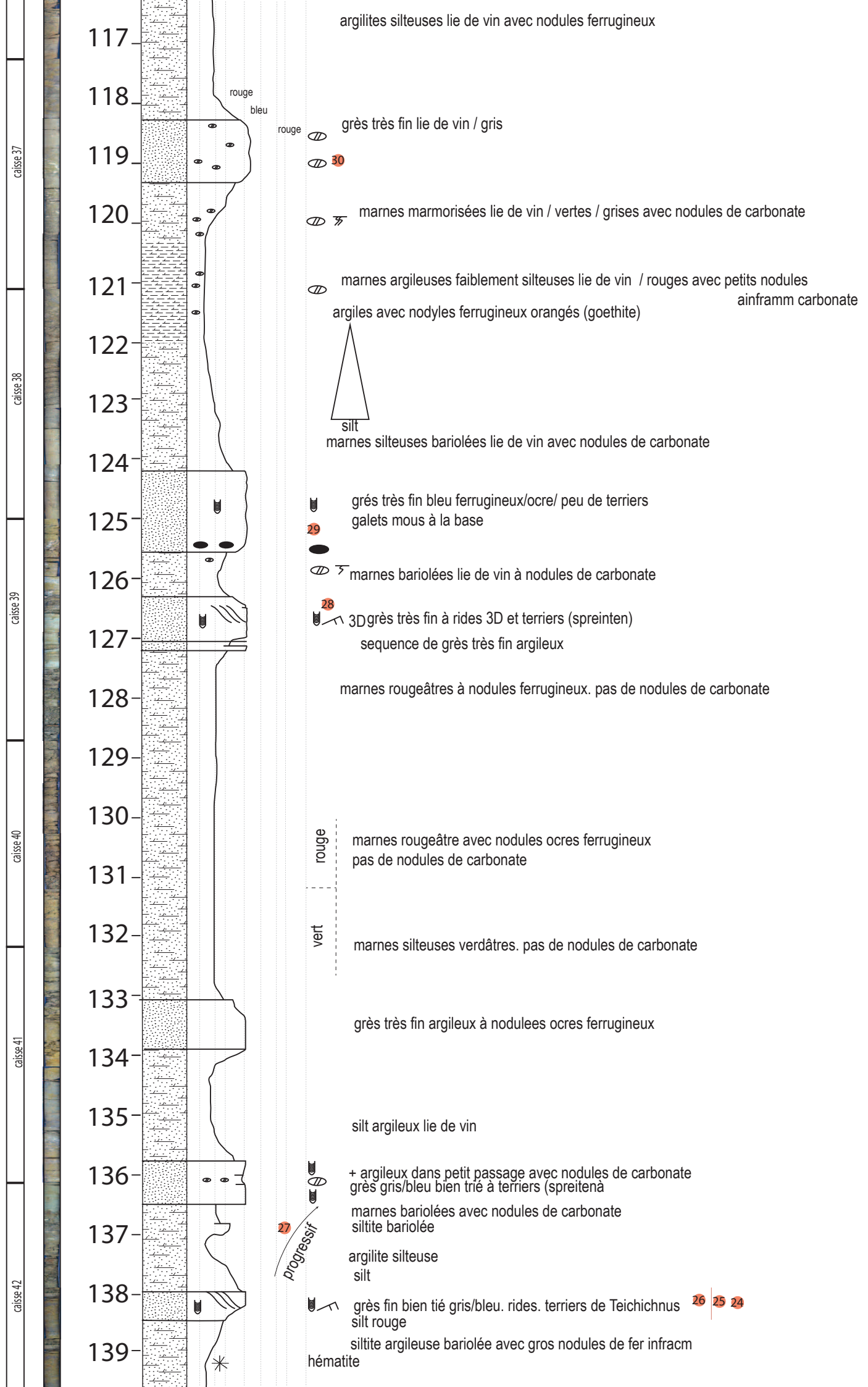
bleu

rouge

bleu

grès fin bien trié

rouge



caisse 43

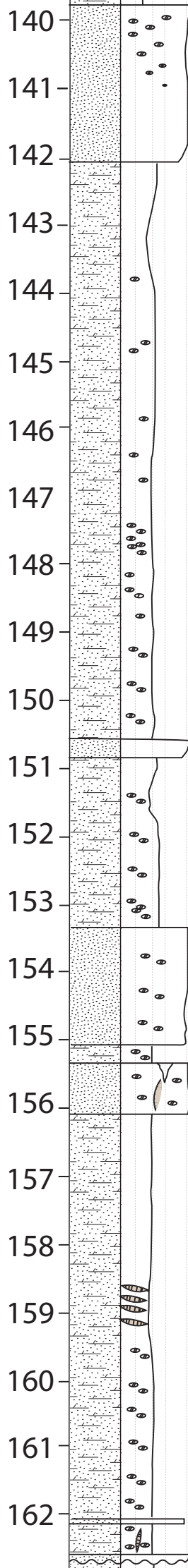
caisse 44

caisse 45

caisse 46

caisse 47

caisse 48



rouge / beaucoup de nodules
 couleur
 nodules de carbonate

23
 grès fin bien trié bioturbé

bleu / peu de nodules
 marnes silteuses bariolées à nodules carbonate inframm

pas de nodules de carbonate

nodules de carbonate

marnes avec nodules carbonate diminuant vers le haut

nodules de carbonate
 marnes silteuses grises avec traces de bariolage

orange / pédogenèse
 marnes bariolées silteuses
 traces de pédogenèse avec nodules de carbonate inframm/cm dispersés

22
 grès très fin bleu/gris à traces de racines
 marnes silteuses

21
 marnes argileuses à nodules carbonatés
 marnes silteuses avec nodules de carbonate et nodules orangés de goethite

20
 grès très fin à nodules carbonatés inframm dispersés et traces de pédogenèse

marnes bariolées

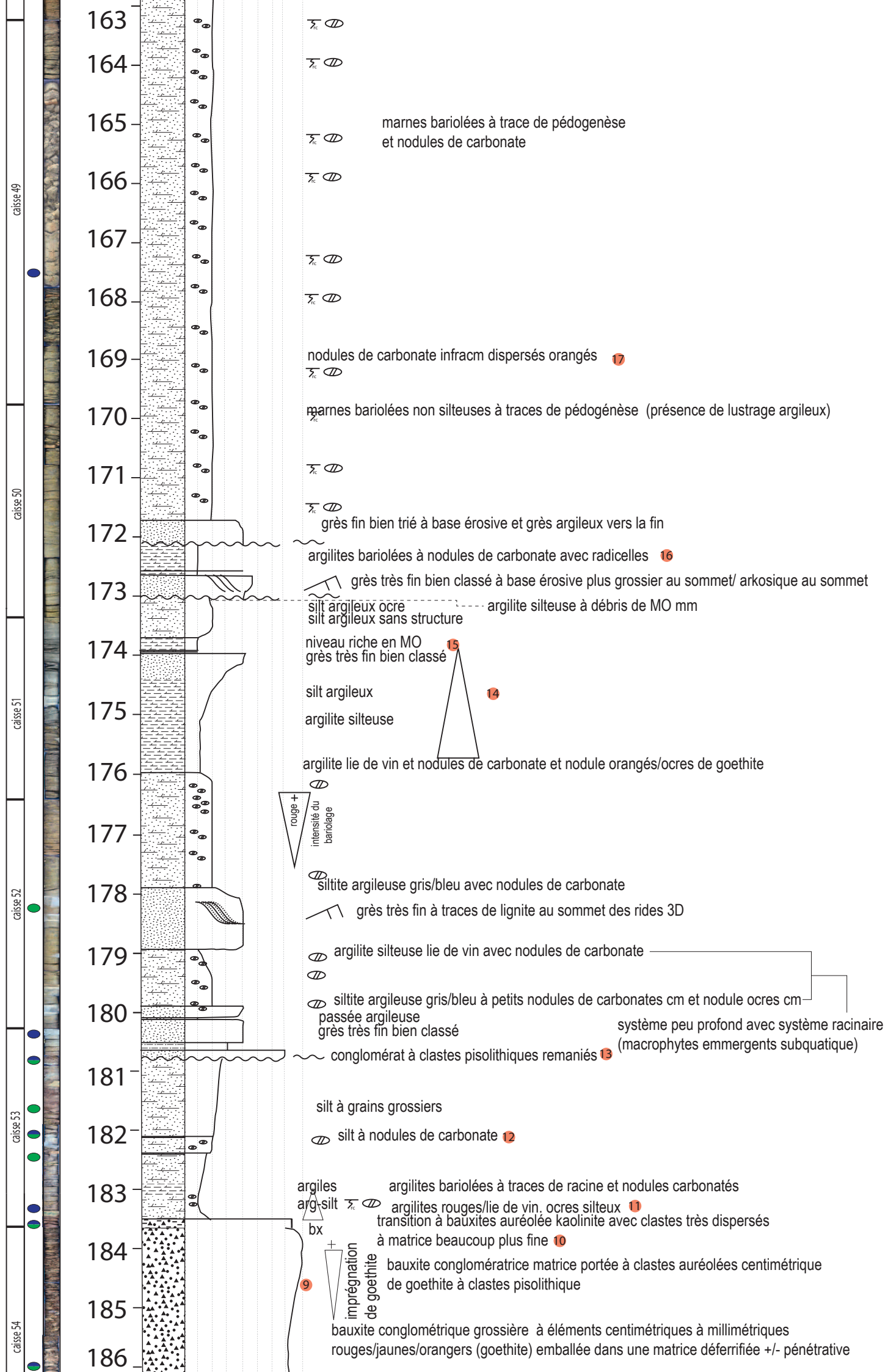
19
 grès très fin bien trié à traces de paléosol orange à racines et veines de gypse fibreux

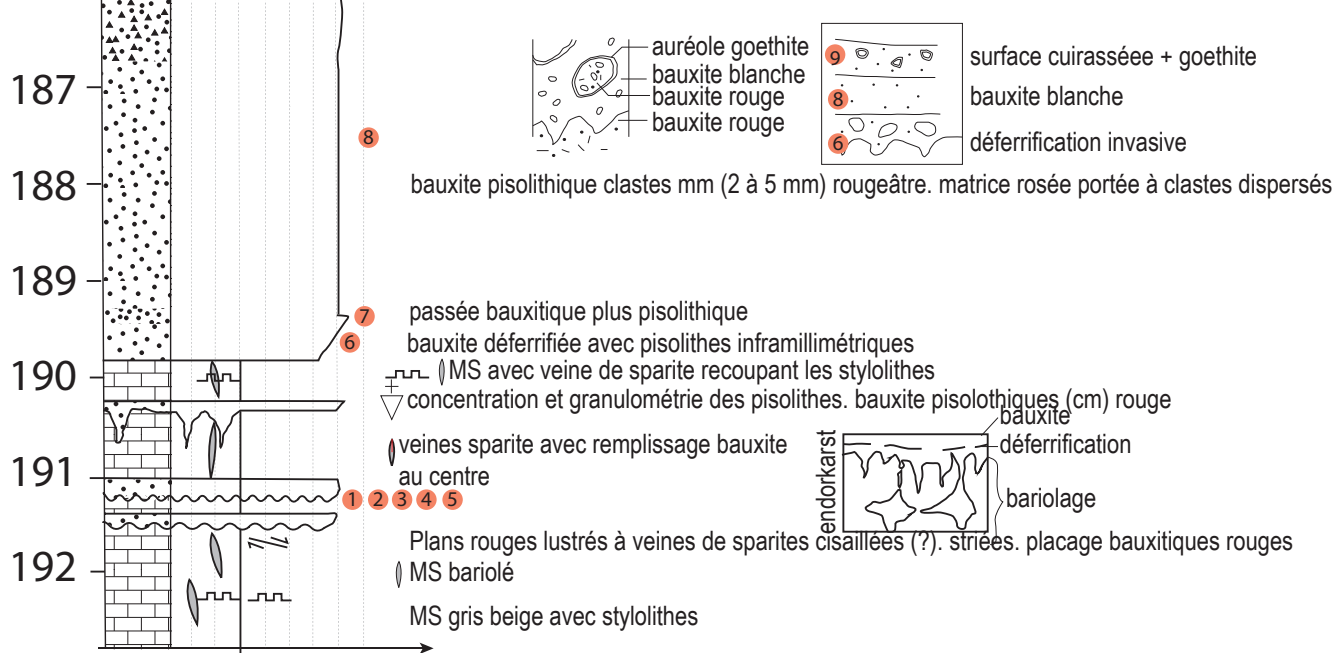
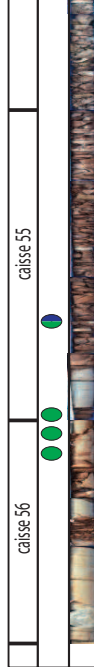
marnes bariolées à gypse inframm

barrologie
 marnes bleu/bariolées avec veines inframm de gypse fibreux

marnes bariolées silteuses à nodules de carbonate

18
 grès très fin argileux bariolé avec pédogenèse
 marnes silteuses bariolées avec pédogenèse + gypse fibreux
 grès très fin trié à base érosive et rides au sommet





LEGENDE

LITHOLOGIE

	Fb-3 : bauxite pisolithique et clastes ferrugineux		Fc-3 : grès fin bien trié marneux
	Fb-2 : bauxite pisolithique à clastes portés		Fc-2: siltite marneuse
	Fb-1: bauxite pisolithique rouge		Fc-1: argilite marneuse
	F-1 : micro-wackestone bioclastique		Fb-4 : bauxite à matrice portée avec pisolithes dispersés et clastes ferrugineux
	intervalle riche en matière organique		

STRUCTURES SEDIMENTAIRES

	3D	rides 3D
		galets mous

SURFACES

	surface d'érosion
--	-------------------

MICROSTRUCTURES TECTONIQUES

	fente de tension à remplissage bauxite au centre		fente de gypse
	fente de tension		

STRUCTURES PEDOLOGIQUES

	terrier Teichichnus
	paléosol
	nodules pédogénétiques

ECHANTILLONNAGE

	lames minces et analyses argiles		analyses argiles
	lames minces		

PLANCHE PHOTOS DU LOG 184 1/2



PHOTO 1



PHOTO 2



PHOTO 3



PHOTO 4

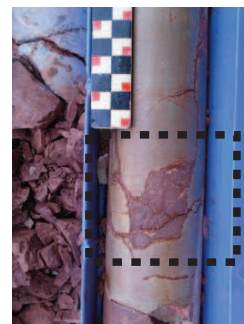


PHOTO 5



PHOTO 6

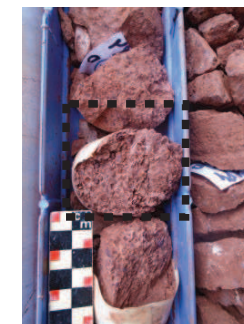


PHOTO 7

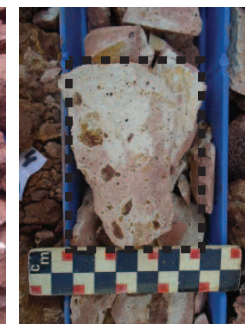


PHOTO 8



PHOTO 9



PHOTO 10

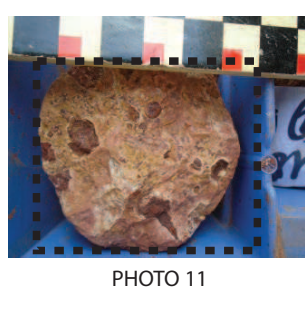


PHOTO 11



PHOTO 12



PHOTO 13



PHOTO 14



PHOTO 15

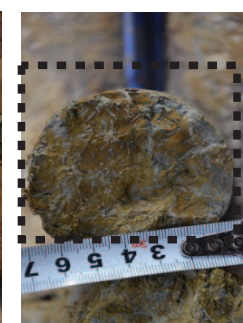


PHOTO 16



PHOTO 17



PHOTO 18



PHOTO 19

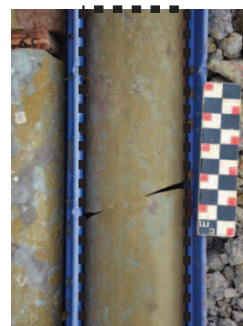


PHOTO 20

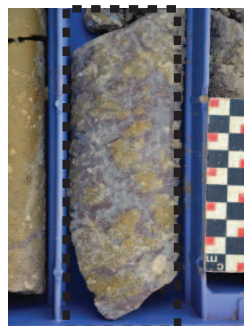


PHOTO 21

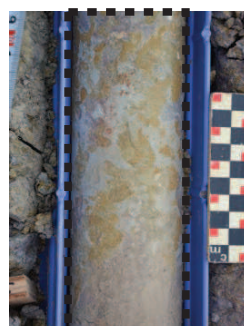


PHOTO 22

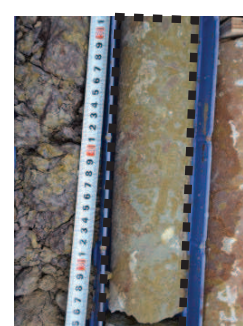


PHOTO 23

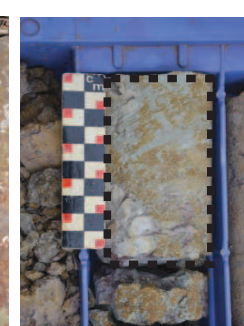


PHOTO 24



PHOTO 25

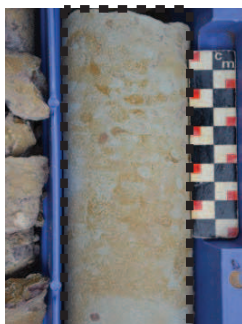


PHOTO 26



PHOTO 27

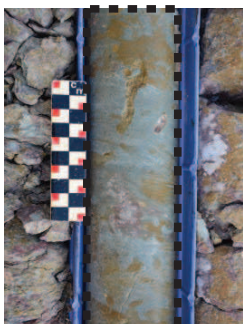


PHOTO 28

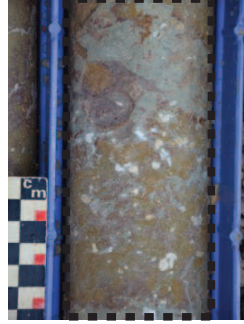


PHOTO 29

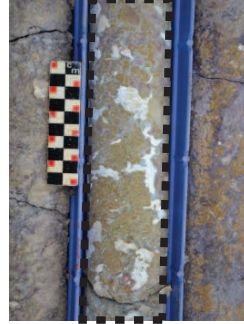


PHOTO 30

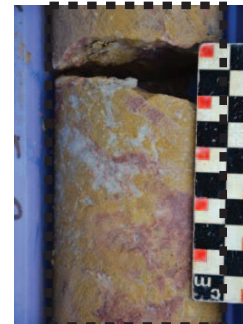


PHOTO 31

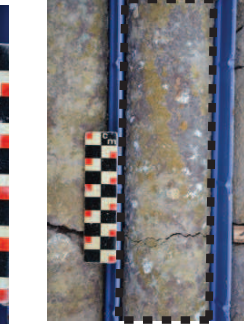


PHOTO 32

PLANCHE PHOTOS DU LOG 184 2/2



PHOTO 33

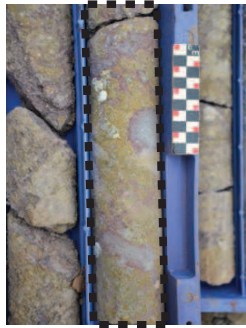


PHOTO 34



PHOTO 35



PHOTO 36

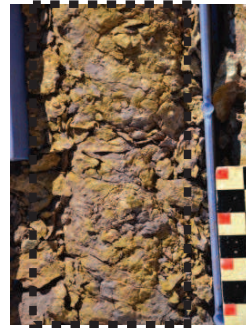


PHOTO 37



PHOTO 38



PHOTO 39



PHOTO 40

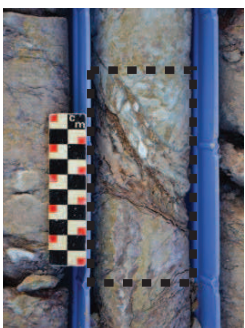


PHOTO 41



PHOTO 42

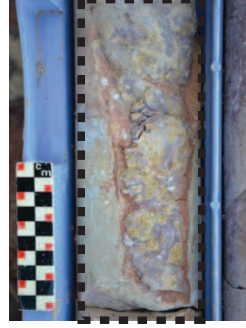


PHOTO 43

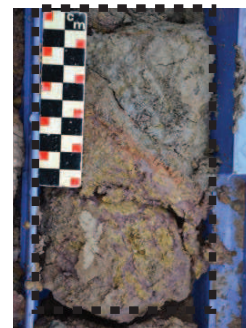


PHOTO 44

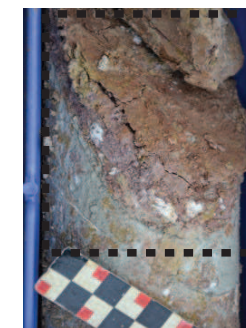


PHOTO 45



PHOTO 46



PHOTO 47

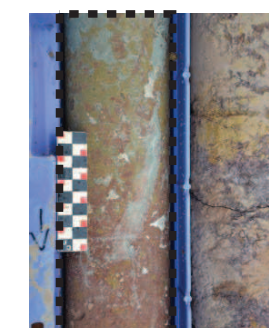
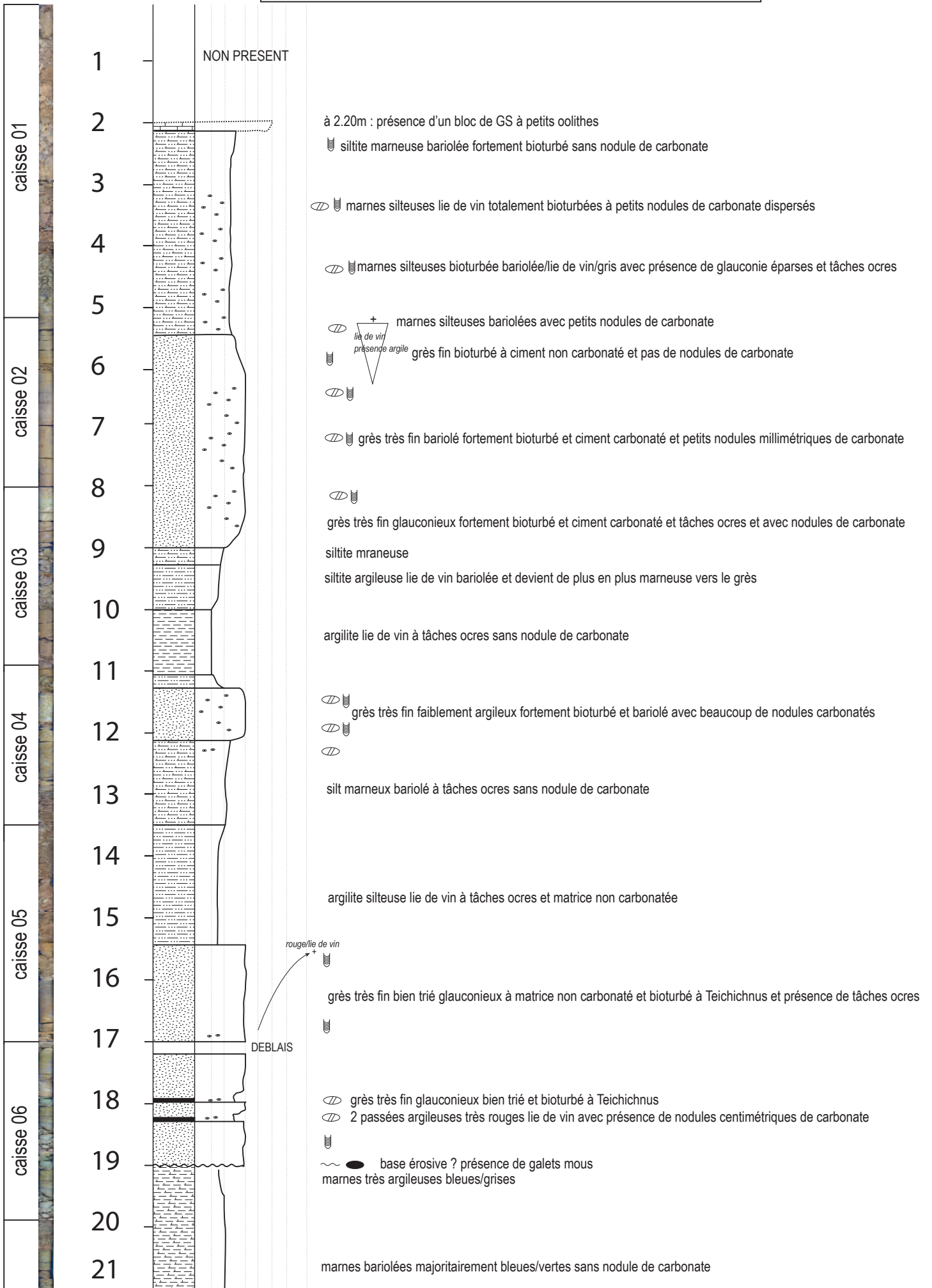
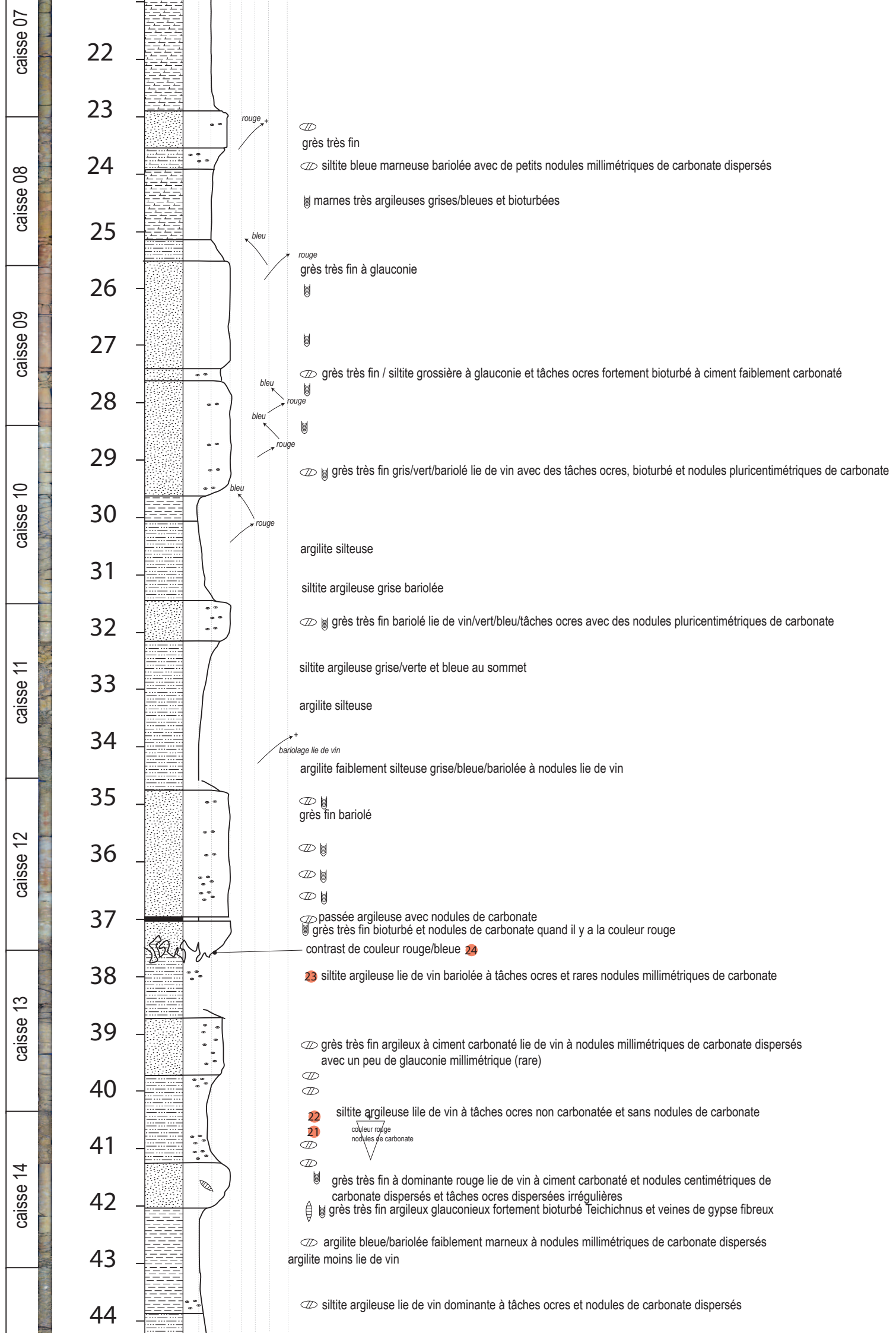


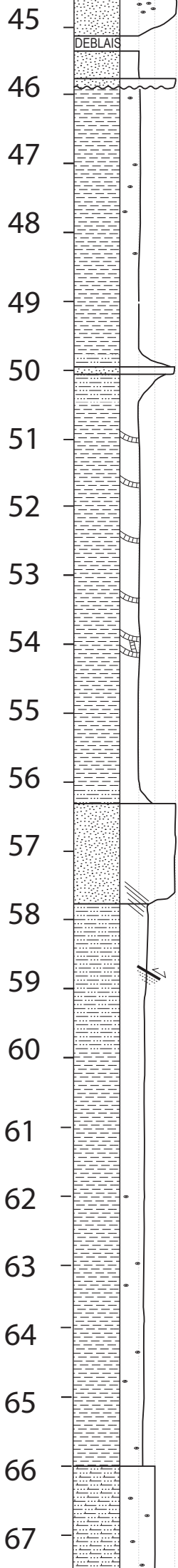
PHOTO 48

FORAGE 183 X : 701975 Y : 136040
 profondeur (m): 63.80





caisse 15
caisse 16
caisse 17
caisse 18
caisse 19
caisse 20



grès très fin argileux gris glauconieux et bioturbé à nodules de goethite et carbonatés centimétriques dispersés

siltite argileuse
argilite non silteuse bleu non carbonatée

grès très fin bioturbé à galets mous et base érosive, intensément bioturbé à goethite et Teichtichnus

pas carbonaté
argilite pas silteuse grise/bleue à petits nodules millimétriques de carbonate dispersés
petits nodules lie de vin/goethite dispersés

MORCEAUX

argilite grise/bleue non carbonatée avec nodules de goethite

grès très fin à siltite grossière avec des nodules de goethite. glauconie ?

20

argilite non silteuse ocre/bleue très faiblement bariolée avec présence de goethite et fentes mm de gypse fibreux

19

18

argilite non silteuse ocre/bleue très faiblement bariolée avec présence de goethite et fentes mm de gypse fibreux

argilites majoritairement gris/bleu un peu rougi
matrice non carbonatée

siltite argileuse grise/bleue

grès très fin bariolé pédogénérisé et bioturbé et non carbonaté
principalement gris/bleu

contact transitionnel 17
indication pendage

fluage argilite : glissement banc sur banc ?

argilite faiblement silteuse lie de vin et nodules orangés

augmentation de la densité de nodules orangés / ocres

argilites faiblement silteuses lie de vin à nodules orangés
nodules de carbonate inframm dispersés
matrice non carbonatée

marnes bariolées silteuses lie de vin ocres

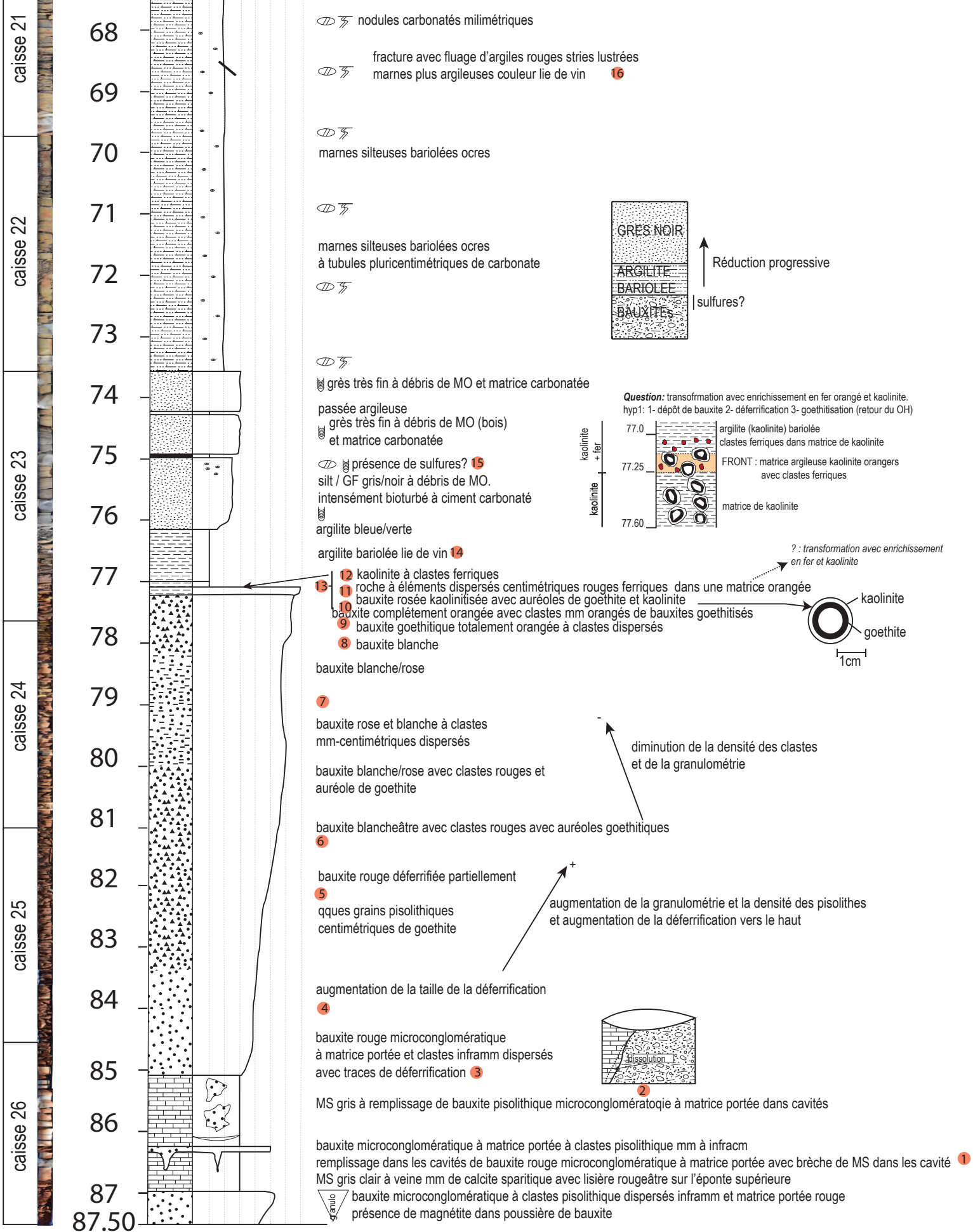


PLANCHE PHOTOS DU LOG 183 1/1



PHOTO 1

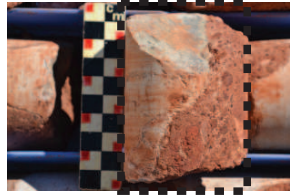


PHOTO 2



PHOTO 3

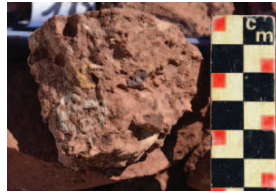


PHOTO 4



PHOTO 5

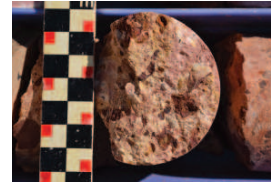


PHOTO 6

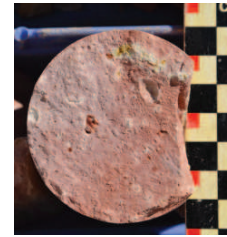


PHOTO 7



PHOTO 8

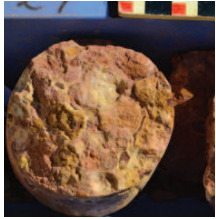


PHOTO 9

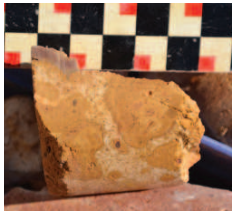


PHOTO 10

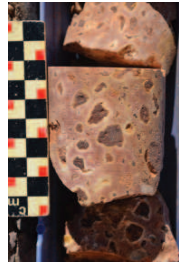


PHOTO 11



PHOTO 12



PHOTO 13

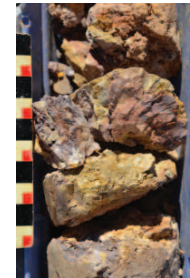


PHOTO 14



PHOTO 15

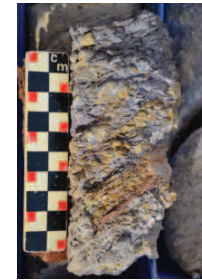


PHOTO 16

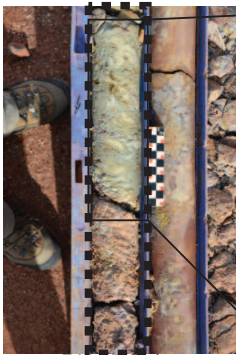


PHOTO 17



PHOTO 17

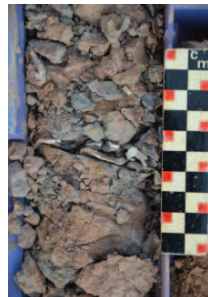


PHOTO 18



PHOTO 24b



PHOTO 19



PHOTO 20



PHOTO 21



PHOTO 22



PHOTO 23

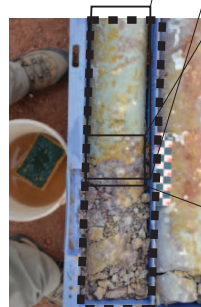


PHOTO 24

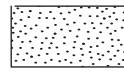


PHOTO 24a

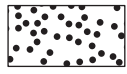
LITHOLOGIE



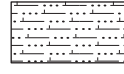
Fb-3 : bauxite pisolithique et clastes ferrugineux



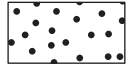
Fc-3 : grès fin bien trié marneux



Fb-2 : bauxite pisolithique à clastes portés



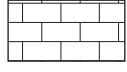
Fc-2: siltite marneuse



Fb-1: bauxite pisolithique rouge



Fc-1: argilite marneuse



F-1 : micro-wackestone bioclastique



Fb-4 : bauxite à matrice portée avec pisoliths dispersés et clastes ferrugineux



intervalle riche en matière organique

STRUCTURES SEDIMENTAIRES



3D rides 3D



galets mous

SURFACES



surface d'érosion

MICROSTRUCTURES TECTONIQUES



fente de tension
à remplissage bauxite au centre



fente de gypse



fente de tension

STRUCTURES PEDOLOGIQUES



terrier Teichichnus



paléosol



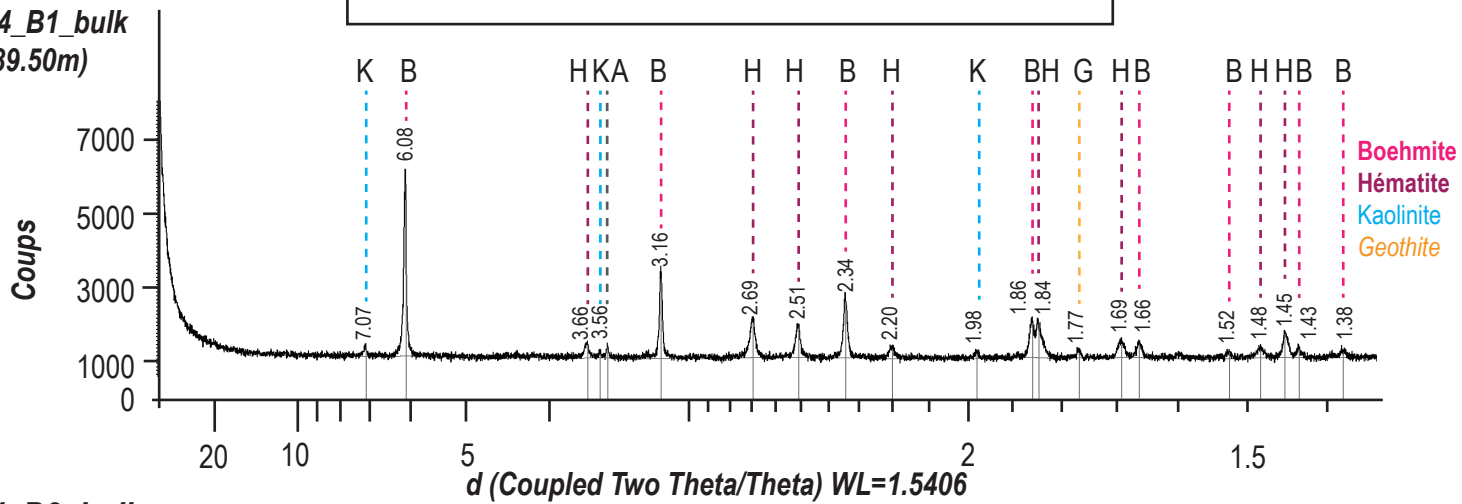
nodules pédogénétiques



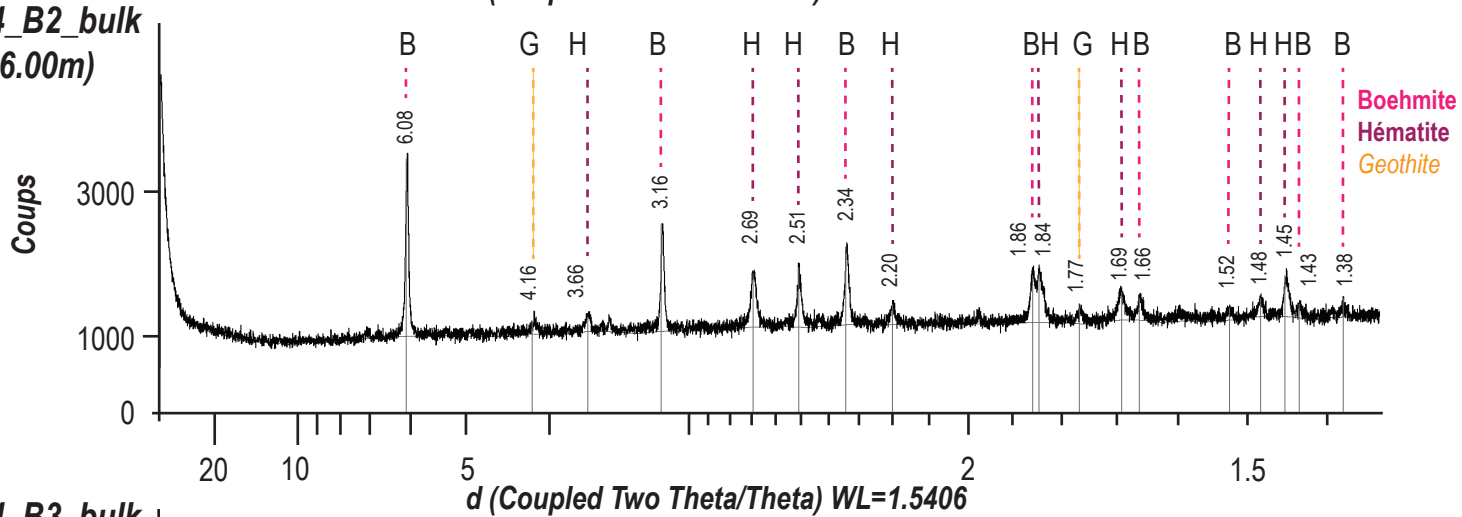
48 photos

DIFFRACTOGRAMMES DU SONDAGE 184

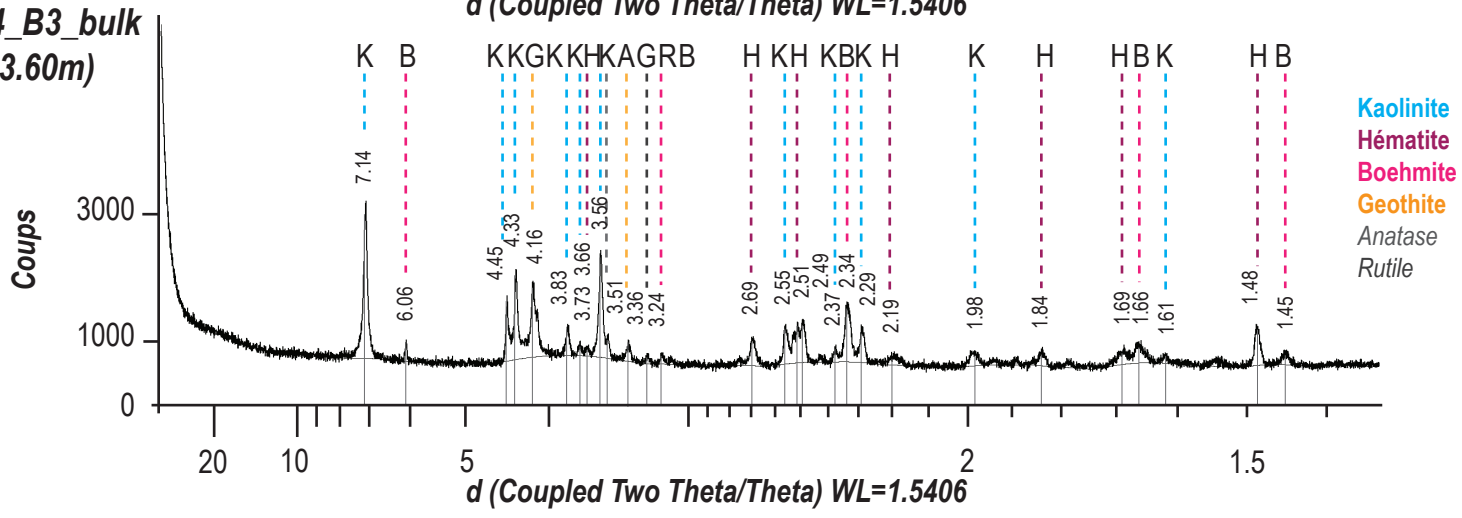
184_B1_bulk
(189.50m)



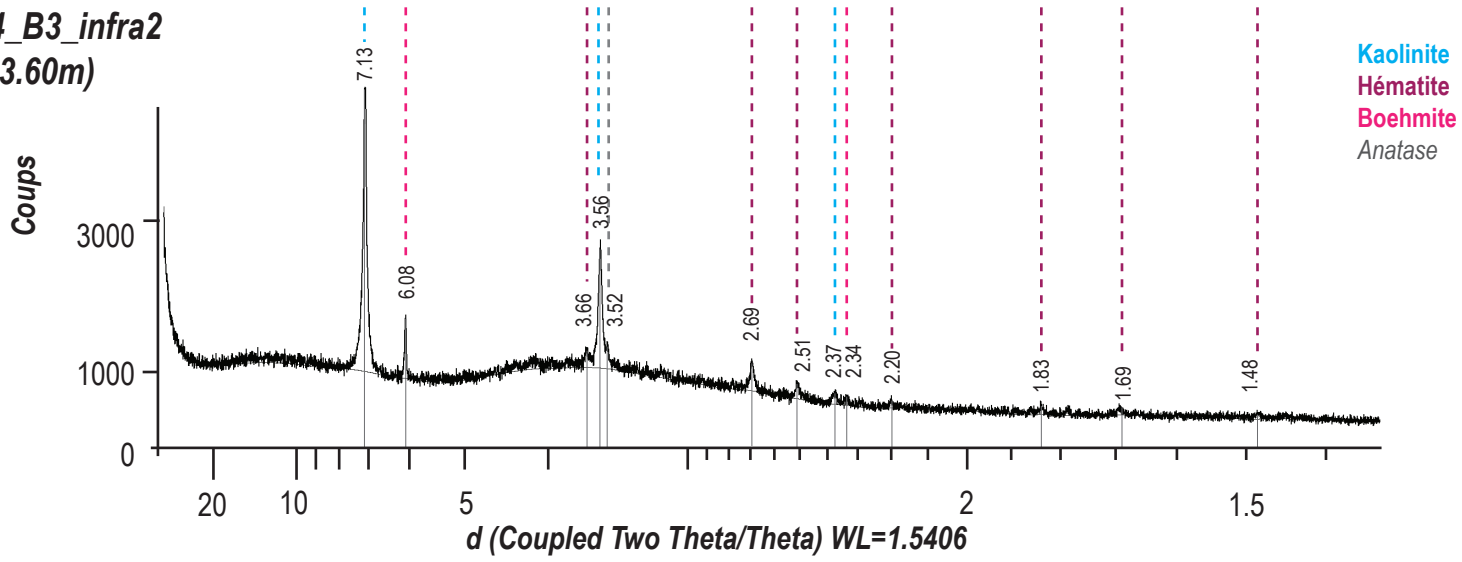
184_B2_bulk
(186.00m)



184_B3_bulk
(183.60m)

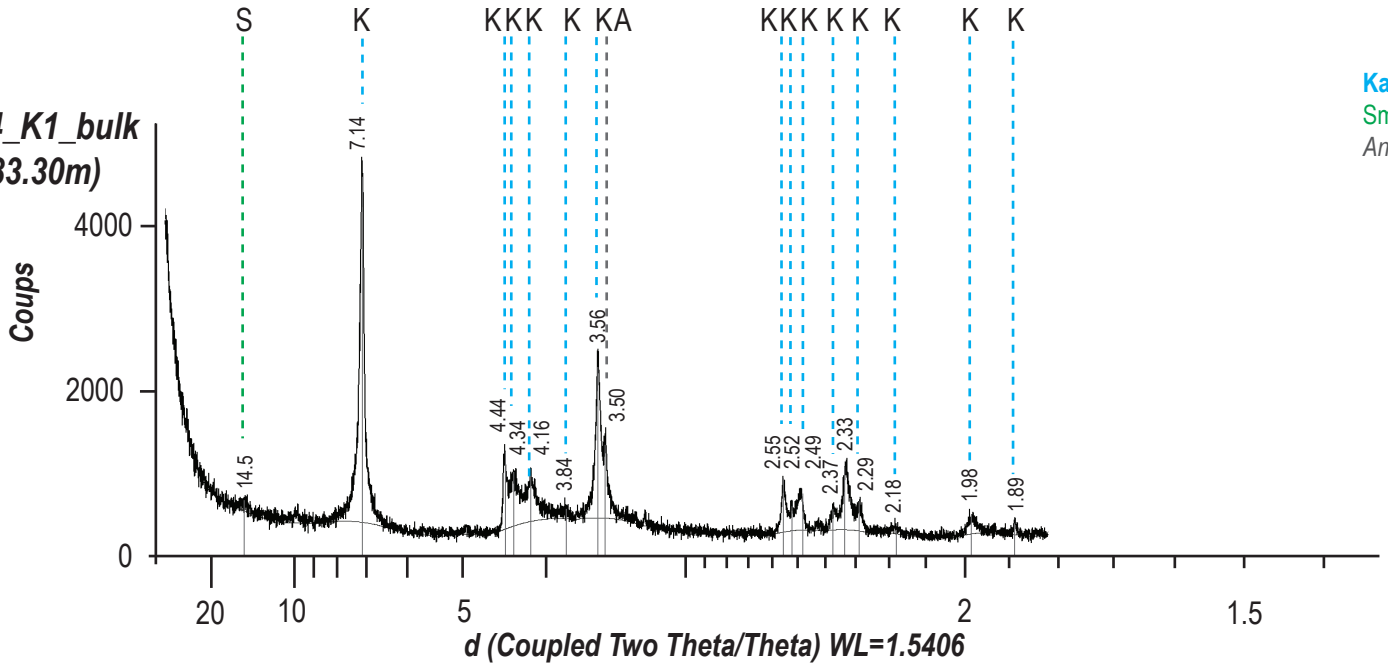


184_B3_infra2
(183.60m)



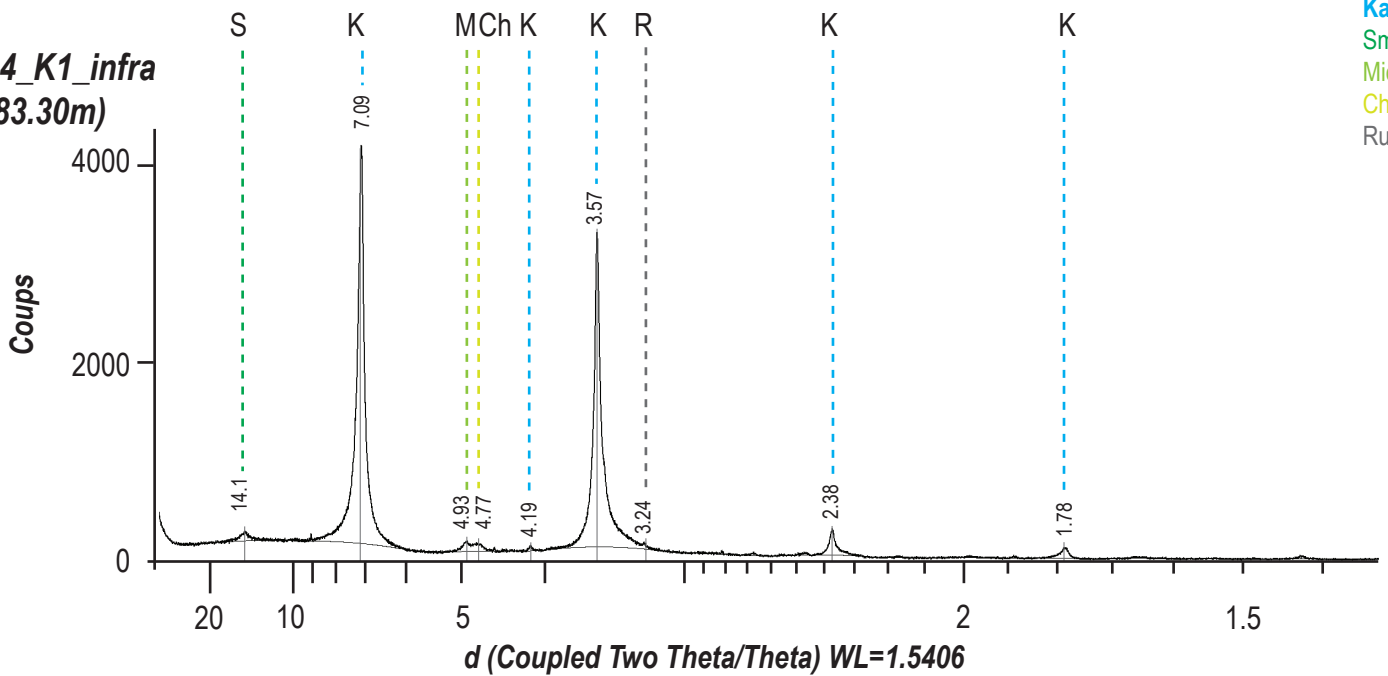
Kaolinite
Smectite
Anatase

184_K1_bulk
(183.30m)



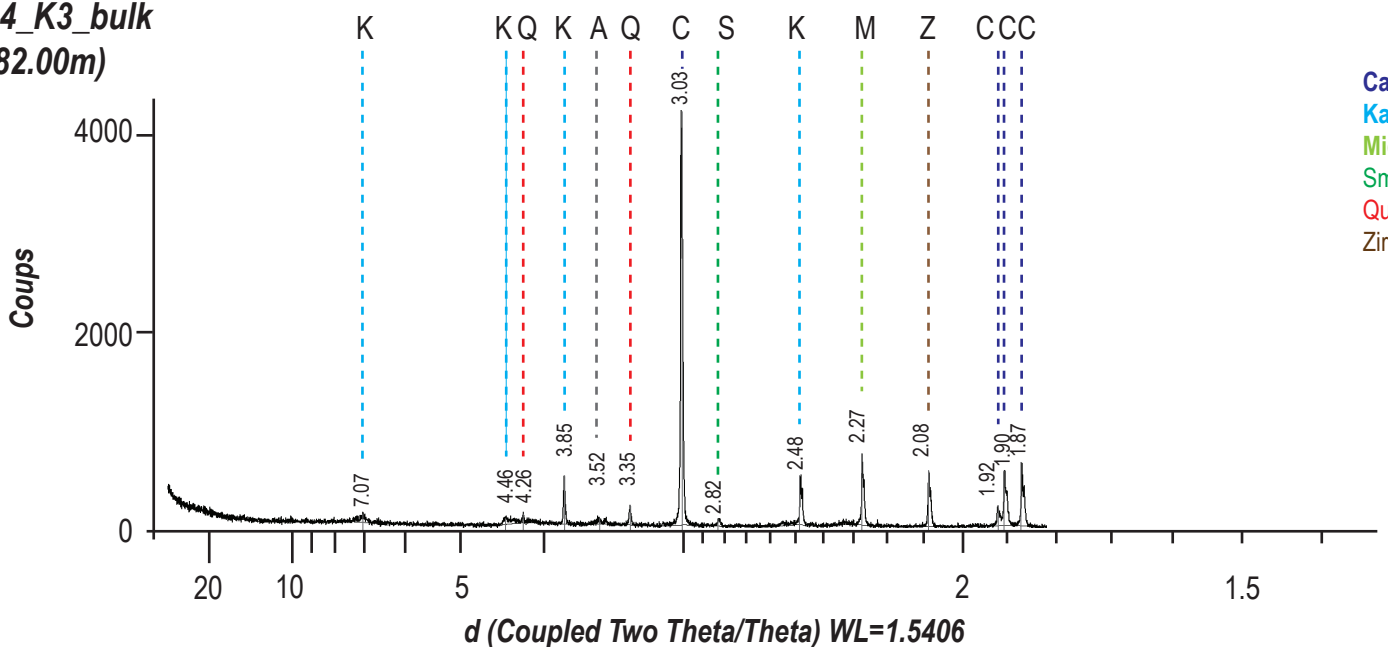
Kaolinite
Smectite
Micas
Chlorite
Rutile

184_K1_infra
(183.30m)

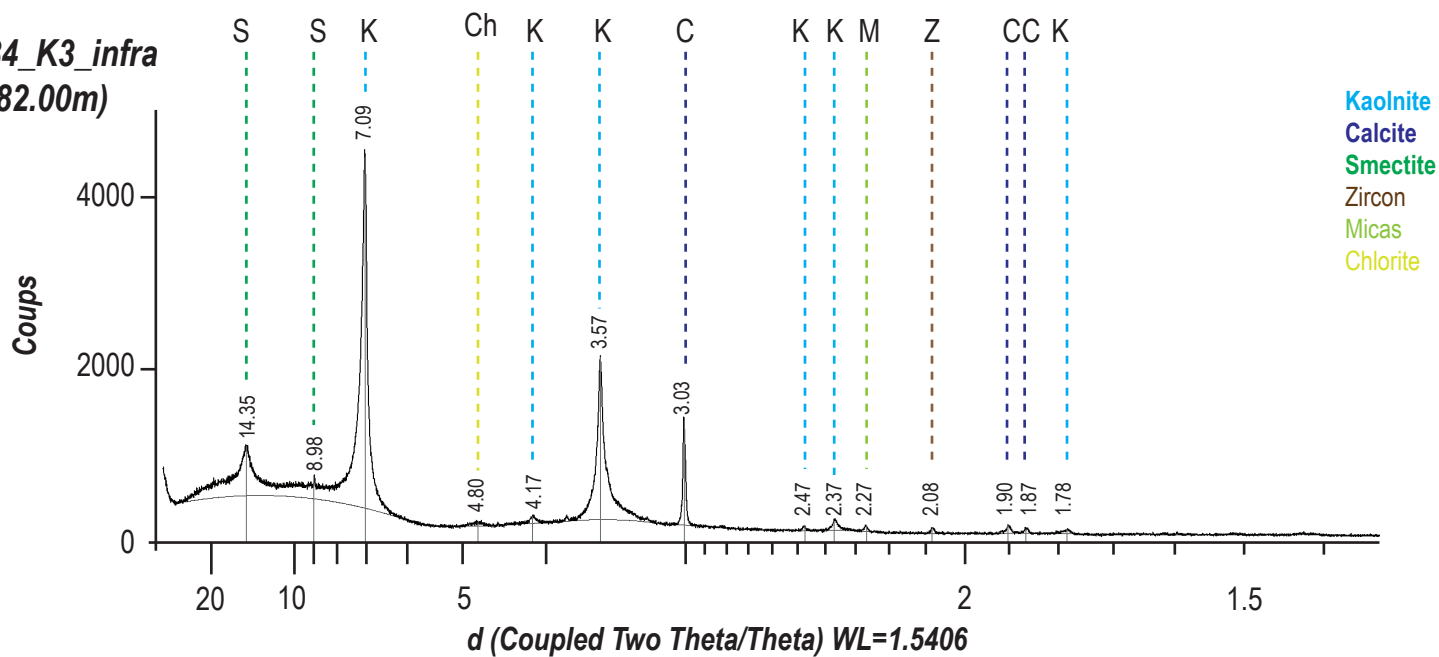


Calcite
Kaolinite
Micas
Smectite
Quartz
Zircon

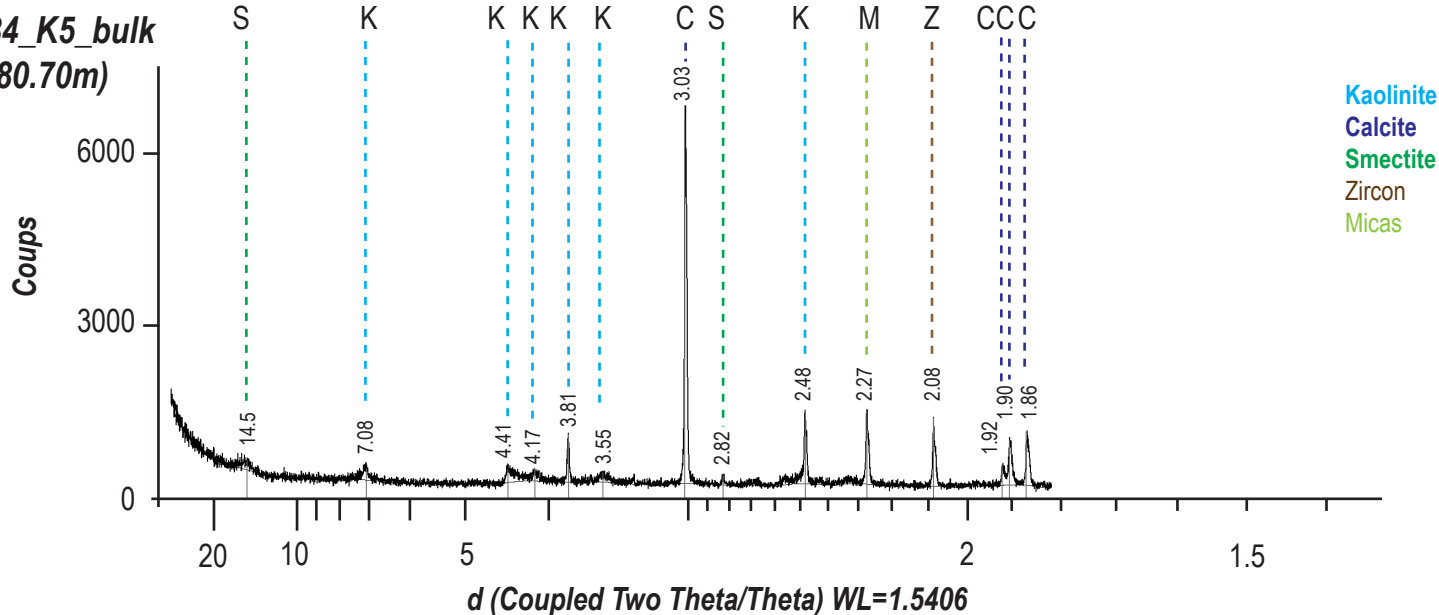
184_K3_bulk
(182.00m)



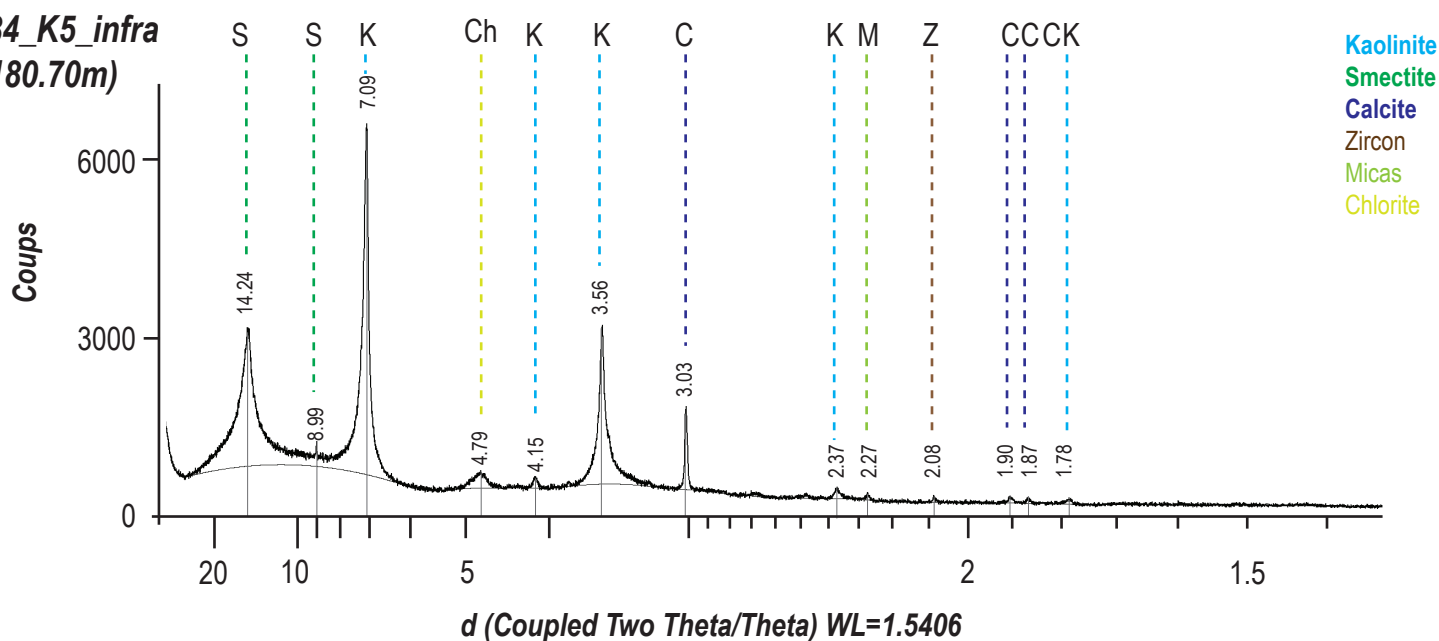
184_K3_infra
(182.00m)



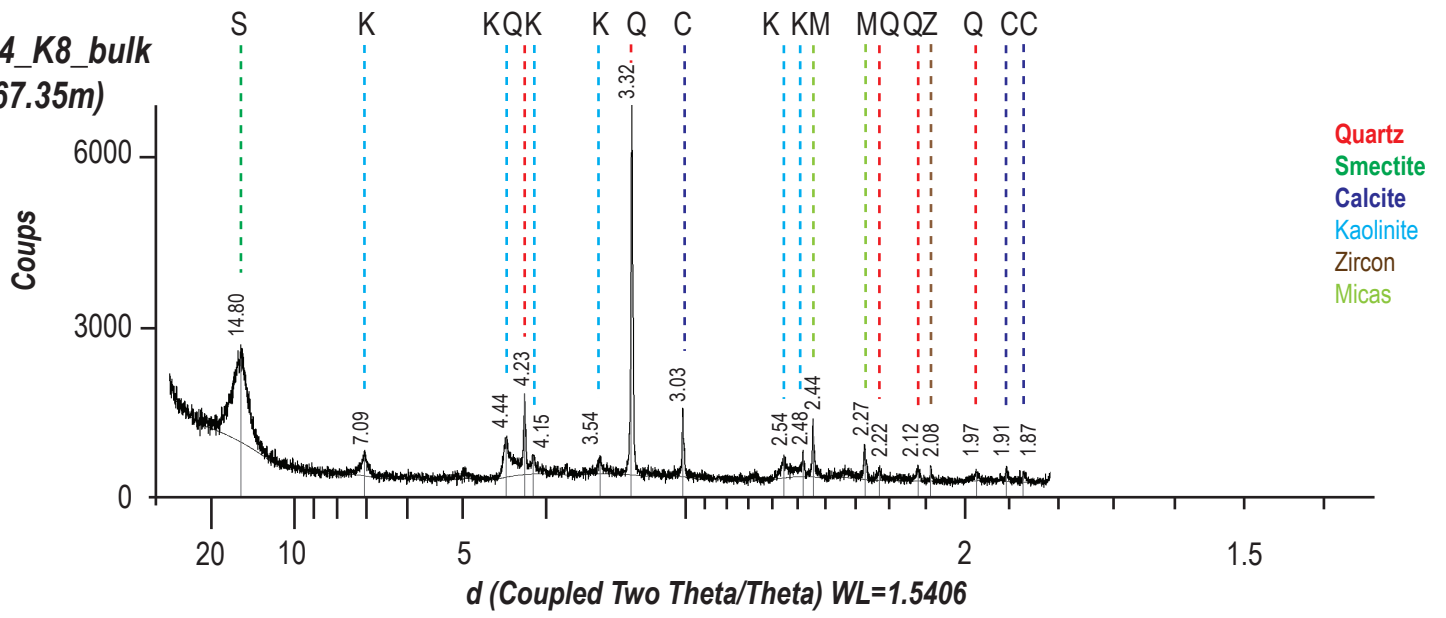
184_K5_bulk
(180.70m)



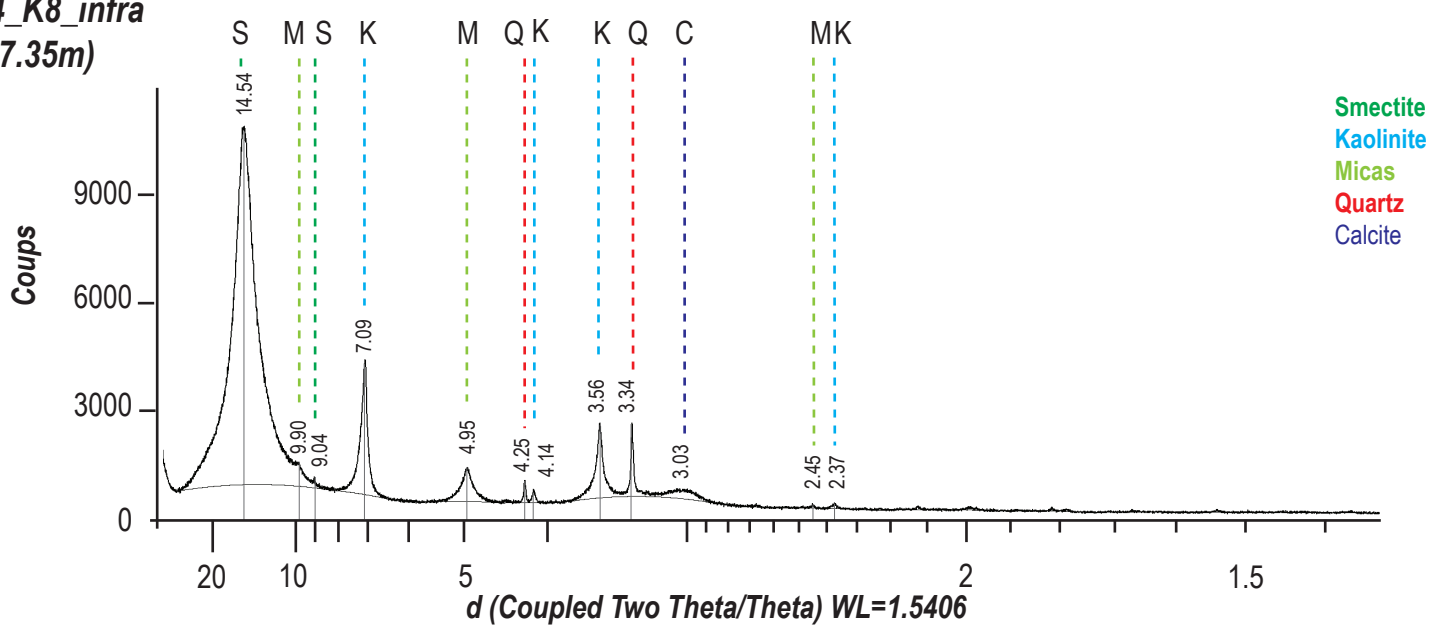
184_K5_infra
(180.70m)



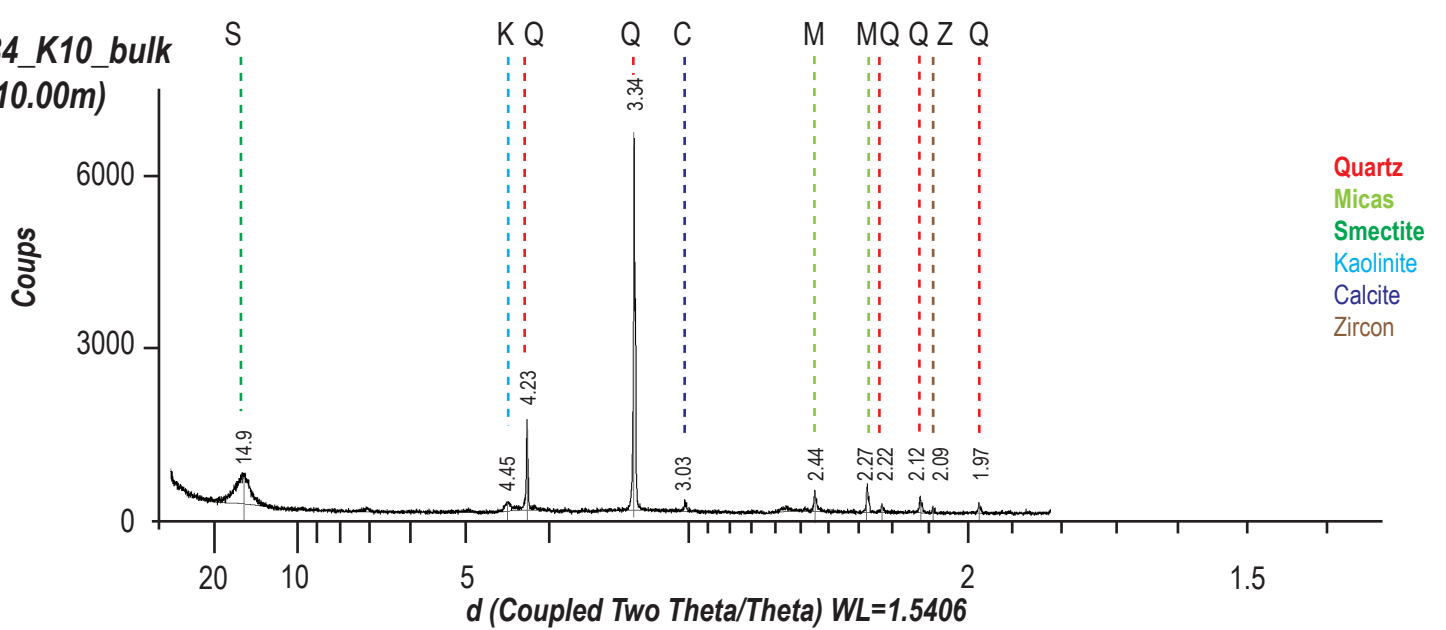
**184_K8_bulk
(167.35m)**



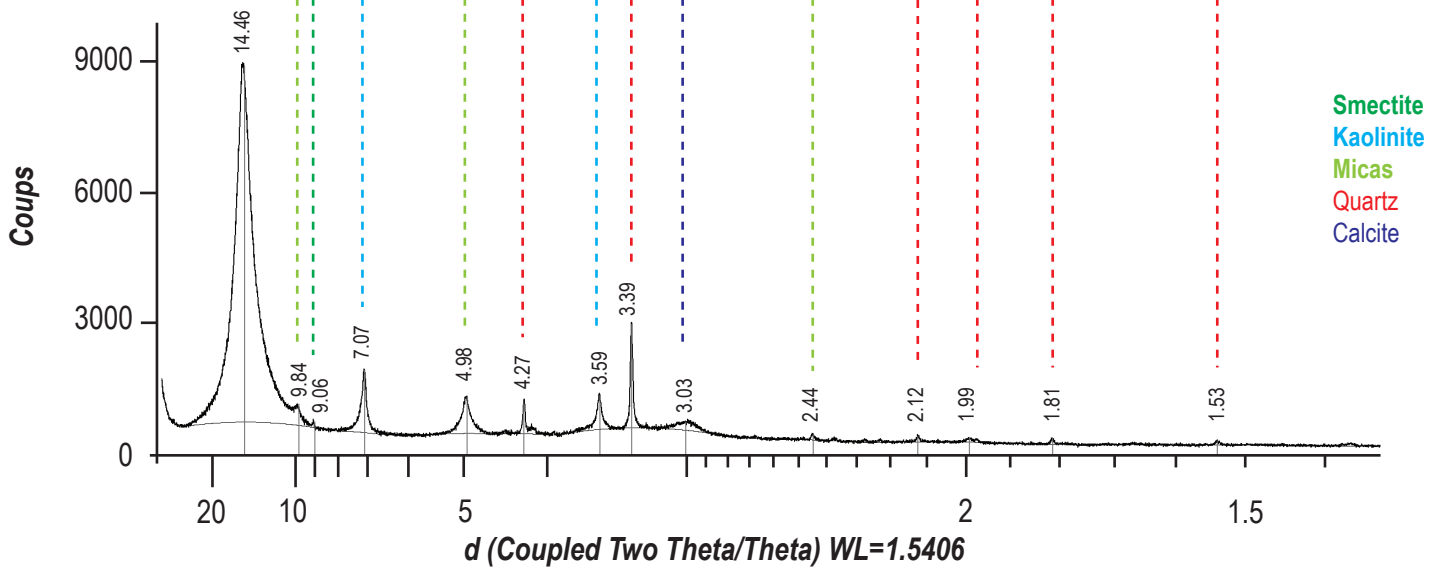
**184_K8_infra
(167.35m)**



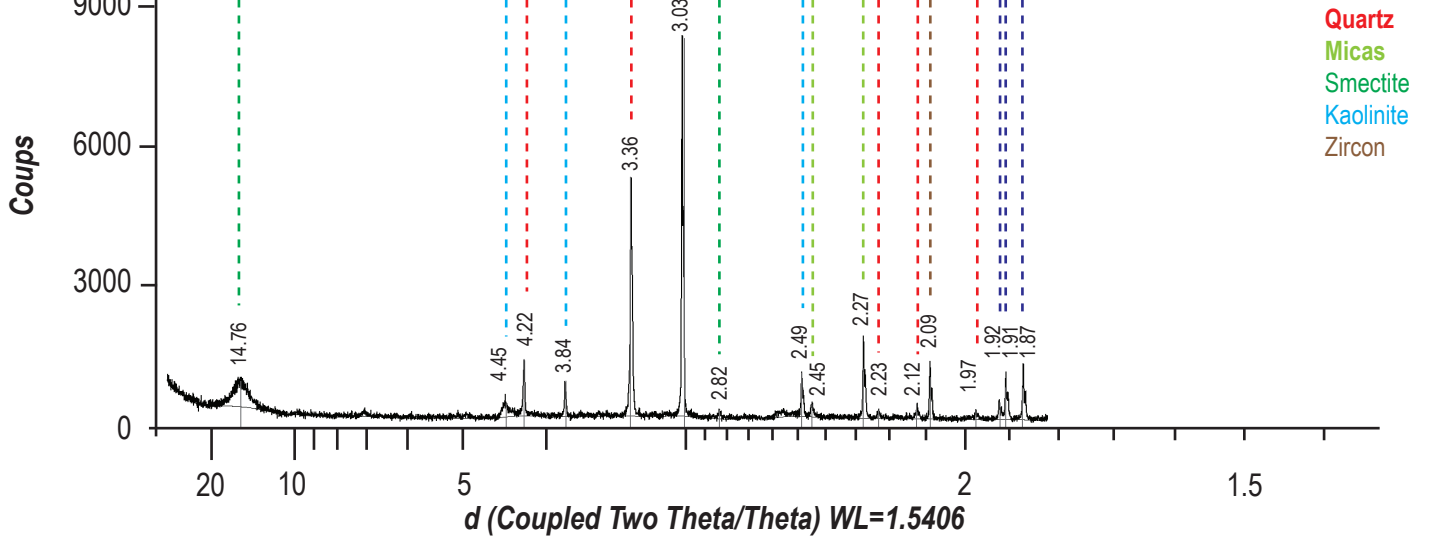
**184_K10_bulk
(110.00m)**



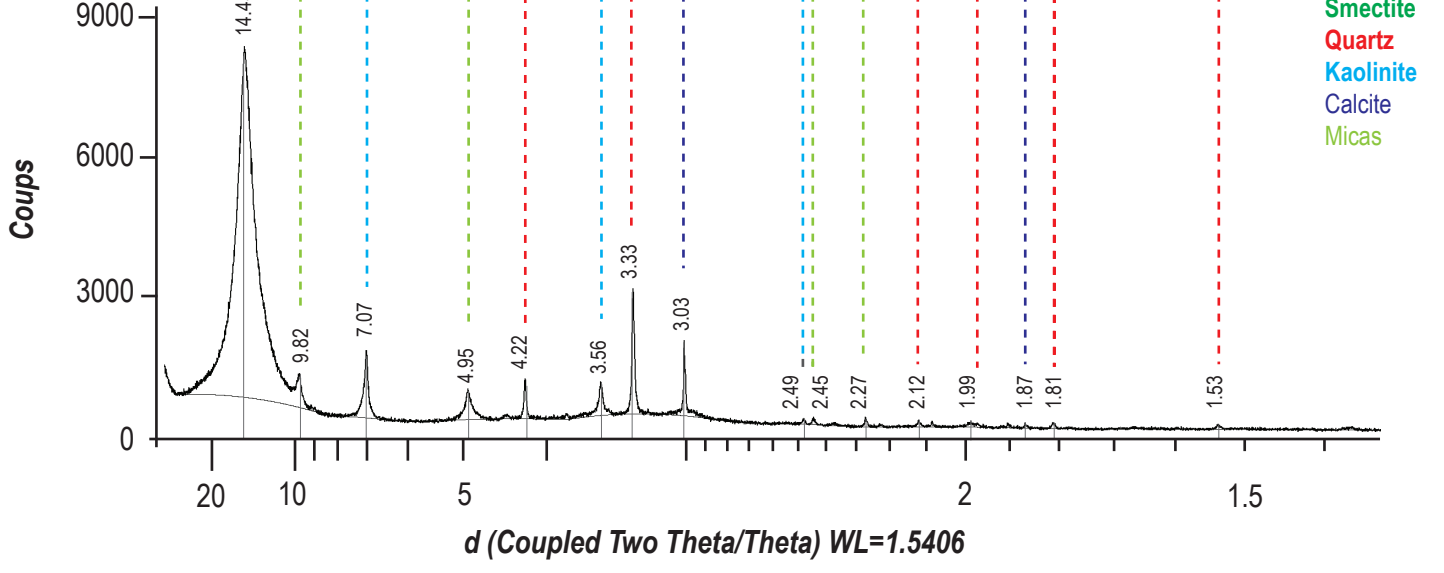
184_K10_infra
(110.00m)



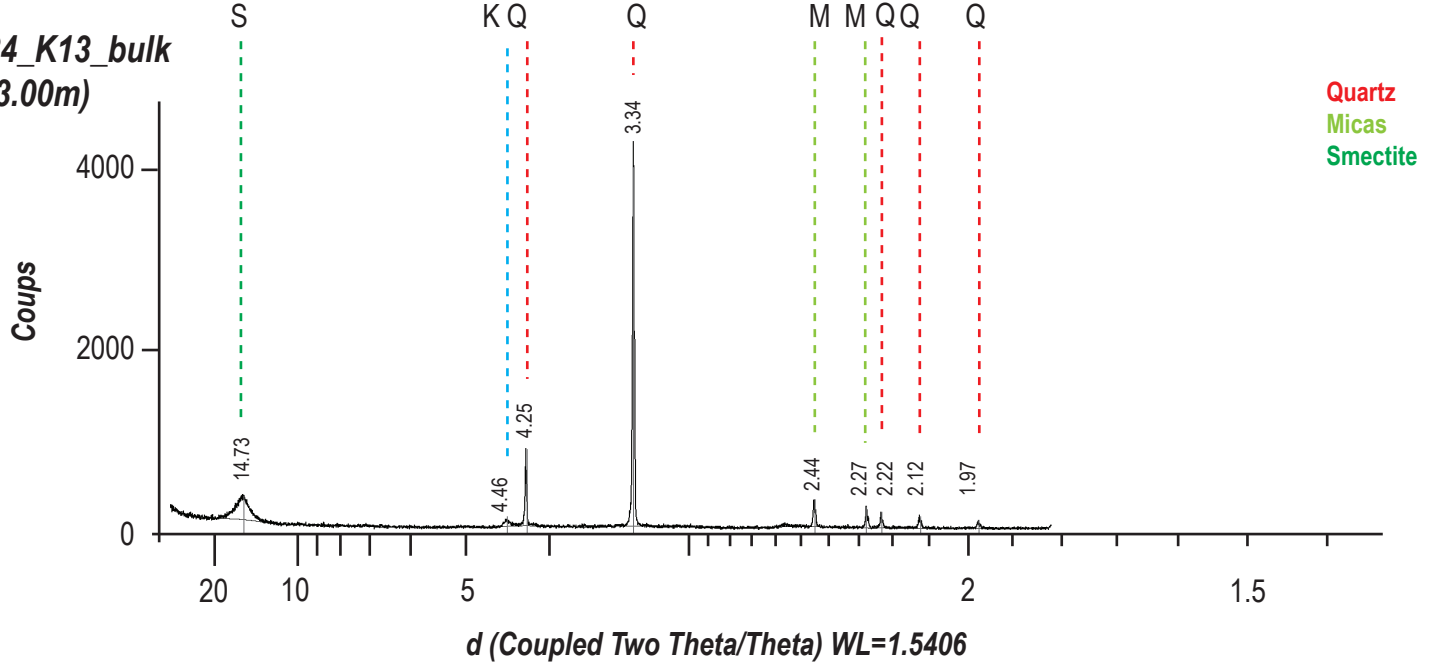
184_K11_bulk
(65.00m)



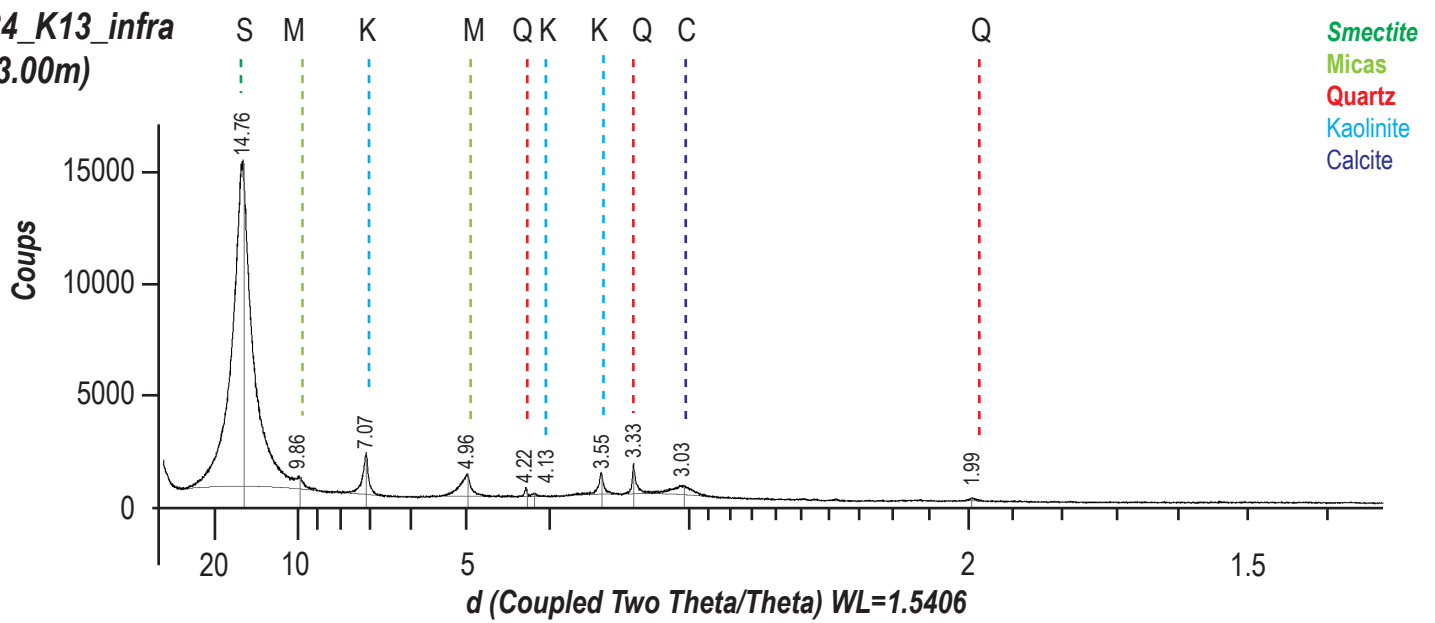
184_K11_infra
(65.00m)

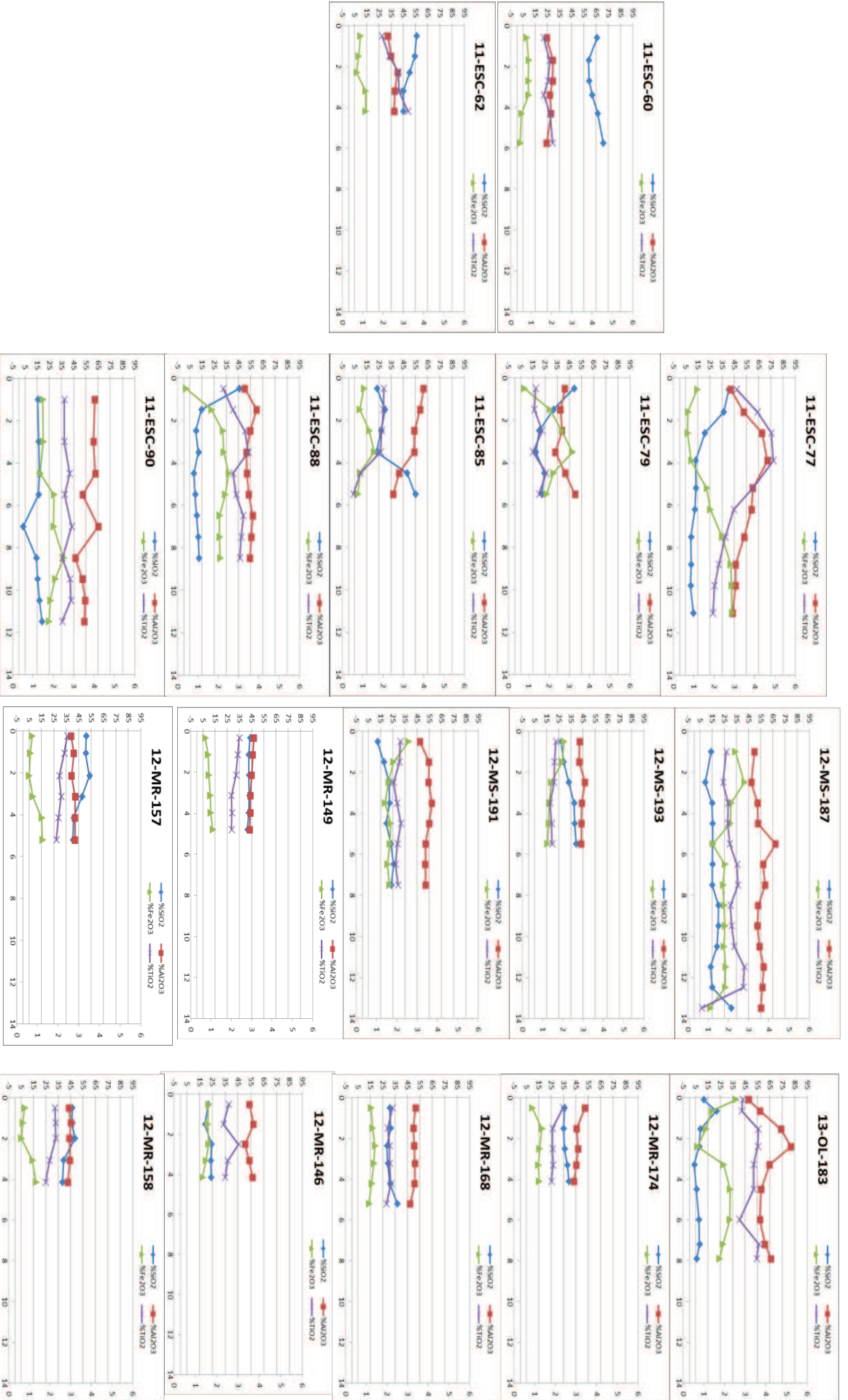


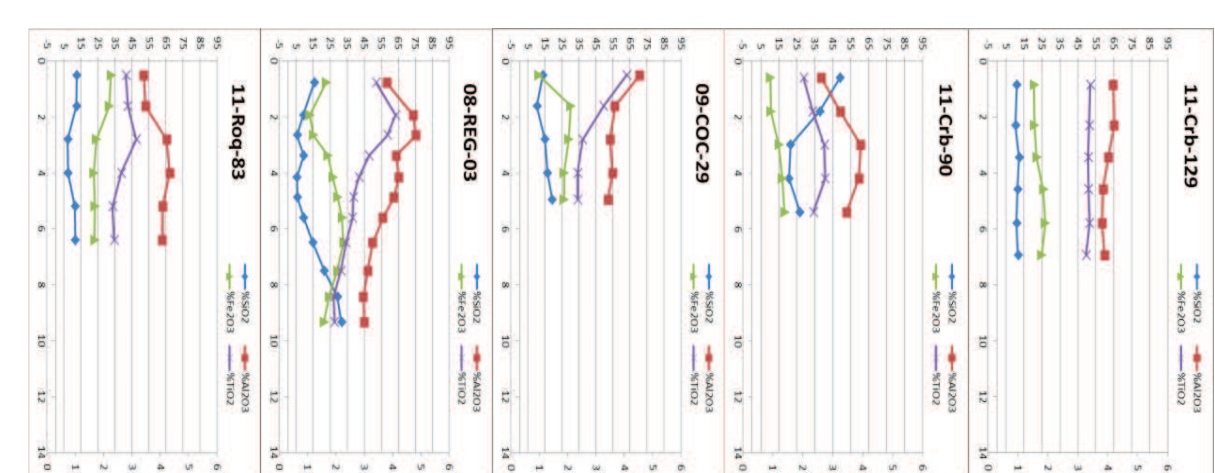
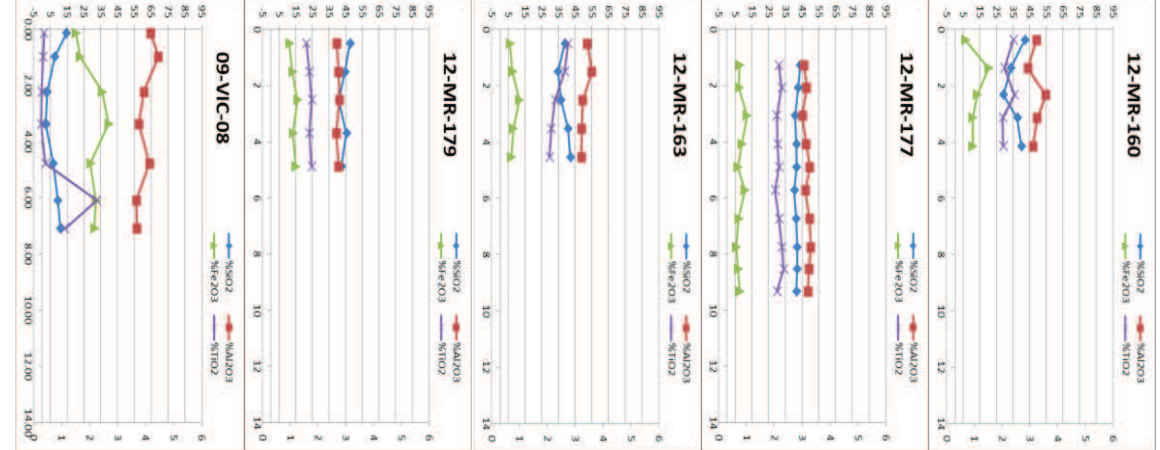
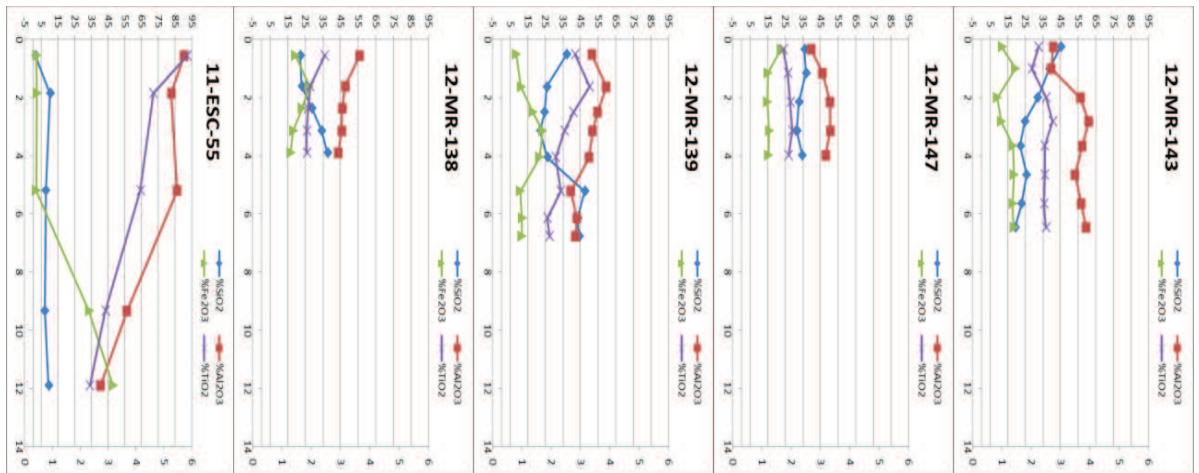
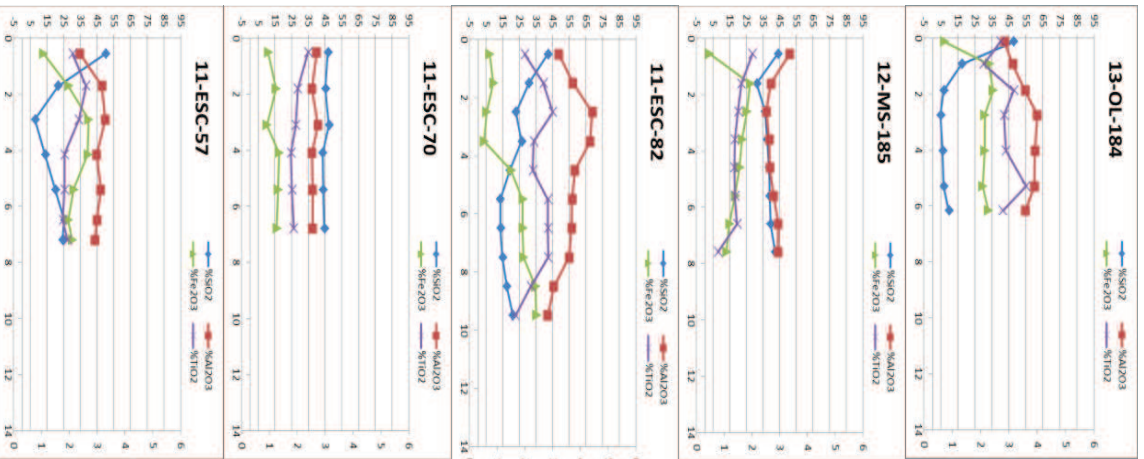
184_K13_bulk
(23.00m)



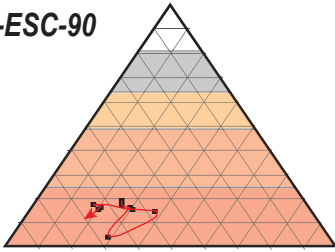
184_K13_infra
(23.00m)



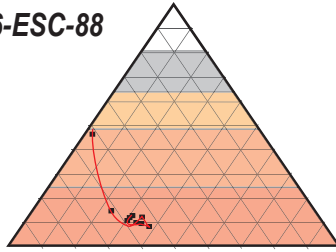




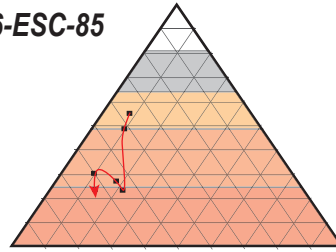
16-ESC-90



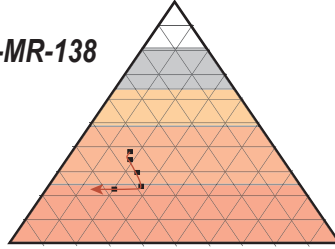
16-ESC-88



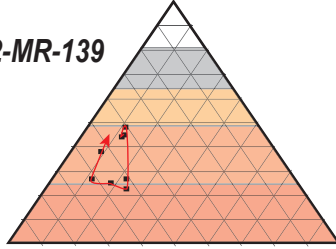
16-ESC-85



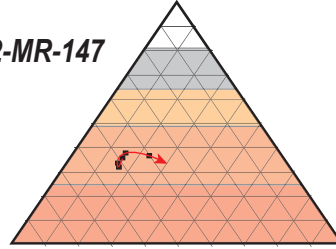
12-MR-138



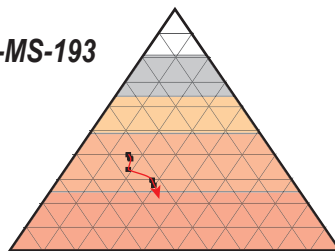
12-MR-139



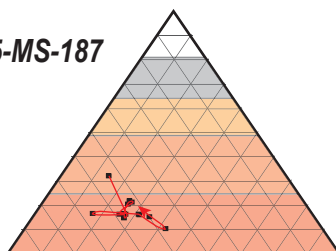
12-MR-147



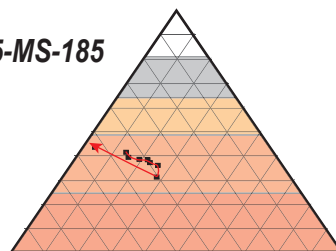
15-MS-193



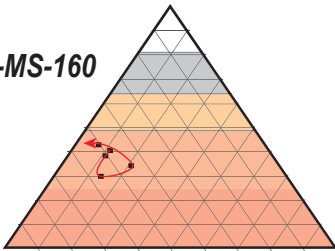
15-MS-187



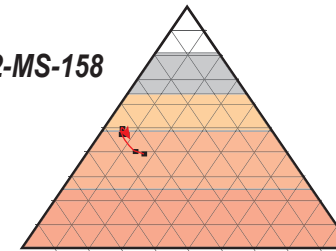
15-MS-185



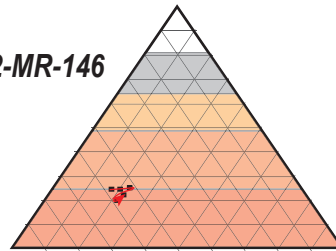
12-MS-160



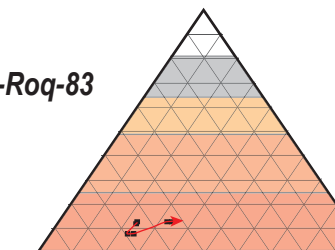
12-MS-158



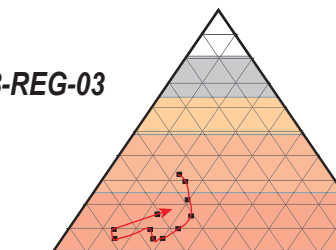
12-MR-146



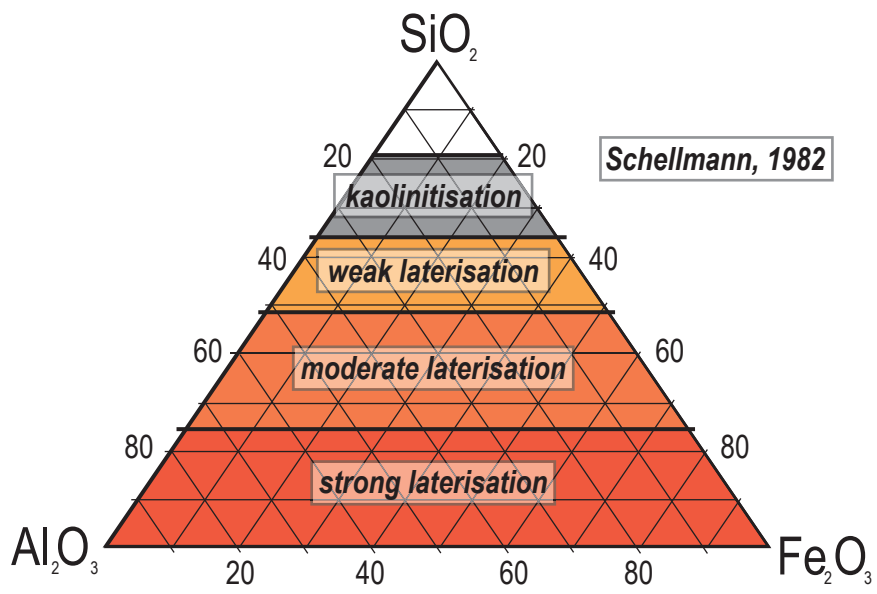
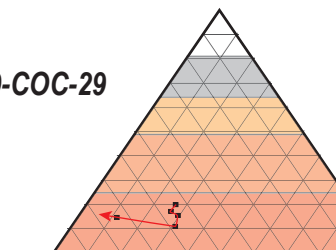
11-Roq-83



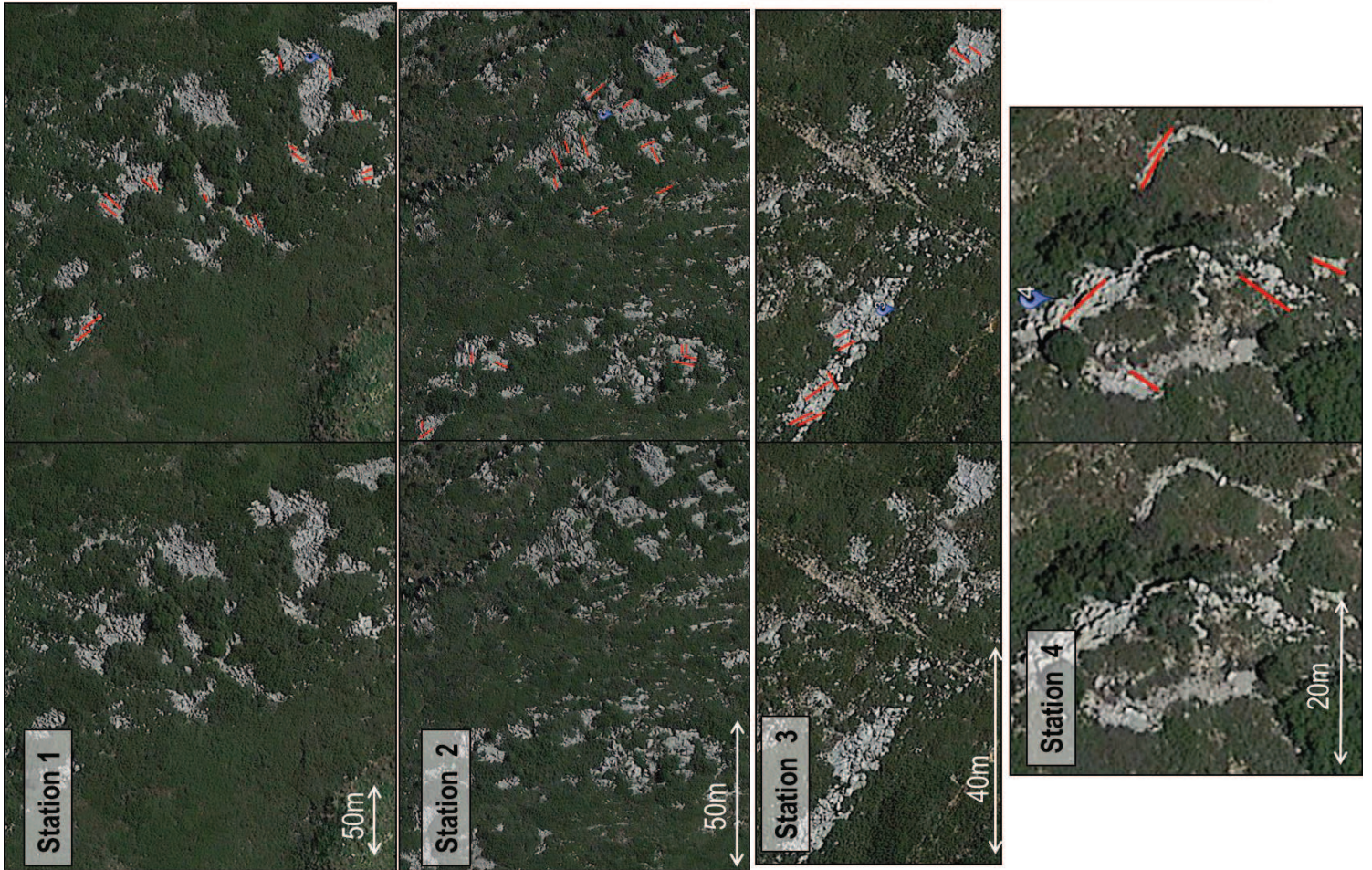
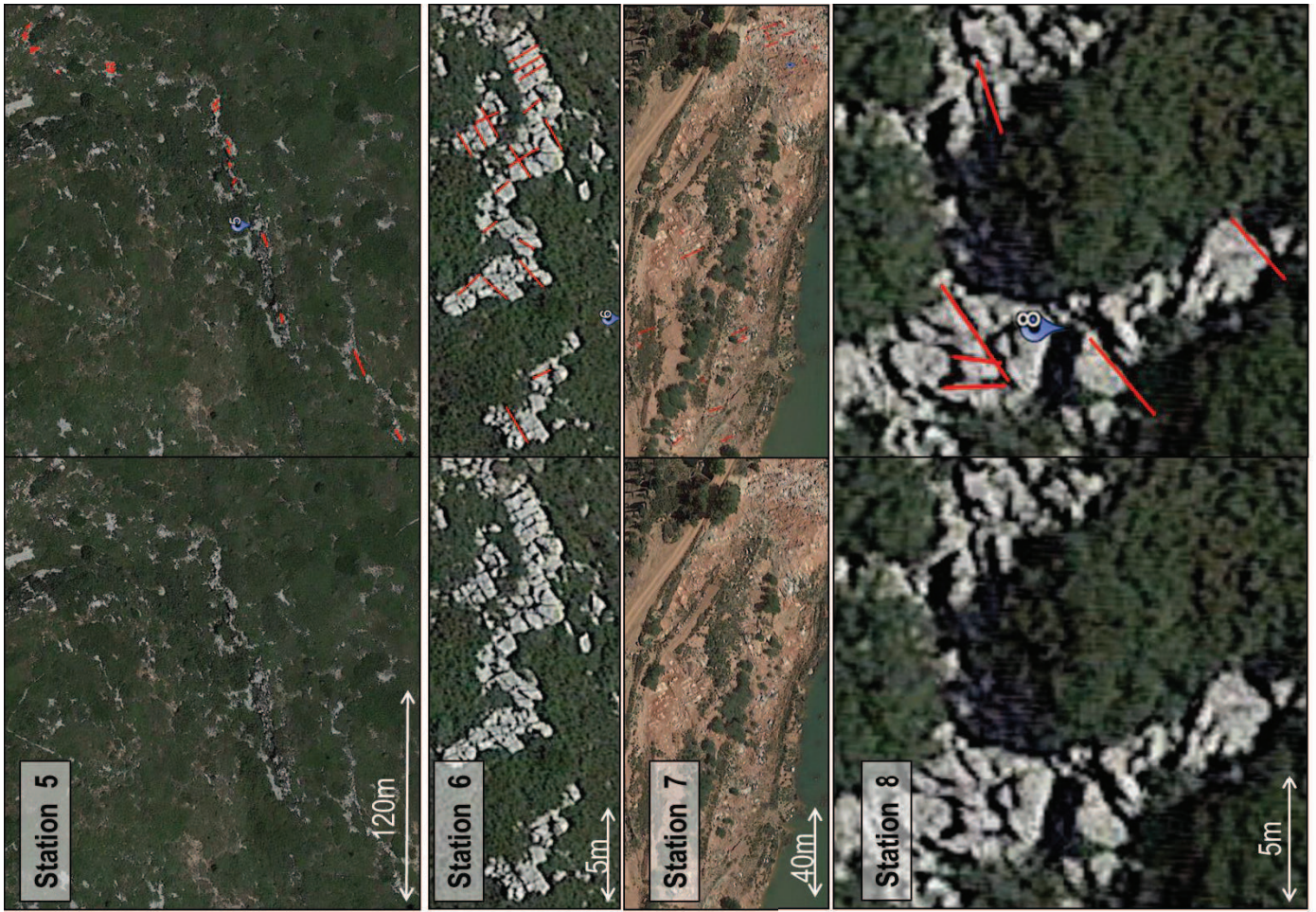
08-REG-03



09-COC-29



Annexe E



Annexe F

Code RStudio réalisés pour le Chapitre 4 : Modélisation numérique de la surface du toit

Légende :

noir : texte

rouges : remarques (le hashtag en début de ligne indique que c'est du texte, cette ligne ne sera pas lue par le logiciel)

#Listes des packages à insérer dans RStudio pour le code

#La documentation est disponible en tapant F1 sur les fonctions utilisées

```
library(sp)
library(maptools)
library(rgdal)
library(gstat)
library(ggplot2)
library(cowplot)
library(MASS)
library(FactoMineR)
library(factoextra)
library(corrplot)
library(raster)
library(automap)
library(spatstat)
library(plotKML)
library(rgeos)
library(dismo)
library(lattice)
library(colorRamps)
library(plotly)
library(geoR)
library(scatterplot3d)
library(rgl)
library(car)
library(plot3D)
library(plotly)
library(RColorBrewer)
```

#ligne pour trouver le répertoire où le fichier de données est enregistré, toutes les figures enregistrées seront dans ce fichier

```
setwd("D:\\Desktop\\Fracturation\\Calcul_z_theo\\Calcul_z_theo")
```

#Lecture du fichier csv

```
all_data<-read.table("Data_ALL.csv", sep=";", header=T)
head(all_data)
fix(all_data)
names(all_data)
attach(all_data)
x_all<-all_data$X_all
y_all<-all_data$Y_all
z_all<-all_data$prof_mur_all
```

#Affichage 3D

```
scatter3D(x_all, y_all, -z_all, colvar = z_all, pch=19, cex=0.5, add = FALSE, theta = 0, phi=00,
```



```
ticktype="detailed", nticks=3)
scatter3D(x_all, y_all, -z_all, colvar = z_all, pch=19, cex=0.5, add = FALSE, theta =30, phi=10,
ticktype="detailed", nticks=3)
```

#fonction de regression, polynôme de degré 3

```
f_all <- fonction(x_all, y_all)
-4745.6153+1538.0885*x_all+(450.5582)*y_all+(-147.3646)*(x_all^2)+(-8.5022)*x_all*y_all+(-
76.4638)*(y_all^2)+4.4496*(x_all^3)+(-3.4821)*((x_all^2)*y_all)+(13.4943)*(x_all*(y_all^2))+(-
9.1335)*(y_all^3)
x_all <- x_all
y_all <- y_all
z_all <- f(x_all, y_all)
```

#fonction de la surface

```
my_surface <- fonction(f_all, n=10, ...) {
  ranges <- rgl:::getRanges()
  x <- seq(ranges$xlim[1], ranges$xlim[2], length=n)
  y <- seq(ranges$ylim[1], ranges$ylim[2], length=n)
  z <- outer(x,y,f)
  surface3d(x, y, z,...)}
```

#Affichage 3D, à faire fonctionner ensemble

```
plot3d(x_all,y_all,z_all, type="p", xlab="X", ylab="Y", zlab="prof_mur", site=5)
my_surface(f_all, alpha=0.8, col=rainbow(250))
```

Code RStudio réalisés pour le Chapitre 5 : Analyses géostatistiques des variabilités spatiales : applications sur les puissances minéralisées et les teneurs du gisement.

Légende :

noir : texte

rouges : remarques (le hashtag en début de ligne indique que c'est du texte, cette ligne ne sera pas lue par le logiciel)

#Listes des packages à insérer dans RStudio pour le code

#La documentation est disponible en tapant F1 sur les fonctions utilisées

```
library(sp)
library(maptools)
library(rgdal)
library(gstat)
library(ggplot2)
library(cowplot)
library(MASS)
library(FactoMineR)
library(factoextra)
library(corrplot)
library(raster)
library(automap)
library(spatstat)
library(plotKML)
library(rgeos)
library(dismo)
library(lattice)
library(colorRamps)
```

#ligne pour trouver le répertoire où le fichier de données est enregistré, toutes les figures enregistrées seront dans ce fichier

```
setwd("D:\\Desktop\\REDACTION THESE\\Partie Géostatistique\\R_Code_REDACTION")
```

#Définition de la grille 100*100m de Villeveyrac d'après un contour shapefile effectué sous Qgis

```
border<-readOGR("border_Villeveyrac.shp", "border_Villeveyrac")
plot(border)
proj4string(border)=CRS("+init=epsg:27573")
grid<-raster(extent(border))
res(grid)<-100
proj4string(grid)<-proj4string(border)
gridpolygon<-rasterToPolygons(grid)
Grille_border<-intersect(border,gridpolygon)
summary(Grille_border)
plot(Grille_border)
```

```
##### TENEURS : 319 sondages #####
```

#lecture du fichier csv "BAUXITES_ALL_teneurs_moyennes"

```
bauxites_teneurs_moy_elements<-read.csv("BAUXITES_ALL_teneurs_moyennes_éléments.R.csv",
sep=";", header=T)
head(bauxites_teneurs_moy_elements)
```

```
fix(bauxites_teneurs_moy_elements)
names(bauxites_teneurs_moy_elements)
attach(bauxites_teneurs_moy_elements)
summary(bauxites_teneurs_moy_elements)
```

#définition du système de coordonnées et du CRS utilisé pour obtenir des variables spécialisées

```
coordinates(bauxites_teneurs_moy_elements)~X+Y
proj4string(bauxites_teneurs_moy_elements)=CRS("+init=epsg:27573")
str(bauxites_teneurs_moy_elements)
```

#ANALYSE DES DONNEES (les sondages dupliqués ont été vérifiés sur Excel)

#Calcul des histogrammes

```
hist(SiO2.recalc.moy,breaks=40,plot=T,col=grey(0.9), border=grey(0.2),main="histogramme SiO2",
```

```
ylim=c(0,200), xlim=c(0,100), xlab="teneurs", ylab="Effectifs", labels=T)
```

```
mean(SiO2.recalc.moy) calcul de la moyenne
```

```
sd(SiO2.recalc.moy) calcul de l'écart type
```

#Calcul de l'Analyse en Composantes Principales, la matrice (csv) ne doit pas contenir de texte

```
bauxites_teneurs_moy_elements_matrice<-
read.csv("BAUXITES_ALL_teneurs_moyennes_éléments.R_matrice.csv", sep=";", header=T)
fix(bauxites_teneurs_moy_elements_matrice)
names(bauxites_teneurs_moy_elements_matrice)
attach(bauxites_teneurs_moy_elements_matrice)
summary(bauxites_teneurs_moy_elements_matrice)
res.pca<-PCA(bauxites_teneurs_moy_elements_matrice[,1:7], scale.unit = T, ncp = 7, graph = T)
```

#Spatialisation de la variable SiO2.recalc.moy

```
xyspatial<-SpatialPoints(cbind(X,Y))
SiO2.recalc.moy_spatial<-data.frame(SiO2.recalc.moy)
SiO2.recalc.moy_spatial<-SpatialPointsDataFrame(xyspatial, SiO2.recalc.moy_spatial)
summary(SiO2.recalc.moy_spatial)
proj4string(SiO2.recalc.moy_spatial)=CRS("+init=epsg:27573")
spplot(SiO2.recalc.moy_spatial,
```

```
xlab="Easting", ylab="Northing", scales=list(draw=T), main="Carte SiO2.recalc.moy")
```

#Spatialisation de la variable Al2O3.recalc.moy

```
xyspatial<-SpatialPoints(cbind(X,Y))
Al2O3.recalc.moy_spatial<-data.frame(Al2O3.recalc.moy)
Al2O3.recalc.moy_spatial<-SpatialPointsDataFrame(xyspatial, Al2O3.recalc.moy_spatial)
summary(Al2O3.recalc.moy_spatial)
proj4string(Al2O3.recalc.moy_spatial)=CRS("+init=epsg:27573")
spplot(Al2O3.recalc.moy_spatial,
```

```
xlab="Easting", ylab="Northing", scales=list(draw=T), main="Carte profondeur toit")
```

#Spatialisation de la variable Fe2O3.recalc.moy

```
xyspatial<-SpatialPoints(cbind(X,Y))
Fe2O3.recalc.moy_spatial<-data.frame(Fe2O3.recalc.moy)
Fe2O3.recalc.moy_spatial<-SpatialPointsDataFrame(xyspatial, Fe2O3.recalc.moy_spatial)
summary(Fe2O3.recalc.moy_spatial)
proj4string(Fe2O3.recalc.moy_spatial)=CRS("+init=epsg:27573")
spplot(Fe2O3.recalc.moy_spatial,
```

```
xlab="Easting", ylab="Northing", scales=list(draw=T), main="Carte profondeur mur")
```

#Spatialisation de la variable TiO2.recalc.moy

```
xyspatial<-SpatialPoints(cbind(X,Y))
TiO2.recalc.moy_spatial<-data.frame(TiO2.recalc.moy)
TiO2.recalc.moy_spatial<-SpatialPointsDataFrame(xyspatial, TiO2.recalc.moy_spatial)
```

```
summary(TiO2.recalc.moy_spatial)
proj4string(TiO2.recalc.moy_spatial)=CRS("+init=epsg:27573")
spplot(TiO2.recalc.moy_spatial,
       xlab="Easting", ylab="Northing", scales=list(draw=T), main="Carte TiO2.recalc.moy")
```

#CALCUL DE VARIOGRAMMES

#variogrammes directionnels SiO2.recalc.moy avec spread de 30

```
SiO2.dir = variogram((SiO2.recalc.moy)~1, SiO2.recalc.moy_spatial,
                    alpha = c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
plot(SiO2.dir, as.table = TRUE, pch="+", col="black", plot.numbers=F, main="SiO2")
```

#variogrammes directionnels Al2O3.recalc.moy avec spread de 30

```
Al2O3.dir = variogram((Al2O3.recalc.moy)~1, Al2O3.recalc.moy_spatial,
                    alpha = c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
plot(Al2O3.dir, as.table = TRUE, pch="+", col="black", plot.numbers=FALSE, main="Al2O3")
```

#variogrammes directionnels TiO2.recalc.moy avec spread de 30

```
TiO2.dir = variogram((TiO2.recalc.moy)~1, TiO2.recalc.moy_spatial,
                    alpha = c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
plot(TiO2.dir, as.table = TRUE, pch="+", col="black", plot.numbers=FALSE, main="TiO2")
```

#variogrammes directionnels Fe2O3.recalc.moy avec spread de 30

```
Fe2O3.dir = variogram((Fe2O3.recalc.moy)~1, Fe2O3.recalc.moy_spatial,
                    alpha = c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
plot(Fe2O3.dir, as.table = TRUE, pch="+", col="black", plot.numbers=FALSE, main="Fe2O3")
```

##VARIOGRAMMES OMNIDIRECTIONNEL####

#Variogrammes omnidirectionnel SiO2.recalc.moy

```
SiO2.recalc.moy_vario_omni<-variogram(SiO2.recalc.moy~1,SiO2.recalc.moy_spatial,
cutoff=2500, alpha=0, width=10, tol.hor=90)
SiO2.recalc.moy_sill<-var(SiO2.recalc.moy)
plot(SiO2.recalc.moy_vario_omni$dist,SiO2.recalc.moy_vario_omni$gamma,pch="+",
     xlab="Distance", ylab="Semi-Variogram",
     main="Omnivariogramme SiO2.recalc.moy")
abline(h=SiO2.recalc.moy_sill)
text(250, SiO2.recalc.moy_sill+10, paste("Sill=", round(SiO2.recalc.moy_sill,2)))
```

#Variogrammes omnidirectionnel Al2O3.recalc.moy

```
Al2O3.recalc.moy_vario_omni<-variogram(Al2O3.recalc.moy~1,Al2O3.recalc.moy_spatial,
cutoff=2500, alpha=0, width=10, tol.hor=90)
Al2O3.recalc.moy_sill<-var(Al2O3.recalc.moy)
plot(Al2O3.recalc.moy_vario_omni$dist,Al2O3.recalc.moy_vario_omni$gamma,pch="+",
     xlab="Distance", ylab="Semi-Variogram",
     main="Omnivariogramme Al2O3")
abline(h=Al2O3.recalc.moy_sill)
text(250, Al2O3.recalc.moy_sill+5, paste("Sill=", round(Al2O3.recalc.moy_sill,2)))
```

#Variogrammes omnidirectionnel Fe2O3.moy

```
Fe2O3.recalc.moy_vario_omni<-variogram(Fe2O3.recalc.moy~1, Fe2O3.recalc.moy_spatial,
cutoff=2500, alpha=0, width=10, tol.hor=90)
Fe2O3.recalc.moy_sill<-var(Fe2O3.recalc.moy)
png("Omnivariogramme Fe2O3.recalc.moy.png")
plot(Fe2O3.recalc.moy_vario_omni$dist,Fe2O3.recalc.moy_vario_omni$gamma,pch="+",
     xlab="Distance", ylab="Semi-Variogram",
     main="Omnivariogramme Fe2O3")
abline(h=Fe2O3.recalc.moy_sill)
text(400, Fe2O3.recalc.moy_sill+8, paste("Sill=", round(Fe2O3.recalc.moy_sill,2)))
```

#Variogrammes omnidirectionnel TiO2.recalc.moy

```
TiO2.recalc.moy_vario_omni<-variogram(TiO2.recalc.moy~1,TiO2.recalc.moy_spatial,
cutoff=2500, alpha=0, width=10, tol.hor=90)
TiO2.recalc.moy_sill<-var(TiO2.recalc.moy)
plot(TiO2.recalc.moy_vario_omni$dist,TiO2.recalc.moy_vario_omni$gamma,pch="+",
xlab="Distance", ylab="Semi-Variogram",
main="Omnivariogramme TiO2.recalc.moy")
abline(h=TiO2.recalc.moy_sill)
text(300, TiO2.recalc.moy_sill+0.09, paste("Sill=", round(TiO2.recalc.moy_sill,2)))
```

####MODELES DE VARIOGRAMME####

#modèle variogramme SiO2.recalc.moy

```
model_SiO2<-vgm(psill=135, "Sph", range=1200, nugget = 20)
plot(SiO2.recalc.moy_vario_omni, model_SiO2,
main="Variogramme SiO2.recalc.moy couche avec modÃ"le", pch="+", xlim=c(-100,2500))
SiO2.dir_all=variogram((SiO2.recalc.moy)~1,SiO2.recalc.moy_spatial,alpha=c(0,30,60,90,120,150),
width=100,tol.hor=30)
SiO2.fit_all = vgm(psill=135, "Sph", range=1200, nugget = 20)
plot(SiO2.dir_all, SiO2.fit_all, as.table = TRUE, pch="+", main="SiO2 dir + model")
```

modèle variogramme Al2O3.recalc.moy

```
model_Al2O3<-vgm(psill=100, "Sph", range=1200, nugget = 5)
plot(Al2O3.recalc.moy_vario_omni, model_Al2O3, main="Variogramme Al2O3.recalc.moy
couche avec modÃ"le", pch="+", xlim=c(-100,2500))
Al2O3.dir_all = variogram((Al2O3.recalc.moy)~1, Al2O3.recalc.moy_spatial,alpha =
c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
Al2O3.fit_all = vgm(psill=100, "Sph", range=1200, nugget = 5)
plot(Al2O3.dir_all, Al2O3.fit_all, as.table = TRUE, pch="+", main="Al2O3 dir + model")
```

modèle variogramme TiO2.recalc.moy

```
model_TiO2<-vgm(psill=0.50, "Sph", range=1200, nugget = 0.15)
plot(TiO2.recalc.moy_vario_omni, model_TiO2,main="Variogramme TiO2.recalc.moy couche
avec modÃ"le", pch="+", xlim=c(-100,2500))
TiO2.dir_all = variogram((TiO2.recalc.moy)~1, TiO2.recalc.moy_spatial,alpha =
c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
TiO2.fit_all = vgm(psill=0.50, "Sph", range=1200, nugget = 0.1)
plot(TiO2.dir_all,TiO2.fit_all, as.table = TRUE, pch="+", main="TiO2 dir + model")
```

modèle variogramme Fe2O3.recalc.moy

```
model_Fe2O3<-vgm(psill=50, "Sph", range=350, nugget = 10)
plot(Fe2O3.recalc.moy_vario_omni, model_Fe2O3, main="Variogramme Fe2O3.recalc.moy
couche avec modÃ"le", pch="+", xlim=c(-100,2500))
Fe2O3.dir_all = variogram((Fe2O3.recalc.moy)~1, Fe2O3.recalc.moy_spatial, alpha =
c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
Fe2O3.fit_all = vgm(psill=50, "Sph", range=350, nugget = 10)
png("modÃ"le variogramme Fe2O3.recalc.moy_ALL.png")
plot(Fe2O3.dir_all, Fe2O3.fit_all, as.table = TRUE, pch="+", main="Fe2O3 dir + model")
dev.off()
```

#####CALCULE DES CARTES DE KRIGEAGE dans grille Villeveyrac

#Krigeage SiO2.recalc.moy

```
kri_SiO2.recalc.moy_border<-krige(formula = SiO2.recalc.moy~1,SiO2.recalc.moy_spatial,
Grille_border,model=model_SiO2)
spplot(kri_SiO2.recalc.moy_border["var1.pred"], xlab="Easting", ylab="Northing",
main="Krigeage prédiction SiO2.recalc.moy")
spplot(kri_SiO2.recalc.moy_border["var1.var"], xlab="Easting", ylab="Northing",
main="Krigeage erreur SiO2.recalc.moy")
```

#Vérification croisée krigeage manuel

```

krige_SiO2.recalc.moy_cv<-krige.cv(formula = SiO2.recalc.moy~1,SiO2.recalc.moy_spatial,
Grille_border, model=model_SiO2)
# mean error, ideally 0:
mean(krige_SiO2.recalc.moy_cv$residual)
# Mean square normalized error, ideally close to 1
mean(krige_SiO2.recalc.moy_cv$zscore^2)
# correlation observed and predicted, ideally 1
cor(krige_SiO2.recalc.moy_cv$observed, krige_SiO2.recalc.moy_cv$observed -
krige_SiO2.recalc.moy_cv$residual)
# correlation predicted and residual, ideally 0
cor(krige_SiO2.recalc.moy_cv$observed - krige_SiO2.recalc.moy_cv$residual,
krige_SiO2.recalc.moy_cv$residual)

#Krigeage Al2O3.recalc.moy
kri_Al2O3.recalc.moy_border<-krige(formula = Al2O3.recalc.moy~1,Al2O3.recalc.moy_spatial,
Grille_border,model=model_Al2O3)
spplot(kri_Al2O3.recalc.moy_border["var1.pred"], xlab="Easting", ylab="Northing",
main="Krigeage prédiction Al2O3.recalc.moy")
spplot(kri_Al2O3.recalc.moy_border["var1.var"], xlab="Easting", ylab="Northing",
main="Krigeage erreur Al2O3.recalc.moy")
#Vérification croisée krigeage manuel
krige_Al2O3.recalc.moy_cv<-krige.cv(formula = Al2O3.recalc.moy~1,Al2O3.recalc.moy_spatial,
Grille_border, model=model_Al2O3)
# mean error, ideally 0:
mean(krige_Al2O3.recalc.moy_cv$residual)
# Mean square normalized error, ideally close to 1
mean(krige_Al2O3.recalc.moy_cv$zscore^2)
# correlation observed and predicted, ideally 1
cor(krige_Al2O3.recalc.moy_cv$observed, krige_Al2O3.recalc.moy_cv$observed -
krige_Al2O3.recalc.moy_cv$residual)
# correlation predicted and residual, ideally 0
cor(krige_Al2O3.recalc.moy_cv$observed - krige_Al2O3.recalc.moy_cv$residual,
krige_Al2O3.recalc.moy_cv$residual)

#Krigeage Fe2O3.recalc.moy
kri_Fe2O3.recalc.moy_border<-krige(formula = Fe2O3.recalc.moy~1, Fe2O3.recalc.moy_spatial,
Grille_border,model=model_Fe2O3)
spplot(kri_Fe2O3.recalc.moy_border["var1.pred"], xlab="Easting", ylab="Northing",
main="Krigeage prédiction Fe2O3.recalc.moy")
spplot(kri_Fe2O3.recalc.moy_border["var1.var"], xlab="Easting", ylab="Northing",
main="Krigeage erreur Fe2O3.recalc.moy")
#Vérification croisée krigeage manuel
krige_Fe2O3.recalc.moy_cv<-krige.cv(formula = Fe2O3.recalc.moy~1, Fe2O3.recalc.moy_spatial,
Grille_border, model=model_Fe2O3)
# mean error, ideally 0:
mean(krige_Fe2O3.recalc.moy_cv$residual)
# Mean square normalized error, ideally close to 1
mean(krige_Fe2O3.recalc.moy_cv$zscore^2)
# correlation observed and predicted, ideally 1
cor(krige_Fe2O3.recalc.moy_cv$observed, krige_Fe2O3.recalc.moy_cv$observed - krige_
Fe2O3.recalc.moy_cv$residual)
# correlation predicted and residual, ideally 0
cor(krige_Fe2O3.recalc.moy_cv$observed - krige_Fe2O3.recalc.moy_cv$residual, krige_
Fe2O3.recalc.moy_cv$residual)

```

```

#Krigage TiO2.recalc.moy
kri_TiO2.recalc.moy_border<-krige(formula = TiO2.recalc.moy~1,TiO2.recalc.moy_spatial,
      Grille_border,model=model_TiO2)
spplot(kri_TiO2.recalc.moy_border["var1.pred"],      xlab="Easting",      ylab="Northing",
main="Krigage prédiction TiO2.recalc.moy")
spplot(kri_TiO2.recalc.moy_border["var1.var"],      xlab="Easting",      ylab="Northing",
main="Krigage erreur TiO2.recalc.moy")
#Vérification croisée krigage manuel
krige_TiO2.recalc.moy_cv<-krige.cv(formula = TiO2.recalc.moy~1,TiO2.recalc.moy_spatial,
Grille_border, model=model_TiO2)
# mean error, ideally 0:
mean(krige_TiO2.recalc.moy_cv$residual)
# Mean square normalized error, ideally close to 1
mean(krige_TiO2.recalc.moy_cv$zscore^2)
# correlation observed and predicted, ideally 1
cor(krige_TiO2.recalc.moy_cv$observed,      krige_TiO2.recalc.moy_cv$observed      -
krige_TiO2.recalc.moy_cv$residual)
# correlation predicted and residual, ideally 0
cor(krige_TiO2.recalc.moy_cv$observed      -      krige_TiO2.recalc.moy_cv$residual,
krige_TiO2.recalc.moy_cv$residual)

```

```

##### PUISSANCE: 782 sondages #####

```

```

#lecture du fichier csv "BAUXITES_ALL_teneurs_moyennes"
bauxites_puissance<-read.csv("BAUXITES_ALL_DATA_toutes_puissances.csv",      sep=";",
header=T)
head(bauxites_puissance)
fix(bauxites_puissance)
names(bauxites_puissance)
attach(bauxites_puissance)
summary(bauxites_puissance)
#définition du système de coordonnées et du CRS utilisé pour obtenir des variables spacialisées
coordinates(bauxites_puissance)=~X+Y
proj4string(bauxites_puissance)=CRS("+init=epsg:27573")
str(bauxites_puissance)
mean(puissance_all)

```

```

#ANALYSE DES DONNEES (les sondages dupliqués ont été vérifiés sur Excel)

```

```

#Calcul de l'histogramme

```

```

hist(puissance_all, breaks=40,plot=T, col=grey(0.9), border=grey(0.2),main="histogramme
puissance couche",
      ylim=c(0,200), xlim=c(0,40), xlab="puissance", ylab="Effectifs", labels=T)
sd(puissance_all)

```

```

#SPATIALISATION puissance

```

```

xyspatial<-SpatialPoints(cbind(X,Y))
puissance_spatial<-data.frame(puissance_all)
puissance_spatial<-SpatialPointsDataFrame(xyspatial, puissance_spatial)
summary(puissance_spatial)
proj4string(puissance_spatial)=CRS("+init=epsg:27573")
spplot(puissance_spatial,

```

```
xlab="Easting", ylab="Northing", scales=list(draw=T), main="Carte puissance ALL")
dev.off()
```

#VARIOGRAMMES

#variogrammes directionnels puissance avec spread de 30

```
puissance_dir = variogram((puissance_all~1, puissance_spatial,
alpha = c(0,30,60,90,120,150), width=50,tol.hor=20, cutoff=2000)
```

```
png("Variogramme directionnels puissance sprd 30 .png")
```

```
puissance_dir = variogram((puissance_all~1, puissance_spatial,
alpha = c(0,10,20,30,40,50), width=50,tol.hor=10, cutoff=2000)
```

```
abline(h=10.41)
```

```
text(450, puissance_sill+1, paste("Sill=", round(puissance_sill,2)))
```

#Variogrammes omnidirectionnel puissance

```
puissance_vario_omni<-variogram(puissance_all~1, puissance_spatial, cutoff=2500, alpha=0,
width=20, tol.hor=90)
```

```
puissance_sill<-var(puissance_all)
```

```
plot(puissance_vario_omni$dist, puissance_vario_omni$gamma,pch="+", xlab="Distance",
ylab="Semi-Variogram",
```

```
main="Omnivariogramme puissance couche")
```

```
text(450, puissance_sill+1, paste("Sill=", round(puissance_sill,2)))
```

##modèle variogramme puissance

```
model_puissance<-vgm(4, "Sph", 300, add.to=vgm(5, "Gau", 1300, nugget=2.5))
```

```
plot(puissance_vario_omni, model_puissance, main="Variogramme puissance avec modÃ"le",
pch="+",cex=2, col="black", xlim=c(0,2000))
```

```
puissance.dir_all = variogram((puissance_all~1, puissance_spatial, alpha =
c(0,30,60,90,120,150), width=100,tol.hor=30)
```

```
puissance.fit_all = model_puissance
```

```
plot(puissance.dir_all, puissance.fit_all, as.table = TRUE, pch="+", main="puissance dir + model")
```

#Krigage puissance dans grille Villeveyrac

```
kri_puissance_all<-krige(formula = puissance_all~1,puissance_spatial, Grille_border,
model=model_puissance)
```

```
spplot(kri_puissance_all["var1.pred"], xlab="Easting", ylab="Northing", main="Krigage
prÃ©diction puissance")
```

```
spplot(kri_puissance_all["var1.var"], xlab="Easting", ylab="Northing", main="Krigage erreur
puissance")
```

#Vérification croisée krigage manuel

```
krige_puissance_cv<-krige.cv(formula = puissance_all~1,puissance_spatial, Grille_border,
model=model_puissance)
```

mean error, ideally 0:

```
mean(krige_puissance_cv$residual)
```

Mean square normalized error, ideally close to 1

```
mean(krige_puissance_cv$zscore^2)
```

correlation observed and predicted, ideally 1

```
cor(krige_puissance_cv$observed, krige_puissance_cv$observed - krige_puissance_cv$residual)
```

correlation predicted and residual, ideally 0

```
cor(krige_puissance_cv$observed - krige_puissance_cv$residual, krige_puissance_cv$residual)
```


Nouvelles données sur le karst bauxitique du Languedoc : mise au point sur l'Isthme Durancien

Emilie Marchand ⁽¹⁾⁽²⁾, Michel Séranne ⁽²⁾, Olivier Bruguier ⁽²⁾, Eglantine Husson ⁽³⁾, Marc Vinches ⁽¹⁾ et David Salze ⁽¹⁾

⁽¹⁾ LGEI – IMT Mines Alès – France

⁽²⁾ Géosciences Montpellier – Université de Montpellier, Université de Montpellier – France

⁽³⁾ Géoréources – Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – France

Mots clés : Isthme Durancien, Altération, Karst bauxitique, Traçage par zircons détritiques, Niveau de base

La bauxite est le minerai d'aluminium résultant de l'altération sous climat tropical humide de roches alumineuses. Le sud de la France a connu un enchaînement exceptionnel d'événements géologiques il y a environ 100 millions d'années, conduisant à la formation puis à l'accumulation de bauxite. L'inversion de la marge téthysienne le long de « l'Isthme Durancien » a provoqué la surrection du socle Hercynien et de sa couverture Mésozoïque, induisant l'érosion et l'altération de ces roches. Les séries calcaires téthysiennes ont été karstifiées et on retrouve aujourd'hui la bauxite piégée dans les cavités karstiques, à la périphérie du socle Hercynien. Les questions portent sur :

1) l'âge précis de l'épisode de karstification et du piégeage des bauxites, ce qui permettrait de préciser les relations du rift Crétacé entre Europe et Ibérie avec l'épisode d'exhumation des Cévennes/Montagne Noire.

2) l'origine des bauxites est-elle due à l'altération du socle hercynien à l'affleurement ou des marno-calcaires de la couverture Néocomienne ?

3) Quelles sont les modalités du remaniement / transport / dépôt des bauxites allochtones dans les karsts, en fonction de l'évolution du niveau de base ?

On propose une approche basée sur le traçage des sources des bauxites allochtones par datation par LA-ICP MS des zircons détritiques contenus dans les remplissages bauxitiques du Languedoc suivant un transect : Bédarieux, Villeveyrac, Cambelliès, soit depuis la Montagne Noire jusqu'à la Méditerranée.

- 1) Les bauxites de Bédarieux ont livré des zircons détritiques d'âge 113 à 118Ma (Aptien supérieur) conférant un âge maximum à ces dépôts. Associé à la découverte de foraminifères de l'Albien Sup au toit des bauxites de Villeveyrac (Husson, 2013), on déduit que la période de formation et de piégeage des bauxites du Languedoc est restreinte à l'Albien inférieur et moyen. La période de d'érosion et de karstification est donc antérieure.
- 2) Les spectres d'âges de zircons détritiques présentent des pics à 300-320 Ma (granites tardi-hercyniens) ; 420-450Ma (protolithe des gneiss de la Montagne Noire) ainsi que des âges Protérozoïque Supérieur identifiés dans les métasédiments du Cambro-Ordovicien des nappes de la Montagne Noire. Ces nouveaux résultats montrent que le substratum hercynien était à l'affleurement à l'Albien. S'il existait une couverture sédimentaire sur ces massifs, elle a été éliminée avant l'Albien. Ces pics d'âges existent aussi dans des grès d'âge Albien supérieur (Vraconien) dans le Bassin Vocontien, au nord de l'Isthme Durancien (Briqueu & al 2003) avec une forte proportion d'âges non-hercyniens. On déduit que les bauxites allochtones du Languedoc sont issues de deux sources : une source locale dans la Montagne Noire hercynienne, dominante dans le site proximal (Bédarieux), et une autre source, plus distribuée ou plus lointaine, mieux exprimée et homogène, dans les sites plus distaux (Villeveyrac, Cambelliès, Bassins Vocontien). Ceci pourrait correspondre au remaniement de la couverture sédimentaire recouvrant alors tout le sud de la France et érodée/karstifiée lors de la surrection de l'Isthme Durancien (Séranne & al 2002).
- 3) A Bédarieux, les bauxites recouvrent en on-lap les pinacles dolomitiques dans les gisements d'extension hectométriques, en position proximale. La karstification précède donc le dépôt des bauxites. Les zircons détritiques sont dominés par des âges hercyniens. Par contre, l'amplitude des pics d'âge hercyniens décroît en s'éloignant de la Montagne Noire, vers les gisements de Villeveyrac et de Cambelliès. Dans ces derniers gisements, les bauxites apparaissent en « couche » décamétrique continue d'épaisseur constante (dizaine de mètres) sur plus de 10 km. Des faciès lagunaires et de barres d'embouchures constituent le toit de ces gisements. On déduit que les bauxites

Nouvelles données sur le karst bauxitique du Languedoc : mise au point sur l'Isthme Durancien

Emilie Marchand ⁽¹⁾⁽²⁾, Michel Séranne ⁽²⁾, Olivier Bruguier ⁽²⁾, Eglantine Husson ⁽³⁾, Marc Vinches ⁽¹⁾ et David Salze ⁽¹⁾

⁽¹⁾ LGEI – IMT Mines Alès – France

⁽²⁾ Géosciences Montpellier – Université de Montpellier, Université de Montpellier – France

⁽³⁾ Géoresources – Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – France

Mots clés : Isthme Durancien, Altération, Karst bauxitique, Traçage par zircons détritiques, Niveau de base

La bauxite est le minerai d'aluminium résultant de l'altération sous climat tropical humide de roches alumineuses. Le sud de la France a connu un enchaînement exceptionnel d'événements géologiques il y a environ 100 millions d'années, conduisant à la formation puis à l'accumulation de bauxite. L'inversion de la marge téthysienne le long de « l'Isthme Durancien » a provoqué la surrection du socle Hercynien et de sa couverture Mésozoïque, induisant l'érosion et l'altération de ces roches. Les séries calcaires téthysiennes ont été karstifiées et on retrouve aujourd'hui la bauxite piégée dans les cavités karstiques, à la périphérie du socle Hercynien. Les questions portent sur :

1) l'âge précis de l'épisode de karstification et du piégeage des bauxites, ce qui permettrait de préciser les relations du rift Crétacé entre Europe et Ibérie avec l'épisode d'exhumation des Cévennes/Montagne Noire.

2) l'origine des bauxites est-elle due à l'altération du socle hercynien à l'affleurement ou des marno-calcaires de la couverture Néocomienne ?

3) Quelles sont les modalités du remaniement / transport / dépôt des bauxites allochtones dans les karsts, en fonction de l'évolution du niveau de base ?

On propose une approche basée sur le traçage des sources des bauxites allochtones par datation par LA-ICP MS des zircons détritiques contenus dans les remplissages bauxitiques du Languedoc suivant un transect : Bédarieux, Villeveyrac, Cambelliès, soit depuis la Montagne Noire jusqu'à la Méditerranée.

- 1) Les bauxites de Bédarieux ont livré des zircons détritiques d'âge 113 à 118Ma (Aptien supérieur) conférant un âge maximum à ces dépôts. Associé à la découverte de foraminifères de l'Albien Sup au toit des bauxites de Villeveyrac (Husson, 2013), on déduit que la période de formation et de piégeage des bauxites du Languedoc est restreinte à l'Albien inférieur et moyen. La période de d'érosion et de karstification est donc antérieure.
- 2) Les spectres d'âges de zircons détritiques présentent des pics à 300-320 Ma (granites tardi-hercyniens) ; 420-450Ma (protolithe des gneiss de la Montagne Noire) ainsi que des âges Protérozoïque Supérieur identifiés dans les métasédiments du Cambro-Ordovicien des nappes de la Montagne Noire. Ces nouveaux résultats montrent que le substratum hercynien était à l'affleurement à l'Albien. S'il existait une couverture sédimentaire sur ces massifs, elle a été éliminée avant l'Albien. Ces pics d'âges existent aussi dans des grès d'âge Albien supérieur (Vraconien) dans le Bassin Vocontien, au nord de l'Isthme Durancien (Briqueu & al 2003) avec une forte proportion d'âges non-hercyniens. On déduit que les bauxites allochtones du Languedoc sont issues de deux sources : une source locale dans la Montagne Noire hercynienne, dominante dans le site proximal (Bédarieux), et une autre source, plus distribuée ou plus lointaine, mieux exprimée et homogène, dans les sites plus distaux (Villeveyrac, Cambelliès, Bassins Vocontien). Ceci pourrait correspondre au remaniement de la couverture sédimentaire recouvrant alors tout le sud de la France et érodée/karstifiée lors de la surrection de l'Isthme Durancien (Séranne & al 2002).
- 3) A Bédarieux, les bauxites recouvrent en on-lap les pinacles dolomitiques dans les gisements d'extension hectométriques, en position proximale. La karstification précède donc le dépôt des bauxites. Les zircons détritiques sont dominés par des âges hercyniens. Par contre, l'amplitude des pics d'âge hercyniens décroît en s'éloignant de la Montagne Noire, vers les gisements de Villeveyrac et de Cambelliès. Dans ces derniers gisements, les bauxites apparaissent en « couche » décimétrique continue d'épaisseur constante (dizaine de mètres) sur plus de 10 km. Des faciès lagunaires et de barres d'embouchures constituent le toit de ces gisements. On déduit que les bauxites

New biostratigraphy and single-detrital-zircon-dating constraints on the age and origin of allochthonous bauxite deposits of Languedoc (South of France): geodynamic consequences.

Emilie Marchand^{*†1}, Michel Séranne², Eglantine Husson³, Marc Vinches¹, and David Salze¹

¹LGEI – IMT Mines Alès – France

²Géosciences Montpellier – Université de Montpellier – France

³Géoressources – Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – France

Abstract

In southern France, the dominantly carbonate Jurassic to Neocomian formations accumulated during the thermal subsidence phase of the Tethyan passive margin. This sequence is truncated by a major erosional/weathering hiatus, outlined by bauxite deposits. The hiatus extends from the Dogger to Maastrichtian in the Bédarieux basin, but it is restricted to the "mid" - Cretaceous in Provence. The inversion of the Tethyan margin, referred to as the Durancian Isthmus, is contemporaneous with 1) rifting and mantle exhumation in the Pyrenees, 2) Variscan basement denudation in the southern Massif Central revealed by AFT analyses and 3) subsidence along EW-oriented basins from the Northern Pyrenees, across to southern Provence. A geodynamic link between such events that affected southern France in the Aptian to Cenomanian interval is still discussed. Due to their intermediate location, the bauxite basins of Languedoc offer the opportunity to address this question.

The allochthonous bauxite deposits of Languedoc represent reworked weathering horizons derived from either neighbouring Variscan basement, or from the marly limestones of Neocomian age which may possibly be extended across the whole area. New age brackets for bauxite deposition and sedimentary source of the reworked alterites origin provide strong constraints on the geodynamic framework.

We precise the chronology of the event with new biostratigraphic results from the formations that seal the bauxite deposits from Villeveyrac Basin. In order to investigate the origin of the reworked bauxites, we performed LA ICP-MS single dating of detrital zircons from 3 karst bauxite basins, stretching from Bédarieux (close to present-day Variscan basement outcrop : Montagne Noire) to Cambelliès (close to the Mediterranean Sea).

These new results are integrated into a geodynamic framework of southwestern Europe during the critical latest Neocomian episode.

*Speaker

†Corresponding author: emilie.marchand@mines-ales.fr

Pourquoi ne retrouve-t-on plus de bauxites au Crétacé supérieur dans le Languedoc ?

Emilie Marchand^{*1,2}, Emmanuelle Chanvry³, Gwenn Le-Saout⁴, Michel Lopez², Michel Séranne², and Marc Vinches¹

¹IMT Mines Alès - Université de Montpellier – LGEI – France

²Université de Montpellier – Géosciences Montpellier – France

³Université de Poitiers – IC2MP – France

⁴IMT Mines Alès - Université de Montpellier – C2MA – France

Résumé

Les bauxites du sud de la France soulignent une période de continentalisation, sous un climat tropical humide fortement hydrolysant favorable à la formation de kaolinite et d'hydroxydes d'alumine. L'analyse sédimentologique de la série bauxitique et de sa couverture dans le bassin de Villeveyrac (Hérault) permet de mieux contraindre les processus de genèse de la bauxite et les conditions du retour à une sédimentation terrigène, en précisant les rôles respectifs du climat et de l'accommodation dans la disparition des conditions favorables à la bauxitisation. L'analyse détaillée (sédimentologie, géochimie, minéralogie) de deux forages carottés (84m et 184m) est complétée par une étude de son architecture stratigraphique à l'affleurement et dans les travaux miniers.

A la base, la bauxite repose en discordance sur un paléolapiaz qui affecte les mudstones du Malm. Le réseau de fractures dans les carbonates du mur est partiellement élargi et rempli par des silts bauxitiques vadoses rouges. L'intervalle bauxitique montre sur environ 6,5 m de puissance 3 séquences massives superposées qui soulignent le remaniement catastrophique de cuirasses bauxitiques primaires par des écoulements gravitaires ou de haute densité. La transition avec le toit correspond à une bauxite microconglomératique riche en kaolinite. Elle est surmontée par une argilite bariolée à traces de racines et nodules carbonatés. La série du toit montre sur plus de 180m une alternance d'argilites silteuses et de grès fins bien triés à terriers de type *Teichichnus* où alternent des cycles d'émersion et d'inondation que l'on rapporte à un environnement paralique à deltaïque.

Les teneurs en aluminium diminuent au-dessus de la bauxite tout en restant élevées (40%), ce qui suggère que l'arrêt de la bauxitisation n'est pas lié à un changement de la source en aluminium. Par ailleurs, une étude de DRX a montré que les argilites silteuses de la succession paralique indiquent une évolution depuis une association dominée par la kaolinite à la base, jusqu'à une association dominée par la smectite vers le sommet.

Cette évolution traduirait une montée générale du niveau de base relatif avec l'ennoisement du karst bauxitique qui limiterait les conditions de drainage et de démantèlement de la cuirasse primaire. La préservation du système paralique sur au moins 180m témoignerait d'un taux de subsidence constant, avec un équilibre entre l'accommodation et l'apport sédimentaire.

Mots-Clés: bauxite, sédimentologie, paléoclimat, DRX, Fluorescence X

*Intervenant

Analyse comparée de la fracturation du mur avec la puissance minéralisée dans les karsts bauxitiques Crétacé inférieur du Bassin de Villeveyrac (S. France)

Emilie Marchand*^{†1,2}, Michel Séranne², Michel Lopez², and Marc Vinches¹

¹IMT Mines Alès - Université de Montpellier – LGEI – France

²Université de Montpellier – Géosciences Montpellier – France

Résumé

Les systèmes karstiques sont fréquemment organisés selon les directions principales de fracturation. En effet, la dissolution des carbonates est facilitée par la circulation de l'eau à travers le réseau fracturé du massif calcaire ; en particulier au nœud de la maille de fracturation où se forment des cavités les plus importantes. L'étude de la fracturation renseigne donc sur la géométrie des structures karstiques et de leur remplissage.

Le Jurassique supérieur de la région de Montpellier qui constitue le mur de la bauxite du bassin de Villeveyrac été karstifié à plusieurs reprises depuis le Crétacé ; en particulier, au cours de la phase de bauxitisation du Crétacé inférieur. Les bauxites karstiques, sont recouvertes d'une série argilo-gréseuse d'âge Crétacé supérieur à Eocène inférieur. Les travaux miniers et les affleurements disponibles ont révélés la structuration du mur Jurassique karstifié. Il s'agit d'alignements de pinacles plurimétriques sur des distances kilométriques, orientés préférentiellement N150 ($\pm 10^\circ$) et N050 ($\pm 10^\circ$). Ces directions sont aussi observées à l'échelle microtectonique (fentes de tension et miroir de failles striés) où l'on a pu mettre en évidence un évènement extensif NW-SE, antérieur à la compression pyrénéenne, jamais décrit dans la région. La bauxite présente ainsi une épaisseur variable en fonction de la géométrie du karst qui la contient.

Depuis 1960, 1385 forages d'exploration ont été réalisés à travers le bassin. Dans le cadre de ce travail, nous avons actualisé la base de données de l'ensemble de ces sondages qui permet de préciser la distribution spatiale de la puissance minéralisée par traitement géostatistique. Ainsi l'analyse de variogrammes directionnels, permet de relier l'ouverture des fractures avec l'épaisseur du remplissage bauxitique. Cette corrélation devrait servir de guide pour les futures explorations et exploitations de la minéralisation.

Mots-Clés: Erosion, Provenance, Bauxites, Isthme Durancien, Montagne Noire, Crétacé moyen

*Intervenant

[†]Auteur correspondant: emilie.marchand@mines-ales.fr

Datation U-Pb des zircons détritiques des bauxites allochtones du Crétacé dans le Languedoc (Sud de la France): traçage de sources et implications géodynamiques

Emilie Marchand*^{1,2}, Michel Séranne², Olivier Bruguier², and Marc Vinches¹

¹IMT Mines Alès - Université de Montpellier – LGEI – France

²Université de Montpellier – Géosciences Montpellier – France

Résumé

Dans le sud de la France, les dépôts carbonatés du Jurassique et du Néocomien, correspondant à la subsidence thermique de la marge Téthysienne, sont brutalement interrompus par une inversion tectonique. Celle-ci est caractérisée par l'érosion, la karstification des calcaires et le dépôt de bauxites (" Isthme Durancien "). Pendant ce hiatus (Jurassique au Crétacé moyen) surviennent plusieurs événements géodynamiques régionaux (rifting et exhumation du manteau dans les Pyrénées, dénudation du sud du Massif Central, subsidence des bassins Pyrénéens et sud-Provençaux). L'étude des bauxites languedociennes situées à la jonction de ces différents domaines, apporte des contraintes sur la chronologie et la géodynamique régionale au Crétacé moyen.

Trois bassins bauxitiques (Bédarieux, Villeveyrac et Cambelliès) ont été échantillonnés, suivant un transect Montagne Noire - Méditerranée. Les datations U-Pb réalisées par LA-ICP-MS sur 671 zircons détritiques ont révélés une proportion importante de zircons d'âge Hercynien et Protérozoïque. La proportion de zircons hercyniens diminue en s'éloignant de la Montagne Noire. Les zircons Protérozoïques indiquent plusieurs pics au Néo-, Méso- et Paléo-Protérozoïque, similaires dans les trois bassins échantillonnés. Ces observations mettent en évidence une source locale Hercynienne proche de la Montagne Noire et une source généralisée à l'ensemble des bassins. Cette dernière correspond au recyclage de séries sédimentaires fournissant les zircons les plus anciens. L'âge de l'intervalle bauxitique est contraint par les plus jeunes zircons analysés (113-118Ma) et l'âge Vraconien de la couverture des bauxites.

Ces résultats confirment l'existence d'une couverture sédimentaire Valanginien-Hauterivien sur le socle varisque de la Montagne Noire et le Jurassique. Cette couverture a été altérée et progressivement dénudée pendant l'Albien. Les bauxites du Languedoc ont été déposées au niveau de base, entre les zones en surrection du sud du Massif Central et de l'Isthme Durancien d'une part et le rift des Pyrénées et les bassins sud Provençaux d'autre part.

Mots-Clés: Erosion, Provenance, Bauxites, Isthme Durancien, Montagne Noire, Crétacé moyen

*Intervenant



Evidences for progressive autochthonous bauxite cover dismantling and trapping in a karst during mid-Cretaceous. Example of in the Villeveyrac basin (Southern France)

Emilie Marchand (1,3), Emmanuelle Chanvry (2), Gwenn Le-Saout (1), Michel Lopez (3), Michel Séranne (3), and Marc Vinches (1)

(1) IMT Mines Ales , Laboratoire de Génie de l'Environnement Industriel , Eau, Système Anthropiques et Hydrosystèmes , France (emilie.marchand@mines-ales.fr), (2) IC2MP, Université de Poitiers, UMR CNRS 7285, Bat N27, 4 Rue Michel Brunet, 86073, Poitiers Cedex, France, (3) Géosciences Montpellier, Université de Montpellier et CNRS, Cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France

Under specific tropical and humid conditions, weathering leads to the formation of kaolinite and ferralitic/bauxitic soils. Southern France underwent such conditions from the Lower to Mid Albian time with bauxite deposits trapped on top of karstified Jurassic limestones. In the Villeveyrac basin (30km west of Montpellier city), one of the latest bauxite mines in France recently performed two complete cores (192 and 90m, respectively) that recovered the basal bauxite deposits, atop the karstified Jurassic limestone to the Upper Cretaceous clastic sediments. The sedimentary description and mineralogy analyses of these two cores provide evidences for reworked, allochthonous bauxite deposits and allow a better understanding of: 1) the genetic process and deposition of the bauxite and 2) the conditions of the switch toward a perennial detrital depositional system of its cover.

XRD analyses performed on the 6 meters thick bauxitic interval show that the lower and the middle parts are only composed of hematite and boehmite, whereas kaolinite appears in the upper part of the bauxitic sequence. The diffractograms of the silty claystone of the Upper Cretaceous cover show an upward decrease of kaolinite, and increase of smectite coupled with the appearance of quartz and feldspar in the Upper Cretaceous sediments.

The clay mineral changes with the coeval increase of the detrital fraction towards the top of the series argue for the progressive dismantling of the lateritic sequence and underlying source rock in the hinterland (upstream) whose detritals were trapped downstream, in the karstified limestone with a reverse stacking during a relative base-level rise.



New U-Pb zircon-dating constraints on the age and origin of allochthonous bauxite deposits of Languedoc (Southern France): geodynamic consequences.

Michel Seranne (1), Emilie Marchand (1,2), Olivier Bruguier (1), Eglantine Husson (3), and Marc Vinches (2)

(1) Géosciences Montpellier, Université de Montpellier et CNRS, Cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France (seranne@gm.univ-montp2.fr), (2) IMT Mines Ales, Laboratoire de Génie de l'Environnement Industriel, Eau, Système Anthropiques et Hydrosystèmes, France, (3) Unité Géologie des Bassins et Stockages, BRGM – Centre scientifique et technique, 3, avenue Claude-Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2 – France

In southern France, the dominantly carbonate Jurassic to Neocomian formations underwent a major erosional/weathering hiatus ranging from Dogger to Maastrichtian, which is outlined by bauxite deposits trapped on top of karstified Jurassic limestone. This hiatus is restricted to Aptian-Albian in some areas. This particular period corresponds to the inversion of the Tethyan margin (referred to as the “Durancian Isthmus”) and, is contemporaneous with 1) rifting and mantle exhumation in the Pyrenees, 2) Variscan basement denudation in the southern French Massif Central revealed by Apatite Fission Track analyses and 3) subsidence along EW-oriented basins in the Northern Pyrenees and southern Provence. The erosional and weathering products, as detrital bauxites of Languedoc, offer the opportunity to address the question of the geodynamic link between all these events.

In order to investigate the origin of the reworked bauxites, we performed LA-ICP-MS U-Pb dating of detrital zircons from 3 karst bauxite basins, stretching from Bédarieux (close to present-day Variscan French Massif Central) to Cambelliès (close to the Mediterranean Sea).

The discovery in the bauxites of volcanic zircons dated from 113 to 117 Ma constrains the age of the bauxite event, which is bracketed between early Albian (volcanic zircons) and latest Albian (biostratigraphic ages determined by marine foraminifera inside sandstone capping the bauxites).

In addition, analysed detrital zircons display ages ranging from 300 Ma to 3.5 Ga. The most important populations yield Neoproterozoic (550-700Ma), Mesoproterozoic (1100Ma) and Paleoproterozoic (1700-2700Ma). This suggests that allochthonous bauxites deposits of Languedoc represent reworked weathering horizons derived from i) Variscan basement, progressively exposed to erosion and ii) from the reworked marly limestones of early Neocomian age which extended across the whole area.

These new results bring constraints on the geodynamic evolution of southern Europe during the Cretaceous.

Le karst bauxitique et formation du gisement de bauxite de Villeveyrac

Emilie Marchand – IMT Mines Alès – Université de Montpellier – 3ème année de doctorat
Sous la direction de Marc Vinches (IMT Mines Alès), Michel Séranne (CNRS –Univ. Montpellier)

Le projet de recherche est focalisé sur les bauxites du Languedoc, principalement sur le site de Villeveyrac (30km au sud-ouest de Montpellier) où se trouve une mine de bauxite actuellement exploitée par la SODICAPEI (SOCIÉTÉ de Développement Industriel et de Commercialisation de l'Association des Parents d'Enfants Inadaptés), fondée en 1986 lors de la fermeture de l'entreprise PECHINEY. VICAT qui a pris part dans la société en 2008, utilise la bauxite pour la fabrication de ciment.

I – Etude sédimentologique et géochimique du gisement

Le gisement de Villeveyrac correspond à un dépôt de bauxites allochtones sur un mur karstifié d'âge Jurassique. La datation des zircons détritiques (U/Pb sur Laser ICP-MS) trouvés dans la bauxite contraint l'âge du dépôt pendant l'Albien (115 à 100 Ma), et renseigne sur les sources latéritiques qui ont donné la bauxite allochtone piégée dans le karst. Depuis le début de l'exploitation de la bauxite, plus de 1300 sondages ont été forés. La description sédimentologique de deux sondages carottés réalisés en 2013 par la SODICAPEI, a permis d'identifier 4 lithofaciès dans la bauxite. Celle-ci présente des changements de couleurs entre blanc, rouge et orange, étroitement associées au lessivage du fer dans le gisement. L'étude minéralogique et géochimique dans l'intervalle bauxitique des carottes et des 37 sondages les plus documentés, a montré qu'il n'y a pas eu d'évolution de l'altération après le dépôt. D'autre part, on démontre que le dépôt bauxitique est issu de différentes sources latéritiques présentes autour du bassin. La distribution des teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 et TiO_2 semble aléatoire à l'échelle du bassin, cependant l'analyse géostatistique, sur 782 sondages sélectionnés, révèle une structuration N060 (avec une portée principale dans la direction N150, de l'ordre de 1200m, avec un effet de pépite de l'ordre de 20 % du palier). On interprète ceci comme résultant d'une homogénéisation post-dépôt des teneurs selon cette direction.

II – Structuration spatiale du gisement

L'analyse structurale du mur Jurassique, montre une succession de phases de déformation. Notamment, un régime extensif NE-SW caractérisé par un système de failles normales orientées N120 a été pour la première fois décrit dans la région. L'analyse microtectonique montre que ces plans de failles sont tardivement réactivés en failles inverses, lors de l'événement Pyrénéen (Crétacé terminal-Eocène, 70-40 Ma). D'autre part, un réseau de joints composé de deux familles orientées N060 et N150 et d'espacement métrique est reconnu autour du bassin. On note également que le calcaire du mur des bauxites est affecté par une dissolution (karstification) préférentielle le long et à l'intersection de ces directions sub-orthogonales de joints, conduisant à la formation d'un lapiaz qui piège la bauxite allochtone [Fig.A]. L'étude géostatistique de la distribution spatiale de la puissance minéralisée, réalisée sur les 782 sondages, met en évidence une structuration d'échelle kilométrique et d'orientation N120, active pendant le dépôt des bauxites. Nous corrélons cette structuration de la

puissance minéralisée aux failles normales orientées N120, observées dans le mur Jurassique. Ceci correspond à la morphologie du karst, décrite comme l'écart entre une surface de régression (polynomiale ordre 3) et la profondeur mesurée du mur Jurassique [Fig. B]. La distribution des puissances de bauxite est corrélable avec la surface modélisée ; notamment, les plus fortes épaisseurs (> 10m) se trouvent dans les dépressions de grande longueur d'onde du karst, orientées N120, et identifiées par l'analyse géostatistique [Fig.C]. Les épaisseurs < 10m ne sont pas préférentiellement distribuées.

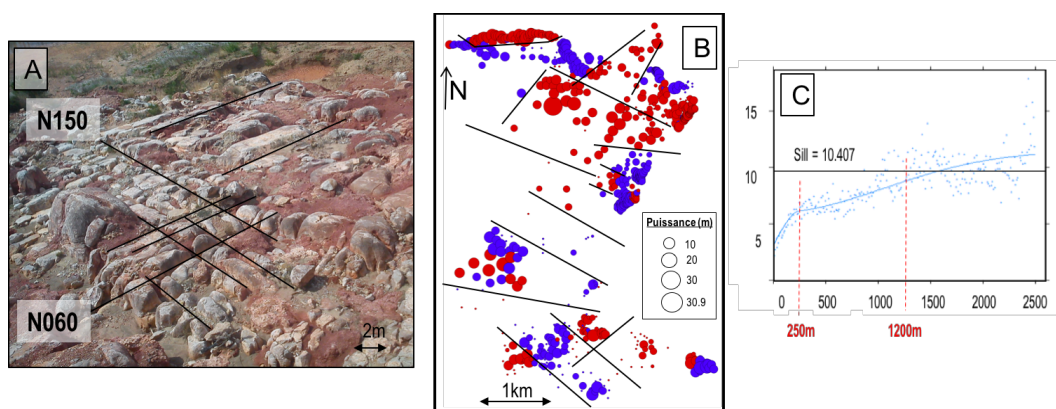
Une étude microtectonique a aussi été réalisée dans l'intervalle bauxitique, au niveau d'une ancienne mine souterraine. La bauxite est affectée de fracturation pénétrative (espacement décimétrique) soulignée par la mobilisation du fer aux épontes de la fracture. On observe une variabilité importante des orientations, cependant, les directions principales de fracturation dans le gisement sont également N060 – N150. Ceci suggère que les directions structurales du lapiaz ont contrôlé la compaction et/ou le soutirage des sédiments bauxitiques.

Conclusion

L'étude combinée de la sédimentologie, minéralogie, géochimie, tectonique et géostatistique, du gisement de bauxites de Villeveyrac a montré les résultats suivants :

- La bauxite allochtone n'a pas subi d'évolution latéritique après son dépôt, seulement de la déferrification. La modification des teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 et TiO_2 dans la bauxite est régie par une structuration d'orientation N060 qui correspond à la direction des fractures utilisées pour le soutirage, elles-mêmes issues de la formation du karst.
- A courte longueur d'onde, la puissance minéralisée est contrôlée par la karstification pré-bauxite du mur calcaire, selon une fracturation sub-orthogonale N150- N060, et à plus grande longueur d'onde par des failles normales orientées N120, contemporaines du dépôt.

Ces résultats devront être intégrés aux études de développement minier.



A) Fracturation du Jurassique contrôlant la karstification, puis le piégeage de la bauxite allochtone.

B) Gisement de bauxites de Villeveyrac : les points rouges ou bleus correspondent aux côtes du mur plus ou moins profondes, respectivement, que la surface moyenne du Jurassique (polynomiale d'ordre 3). La taille des cercles est proportionnelle à la puissance minéralisée. Les principales failles sont interprétées.

C) Omnivariogramme de la puissance minéralisée, avec son modèle, caractérisant deux structures de 250 et 1200m ; les variogrammes directionnels indiquent que la première est isotrope et la seconde orientée N120.

Nous remercions la société SODICAPEI et le groupe VICAT pour la mise à disposition de l'ensemble des données de sondages et pour l'accès aux deux sondages carottés.

Karst bauxitique et formation du gisement de bauxite de Villeveyrac (sud de France)

Emilie Marchand : doctorante 3^{ème} année – IMT Mines Alès – Université de Montpellier, 6 avenue de Clavières, 30319 Alès, +33(0)4 66 78 27 59, emilie.marchand@mines-ales.fr

Marc Vinches : Professeur – Directeur de thèse – IMT Mines Alès, 6 avenue de Clavières, 30319 Alès, +33(0)4 66 78 56 57, marc.vinches@mines-ales.fr

Michel Séranne : Chargé de Recherche – Co-directeur de thèse – CNRS – Université de Montpellier, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex05, 33+(0)4 67 14 42 61, seranne@gm.univ.montp2.fr

Introduction

La bauxite est un minerai riche en hydroxydes d'aluminium et de fer, issu d'un enrichissement supergène. Des conditions climatiques tropicales et une activité tectonique faible à nulle sont nécessaires pour former ce type de latérite. Cette altération est régie par une réaction d'hydrolyse : les cations les plus mobiles comme le potassium et la silice sont évacués, concentrant sur place les éléments peu mobiles comme le fer, le titane et l'aluminium.

Lors de réactivations tectoniques, les couvertures bauxites latéritiques peuvent être remobilisées et redéposées dans des pièges où elles sont préservées sur le long-terme [1,2]. De telles bauxites « allochtones » apparaissent alors sous forme de brèches, remaniant différents types de bauxites originelles et des pisolithes de goethite et d'hématite [Figure 1]. Les gisements de bauxite allochtone sont conditionnés par la géométrie et donc, par le mode de formation du piège, au mur du dépôt.

Dans les domaines de plateforme carbonatée, celui-ci est façonné par des interactions complexes entre processus de karstification et de déformation tectonique, eux même contrôlés par la géodynamique régionale. Une meilleure compréhension des processus de mise en place du gisement constitue un précieux guide d'exploration et d'exploitation.



Figure 1 : Exemple de bauxite rouge, bréchique, à pisolithes, exploitée à Villeveyrac.

Pendant le Crétacé moyen (129 – 113Ma), la partie méridionale de la France a subi une surrection régionale entre la Montagne Noire, à l'ouest, et le Massif des Maures-Esterel, à l'est, connu sous le nom « d'Isthme Durancien » [3] [Figure 2].

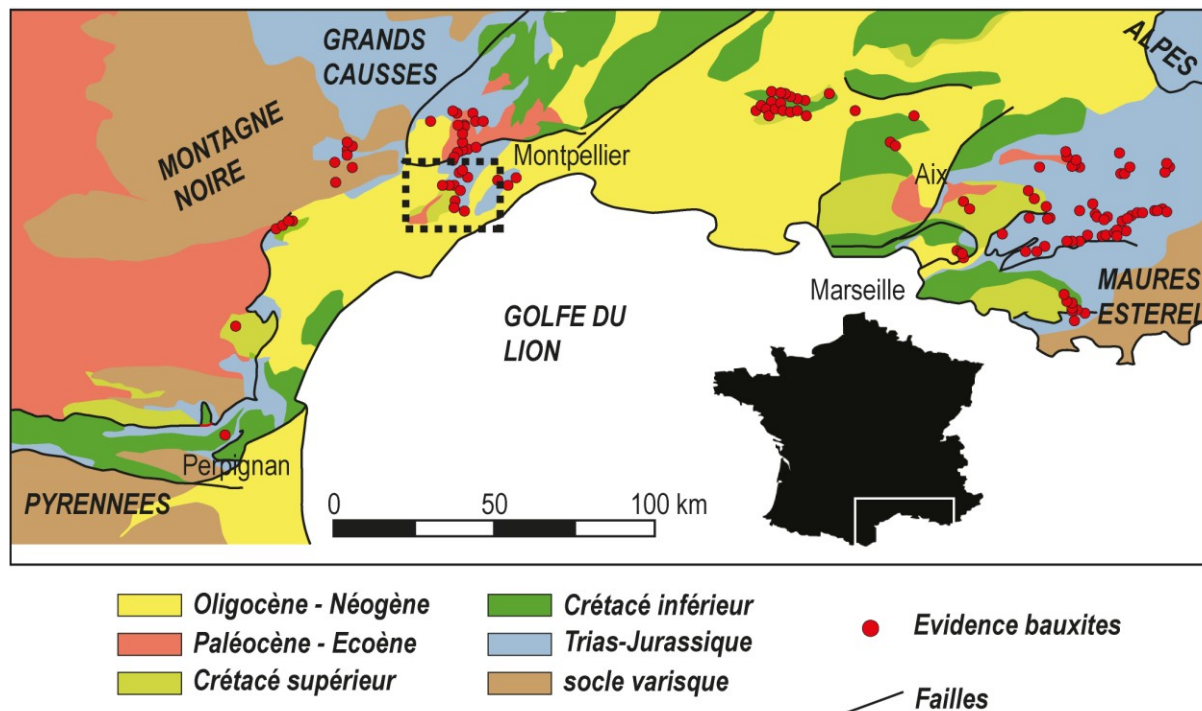


Figure 2 : Carte géologique du bassin du sud-est de la France avec position des évidences bauxitiques [4,5]. Le bassin bauxitique de Villeveyrac est dans le cadre pointillé.

Les formations sédimentaires marines qui s'étaient accumulées depuis le Trias (250-136Ma) et les roches cristallines au sud du Massif Central (Montagne Noire) [6,7] se sont retrouvées en surface. Sous climat tropical chaud (>25°C) et humide (précipitations >1200mm/an), l'altération correspond à une bauxitisation de ces roches. Les formations cristallines et marneuses riches en minéraux alumineux (argiles) sont lessivées, formant des couvertures latéritiques *in situ* [1]. Ces bauxites développées directement sur la roche source, *bauxites autochtones*, se retrouvent actuellement en traces résiduelles sur les hauts-plateaux des Grands Causses. En aval, dans la zone languedocienne affectée par une activité tectonique de blocs faillés, le climat tropical humide a favorisé l'érosion et la karstification (dissolution des carbonates) du substratum carbonaté Jurassique supérieur. La topographie est devenue extrêmement irrégulière correspondant à des reliefs de longueur d'onde variant du mètre au kilomètre, typique des reliefs karstiques. Les paysages karstiques présentent notamment des « lapiaz » (surface couverte de fentes de dissolution) et des « dolines » (cuvettes ovoïdes de dissolution, d'échelle hectométrique à kilométrique).

A l'Albien inférieur à moyen (113 – 102 Ma), une accentuation de la surrection a entraîné le démantèlement complet du profil latéritique *in situ*. Les bauxites remaniées ont été transportées et piégées en aval dans le Jurassique karstifié [8]. Ces *bauxites allochtones* sont celles qui sont exploitées dans le Languedoc.

Les bauxites piégées dans les karsts, creusés dans des calcaires du Jurassique, ont été recouvertes par des sédiments marins, les protégeant des érosions ultérieures. A Villeveyrac (30km à l'ouest de Montpellier), l'âge du dépôt des bauxites a été récemment précisé de l'Albien inférieur à moyen (environ 110 Ma) et la couverture datée de l'Albien terminal (100 Ma) [9]. Cet intervalle de temps entre le dépôt de bauxite et le toit est le plus restreint jamais daté dans le sud-est de la France, ce qui permet d'améliorer la corrélation de l'épisode bauxitique avec l'évolution géodynamique régionale.

Le gisement de Villeveyrac est exploité actuellement à ciel ouvert par l'entreprise SODICAPEI (SOciété de Développement Industriel et de Commercialisation de l'Association des Parents d'Enfants Inadaptés), à laquelle le cimentier VICAT a pris une participation en 2008, pour développer des ciments spéciaux contenant de l'alumine. Un projet de mine souterraine envisagée en 2012 [10] requiert des connaissances accrues sur la géométrie du gisement et son fonctionnement. La compréhension de la structuration du mur Jurassique est nécessaire pour : 1- fournir des guides d'exploration de la bauxite en déterminant l'origine et la géométrie à différentes échelles du gisement, 2- optimiser l'exploitation du gisement, en tenant compte des distributions de puissance minéralisée ; 3- minimiser les risques d'effondrement de la mine liés au décolmatage du karst (aquifère captif) lors de l'extraction de la bauxite (imperméable).

L'objectif de ce travail est d'analyser les relations entre la morphologie et déformation du substratum de la bauxite d'une part, et la distribution des puissances minéralisées du gisement de Villeveyrac, d'autre part. Dans une première partie, une étude structurale des déformations successives enregistrées dans le mur du gisement permet d'établir la chronologie relative des événements ainsi que les directions des axes de déformation. La seconde partie traite des variabilités spatiales d'épaisseur de bauxite, avec une approche géostatistique. Enfin, une discussion des résultats obtenus aborde le lien entre déformations et puissance minéralisée, en proposant une modélisation de la morphologie du mur Jurassique.

1. Contexte structural du mur karstifié des bauxites

Le bassin de Villeveyrac correspond à un synclinal d'une dizaine de kilomètres de large dont l'axe NE-SW plonge d'environ 10° vers le sud-ouest, et enfouit la bauxite à plus de 700m sous une couverture Crétacé supérieur à Éocène inférieur à l'ouest du bassin [Figure 3]. Le mur Jurassique de la bauxite affleure au nord et à l'est du bassin, permettant d'observer et de caractériser la fracturation. Le mur affleurant à l'extérieur du bassin permet d'identifier les déformations et les éventuels changements d'orientation ; il permet également d'extrapoler les caractéristiques de la déformation du mur, sous le bassin actuellement couvert.

Autour de Villeveyrac, les carbonates du Jurassique supérieur ont été karstifiés et les cavités ont formées les pièges aux dépôts de bauxite allochtone [11]. Celle-ci repose en discordance sur différents étages du Jurassique supérieur, du Callovien au Tithonique

[12] [13] . Du fait du pendage structural, le calcaire mudstone gris, dolomitisé et karstifié, forme un aquifère captif sous le gisement de bauxites imperméables. La formation du karst constituant le piège des bauxites de Villeveyrac, ainsi que l'événement responsable du démantèlement et du dépôt des bauxites ont été très peu étudiés [5]. Nous analysons ici les différents types de fractures et de déformation afin de caractériser les évènements tectoniques associés à l'épisode bauxitique.

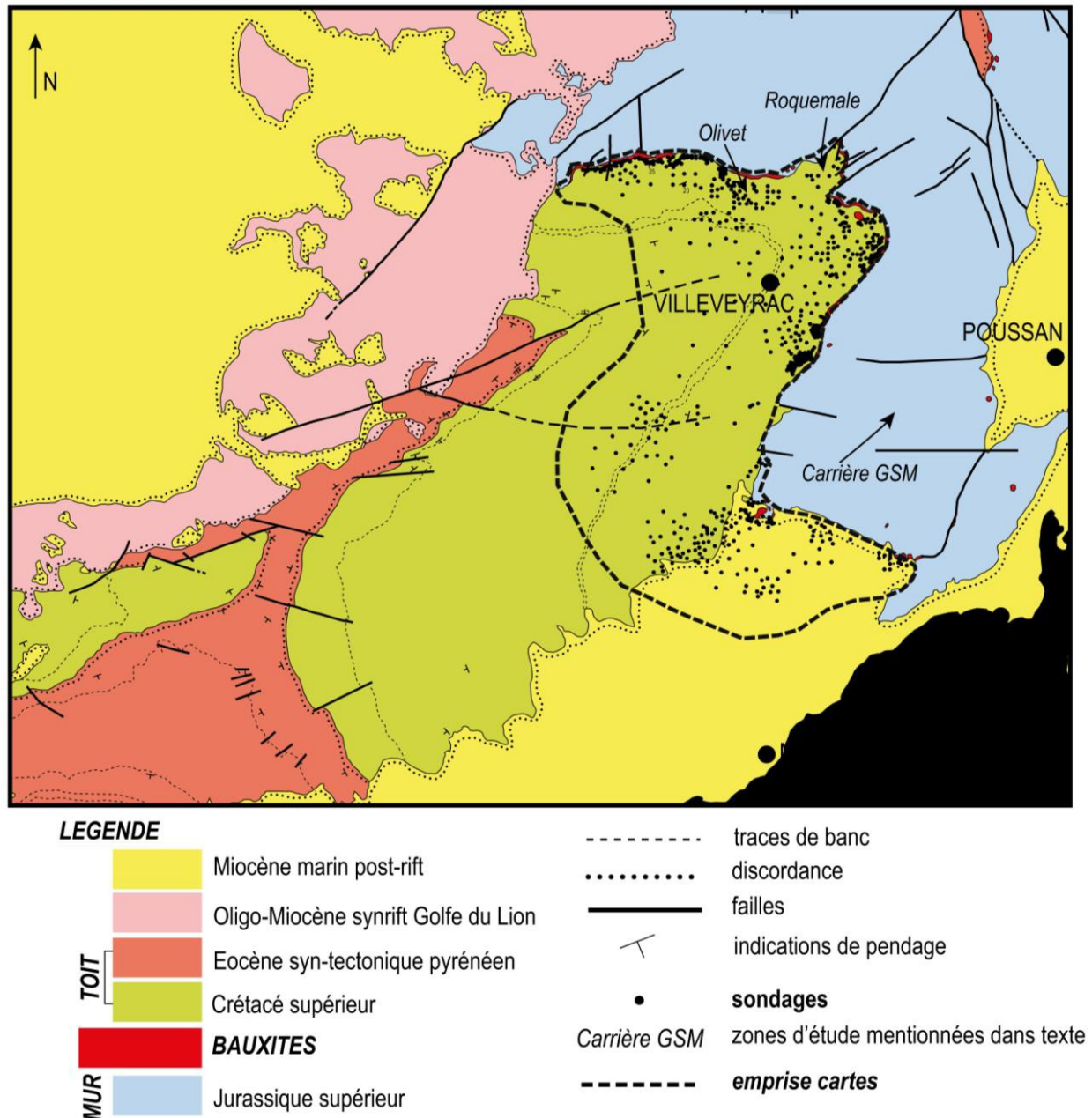


Figure 3 : Schéma structural du bassin de Villeveyrac. Les 782 sondages utilisés dans cet article sont localisés. Le périmètre pointillé correspond à la surface des cartes [Fig.13, 15]. Les sites d'étude mentionnés dans le texte sont localisés

1.1. Système de joints dans le mur Jurassique karstifié

Au nord du bassin, la zone de l'Olivet [Figure 3] correspond à un ancien site d'exploitation où le mur a été décapé sur plusieurs centaines de mètres d'affleurement.

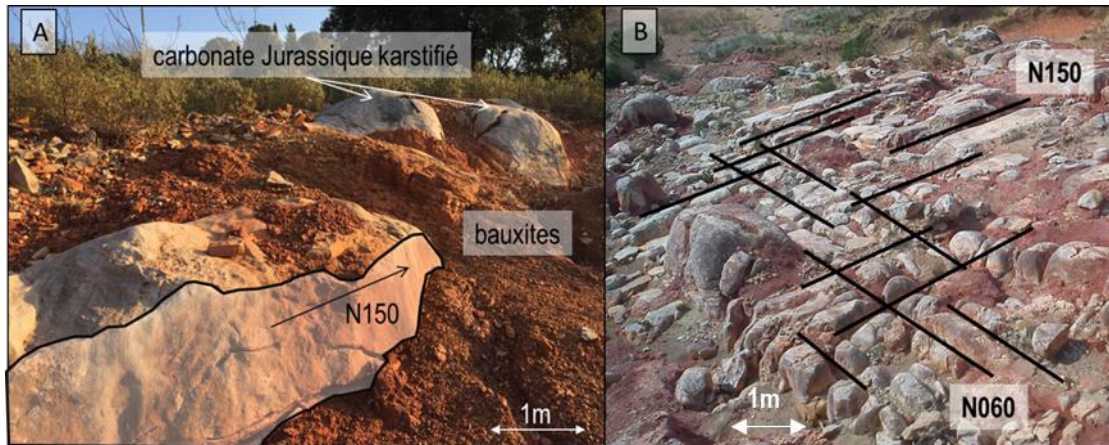


Figure 4 : A) système de joints emprunté par la dissolution lors de la karstification avec remplissage de bauxites entre les pinacles, B) système de joints rectiligne et orthogonal de directions N060 et N150

On observe des alignements de dômes de calcaire de dimension métrique formant un réseau, limité par des remplissages résiduels de bauxite [Figure 4]. Les surfaces convexes des dômes calcaires montrent des évidences de dissolution du carbonate et convergent vers le bas, où elles rejoignent des fractures rectilignes dont le pendage varie entre 75° et 90° . Ces fractures sont perpendiculaires au plan de stratification et s'organisent en réseau sub-orthogonal orienté N060 et N150. Aucun décalage n'est observé au croisement des fractures, suggérant un système de joints [14]. Ce réseau de joints présente des espacements moyens de 1.3m et de 1,5m pour les fractures N150 et N060, respectivement.

Cet affleurement montre que la dissolution du calcaire s'est faite préférentiellement le long, et au niveau des nœuds, des joints qui constituent un réseau d'infiltration et de circulation des eaux météoriques, de manière similaire à celle décrite par Ruidong et collaborateurs [15] pour des structures d'échelle kilométrique. La karstification a donc formé des cavités allongées, de profondeur métrique, guidées par la fracturation des calcaires. Cette forme karstique (lapiaz) forme le piège des bauxites allochtones, les fractures étaient donc acquises antérieurement au dépôt [Figure 4-A].

Le même système de fracturation est visible à l'extérieur du bassin, dans le mur Jurassique. L'analyse des images satellite (Google Earth®) permet de visualiser des zones d'affleurement calcaire présentant un réseau de fractures organisé. Huit affleurements ont été reconnus et analysés au nord et à l'est du gisement. Observée en image aérienne, la fracturation analysée apparaît comme des discontinuités sombres, parallèles et répétitives, de tracé rectiligne et d'extension au moins décamétrique. La vérification sur le terrain montre que les discontinuités observées en photo satellite correspondent à des fractures élargies par la dissolution et/ou colonisées par une végétation de graminées.

Chaque station comprend entre 6 et 23 mesures. La Figure 5 montre la moyenne des orientations mesurées, très homogènes à chaque station, et l'orientation moyenne régionale est N150 et N060. Ce système de joints affecte donc le mur Jurassique dans son ensemble, quel que soit l'étage du Jurassique supérieur affleurant. Ce réseau orthogonal à l'extérieur du bassin est équivalent aux directions mesurées à l'Olivet, on en déduit qu'il affecte l'ensemble du mur des bauxites.

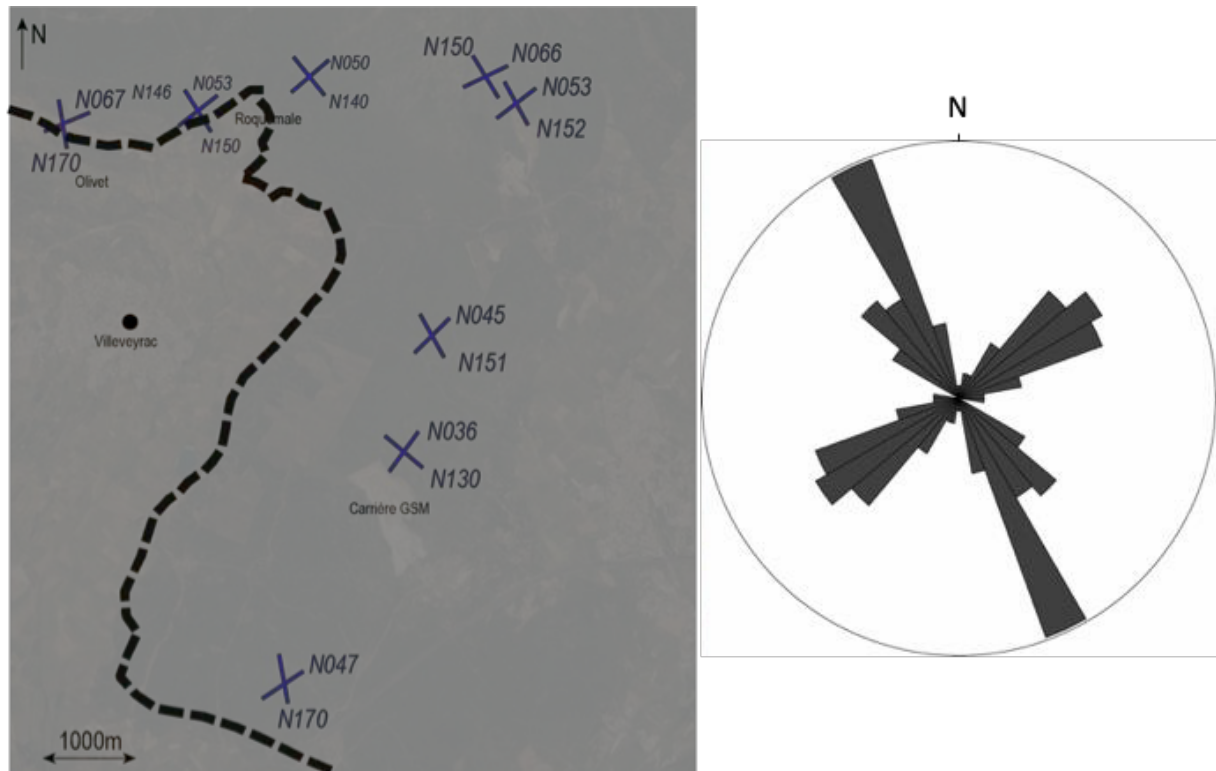


Figure 5 : Localisation des huit stations de mesures du réseau de joints dans le mur Jurassique, avec les directions moyennes des joints pour chaque station. Photo Google Earth®. Rose diagramme de l'ensemble des orientations mesurées (n=107)

1.2. Analyse structurale

Le Bassin du Sud-Est de la France a subi deux événements tectoniques majeurs depuis le Crétacé moyen: 1- la compression pyrénéenne du Crétacé terminal à l'Éocène (75 – 40 Ma) [16] et, 2 – le rifting et l'ouverture du Golfe du Lion à l'Oligocène (30 Ma) [17]. Le pyrénéen a été identifié sur le terrain par des failles inverses d'échelle métrique à stries de calcite associées à des décrochements conjugués NW-SE et NE-SW, des fentes de tension subverticales N-S et des plans stylolithiques E-W. Ces microstructures répondent à un tenseur de contrainte avec σ_1 horizontal de direction N000 à N020 et un σ_3 vertical, parfaitement décrit à l'échelle régionale par Arthaud et Laurent [18]. Le plissement du bassin en synclinal d'axe N070 est rattaché à cet événement [18,19].

Dans la partie nord du bassin, zone de Roquemalle [Figure 3], on observe un graben d'effondrement bordé de failles normales N050 d'échelle plurikilométrique qui affectent indifféremment le Jurassique et la couverture Crétacé. Ce système est post-Crétacé supérieur et cohérent avec l'extension Oligo-Miocène orientée NW-SE [20,21]. Les

structures formées par ces deux grands évènements tectoniques sont distinctes et identifiables sur le terrain. Comme elles sont postérieures à la mise en place des bauxites, elles ne seront pas traitées dans cette étude.

1.2.1. Les failles normales décamétriques

Le calcaire Jurassique du mur est affecté par des failles normales distinctives, observées dans la carrière de granulats, exploitée par GSM- Heidelberg Cement Group à Poussan [Figure 3]. La zone exploitée correspond à des calcaires en petits bancs décimétriques, d'âge Kimméridgien inférieur, de pendage général de 10° vers le nord-ouest. La carrière se situe structurellement sous le mur de la bauxite et les 70 mètres de coupe permettent un accès au cœur du massif calcaire.

Les failles normales mesurées constituent un faisceau observé le long de la bordure NE de l'exploitation [Figure 6]. Elles présentent la même morphologie : dimension décamétrique, surfaces légèrement ondulées, avec plan de glissement marqué par des corrugations métriques, des stries de calcite en zone abritée et des stries mécaniques. L'ensemble montre des évidences de réactivations (bréchification striée, stries mécaniques superposées, ...).

Ces failles normales sont fréquemment utilisées par une karstification ultérieure caractérisée par des remplissages d'argilite et silt rouge-orangé. Elles sont visibles sur 1 à 3 gradins au maximum, soit une vingtaine de mètres. Considérant leur dimension et les relations expérimentales reliant longueur de faille et déplacement [22], on peut estimer leur déplacement à 2m au maximum. Certaines failles karstifiées, d'orientation proche de celles des fronts d'exploitation, ont été à l'origine d'un glissement du versant sur le front NE de l'exploitation, en 2012.



Figure 6 : Front Est de la carrière GSM, les surfaces claires correspondent aux failles normales décamétriques étudiées. Elles sont fréquemment réutilisées par la karstification tardive. Les gradins mesurent 7 m de haut.

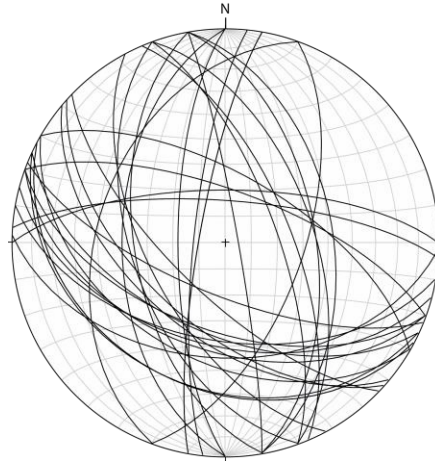


Figure 7 : Plans de l'ensemble des failles normales décamétriques (n= 34) observées sur le front NE de la carrière. Les stries ne sont pas représentées car elles correspondent à plusieurs phases de réactivation différentes (Stéréogramme de Schimdt, hémisphère inférieur).

Ces failles normales se distribuent en deux orientations principales [Figure 7] : une famille ENW-WSE avec un pendage d'environ 55°, et une seconde famille orientée autour de N-S avec un pendage plus fort, de 70° environ. L'organisation bien réglée de ces plans suggère un système de failles conjuguées dont la direction d'extension serait bissectrice du dièdre, soit proche de NE-SW.

On observe des évidences d'une phase de réactivation spécifique des failles normales décamétriques. Une surface de faille normale identifiée par des cristallisations de calcite en zone abritée, est recouverte de petites stries à calcite, affectant indistinctement la surface calcaire et les cristallisations en zone abritée de la première phase. Les petites stries indiquent une cinématique en faille inverse, avec un glissement vers le N [

Figure 8]. Cette cinématique en faille inverse, selon une compression proche de N-S, est caractéristique de la compression pyrénéenne en Languedoc [18]. Ces observations impliquent que les failles normales décamétriques sont antérieures à la phase de compression Pyrénéenne, datée du Crétacé terminal à l'Éocène.

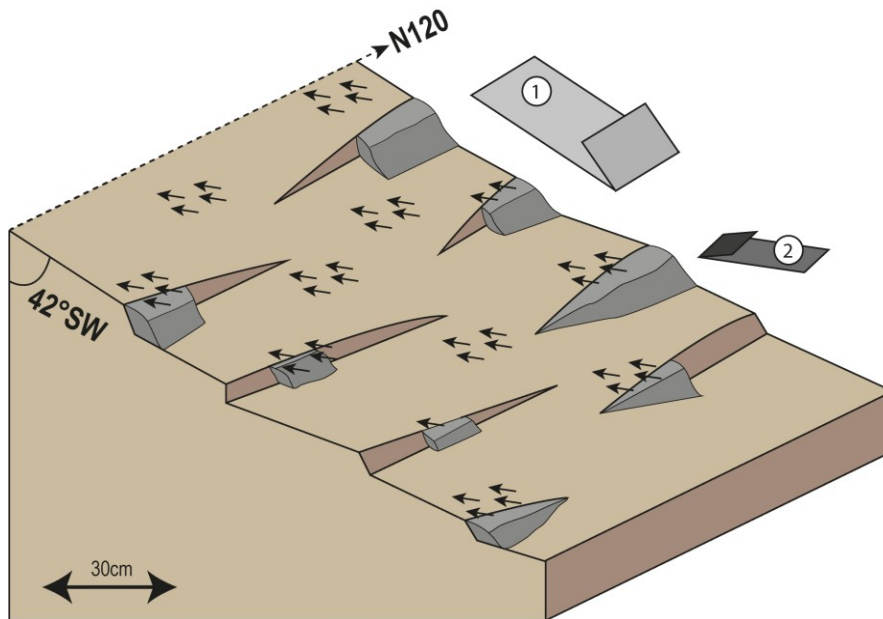


Figure 8 : Bloc diagramme d'une faille normale décamétrique, dont la cinématique est marquée par des cristallisations de calcite en zone abritée (prismes gris – évènement 1), puis réactivée en chevauchement pendant le pyrénéen, marqué par de petites stries à calcite affectant le plan calcaire et les cristallisations en zone abritée (petites flèches noires – évènement 2).

1.2.2. Tenseur de contrainte des failles normales décamétriques

Les failles normales décamétriques mesurées sont similaires sur le terrain et caractérisent un système extensif post-Jurassique supérieur et anté-Pyrénéen. Cet événement, identifié pour la première fois dans la région, pourrait être contemporain de l'épisode bauxitique. Le tenseur des contraintes à l'origine de ces failles normales, pourrait être caractérisé par inversion des stries [23,24]. Cependant, l'analyse de terrain montre que ces surfaces de faille ont été réactivées et parfois karstifiées, ce qui oblitère les stries correspondant à l'événement initial.

Ainsi, on a sélectionné les plans préservés (n=14) qui présentaient des croissances de calcite en zone abritée (comme représentées sur Figure 9) caractérisant la cinématique initiale de la faille. En prenant en compte ces seules stries en faille normale, reportées sur Faultkin [25], on obtient un tenseur de contrainte [Figure 9] avec sigma 1 vertical et sigma 3 horizontal et orienté NE-SW. On note une certaine dispersion des orientations de sigma 3 ($\pm 25^\circ$) suggérant des valeurs proches de sigma 2 et 3.

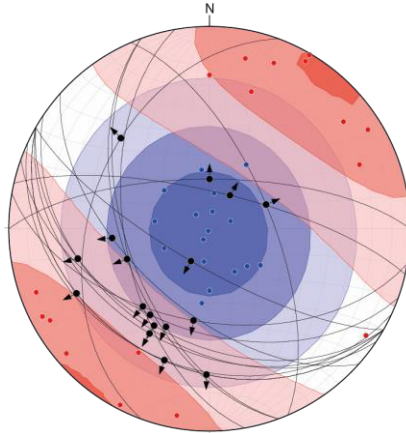


Figure 9 : Diagramme Pression/Traction issu des 14 failles normales décamétriques présentant des stries à calcite en zone abritée (flèches noires contenues dans le plan de faille), selon « Faultkin» [25]. Les sigma 1 (bleu) sont verticaux et les sigma 3 (rouge) sont horizontaux et orientés NE-SW caractérisant la direction d'extension.

2. Variabilité spatiale des puissances minéralisées

2.1. Analyse des données

Dans cette section, on analyse la distribution spatiale de la puissance de bauxite dans le bassin, en utilisant les épaisseurs mesurées en sondage. Constituée depuis les années 1970, la base de données de sondages de Villeveyrac contient plus de 1300 références. Cependant, seulement 782 ont été sélectionnés pour cette étude (voir carte Figure 2), selon les critères suivants : les sondages sont renseignés en coordonnées, ils comprennent au moins une cote 'mur de la bauxite', et les duplicatas sont éliminés.

L'histogramme de la puissance minéralisée présente une distribution asymétrique unimodale centrée sur la moyenne [Figure 10] avec plus de 20% des sondages correspondants à une puissance nulle de bauxite. La moyenne des puissances minéralisées est de 4m avec un écart type de 3.22 m ; sans les puissances nulles la moyenne des épaisseurs mesurées est de 4.7 m et un écart-type de 2.96 m. La plus petite puissance mesurée est de 15 cm et la valeur maximale est de 30.9 m. Cette valeur est exceptionnelle puisque la deuxième plus forte épaisseur n'est que de 17 m.

Cette première analyse montre que la « couche » de bauxite est d'épaisseur inégale : avec une proportion significative de points où elle n'existe pas, et de nombreux points où elle présente une épaisseur largement supérieure à la moyenne. On s'interroge ensuite sur la répartition dans le bassin de ces anomalies d'épaisseur.

Moyenne = 4m

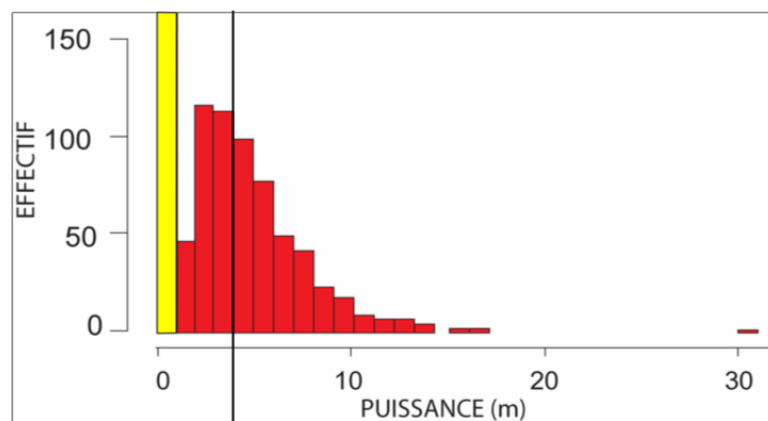


Figure 10 : Histogramme de la puissance minéralisée mesurée dans les 782 sondages étudiés. La plus grande fréquence correspond aux sondages dépourvus de bauxite (« puissance nulle » en jaune), la moyenne mesurée des puissances non nulles est de 4m.

2.2. Analyse géostatistique des puissances

L'analyse géostatistique a été réalisée avec le logiciel R Studio [26], qui permet une flexibilité sur les paramètres sélectionnés : le type de structure pour le variogramme, les limites du modèle et le type de krigeage. L'analyse géostatistique permet de révéler la structuration spatiale d'un phénomène : pour une variable étudiée (ici la puissance minéralisée), deux sondages proches sont en moyenne plus similaires que deux sondages éloignés. Le variogramme permet de caractériser une covariance sur deux échantillons à une distance donnée. Cette fonction dépend de la distance entre les deux échantillons (en abscisse) et de la fonction de la covariance de la variable étudiée (en ordonnée).

On parle de variogrammes directionnels lorsqu'on limite la recherche à une direction donnée : seuls les sondages qui sont compris dans une direction donnée avec une tolérance angulaire fixée sont analysés. Les variogrammes directionnels permettent de mettre en évidence les directions d'anisotropies de la variable étudiée.

Le bassin investigué correspond à une surface de 35 km² environ, de largeur de 4 km [Figure 2]. La distance maximale pour le calcul du variogramme expérimental ne peut excéder la moitié de la largeur du bassin : les variogrammes sont tronqués à une distance de 2000m.

2.2.1. Les variogrammes directionnels

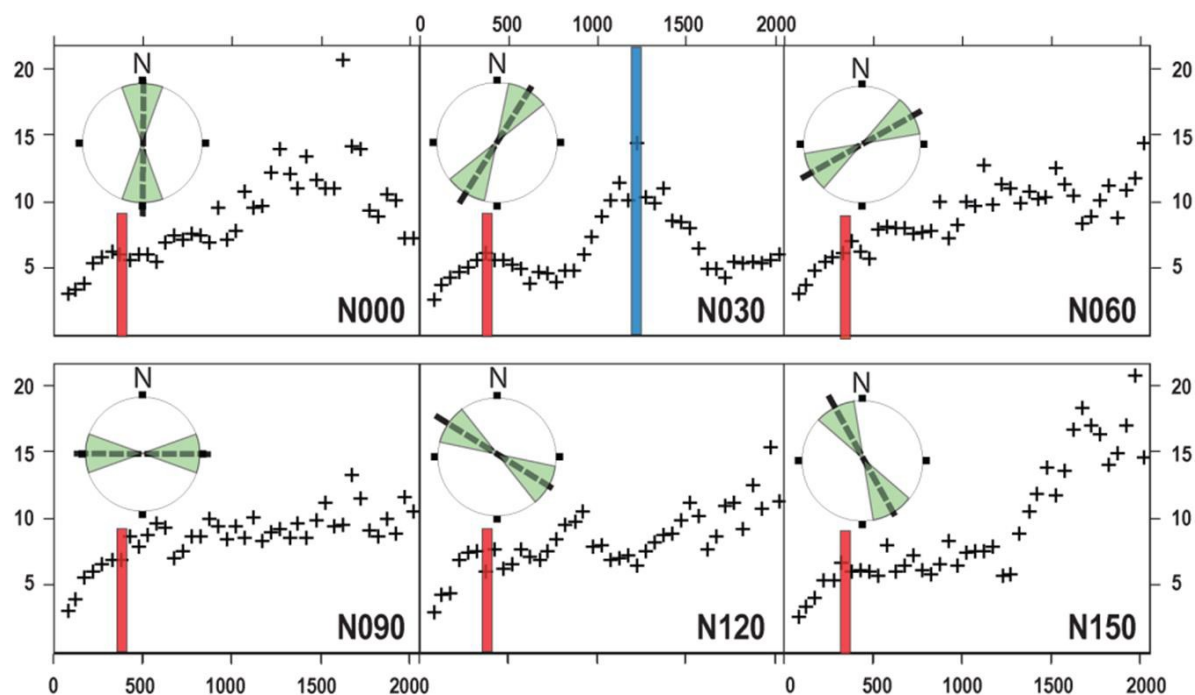


Figure 11 : Variogrammes directionnels analysant la puissance minéralisée, selon une tolérance de 20° suivant les directions N000, N030, N060, N090, N120 et N150. La structure 1 de palier 300m, visible dans chaque variogramme, est représentée en rouge, la structure 2 de palier 1300m (en bleu) est présente uniquement sur le variogramme directionnel N030.

Les variogrammes directionnels ont été définis suivant deux critères : ils sont orientés tous les 30° (N000-N030-N060-N090-N120-N150) et ils prennent en compte une ouverture angulaire de $\pm 20^\circ$ dans la direction investiguée [Figure 11]. Les six variogrammes présentent une faible ordonnée à l'origine (environ 20% du palier total). Ce faible effet pépète est caractéristique d'une variable bien structurée aux faibles distances. Tous les variogrammes expérimentaux font apparaître un premier palier vers 300m de distance, indiquant une structuration de la variable 'puissance minéralisée' à 300m [Figure 11]. Au-delà de 300 m, les variogrammes ne se comportent plus de la même façon en fonction de la direction. Notamment, le variogramme directionnel N030 montre une structure en cloche indiquant un phénomène vers 1300m (en bleu sur la Figure 11). Cette deuxième portée importante présente donc une direction maximale d'anisotropie selon N030, reflétant une structuration perpendiculaire, *i.e.* une structuration de la puissance minéralisée orientée N120 et de longueur caractéristique de 1300m. Les autres variations sont difficilement interprétables, car proches de la limite du champ d'investigation.

L'étude des variogrammes directionnels de la puissance minéralisée conduit aux trois résultats suivants : 1- un faible effet pépite signifie que la puissance minéralisée est régulière aux faibles distances (< 50 m), 2- la première structure de portée 300 m est semblable dans toutes les directions et peut être considérée comme isotrope à cette échelle et, 3- une seconde structure de portée 1300 m et orientée N120 est révélée.

2.2.2. Modèle associé au variogramme omnidirectionnel

Le facteur d'anisotropie géométrique est faible, environ 1.15 par rapport au variogramme omnidirectionnel. Il est donc pertinent d'utiliser un variogramme omnidirectionnel isotrope pour l'ajustement du modèle.

Pour cela, on considère une ouverture angulaire de $\pm 90^\circ$ pour obtenir un variogramme omnidirectionnel. Ensuite, on réalise un ajustement de ce variogramme expérimental par un modèle théorique autorisé [Figure 12].

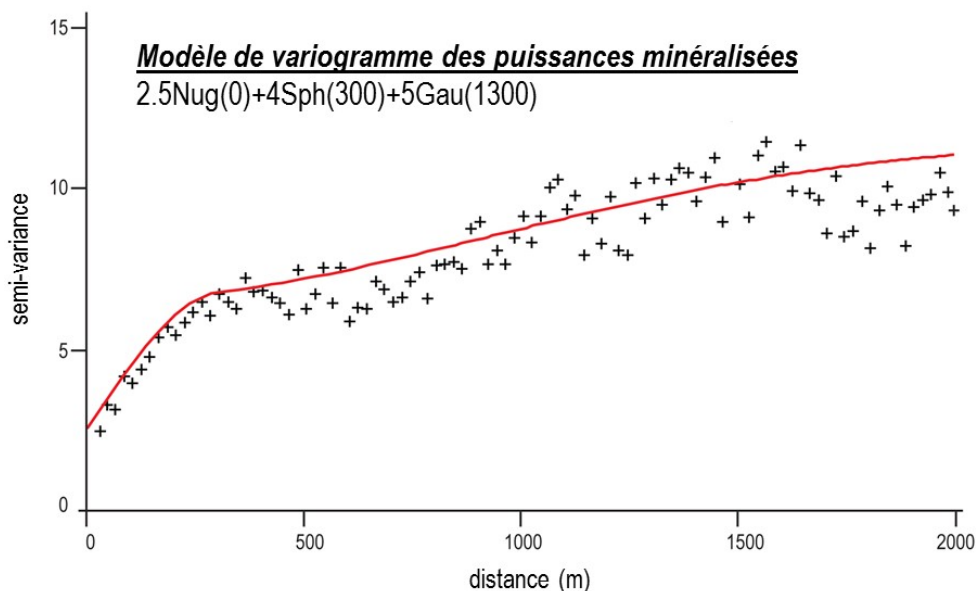


Figure 12 : Modèle de variogramme de la puissance minéralisée, ajustement sur le variogramme omnidirectionnel avec deux structures : une structure sphérique isotrope de portée 300m et, une seconde structure gaussienne anisotrope de portée 1300m

Ce modèle est la somme : a) d'un effet pépite partiel de 2.5 de portée 0, b) d'un schéma sphérique de portée 300 m et de palier 4 et, c) un schéma gaussien de portée pratique 1300 m et de palier 5. On remarque que le modèle s'ajuste mieux sur la première portée que sur la deuxième du fait de la légère anisotropie précédemment révélée aux grandes distances.

2.3. Estimation géostatistique des puissances

Le calcul de variogramme permet de connaître la variance en tous points de l'espace, il est donc utilisé pour le calcul d'estimation de la puissance minéralisée. Le krigeage permet de calculer la variabilité réelle en minimisant l'erreur. Un krigeage ordinaire a été appliqué en utilisant le variogramme omnidirectionnel et le modèle ajusté précédemment défini. La distance minimale entre deux sondages étant d'environ 100 m, on choisit cette distance pour la maille de krigeage.

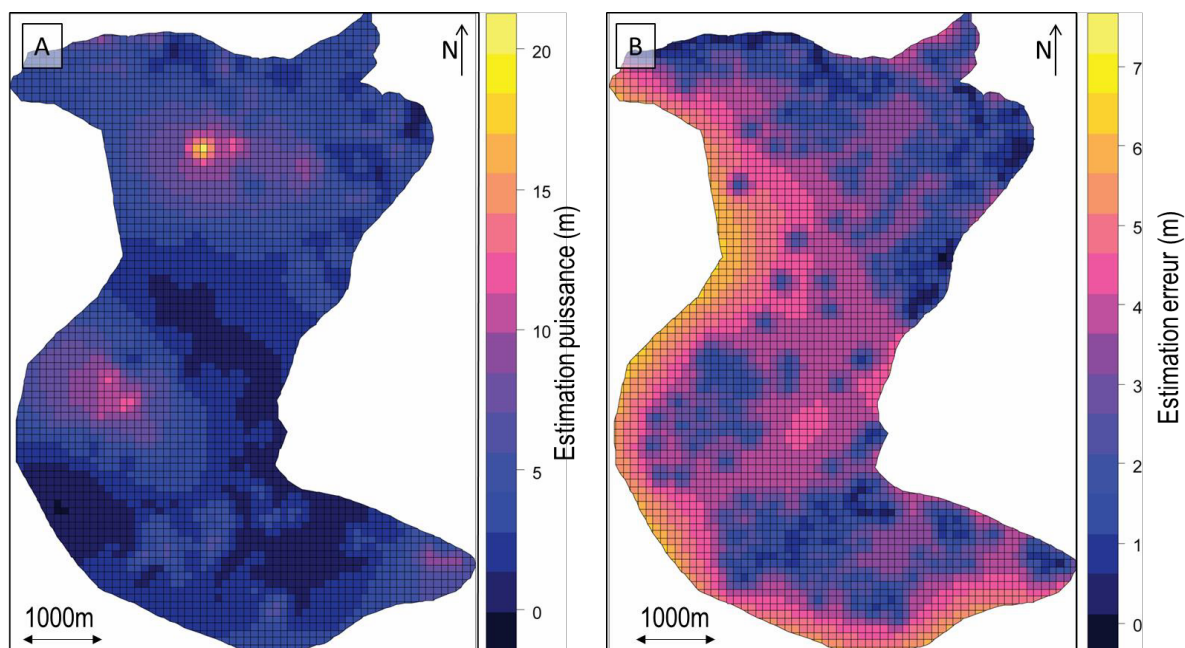


Figure 13 : Carte d'estimation des puissances minéralisée par le krigeage ordinaire, voir Figure 2 pour localisation et emprise de la carte. B) carte de l'erreur déterminée par le krigeage ordinaire

La carte de krigeage [Figure 13 - A] indique une alternance entre des zones présentant de fortes (>10 m, teintes fuchsia) et faibles (≤ 1 m, teintes sombres) puissances de bauxite, entourées de zones à puissances proches de la moyenne (4 m, teintes bleues). Cette zonation est orientée N120 avec un espacement d'environ 1300m. Ce phénomène rend compte de la deuxième structure de direction principale N030 mise en évidence par les variogrammes directionnels. De façon logique, la carte des erreurs [Figure 13 - B] révèle que l'erreur d'estimation est réduite dans les zones où la densité de sondage est importante.

2.4. Interprétation tectonique

Les résultats de l'étude géostatistique de la distribution de la puissance minéralisée par krigeage ordinaire montrent que: 1- il existe des zones de bauxite épaisses (> 10 m) et des zones –plus distribuées- d'épaisseur très réduite , 2- en dehors de ces zones, la bauxite présente des épaisseurs proches de la moyenne (4 m) et assez bien distribuées dans le bassin, finalement, 3- il est possible de délimiter ces zones par des structures orientées NW-SE et d'espacement kilométrique qui seraient donc synchrones de la mise en place des bauxites.

L'espacement des failles normales décamétriques, préférentiellement orientées NW-SE, observées sur le terrain ne correspond pas à la structuration d'espacement kilométrique mise en évidence par l'analyse géostatistique des puissances. Cependant, l'orientation identique de ces structures et la contemporanéité apparente (pré-pyrénéen et syn-bauxite, respectivement) suggèrent un lien génétique entre les deux. On propose que les failles normales décamétriques observées en carrière soient l'expression de déformation distribuée dans la zone triangulaire située à l'aplomb d'une faille normale se propageant

vers le haut (« *trishear* »²⁷). Cette flexure contrôle les variations d'une dizaine de mètres d'épaisseur de bauxite, de grande longueur d'onde, mises en évidence par l'analyse géostatistique.

3. Morphologie du mur et puissance minéralisée

La morphologie du mur de la bauxite résulte de déformations tectoniques et de processus karstiques. On analyse ici comment l'interaction de ces processus contrôle la puissance minéralisée dans le gisement.

Afin de s'affranchir des déformations tardives (plissement pyrénéen) et de distinguer les morphologies tectoniques et/ou karstiques de grande et de petite longueur d'onde, la forme actuelle du mur Jurassique est approximée par une surface de régression, calculée grâce aux 782 sondages disponibles. Le calcul de la cote modélisée du mur ($Z_{\text{modélisé}}$) prend uniquement en compte les coordonnées en X et Y et correspond à un polynôme d'ordre 3.

Pour chaque sondage, on compare la cote du mur mesuré ($Z_{\text{mesuré}}$) et la cote du mur modélisée ($Z_{\text{modélisé}}$) [Figure 14] et on cartographie la position (au-dessus ou en-dessous de la surface modélisée) et l'écart entre $Z_{\text{mesuré}}$ et $Z_{\text{modélisé}}$.

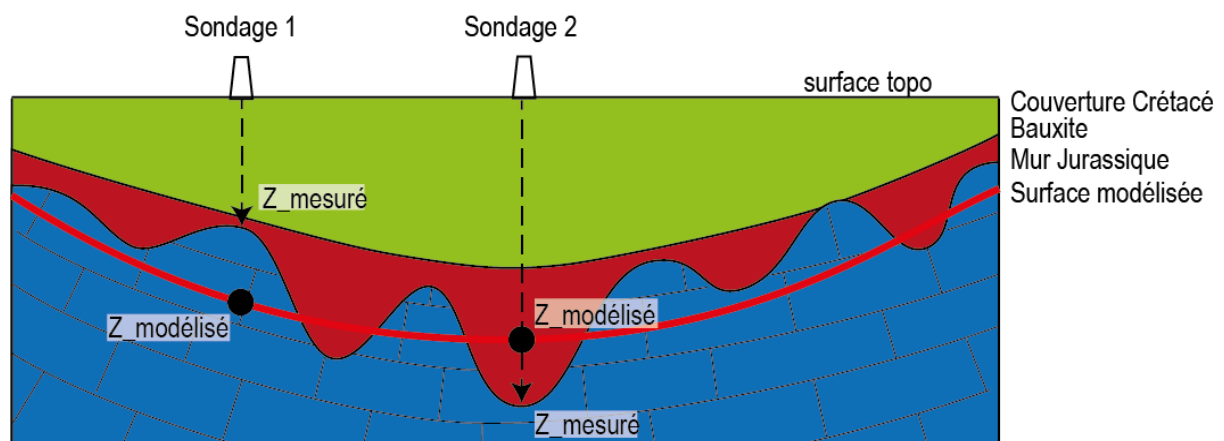


Figure 14 : Schéma de principe de la surface de régression d'ordre 3 utilisée pour la modélisation numérique de la morphologie du mur Jurassique.

La carte [Figure 15] met en évidence des zones où le mur mesuré est plus profond que la surface modélisée (e.g. zone de Villeveyrac, de l'Olivet), séparées de zones où il est moins profond. Les limites peuvent être définies comme des zones de flexures.

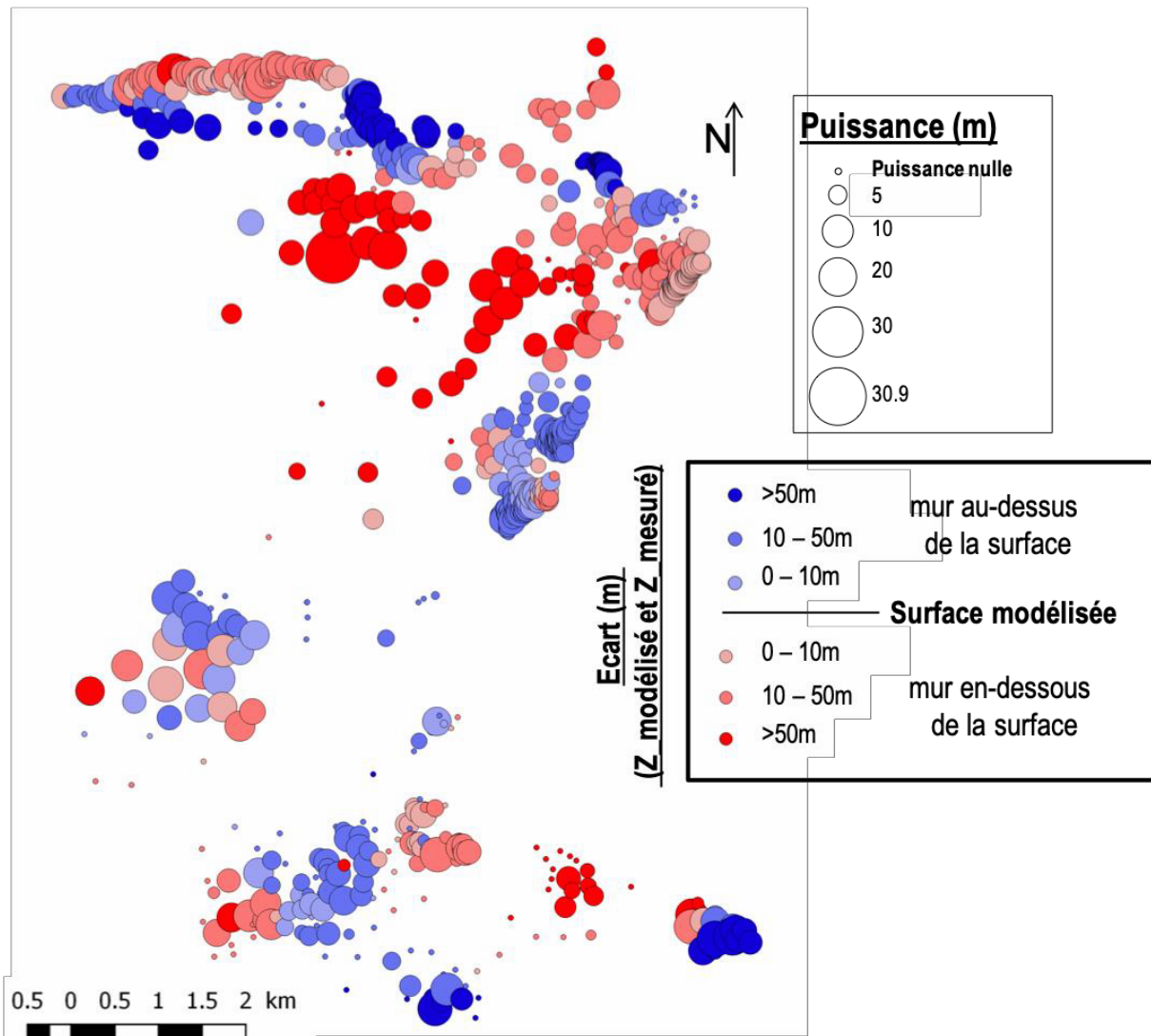


Figure 15 : Distribution des puissances mesurées (proportionnelle au diamètre des cercles) et de l'écart entre la position du mur et la surface modélisée : les points rouges ou bleus correspondent aux cotes du mur plus ou moins profondes que la surface modélisée, respectivement.

Les puissances minéralisées sont aussi analysées en fonction de la position du mur par rapport à la surface modélisée. On note que les puissances importantes (> moyenne) se trouvent indifféremment dans les 'dépressions' ou dans les 'plateaux' de la surface modélisée, ce qui indique que cette variabilité n'est pas liée à la compartimentation du bassin selon les structures d'échelle kilométrique (i.e. tectonique), mais à un processus d'échelle plus petite. Nous proposons que la structuration isotrope, de portée 300 m, mise en évidence par l'analyse géostatistique, correspond à des processus karstiques de type doline, expliquant les surépaisseurs de bauxite à cette échelle. En outre, 95% des sondages situés sur des 'plateaux' de la surface modélisée présentent des puissances minéralisées inférieures à 9m contre 88% pour les sondages situés dans les 'dépressions'. Les plus importantes puissances minéralisées sont donc localisées dans les zones situées dans les 'dépressions' de la surface modélisée. Cette différence est expliquée par le supplément d'espace créé par les flexures de plus grande échelle.

Les 'dépressions' et les 'plateaux' de la surface modélisée sont limités par des zones linéaires identifiables tant par les résultats du krigeage que par la distribution des écarts entre $Z_{\text{mesurés}}$ et $Z_{\text{modélisés}}$. Ces limites principalement orientées NW-SE découpent le bassin de Villeveyrac. On propose que les limites ainsi mises en évidence correspondent à des failles affectant le substratum Jurassique et dont les faisceaux de failles normales décamétriques représenterait l'expression de surface.

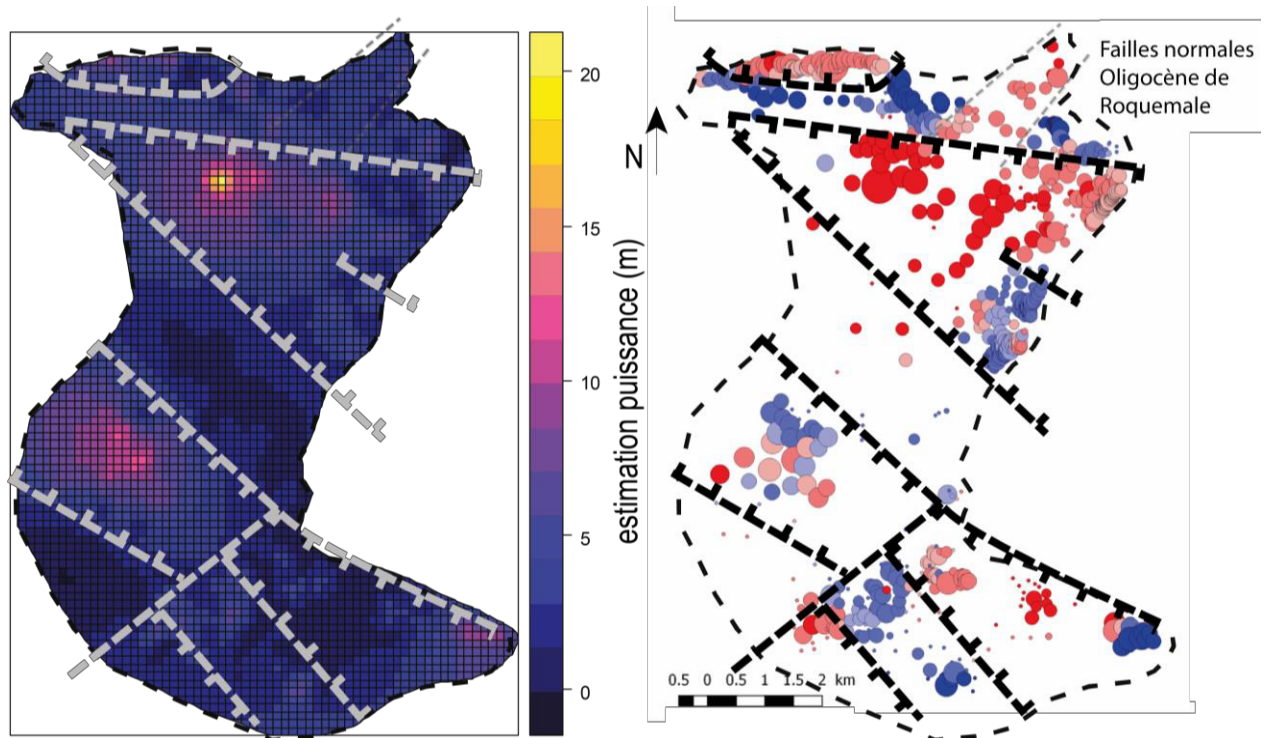


Figure 16 : Carte interprétative des structures tectoniques du bassin de Villeveyrac, mises en évidence par l'analyse géostatistique des puissances (à gauche) et des distributions d'écart entre $Z_{\text{mesuré}}$ et $Z_{\text{modélisé}}$ (à droite).

L'espace disponible pour le dépôt des bauxites allochtones est créé par plusieurs systèmes superposés, de dimensions caractéristiques différentes.

- On reconnaît un système de flexures de longueur d'onde kilométrique et d'amplitude décamétrique, orientées NW-SE, correspondant à des failles dans le substratum Jurassique. Ces failles se propagent vers le haut, au travers d'une zone de déformation distribuée, caractérisée par des faisceaux de failles normales décamétriques NW-SE. Cette déformation répond à une tectonique extensive orientée NE-SW, jamais décrite dans cette région; elle serait contemporaine du dépôt des bauxites et compatible avec les axes de déformation régionale pendant le Crétacé moyen, des Pyrénées [28] au sud de la Provence [29].

- Le gisement présente également des variations de puissance, de longueur d'onde d'environ 300 m et d'amplitude décamétrique, distribuées de manière homogène sur l'ensemble du bassin. De telles caractéristiques sont cohérentes avec des dolines. Les dimensions de ces objets ne permettent pas de les observer à l'affleurement, elles sont interprétées par l'analyse géostatistique des puissances.

- Le calcaire Jurassique du mur des bauxites et entourant le bassin, est affecté d'un réseau de joints orthogonaux d'espacement métrique orienté N060 et N150. Ce système de joints a été utilisé comme vecteur principal de dissolution pendant une phase de karstification, formant un lapiaz antérieurement au piégeage des bauxites.

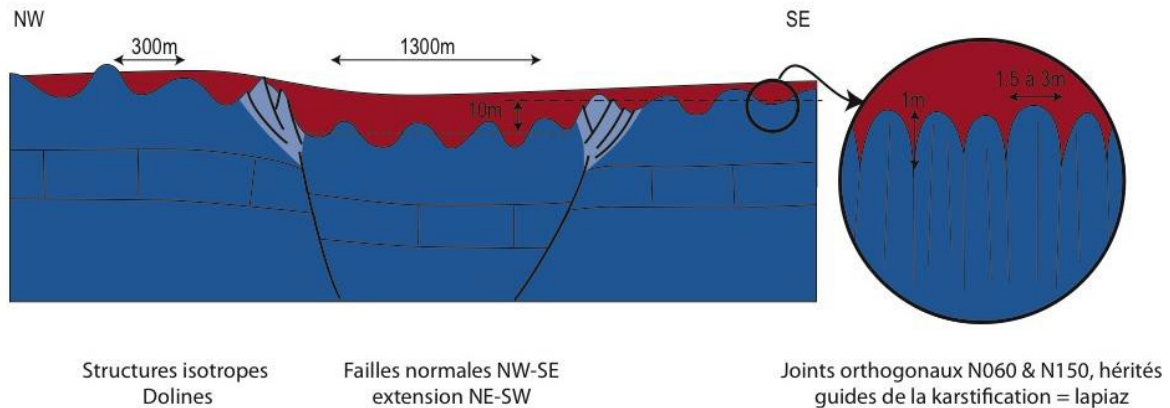


Figure 17 : Schéma conceptuel illustrant les interactions entre processus karstiques et tectoniques, d'échelles différentes, à l'origine de la formation du gisement de Villeveyrac. La morphologie du mur Jurassique résulte d'une structuration tectonique (extension orientée NE-SW) superposée à une structuration karstique isotrope d'échelle pluri-hectométrique (dolines), et à un système de joints orthogonaux, d'échelle métrique, guidant la dissolution préférentielle et générant un lapiaz.

Conclusion

La bauxite allochtone du bassin de Villeveyrac repose en discordance sur un substratum Jurassique karstifié, elle est recouverte par des sédiments transgressifs Crétacé supérieur. La géométrie du gisement est donc déterminée par la morphologie du mur de la bauxite. L'étude structurale de terrain, couplée à des analyses géostatistiques de la distribution des puissances, a montré que la morphologie du mur résulte de l'interaction entre processus tectoniques et karstiques, d'échelles différentes, actifs avant et pendant le dépôt. Des déformations ultérieures ont été reconnues et distinguées : elles ont donné l'allure actuelle du gisement exploité. Notamment, la phase de compression pyrénéenne est à l'origine de la formation du synclinal à axe plongeant vers le SW. Ainsi, les caractéristiques tectoniques et karstiques, définies dans la partie nord et est du gisement, peuvent être extrapolées sous la couverture Crétacé supérieur et Éocène. Ces nouveaux résultats sont à prendre en compte afin d'optimiser l'exploration et l'exploitation de la bauxite à Villeveyrac.

Remerciements :

Nous remercions vivement Dorian FOURRIER (SODICAPEI pour l'accès à l'exploitation de Villeveyrac) et Eric MATHIEU (VICAT) pour la mise à disposition des données et discussion sur les traitements de données, ainsi que René ARENAS (GSM Heidelberg Cement Group) qui nous a donné accès à la carrière de Poussan. L'étude a grandement bénéficié des discussions avec Michel LOPEZ, Gregory BALLAS et, Bernard CÉLÉRIER de Géosciences Montpellier.

Références bibliographiques

1. Bardossy, G. "Karst bauxites deposits on carbonate rocks," Elsevier, 1982, 440 pp.
2. Bárdossy, G., and Aleva, G. J. J. "Latertic bauxites," Elsevier Science, 1990, 648 pp.
3. Masse, J.-P., and Philipp, J. "Paléogéographie et tectonique Crétacé moyen en Provence : Révision du concept d'Isthme Durancien," *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, V. XVIII (1), 1976, pp. 49–66.
4. Lajoinie, J.-P., and Laville, P. "Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements.," *Mémoire du BRGM*. n°1001979, 146 pp.
5. Combes, P.-J. "Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises," v. vol. 2, 1990, 91–109 pp.
6. Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., et al. "Burial and exhumation history of the south-eastern Massif central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology," *Tectonophysics*, 2001, pp. 275–90.
7. Peyaud, J.-B., Barbarand, J., Carter, A., et al. "Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction," *International Journal Earth Science*, 2005, pp. 462–74.
8. Marchand, E., Séranne, Michel., Bruguier, Olivier., et al. "LA-ICP-MS dating of detrital zircon grains from the Cretaceous allochthonous bauxites of Languedoc (south of France): Provenance and geodynamic consequences.," *submitted*
9. Husson, E. "Interraction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification." Thèse de Doctorat. Montpellier, 2013. 316p.
10. Charbonnier, V. "Vicat veut exploiter une mine souterraine dans l'Hérault," *Les Echos*, 2013.
11. Marchand, E., Chanvry, E., Lopez, M., et al. "Tectonic and climate controls on allochthonous bauxite deposition. Example from the Mid-Cretaceous Villeveyrac basin, Southern France.," *in prep*
12. Gottis, M. "Carte Géologique de France Au 1/50000 - Feuille de Sète - 1016," 1967.
13. Berger, G., Feist, R., and Freytet, P. "Carte Géologique de France Au 1/50000 - Feuille de Pézenas," 1981.
14. Rives, T., Razack, M., Petit, J.-P., et al. "Joint spacing: analogue and numerical simulations," *Mechanical Instabilities in Rocks and Tectonics*, V. 14, No. 8, 1992, pp. 925–37.
15. Ruidong, Y., Xueyong, S., Xiao, W., et al. "Impact of Conjugated Shear Joint of 'X' Type on Macroscopic Karstification on the Basis of the Analysis of Google Earth Images," *Acta Geologica Sinica - English Edition*, V. 86, No. 2, 2012, pp. 520–30.
16. Choukroune, P., Roue, F., and Pinet, B. "Main results of the ECORS Pyrenees profile," *Siesmic Probing of Continents and their Margins*, V. 173, No. 1, 1990, pp. 411–23.
17. Séranne, M., Benedicto Esteban, A., and Labaume, P. "Structural style and evolution of the gulf of Lion Oligo-Miocene : role of the Pyrenean orogeny," *Marine and Petroleum Geology*, 1995, pp. 809–20.
18. Arthaud, F., and Laurent, P. "Stress, deformation and displacement within the North-Pyrenean foreland of the Mediterranean Languedoc," *Geodinamica Acta*, V. 8, No. 3, 1995, pp. 142–57.
19. Maerten, L., and Séranne, M. "Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin," *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1995, pp. 739–49.

20. Arthaud, F., and Séguret, M. “Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France),” *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1981, pp. 51–63.
21. Séranne, M. “The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview,” *Geological Society, London, Special Publications*, V. 156, No. 1, 1999, p. 15.
22. Torabi, A., and Berg, S. S. “Scaling of fault attributes: A review,” *Marine and Petroleum Geology*, V. 28, No. 8, 2011, pp. 1444–60.
23. Heuberger, S., Célérier, B., Burg, J.-P., et al. “Paleostress regimes from brittle structures of the Karakoram–Kohistan Suture Zone and surrounding areas of NW Pakistan,” *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 38, No. 6, 2010, pp. 307–35.
24. Célérier, B. “Page personnelle de Bernard Célérier. available at : <http://www.celerier.gm.univ-montp2.fr/>.”
25. Allmendiger, R. W. “Faultking software and references. available at : <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>,” 2013.
26. RStudioTeam. “RStudio: Integrated Development for R. RStudio, Inc.,” Boston, MA, 2016.
27. Hardy, S., and McClay, K. “Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding,” *Journal of Structural Geology*, V. 21, No. 7, 1999, pp. 695–702.
28. Lagabrielle, Y., Labaume, P., and de Saint Blanquat, M. “Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies,” *Tectonics*, V. 29, No. 4, 2010.
29. Fournier, F., Tassy, A., Thinon, I., et al. “Pre-Pliocene tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf (eastern Gulf of Lion, SE France),” v. vol. 187, 2016, pp. 187-216