HAL
open science

Contrôles géodynamiques et climatiques du système fluvio-lacustre de Nouvelle-Calédonie, conséquences sur les gisements de nickel latériques.

Nicolas Folcher

▶ **To cite this version:**

Nicolas Folcher. Contrôles géodynamiques et climatiques du système fluvio-lacustre de Nouvelle-Calédonie, conséquences sur les gisements de nickel latériques.. Minéralogie. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2016. Français. NNT : 2016NCAL0004 . tel-02936288

HAL Id: tel-02936288

https://unc.hal.science/tel-02936288

Submitted on 11 Sep 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.

UNIVERSITE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE

ECOLE DOCTORALE DU PACIFIQUE

Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement (PPME)

Thèse de doctorat

Présentée par

FOLCHER Nicolas

Pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Université de la Nouvelle-Calédonie

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

CONTROLES GEODYNAMIQUES ET CLIMATIQUES DU SYSTEME FLUVIO-LACUSTRE DE NOUVELLE-CALEDONIE ; CONSEQUENCES SUR LES GISEMENTS DE NICKEL LATERITIQUES.

Soutenue le 1er juin 2016 devant la commission d'examen :

Cluzel D.	Professeur, UNC	Directeur
Maurizot P.	Ingénieur-Chercheur, SGNC	Encadrant
Allenbach M.	Professeur, UNC	Encadrant
Théveniaut H.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Rapporteur
Chauvet A.	Directeur de recherche, CNRS	Rapporteur
Chen Y.	Professeur, Université d'Orléans	Examinateur
Quesnel F.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Examinatrice
Prognon C.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Invitée
Giband T.	Ingénieur, Vale-NC	Invité

Hâtez-vous lentement, et sans perdre courage,
Vingt fois sur le métier remettez votre ouvrage,
Polissez-le sans cesse, et le repolissez,
Ajoutez quelquefois, et souvent effacez.

N. Boileau, *L'Art poétique*

Remerciements :

Je tiens en premier lieu à remercier VALE-NC pour avoir accepté de financer ce travail de thèse, ainsi que Tanguy Giband et Flavie Isatelle, mes principaux interlocuteurs au sein de la société. Je remercie bien sûr mes encadrants, Dominique Cluzel, Pierre Maurizot et Michel Allenbach pour les conseils et aides prodigués durant ces dernières années. Je souhaite remercier aussi l'ensemble des membres du PPME pour m'avoir accueilli et formé, ainsi que pour les bons moments partagés.

Merci au BRGM et en particulier à Florence Quesnel et Caroline Prognon (la paléomagicienne !) pour m'avoir formé sur le terrain, m'avoir initié au paléomagnétisme et m'avoir accueilli et hébergé lors de mes passages à Orléans.

Merci aux membres du Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC, DIMENC), plus particulièrement à Brice Sevin et Matthieu Mengin pour leur aide apportée sur le terrain et dans la réflexion concernant la thèse ainsi que pour leur bonne humeur (j'ai une chanson en tête qu'on ne chantera pas…ha non...trop tard!).

Je voudrais adresser mes remerciements à la Société Le Nickel (SLN), notamment à Gil Monteil, Jérôme Budna, Cyril Douyère pour avoir porté un intérêt au sujet et avoir mis à disposition des données concernant cette étude.

Merci à mes collègues et ami(e)s (Aurélie, Camille, Charlotte, Niken, Zhi, Jasmine, Djé, Elisabeth, Jérémy, Clément, Simon, Lef', Lolo, Stéph et ceux que j'aurai probablement oublié :p) pour leur soutien tout au long de ces années et bon courage à eux/elles pour la suite !!

Merci à La Bande, mes ami(e)s (les fils de Wabao !) qui se reconnaitront j'espère, pour leur soutien et leur amitié.

Enfin, un grand merci à ma famille et à Claire pour m'avoir soutenu et permis d'en arriver là aujourd'hui.

Résumé :

La Formation Fluvio-lacustre localisée dans le sud de la Grande Terre, se situe dans de petits bassins intra-montagneux à la géométrie complexe. Cette formation d'une épaisseur maximale de 70 mètres a pour particularité de remanier les produits d'altération de péridotites et de gabbros (latérites ferrugineuses et argiles kaolinitiques). Contrairement à ce que suggère son nom, l'essentiel du remplissage des bassins est fluviatile, et débute le plus souvent par un conglomérat très grossier. Les seuls dépôts véritablement lacustres sont restreints aux lacs et dolines actuels.

En raison de la forme lobée du contour de certains d'entre eux et de la présence de nombreuses dolines, ces bassins étaient interprétés comme des poljés résultant de la coalescence de dolines (Trescases, 1975). Cependant, la topographie *ante* fluvio-lacustre révélée par les sondages, montre d'anciennes vallées constituant un réseau hydrographique très semblable au réseau actuel, largement contrôlé par des fractures rectilignes. Dans la plupart des bassins (Pernod, Netcha, Plaine des Lacs, KO4), les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre reposent sur des formations d'altération en place, ce qui signifie qu'elles n'ont été que très peu érodées, contrairement à ce qui est observé plus au nord-ouest. En l'absence d'exutoires bien définis, ces bassins ont probablement connu une évolution partiellement endoréique. Dans le cas des bassins de la Rivière des Pirogues et de la Yaté, les dépôts sont limités au nord-est par le bloc surélevé d'Unia-Goro qui a joué un rôle de barrage permettant l'accumulation des sédiments. Les dépôts Fluvio-lacustres, limités par les accidents de Koum-Yaté-Goro et Koum-Col de Plum sont localisés à l'aplomb de l'anomalie gravimétrique du Grand Sud. Cette anomalie positive généralement interprétée comme un épaississement de la Nappe des Péridotites, pourrait tout aussi bien résulter d'un amincissement de la croûte continentale provoquant une remontée du manteau sous-jacent. La dépression topographique ainsi créée aurait favorisé l'accumulation et la préservation ultérieure des sédiments.

La datation indirecte de ces sédiments riches en oxydes de fer par paléomagnétisme, a permis de situer leur mise en place à l'Oligocène terminal (avant 25 Ma). Aux incertitudes de la méthode près, ils sont donc quasiment contemporains des cuirasses *in situ* de Tiébaghi (nord) et de Goro (sud). Or, ils remanient de telles cuirasses, ce qui signifie qu'ils se sont

développés très peu de temps après la fin du premier épisode d'altération oligocène et que leur dépôt a été suivi de peu par une nouvelle phase d'altération. La brièveté de cet événement évoque l'épisode tout aussi bref responsable de la formation des conglomérats de Népoui. Les âges plus récents (10-20 Ma; 0-5 Ma) obtenus aussi bien sur les cuirasses recouvrant le Fluvio-lacustre que sur les profils d'altération en place, enregistrent la poursuite du processus d'altération, probablement au cours de deux épisodes distincts au Miocène et au Plio-quaternaire.

Un seul événement tectonique d'importance, se situant à la limite Oligocène-Miocène peut rendre compte de l'érosion du régolithe que représente la Formation Fluvio-lacustre. Il s'agit de la rupture du panneau plongeant de l'ancienne subduction éocène, responsable à la fois de la formation des conglomérats de Népoui et de celle des granitoïdes 'anormaux' de la fin de l'Oligocène. Lors de cet événement, en raison de la formation de panneaux tectoniques en touche de piano, les sédiments arrachés au régolithe dans les parties surélevées sont venus s'accumuler dans des dépressions topographiques et/ou des pièges structuraux.

Par la suite, de nouveaux épisodes érosifs ont profondément incisé les sédiments. Ainsi, la régression du milieu du Miocène qui, vers 15 Ma, provoque un abaissement du niveau de base de plus de 40m a pu provoquer la réincision des sédiments colmatant les dépressions du Grand Sud. A leur tour, les variations eustatiques liées aux glaciations quaternaires ont probablement aussi provoqué des reprises d'érosion sans qu'il soit possible à ce jour de faire la part de ces différents événements. L'influence du bombement lithosphérique de la subduction du Vanuatu qui se fait sentir dans le sud de la Grande Terre avec un soulèvement maximum de 10 m localisé à la région d'Unia-Yaté, n'a probablement eu que des effets minimes même si l'on ne doit pas les négliger.

Abstract :

The Fluvio-lacustrine Formation located in the southern part of the 'Grande-Terre' is confined to small intramontaneous basins which possess a complex geometry. This formation with a maximal thickness of 70 m has a distinctive feature which is that it reworks weathering products formed upon peridotites and gabbros (iron-rich laterites, kaolinitic clays).Unlike its name suggests, most of the sedimentary infill occurs in fluvial conditions and often starts with a very coarse torrential conglomerate. The only known occurrences of lacustrine sediments are restricted to actual lakes and dolines.

Due to the lobbed shape of some basins and the numerous dolines developed upon the infill, these basins were previously interpreted as 'poljes' resulting from the coalescence of dolines (Trescases, 1975). However, the *ante* fluvio-lacustrine sediments topography revealed by drillings highlight old valley established by a hydrographic network similar to the actual network, controlled by straight faults. In most basins (Pernod, Netcha, Plaine des Lacs, KO4), sediments from the Fluvio-lacustrine Formation lay directly on *in situ* weathering formation, which means they have not been much eroded, unlike the north-western part of the island. The lack of well-defined outlets imply a partially endoreic evolution of these basins. Concerning the Rivière des Pirogues basin and the Yaté basin, sediments are limited to the north east by the uplifted block of Unia-Goro which played the role of a dam allowing the accumulation of sediments. Sediments from the Fluvio-lacustrine Formation are constrained by Koum-Yaté-Goro and Koum-Col de Plum fault zone and located at the vertical of a positive gravimetric anomaly. The later, interpreted as a thickening of the Peridotite Nappe could also result from a crustal thinning which caused an ascent of the mantle below. Topographic depression created by this process could have favour the accumulation and later preservation of sediments.

Indirect dating of these iron-rich sediments by paleomagnetism makes it possible to date their establishment during Late Oligocene (prior to 25 Ma). These ages are almost contemporaneous of the lateritic ferricrete from Tiébaghi (north) and Goro (south). Yet, these sediments rework elements from ferricrete, which mean they were deposited shortly after the first Oligocene weathering episode. Moreover, their settlement is closely followed by a new weathering interval. Brevity of this event suggests another short event responsible

for the deposition of Népoui conglomerate. Younger ages obtained (10-20 Ma; 0-5 Ma) for the Fluvio-lacustrine as well as over *in situ* weathering profiles record the ongoing of weathering, probably during two distinct episodes during Miocene et Plio-quaternary.

Only one major event which occurred at the limit Oligocene-Miocene can account for regolith erosion and onset of the Fluvio-lacustrine Formation. It is the tear followed by the break-off of the Eocene subduction slab, responsible for both the Népoui conglomerate and the particular Late Oligocene granitoids. During this event, due to scissor-like movement of tectonic block, sediments were snatch from the uplifted parts then deposited in topographic low and/or structural traps.

Consequently, new erosive episodes have deeply incised sediments. In this way, mid-miocene regression which occurred around 15 Ma, caused a lowering of sea-level superior to 40 m which could have resulted in erosion of the sedimental infill in southeast New Caledonia. Later, eustatic variations in relation with quaternary glaciations may also have provoked important erosion. Unfortunately, it is at present impossible to distinguish the implication of both events. The influence of the lithospheric bulge associated with Vanuatu subduction zone is felt in the south of 'Grande Terre' with an uplift of ca. 10 m in the surroundings of Unia-Yaté. The later may had caused faint effects which must not be overlooked.

Sommaire

Remerciements : 5

Résumé : 7

Abstract : 9

Liste des figures : 15

Liste des tableaux : 27

Avant-propos 31

Chapitre 1: Histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie

1. Introduction 35
2. La Nouvelle–Calédonie dans le contexte du Pacifique Sud-Ouest 35
3. Le cycle *ante*-Crétacé supérieur, évolution de la bordure SE du Gondwana 38

3.1 L'unité de Koh-Chaîne Centrale 38

3.2 L'unité de Téremba 41

3.3 L'unité de la Boghen 41

3.4 Evolution de la marge active Sud-est du Gondwana. 41

4. La période Crétacé supérieur- Eocène, du rifting à l'obduction. 42

4.1 Le rifting marginal du Crétacé supérieur. 42

4.2 L'intervalle Paléocène-Eocène, de l'isolement de l'île à l'approche de la zone de subduction. 43

5. L'intervalle Eocène supérieur-Oligocène : le complexe de subduction-obduction. 43

5.1 L'Unité de Poya 43

5.2 La Nappe des « Montagnes Blanches » 44

5.3 L'Unité de Koné 44

5.4 La Nappe des Péridotites 44

5.5 Le complexe métamorphique Eocène : unités du Diahot et de Pouébo 46

6. Le cycle Oligocène-Actuel, évolution post-obduction de la Nouvelle-Calédonie. 47

6.1 Le magmatisme post-obduction Oligocène 47

6.2 Evolution supergène de la Nappe des Péridotites 48

6.3 La sédimentation post-obduction 48

6.4 Tectonique Néogène à Actuel, morphologie de la Grande Terre. 50

7. Evolution climatique et eustatisme depuis l'Oligocène à l'Actuel. 52

Chapitre 2: Description géologique des bassins

1. Introduction, sédiments continentaux néogènes en Nouvelle-Calédonie 57

2. La sédimentation en milieu continental 58

2.1 La sédimentation gravitaire 58

2.2 La sédimentation fluviatile 59

2.3 La sédimentation lacustre 62

3. Répartition générale des bassins Fluvio-lacustre du Grand Sud. 63

4. Données géomorphologiques et géologiques par bassin. 66

4.1 Rivière des Pirogues 66

4.2 Bassin de la Yaté 109

4.3 Plaine de Netcha 111

4.4 Creek Pernod 113

4.5 Plaine des Lacs 114

4.6 KO4 129

4.7 Baie Nord et Prony (Sondage et Oasis) 142

5. Développement et altération des « cuirasses » intra et supra-Fluvio-lacustre. 148

6. Analyse granulométrique des sédiments fluvio-lacustres. 151

6.1 Méthode d'échantillonnage et d'analyse 151

6.2 Echantillons prélevés sur le bassin de la Rivière des Pirogues 154

6.3 Echantillons provenant du bassin de KO4 159

7. Chimie des sédiments 161

8. Synthèse et conclusion 165

8.1 Evènements enregistrés par la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud 165

8.2 Evolution sédimentaire et supergène 167

8.3 Vers une typologie des bassins accueillant la Formation Fluviatile du Grand Sud ?..... 169

8.4 Question en suspens 170

Chapitre 3: Datation par paléomagnétisme

1. Introduction 173

2. Datation indirecte par la méthode du paléomagnétisme 174

2.1. Introduction 174

2.2. Les différents types d'aimantation des roches 175

3. Détermination des minéraux porteurs de l'aimantation 176

4. Application de la méthode à la Formation Fluviatile du Grand Sud 177

4.1. Echantillonnage 177

4.2. Mesure du signal paléomagnétique 178

4.2.1. Principe de la mesure 178

5. Les différents sites d'échantillonnage et résultats associés 185

5.1. Présentation des résultats globaux 185

5.2. Pont des Japonais (PJAP1 et PJAP2) 187

5.3. Plateau de Gertrude (GERT1 et GERT2) 195

5.4. Bois du Sud (BSC) 200

5.5. Baie Nord (BN1) 204

5.6. Col de la Laverie (LAV1) 208

5.7. Grand Lac (GL1) 211

5.8. Eperon de la Rivière des Lacs (ERL1) 214

5.9. Oasis (OAS) 217

5.10. Autres résultats 219

6. Discussion et conclusions 221

Chapitre 4: Interprétation sédimentaire et géodynamique

1. Analyse séquentielle des dépôts 227

2. Problématique : Eustatisme vs. Géodynamique 232

3. Chronologie événementielle et calages chronologiques 234

4. Contrôles tectoniques de l'érosion I 236

5. Contrôles tectoniques de la sédimentation (pièges) 238

6. Contrôles climatiques de l'altération 241

7. Contrôles tectoniques et climatiques de l'érosion II 242

Chapitre 5: Conclusions et perspectives

1. Apports sur la connaissance du remplissage sédimentaire 247

2. Age de la Formation Fluviatile du Grand Sud 249

3. Minéralisation en nickel dans les sédiments de la Formation Fluviatile du Grand Sud…… 251

4. Perspectives 251

Liste des figures :

Figure 1. Carte structural du Pacifique Sud-ouest (modifiée de Collot et al., 2011). L'encadré rouge localise la Nouvelle-Calédonie. 37

Figure 2. Evolution paléogéographique du Pacifique Sud-ouest depuis la fin du Crétacé au Miocène. Camp: Campbell Plateau ; Chall: Challenger Plateau ; Chath: Chatham Rise ; Hiku : Hikurangi Plateau; LHR: Lord Howe Rise; NC: New Caledonia; NLB: North Loyalty Basin; NR: Norfolk Ridge; SFB: South Fiji Basin.(Crawford *et al.* 2003, Sdrolias *et al.* 2003, Cluzel *et al.* 2012b) 39

Figure 3.Modèle d'évolution de la Nouvelle-Calédonie depuis l'initiation de la subduction fin Paléocène jusqu'à la rupture du panneau plongeant fin Oligocène (Cluzel et al, 2012b). 40

Figure 4. Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre de la Nouvelle-Calédonie et des bassins adjacents (d'après Collot et al., 1987 ; Van de Beuque, 1999). Lignes continues : anomalies positives ; lignes en pointillés : anomalie négative. 51

Figure 5. Evolution isotopique globale des eaux profondes résultant d'une compilation de données de sondages (DSDP et ODP), et évènements climatiques majeurs depuis l'Oligocène modifiés de Zachos et al. (2001, 2008). La courbe rouge représente les valeurs moyennes de la composition en δO^{18} des benthiques tandis que la courbe bleue représente les variations eustatiques d'après De Boer et al. (2010) (modifié de Sevin et al. 2014). 53

Figure 6. Variation du niveau marin au cours des derniers 300 ka (Chevillotte et al. 2005) et son influence sur le lagon calédonien. 54

Figure 7. Eléments structuraux principaux d'un cours d'eau à méandres (Nichols, 2009) 61

Figure 8. Représentation schématique de l'organisation spatiale des sédiments lacustres (Nichols, 2009)..... 62

Figure 9. Carte synthétique de répartition de la Formation Fluvio-lacustre du sud-est de la Nouvelle-Calédonie. Pour plus de clarté, le lac artificiel de Yaté a été retiré pour faire apparaître le remplissage sédimentaire et les anciens lacs..... 65

Figure 10. Conglomérat torrentiel observé au niveau du Pont Gauzère. 68

Figure 11. Ecoulement en masse observé au niveau de la rivière des Pirogues sur la propiété de Mr Viallon. La photographie du bas met en évidence la taille maximale des blocs présents charriés lors de la mise en place de ce corps sédimentaire..... 70

Figure 12. Carte géologique du bassin de la Rivière des Pirogues. Les étoiles noires indiquent l'emplacement des différents logs levés. Les lignes rouges correspondent aux coupes des figures 6, 7 et 9. Fond cartographique : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie 71

Figure 13. Log descriptif de la succession sédimentaire au niveau du Pont Gauzère. Les « séquences granulométriques » représentent ici des phénomènes autocycliques et non pas des séquences allocycliques liées à une incursion marine. L'écoulement en masse discuté plus haut n'est pas représenté sur ce log. 73

Figure 14. Traces de végétation fossilisée dans les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre. A gauche, un vestige de tronc pris dans les sédiments. A droite, des racines encroûtées en position de vie. 74

Figure 15. Coupe AA' allant du col des deux Tétons jusqu'au pont Gauzère. 75

Figure 16. Coupe synthétique du remplissage sédimentaire au niveau de la Wé-Puci..... 77

Figure 17. Log descriptif de la succession au niveau de PIROG2, le long de la rivière des Pirogues. 79

Figure 18. Coupe CC' représentant l'allure du remplissage sédimentaire au niveau de la zone de raccordement entre le bassin de la rivière des Pirogues-Yaté, et le bassin de la Napouéredjeine. 80

Figure 19. Faille verticale affectant la Formation Fluvio-lacustre (à gauche) et striations sur plan de faille hydroplastique dans les argiles au niveau de PIROG1 (à droite). 81

Figure 20. Description de la succession au Nord de la confluence entre la rivière des Pirogues et la Napouéredjeine. 83

Figure 21. Stratifications entrecroisées observées dans des sables grossiers au niveau de PIROG1. 84

Figure 22. Micro-failles normales affectant le haut du remplissage sédimentaire de PIROG1. 85

Figure 23. Coupe de la Napouéredjeine - Colonne lithostratigraphique de l'ensemble fluvio-lacustre du Sud (Quesnel et al. 2008). 87

Figure 24. Succession observée dans la ravine de PJAP3 sur la bordure est du bassin de la rivière des Pirogues. 90

Figure 25. Log détaillé de la succession au Pont-des-Japonais au niveau du site PJAP1..... 92

Figure 26. Description lithologique de la succession au niveau de PJAP4, Pont-des-Japonais. 94

Figure 27. Photographie du site PJAP4. 95

Figure 28. Description de remplissage sédimentaire au site de PJAP2, Pont-des-Japonais.... 97

Figure 29. Coupe synthétique du remplissage sédimentaire au niveau du site de PJAP2, Pont-des-Japonais. 98

Figure 30. Evolution schématique du remplissage au sein du bassin de la rivière des Pirogues. 1) Dépôt d'un cône alluvial associé à des dépôts fluviatiles. 2) Comblement du bassin. 3) Altération puis incision du remplissage (situation actuelle). 100

Figure 31. Capture de la rivière des Pirogues (modifié d'après Trescases, 1969). 101

Figure 32. Coupe BB' au sein du bassin de la rivière des Pirogues. 102

Figure 33. Structures ferrugineuses courbes et imbriquées observées au sein de la Formation Fluvio- lacustre du Grand Sud, à Ouénarou et au Pont-des-Japonais. Ces structures masquent presque entièrement la stratification initiale (S0) (Folcher *et al.* 2015)..... 104

Figure 34. Réseaux de fractures ferruginisées dans le remplissage de la Napouéredjeine (A, B et C). Structure similaire observée à Kouaoua sur la Formation du Gwa N'Doro (D, photo Quesnel, 2011). 105

Figure 35. Projection stéréographique des plans ferruginisés mesurés sur le bassin de la rivière des Pirogues (à gauche);comparaison avec les directions des filons feldspathiques levés sur la zone (à droite en gris), et les failles affectant le remplissage sédimentaire (à droite en rouge). 105

Figure 36.Carte géologique des bassins de la Yaté, du creek Pernod et de Netcha. L'encadré rouge représente l'étendue du la figure 37. Fond cartographique : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie. 107

Figure 37. Ancienne carte topographique IGN de 1956 représentant la situation avant mise en eau du lac de Yaté. La géologie est représentée en transparence pour faciliter le repérage. Le cercle rouge situe le Pont de la Madeleine où les observations suivantes ont été réalisées. 110

Figure 38. Planche photographique des faciès observés dans la cuirasse remaniée du Pont de la Madeleine et des latérites remaniées sous-jacentes. A) Racines encroûtées, ou précipitation d'oxydes de fer autour de pores. B) Blocs arrondis de cuirasse au faciès massif recimentés. C) Faciès lamellaire assez représenté sur cette cuirasse détritique. D) Cuirasse remaniée recouvrant des latérites elles-mêmes remaniées. E) Détail des niveaux de granules et graviers d'oxydes de fer interstratifiés dans les latérites remaniées. 111

Figure 39. Photographie de la zone de jonction entre la Plaine de Netcha (au NW) et la Plaine des Lacs (au SE). Le chaînon de péridotite séparant ces deux zones a été surligné en blanc, la zone incisée a été grisée. 112

Figure 40. Coupe géologique théorique du remplissage par la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud du bassin du Creek Pernod. 113

Figure 41. Carte géologique de la Plaine des Lacs. Les étoiles rouges marquent la localisation des sites de Madeleine1, dans lequel des fossiles végétaux ont été trouvés ; de la Capture et du Déversoir. Fond topographique : BR-Topo, Direction des Infrastuctures, de la Topographie et des Transports Terrestres (DITTT) ; Données géologiques : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC) 115

Figure 42. Photographie aérienne des chutes de la Madeleine. L'érosion régressive commence à éroder le remplissage fluvio-lacustre de la Plaine des Lacs dans sa partie nord-ouest (Source: Youtube, vidéo Xavier Lignières). 117

Figure 43. Fossiles végétaux de la région des chutes de la Madeleine. 117

Figure 44. Localisation des sondages existants au niveau de la Plaine des Lacs. Les points bleus représentent les sondages, tandis que les points rouges représentent les points de

contrôle ajoutés pour contraindre la modélisation. Le sondage 12EX0276, est un sondage carotté réalisé par Vale-NC. Fond topographique : BR-Topo, Direction des Infrastuctures, de la Topographie et des Transports Terrestres (DITTT) ; données de sondages : Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie en Nouvelle-Calédonie (DIMENC). 119

Figure 45. Modélisation géométrique par la méthode des plus proches voisins de l'altitude de la base du profil d'altération sur péridotites, au niveau de la Plaine des Lacs. Les points bleus représentent les sondages, les points rouges représentent des points de contrôle ajoutés sur les chaînons de péridotites..... 120

Figure 46. Phénomène de capture et modification du sens d'écoulement du réseau hydrographique dans la partie sud-ouest de la Plaine des Lacs (Source photographique : DITTT). 123

Figure 47. Photographie de la zone dite du Déversoir. L'érosion régressive progresse vers le Lac en Huit. L'eau suinte en permanence des parois et s'accumule à l'arrière de blocs de cuirasse effondrés. 124

Figure 48. Description du sondage 12EX0276 réalisé par Vale-NC sur la bordure sud du Grand Lac (Plaine des Lacs). 126

Figure 49. Log descriptif de la succession observée sur la bordure nord-ouest de la Plaine des Lacs, proche des chutes de la Madeleine..... 128

Figure 50. Carte géologique du bassin de KO4. 130

Figure 51. Log descriptif du sondage 12EX0302 de Vale-NC réalisé dans le bassin de KO4.. 133

Figure 52. Log descriptif du sondage 12EX0334 de Vale-NC réalisé dans le bassin de KO4.. 135

Figure 53. Log descriptif du sondage 12EX0348 de Vale-NC réalisé dans le bassin de KO4.. 137

Figure 54. Répartition des forages de Vale-NC sur le bassin de KO4. Les cercles rouges marqués d'une croix représentent les forages qui ont été décrits (12EX0334 et 12EX0348 sont proches l'un de l'autre). 138

Figure 55. Modélisation de l'altitude de la base du remplissage fluvio-lacustre par la méthode des plus proches voisins. Les points représentent les sondages utilisés pour la modélisation..... 140

Figure 56. Carte d'épaisseur du remplissage fluvio-lacustre sur le bassin de KO4. Les points représentent les sondages utilisés pour la modélisation. 141

Figure 57. Coupes successives dans le bassin de KO4 représentant la paléo-topographie avant mise en place des sédiments fluvio-lacustres. L'image en haut à gauche représente la même zone que la figure 24..... 142

Figure 58. Carte géologique de la Baie Nord et de Prony, bordée au nord par la Plaine des Lacs, et à l'est par le bassin de KO4. L'étoile rouge représente l'affleurement situé au lieu-dit de l'Oasis. Les cercles rouges avec croix représentent les sondages de la SLN dans lesquels des sédiments fluviatiles et/ou des superpositions de niveaux cuirassés ont été identifiés. Cartographie géologique : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie. 143

Figure 59. Description d'un sondage SLN dans la région de la Baie Nord. 145

Figure 60. Photographie de la cascade au lieu-dit de l'Oasis..... 146

Figure 61. Description du remplissage sédimentaire au niveau du lieu-dit de l'Oasis. 147

Figure 62. Photographies MEB de deux échantillons de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, GERT1-34 à gauche et PJAP2-16 à droite (photographies réalisées par Brice Sevin et Caroline Ricordel-Prognon). 149

Figure 63. Photographies de lames minces réalisées dans les niveaux indurés de la Formation. A : grains constitutifs du niveau induré. Certains sont composés de matériel remanié. B : Niveau de goethite très poreuse. C et D : Altération des grains plus marquée dans la partie de l'échantillon orientée vers la surface (C) que dans la partie inférieure (D). E et F : Restes de tissus végétaux. G : Cavité avec dépôts de plusieurs concrétions continues d'oxydes de fer, puis remplissage d'oxyde de fer marron foncé. H : 150

Figure 64. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_14 et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul. 155

Figure 65. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_19a et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent

les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul. 156

Figure 66. Histogramme de fréquences et courbes de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_1E prélevé sur la coupe PIROG1. 157

Figure 67. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_2C et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul. 158

Figure 68. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_32A et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul. 159

Figure 69. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_29A prélevé sur le forage 12EXO302. 160

Figure 70. Représentation schématique de la succession des évènements enregistrés par la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud (Folcher et al., 2015). 165

Figure 71. Repérage de la génératrice sur un échantillon. Sa direction (angle entre le plan de la génératrice et le Nord) et son inclinaison (angle entre z et la verticale) sont mesurées *in situ* grâce à une boussole munie d'un porte-boussole. Modifié de Butler (1998) 178

Figure 72. Magnétomètre JR5A-Spinner (à gauche) et four amagnétique de l'ISTO (à droite). 179

Figure 73. Création d'un diagramme de Zijderveld qui permet de représenter sur un plan l'évolution 3D du vecteur aimantation. On projette la trace du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux : le plan WE-NS sur lequel on peut lire la déclinaison, et le plan Bas Haut-

Nord Sud sur lequel on lit l'inclinaison. Ces deux plans sont ensuite associés pour obtenir le diagramme de Zijderveld. Modifié de Ricordel-Prognon (2007) 180

Figure 74. Projection d'un vecteur aimantation sur une projection stéréographique à aires conservées (hémisphère inférieur). La déclinaison est mesurée autour du périmètre du cercle dans le sens horaire en partant du N, et l'inclinaison est mesurée depuis le périmètre (0°) vers le centre du cercle (90°). Modifié de Butler (1998) 180

Figure 75. Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers. a) Cas où une seule aimantation est détruite. b) cas où deux composantes d'aimantation sont portées par des minéraux magnétiques à température de blocage bien distinctes. c) Cas où deux composantes portées par des minéraux à température de blocage proches (Ricordel-Prognon 2007). 181

Figure 76. Courbe de dérive apparente du pôle calculée pour l'Europe, l'Inde et l'Australie. 183

Figure 77. Evolution géodynamique du SW-Pacifique durant les derniers 35 Ma (Sevin, 2014 modifié de Schellart 2006). La Nouvelle-Calédonie conserve une position fixe par rapport à l'Australie durant cet intervalle de temps..... 184

Figure 78. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme au Pont-des-Japonais (Quesnel et al., 2015). 187

Figure 79. Photographie du site de PJAP1 et du niveau échantillonné (orange). Photos : F. Quesnel..... 188

Figure 80. Représentation pour différents échantillons de la projection stéréographique des directions d'aimantation (à gauche), de l'évolution de l'intensité de l'aimantation au cours de la désaimantation thermique (au centre), et projection orthogonale du vecteur aimantation sur un diagramme de Zijderveld (à droite)..... 190

Figure 81. Pôles paléomagnétiques obtenus pour PJAP1 comparés à la courbe de dérive apparente du pôle calculée pour l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les résultats sont présentés avec, et sans correction de pendage, respectivement en rouge et en noir. (Quesnel et al., 2015)..... 191

Figure 82. Projection à aires conservées des directions d'aimantation portées par la goethite et l'hématite, ainsi que la direction moyenne (étoile noire), avec et sans correction de pendage. Les données en rouge ont été éliminées du calcul de la moyenne. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions normales ou inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas, ou vers le haut (Quesnel et al., 2015).. 191

Figure 83. Photographie de la cuirasse sommitale au niveau de PJAP2 échantillonnée pour datation par paléomagnétisme. Photo : F. Quesnel. 192

Figure 84. Représentation pour différents échantillons de PJAP2, de la projection à aires conservées des directions d'aimantation (à gauche), de l'évolution de l'intensité de l'aimantation au cours de la désaimantation thermique (au centre), et projection orthogonale du vecteur aimantation sur un diagramme de Zijderveld (à droite). 193

Figure 85. Représentation des directions d'aimantation portées par les différentes composantes magnétiques de basse, moyenne et haute température des échantillons de PJAP2 (Quesnel et al., 2015). 194

Figure 86. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme sur le Plateau de Gertrude (Quesnel et al., 2015). 195

Figure 87. Représentation du comportement d'un échantillon de GERT1 au traitement de désaimantation thermique. Projection à aires conservées des directions d'aimantation à gauche, évolution du l'aimantation résiduelle de l'échantillon au centre, et diagramme de Zijderveld à droite. 196

Figure 88. Représentation des directions d'aimantation portées par la goethite et l'hématite pou les échantillons de GERT1. Les symboles blancs correspondent à une direction inverse, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut (Quesnel et al., 2015)..... 197

Figure 89. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (étoile rouge) pour les composantes de basse-moyenne et haute température (en haut), et comparaison du pôle géomagnétique virtuel à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les symboles noirs correspondent à des directions d'aimantation normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas (Quesnel et al., 2015)..... 199

Figure 90. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme aux Bois du Sud (Quesnel et al., 2015). 200

Figure 91. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (étoile rouge) pour les composantes de basse et moyenne température (en haut), et comparaison du pôle géomagnétique virtuel à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions d'aimantation normales ou inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas, ou vers le haut (Quesnel et al., 2015). 203

Figure 92. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme à la Baie Nord (Quesnel et al., 2015)..... 204

Figure 93. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (étoile rouge) pour les composantes de basse et moyenne température (en haut), et comparaison du pôle géomagnétique virtuel à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les symboles noirs correspondent à des directions d'aimantation normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas (Quesnel et al., 2015). 206

Figure 94. Carte de localisation du site de prélèvement du Col de la Laverie (Quesnel et al., 2015)..... 208

Figure 95. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (grand cercle moyen rouge et son pôle représenté par l'étoile rouge) pour les composantes de moyenne et haute température. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions normales ou inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas, ou vers le haut (Quesnel et al.,2015). 210

Figure 96. Carte de localisation du site d'échantillonnage GL1 dans la Plaine des Lacs (Quesnel et al., 2015). 211

Figure 97. Projection à aires conservées des directions d'aimantation obtenues sur le site de GL1. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions normales ou inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas, ou vers le haut (Quesnel et al., 2015). 213

Figure 98. Localisation des sites d'échantillonnage de la Rivière des Lacs (Quesnel et al., 2015)..... 214

Figure 99. Projection à aires conservées des directions d'aimantation obtenues sur le site d'ERL1. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions normales ou inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas, ou vers le haut (Quesnel et al., 2015)..... 216

Figure 100. Localisation du site d'échantillonnage au lieu-dit de l'Oasis sur le circuit du GR NC1 (Quesnel et al., 2015). 217

Figure 101. Projection à aires conservées des directions d'aimantation sur le site de l'Oasis. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions normales ou inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas, ou vers le haut (Quesnel et al., 2015)..... 219

Figure 102. Panorama d'un affleurement le long de la Napouéredjeine. Les niveaux jaunâtres et orange foncé représentent deux faciès différents illustrés par les photographies 1 et 2. En 1), le faciès observé est plus fin, massif et sans éléments figurés. Il correspond très probablement à l'induration par cémentation d'oxyde de fer d'un niveau de granulométrie fine. A l'inverse, le niveau 2) est clairement composé de sédiments grossiers cimentés par les oxydes de fer (Photos : F. Quesnel). 220

Figure 103. Pôle géomagnétique virtuel obtenu sur les niveaux indurés au sommet du remplissage fluviatile de la Napouéredjeine (Quesnel et al., 2013). 221

Figure 104. Evolution séquentielle et corrélations proposées pour le bassin de la Rivière des Pirogues. (F. Quesnel). 228

Figure 105. Evolution séquentielle et corrélations proposées pour le bassin de KO4. (F. Quesnel). 229

Figure 106. Evolution séquentielle et corrélations proposées pour les bassins de Plaine des Lacs et Baie Nord-Prony 230

Figure 107. Représentation schématique de l'axe du bombement lithosphérique associé à la subduction du Vanuatu et de l'intensité du soulèvement des plateformes récifales en

Nouvelle-Calédonie. (Fond topographique : Direction des Technologies et des Services de l'Information ; données concernant la subduction de Dubois et al. 1974). 236

Figure 108. Structure de la nappe ophiolitique dans le Massif du Sud (modifiée de Moutte et Paris, 1977). 238

Figure 109. Carte géologique et coupe illustrant l'étagement des principales surfaces d'altération. Exagération verticale x10 (modifié de Sevin et al. 2012). 240

Figure 110. Profils longitudinaux des rivières situées sur la côte sud-est de la Nouvelle-Calédonie, au niveau du bloc Goro-Unia. 242

Figure 111. Profils longitudinaux des rivières présentes sur la côte sud-ouest de Nouvelle-Calédonie. 243

Figure 112. Profils longitudinaux des rivières s'écoulant dans la partie centrale du Massif du Sud. 244

Figure 113. Représentation synthétique des différents âges obtenus en Nouvelle-Calédonie via diverses méthodes et comparaison aux principaux événements affectant la Nouvelle-Calédonie (modifiée de Sevin et al., 2014). 250

Liste des tableaux :

Tableau 1. Résultats des analyses DRX des échantillons de GAUZ1. Les phases minérales sont listées par ordre d'importance. 76

Tableau 2. Résultats des analyses DRX réalisées sur les échantillons prélevés sur PIROG1. .. 86

Tableau 3. Informations disponibles concernant les sondages anciens de la Plaine des Lacs. Aucune description suffisante ne permet d'identifier clairement les sédiments fluvio-lacustre. 118

Tableau 4. Résultats des DRX réalisées sur les échantillons du sondage 12EX0276. 125

Tableau 5. Résultats des analyses DRX réalisées sur les échantillons du sondage 12EX0302 132

Tableau 6. Exemple de révision faite sur le log d'un sondage pour déterminer l'épaisseur des sédiments fluvio-lacustres (LATS pour latérites sédimentaires dans la nomenclature Vale-NC). ICP = Iron Cap (cuirasse), ISH = Iron Shot (grenaille), LOB= Laterite OverBurden, soit une latérite bien rouge située en haut du profil LATR=latérites rouges, LATJ= latérites jaunes, TRN= Transition entre latérites et saprolites, sableuse (TRNS) ou liquide (TRNL), LIM= Limonites. Pc1 représente la proportion (en %) de la colonne code1 dans la passe. Le reste étant représenté par le faciès de la colonne code2. 139

Tableau 7. Tableau récapitulatif des niveaux prélevés pour la réalisation de lames minces. 148

Tableau 8. Formules de calcul des paramètres graphiques utilisés pour la caractérisation des sédiments étudiés, d'après la méthode de Folk et Ward (1957) *in* Blott et Pye (2001)..... 152

Tableau 9. Résultats d'analyses chimiques sur les sédiments fluvio-lacustres d'un forage réalisé dans le marais de la Rivière Blanche (modifié d'après Guillon et Trescases, 1976). Les teneurs d'origine exprimées en poids d'oxydes ont été transformées en teneurs métal. ... 161

Tableau 10. Résultats d'analyses chimiques d'échantillons prélevés dans la Formation Fluvio-lacustre, sur le bassin de la rivière des Pirogues. PIR 11 et 13 sont des concrétions ferrugineuses, tandis que PIR 12 et 14 sont des concrétions bauxitiques (modifié d'après Bourdon et Podwojewski, 1988). 162

Tableau 11. Teneurs en nickel dans quelques échantillons prélevés dans le bassin de la rivière des Pirogues. 163

Tableau 12. Teneurs moyennes calculées dans le faciès LATS des forages de KO4. Ces résultats représentent les valeurs moyennes et l'écart-type calculées pour 1034 analyses d'échantillons de sédiments. 163

Tableau 13. Températures de Curie ou de Néel des principaux oxydes de fer rencontrés dans les latérites et les sédiments continentaux de Nouvelle-Calédonie. 175

Tableau 14. Synthèse des résultats obtenus sur les sites étudiés en 2013 et 2014 (Quesnel et al., 2015) 185

Tableau 15. Liste des échantillons du site PJAP1 retenus pour analyse paléomagnétique (Quesnel et al., 2015). 189

Tableau 16. Liste des échantillons de PJAP2 retenus pour analyse paléomagnétique. (Quesnel et al., 2015) 193

Tableau 17. Liste des échantillons de GERT1 retenus pour datation paléomagnétique (Quesnel et al., 2015). 196

Tableau 18. Liste des échantillons retenus pour datation paléomagnétique sur le site de GERT2 (Quesnel et al., 2015) 198

Tableau 19. Paramètres et coordonnées géographiques de la direction moyenne d'aimantation pour GERT2. n= nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; D= déclinaison ; I= inclinaison ; k= paramètre de précision ; α_{95}= rayon du cône de confiance à 95% ; Lon= longitude du site ; Lat= latitude du site ; dp et dm= erreur autour de la position du pôle. 199

Tableau 20. Liste des échantillons de BSC retenus pour datation paléomagnétique (modifiée d'après Quesnel et al., 2015). 201

Tableau 21. Paramètres et coordonnées géographiques de la direction moyenne d'aimantation pour BSC. n= nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; D= déclinaison ; I= inclinaison ; k= paramètre de précision ; α95= rayon du cône de confiance à 95% 202

Tableau 22. Liste des échantillons de BN1 retenus pour datation paléomagnétique (Quesnel et al., 2015)..... 205

Tableau 23. Paramètres et coordonnées géographiques de la direction moyenne d'aimantation pour BSC. n= nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; D= déclinaison ; I= inclinaison ; k= paramètre de précision ; α_{95}= rayon du cône de confiance à 95% ; Lon= longitude du site ; Lat= latitude du site ; dp et dm= erreur autour de la position du pôle..... 206

Tableau 24. Liste des échantillons retenus pour le traitement paléomagnétique (Quesnel et al., 2015)..... 209

Tableau 25. Liste des échantillons analysés du site du Grand Lac. (Quesnel et al., 2015). ... 213

Tableau 26. Liste des échantillons analysés du site de la Rivière des Lacs (ERL pour éperon de la Rivière des Lacs) Quesnel et al. (2015)..... 215

Tableau 27. Liste des échantillons analysés du site de l'Oasis (Quesnel et al., 2015). 218

Tableau 28. Présentation synthétique des résultats paléomagnétiques obtenus. 222

Avant-propos

En raison de leur localisation dans le Massif du Sud où se situent d'importants gisements de nickel latéritique, les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre revêtent une importance particulière pour la connaissance de la ressource. Ainsi, ces sédiments pourraient masquer des gisements d'importance économique, ou à l'inverse, la phase d'érosion précédant leur mise en place aurait supprimé tout espoir de gisement caché. Enfin, par altération, de nouveaux gisements auraient pu s'y former, auquel cas ils pourraient constituer à leur tour une ressource en nickel.

Dans cette perspective, les méthodes de l'analyse sédimentologique, géomorphologique et structurale ont été mises en œuvre pour préciser la géométrie et l'évolution des bassins. En outre, ces sédiments riches en fer doivent été datés par toutes les méthodes disponibles, afin de les situer dans le cadre de l'évolution géodynamique et climatique de la Nouvelle-Calédonie et du Pacifique sud-ouest en général.

L'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie est de mieux en mieux connue, mais quelques zones d'ombre persistent, notamment en ce qui concerne l'intervalle postérieur à l'obduction. Ainsi, depuis l'Oligocène, seuls sont bien contraints dans le temps les cuirasses latéritiques de Tiébaghi et de Goro (Quesnel *et al.* 2008, Sevin *et al.* 2012), de même que les premiers sédiments marins de la région de Népoui au Miocène inférieur (Coudray 1976a, Sevin *et al.* 2014) et le soulèvement récent du récif frangeant daté à 125 ka de Yaté, en rapport avec le bombement lithosphérique de la subduction du Vanuatu (Cabioch *et al.* 1996). Or, c'est justement pendant cet intervalle que se mettraient en place les sédiments terrestres connus sous le nom de « Formation Fluvio-lacustre ». Ces sédiments provenant de l'érosion d'un régolithe ultramafique se seraient déposés entre ces deux jalons, ce qui laisse une large incertitude. La première référence à ces dépôts est due à Trescases (1975), mais lors de ses travaux, aucune datation n'avait été réalisée. Chevillotte et al. (2006) ont été les premiers à proposer un âge oligocène sur la base de considérations géomorphologiques, mais sans aucune datation radiochronologique ni paléomagnétique. L'âge proposé se devait donc d'être vérifié.

C'est donc pour cette raison que le paléomagnétisme a été mis en œuvre après quelques tests entre 2007 et 2008. Les premiers résultats obtenus par la méthode du paléomagnétisme sur la Formation Fluvio-lacustre du Sud de la Nouvelle Calédonie indiquent un âge de 10 à 20 Ma sur la coupe de la Napouéredjeine (Quesnel *et al.* 2011) et la nécessité de préciser cet âge en complétant par des analyses supplémentaires est évoquée dans la conclusion. Par la suite, les résultats obtenus sur la même coupe indiquent un âge probable de 20 Ma pour l'un des bancs ferrugineux les plus anciens, une cuirasse sommitale aux alentours de 10 à 15 Ma, et des réimprégnations tardives entre 0 et 5 Ma (Quesnel *et al.* 2013b). Toutefois ces résultats restent préliminaires et ne concernent qu'une coupe ; et il convenait donc d'appliquer cette méthode à d'autres coupes favorables au sein de cette Formation, afin 1) de consolider les âges obtenus lors des travaux précédents et 2) de les vérifier ailleurs pour en établir (ou non) la cohérence spatiale et temporelle.

Ce mémoire de thèse s'articule en quatre chapitres : le premier retrace l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie; le second traite de la description des bassins accueillant la Formation Fluvio-lacustre du Sud grâce à quelques coupes types ; le troisième chapitre présente les résultats de datations par paléomagnétisme obtenus depuis 2013 ; le dernier est une discussion sur la géodynamique globale ayant conduit à la mise en place et à la préservation de ces sédiments, ainsi que sur les phénomènes d'érosion récents qui les ont affectés.

Chapitre 1 : Histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie

Ce chapitre présentant le contexte géologique de la Nouvelle-Calédonie s'inspire fortement de la dernière synthèse géologique réalisée à ce jour (Cluzel *et al.* 2012b).

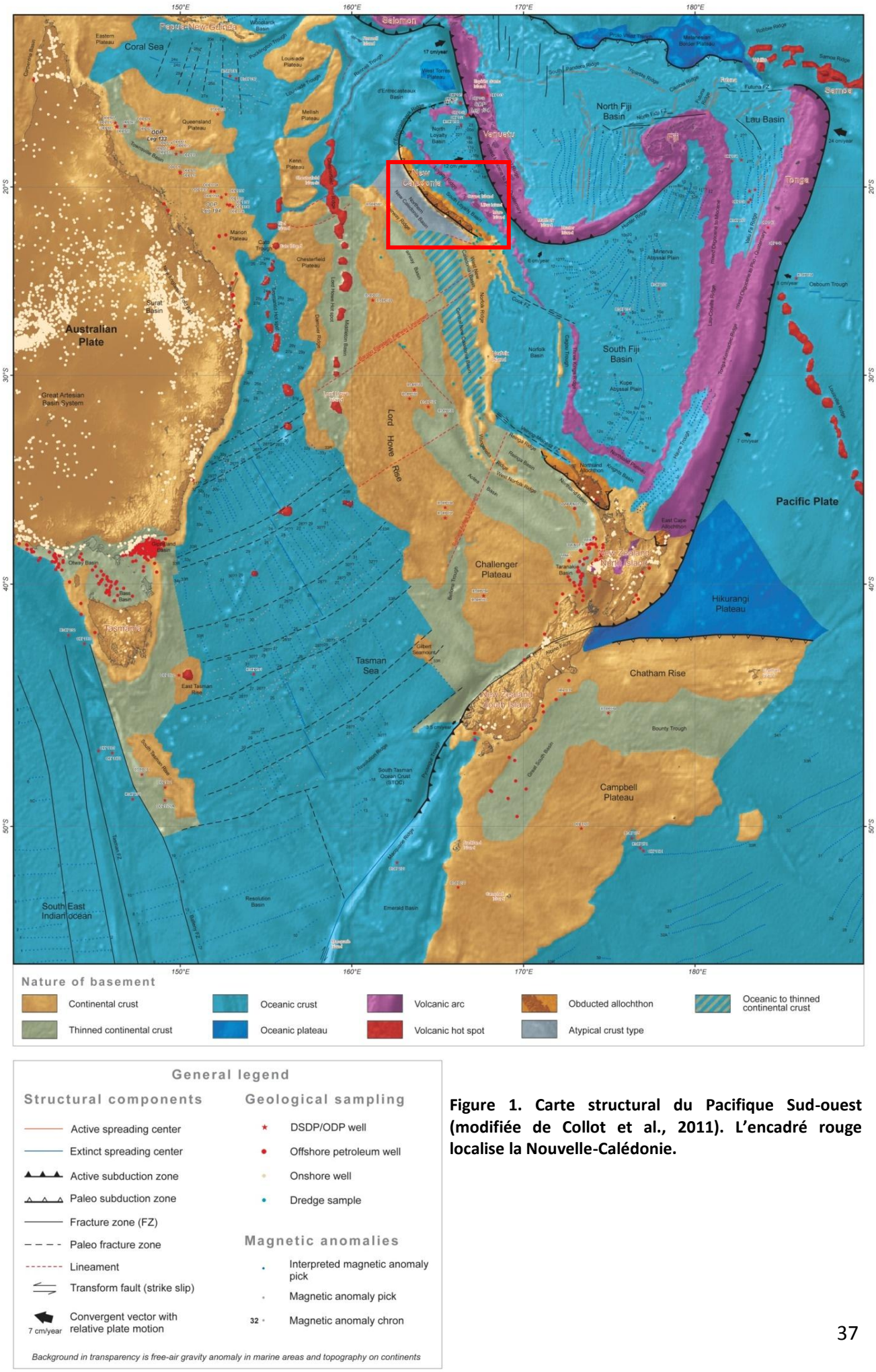
1. Introduction

Trois phases principales sont identifiées dans l'évolution de la Nouvelle-Calédonie (Paris 1981, Aitchison *et al.* 1995, Gaina *et al.* 1998, Hall 2002, Sdrolias *et al.* 2003). La première, qui va du **Permien au Crétacé inférieur** enregistre l'évolution de la marge active SE du Gondwana. Cette phase est marquée par l'ouverture de bassins marginaux mésozoïques puis leur fermeture. La seconde, qui va du **Crétacé supérieur à l'Eocène** correspond à une période de rifting aboutissant à l'isolement de différents fragments de la marge est-gondwanienne (Ride de Lord Howe, Ride de Fairway, Ride de Norfolk). L'obduction de la Nappe des Péridotites sur le bâti calédonien à l'Eocène supérieur marque la fin d'un épisode de convergence qui avait débuté dès le Paléocène. La dernière phase, de l'**Oligocène jusqu'à l'Actuel** est principalement marquée par l'évolution supergène de la Nouvelle-Calédonie, des phénomènes de néotectonique et de rééquilibrage isostatique. Depuis les derniers millions d'années, l'influence de la flexure lithosphérique liée à la subduction du Vanuatu se faire ressentir dans le paysage calédonien. Chacune de ces phases sera développée plus en détail dans la suite de ce chapitre.

2. La Nouvelle–Calédonie dans le contexte du Pacifique Sud-Ouest

L'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie est assez complexe et participe de l'évolution du Pacifique sud-ouest, un espace constitué de bassins marginaux, de rides continentales sous-marines et d'arc volcaniques. L'île principale ou «Grande Terre » appartient avec les Belep et l'île des Pins à la ride de Norfolk. Cette ride se prolonge vers le Sud où elle est reliée au plateau continental portant la Nouvelle-Zélande. Les îles Loyautés représentent la partie émergée de la ride des Loyautés. Celle-ci est parallèle à la ride de Norfolk et s'étend sur plus de 1500km depuis le bassin D'Entrecasteaux (Ouest d'Espiritu Santo, Vanuatu) jusqu'à la zone de fracture de Cook (Figure 1). Le bassin des Loyautés est situé entre ces deux rides. Ce bassin assez étroit (~100 km de large) et d'une profondeur oscillant entre 1500 et 3000 m est rempli de sédiments probablement post-éocènes. Cette forte couverture sédimentaire (jusqu'à 8 km), imagée dans les travaux de Bitoun et Récy (1982) présentent une structure en éventail s'atténuant vers le haut, ce qui atteste du

fonctionnement du bassin pendant et après l'obduction des péridotites. La côte Est de la Grande Terre est caractérisée par une anomalie gravimétrique positive (>100 mGal) qui a été interprétée comme la marque de la racine de la Nappe des Péridotites et qui se trouve peut-être encore en continuité avec la lithosphère océanique du bassin des Loyauté (Bitoun & Récy 1982, Collot *et al.* 1987).


Nature of basement
Continental crust
Oceanic crust
Volcanic arc
Obducted allochthon
Oceanic to thinned continental crust
Thinned continental crust
Oceanic plateau
Volcanic hot spot
Atypical crust type
General legend
Structural components
Active spreading center
Extinct spreading center
Active subduction zone
Paleo subduction zone
Fracture zone (FZ)
Paleo fracture zone
Lineament
Transform fault (strike slip)
Convergent vector with relative plate motion
7 cm/year
Geological sampling
DSDP/ODP well
Offshore petroleum well
Onshore well
Dredge sample
Magnetic anomalies
Interpreted magnetic anomaly pick
Magnetic anomaly pick
32
Magnetic anomaly chron
Background in transparency is free-air gravity anomaly in marine areas and topography on continents
Australian Plate
Pacific Plate
Coral Sea
Tasman Sea
South East Indian ocean
Lord Howe Rise
Challenger Plateau
Hikurangi Plateau
Chatham Rise
Campbell Plateau
North Fiji Basin
South Fiji Basin
Lau Basin
Fiji
Tonga
Samoa
Vanuatu
New Caledonia
Tasmania
New Zealand North Island
New Zealand South Island
Papua New Guinea
Solomon
Great Artesian Basin System
Surat Basin
Otway Basin
Bass Basin
East Tasman Rise
Resolution Basin
Emerald Basin
Bounty Trough
Great South Basin
Norfolk Basin
Norfolk Ridge
Minerva Abyssal Plain
Kupe Abyssal Plain
Osbourn Trough
Louisiade Ridge
Chesterfield Plateau
Queensland Plateau
Marion Plateau
Cato Trough
Kenn Plateau
Eastern Plateau
Louisiade Plateau
Mellish Plateau
Woodlark Basin
Pocklington Trough
Gilbert Seamount
Taranaki Basin
East Cape Allochthon
Northland Allochthon
Knights Basin
Hikurangi Trough
Tonga-Kermadec Ridge
Lau-Colville Ridge
Fiji Fracture Zone
Futuna FZ
Cook FZ
Vanuatu Trench
Tasman FZ
Balleny FZ
Macquarie Ridge
Emerdec Ridge
Prestige Trough
Resolution Ridge
South Tasman Ocean Crust (STOC)
Lord Howe Rise Arc Lineament
Chesterfield Lineament
Norfolk Ridge Lineament
Cook Lineament
Vanuatu Lineament
Tonga Lineament
Tasman Lineament
Balleny Lineament
Macquarie Lineament
Fiji Lineament
Samoa Lineament
Futuna Lineament
Rotoroa Ridge
Samoa Ridge
Tripartite Ridge
Cicatrix Ridge
Fiji Ridge
Tonga Ridge
Norfolk Ridge
Lord Howe Rise
Chesterfield Ridge
Louisiade Ridge
Mellish Ridge
Kenn Ridge
Marion Ridge
Cato Ridge
Tasman Ridge
Balleny Ridge
Macquarie Ridge
Emerdec Ridge
Prestige Ridge
Resolution Ridge
Bounty Ridge
Chatham Ridge
Hikurangi Ridge
Norfolk Ridge
Lord Howe Rise
Chesterfield Ridge
Louisiade Ridge
Mellish Ridge
Kenn Ridge
Marion Ridge
Cato Ridge
Tasman Ridge
Balleny Ridge
Macquarie Ridge
Emerdec Ridge
Prestige Ridge
Resolution Ridge
Bounty Ridge
Chatham Ridge
Hikurangi Ridge
Tonga Ridge
Samoa Ridge
Rotoroa Ridge
Futuna Ridge
Fiji Ridge
Cicatrix Ridge
Tripartite Ridge
Samoa Ridge
Rotoroa Ridge
Futuna Ridge
Fiji Ridge
Cicatrix Ridge
Tripartite Ridge
Tonga Ridge
Hikurangi Ridge
Chatham Ridge
Bounty Ridge
Resolution Ridge
Prestige Ridge
Emerdec Ridge
Macquarie Ridge
Balleny Ridge
Tasman Ridge
Cato Ridge
Marion Ridge
Kenn Ridge
Mellish Ridge
Louisiade Ridge
Chesterfield Ridge
Lord Howe Rise
Norfolk Ridge
Fiji Ridge
Tonga Ridge
Samoa Ridge
Rotoroa Ridge
Futuna Ridge
Cicatrix Ridge
Tripartite

A l'Ouest de la Grande Terre, le bassin de Nouvelle Calédonie repose sur une croûte continentale amincie dans sa partie nord et, sur une croûte océanique dans sa partie sud (Auzende *et al.* 2000, Klingelhoefer *et al.* 2007). Dans sa partie Nord, la partie inférieure du remplissage sédimentaire présente des structures en demi-graben qui pourraient être liées au rifting Crétacé supérieur. Au sein de ce bassin, le Moho (Klingelhoefer *et al.* 2007) ainsi que des réflecteurs pré-oligocènes (Collot *et al.* 2008) présentent un pendage vers le Nord-est alors que la partie post-oligocène est horizontale. Deux interprétations possibles ont été proposées : une tentative de charriage ou du subduction continentale sous la Nouvelle-Calédonie (Cluzel *et al.* 2005, Collot *et al.* 2008), ou alors un bassin basculé rempli par la suite en régime statique par des produits d'érosion post-obduction (Collot *et al.* 2008).

La Grande Terre est constituée de diverses unités géologiques ou « terranes » assemblées au cours des temps géologiques (Figure 2 et Figure 3) depuis une phase d'accrétion le long de la marge Est-Gondwanienne jusqu'à la subduction Paléocène-Eocène qui a abouti à l'obduction de la lithosphère du bassin Sud-Loyauté à l'Eocène (Avias 1967, Paris 1981). Une carte géologique exhaustive de la Nouvelle-Calédonie est présentée en annexe 1.

3. Le cycle *ante*-Crétacé supérieur, évolution de la bordure SE du Gondwana

Les unités géologiques les plus anciennes en Nouvelle-Calédonie appartiennent au cycle Permien-Crétacé inférieur. Elles se présentent sous la forme d'unités situées sur la côte Ouest pour l'Unité de Téremba et au niveau de l'axe montagneux de l'île pour celles de Koh-Chaîne Centrale et de la Boghen. Ces unités se sont constituées en contexte intra-océanique au large de la marge active sud-est du Gondwana (Cluzel *et al.* 2012b) et la distinction entre chacune d'entre elles est basée sur leur position relative vis-à-vis de la zone de subduction.

3.1 L'unité de Koh-Chaîne Centrale

Cette unité est constituée d'un soubassement « océanique » recouvert par une épaisse couverture volcano-sédimentaire. La base de cette unité correspond à une séquence ophiolitique incomplète d'âge Carbonifère supérieur (Aitchison *et al.* 1998) qui affleure localement dans le centre de l'île. La couverture volcano-sédimentaire est dominée par des

grauwackes (turbidites) volcanoclastiques associés à des argilites (20-50%) et des cherts (Meffre *et al.* 1996), ce qui rend compte d'un environnement plutôt distal et de profondeur importante. Dans cette unité, les fossiles sont très rares et mal conservés.

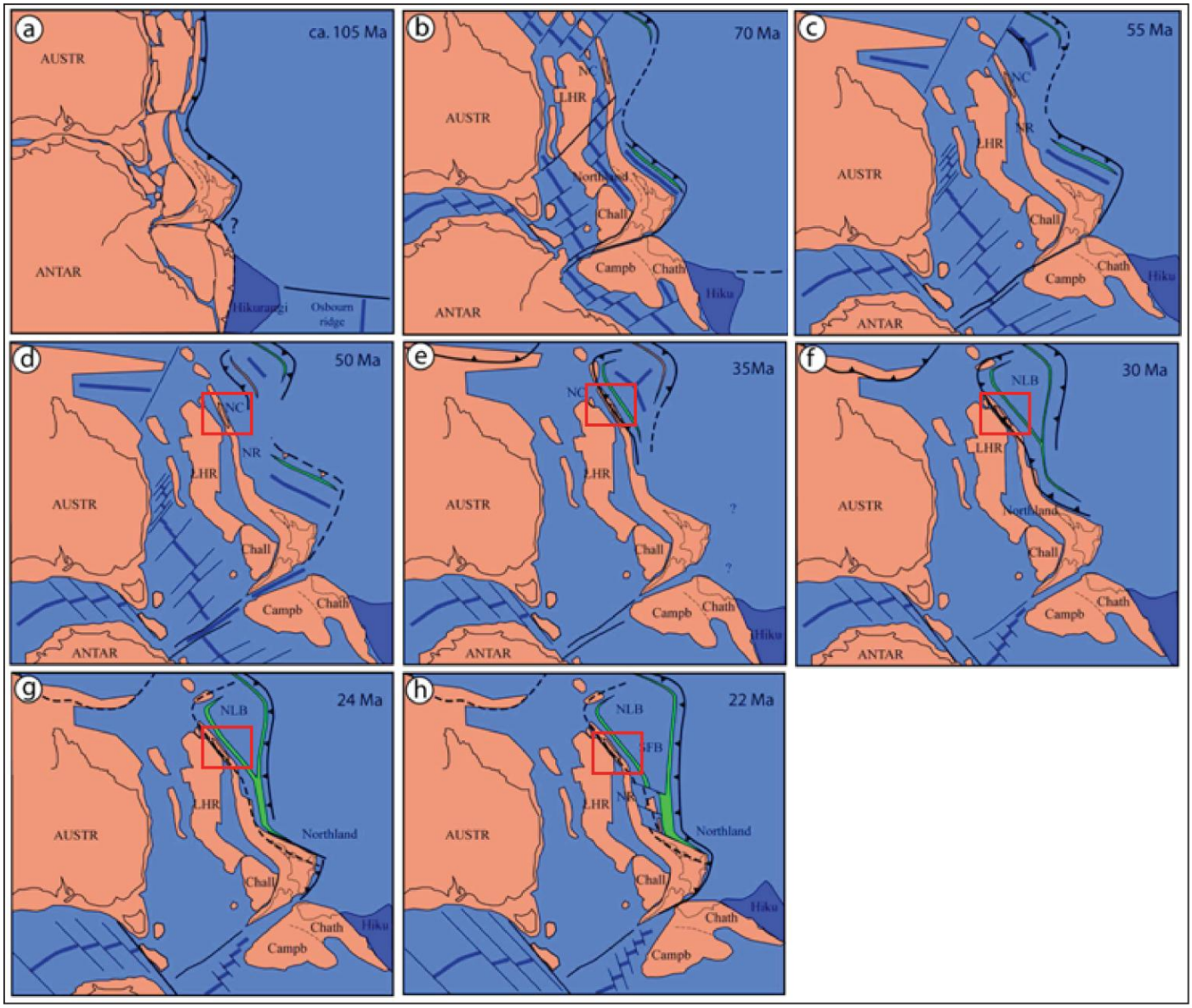


Figure 2. Evolution paléogéographique du Pacifique Sud-ouest depuis la fin du Crétacé au Miocène. Camp: Campbell Plateau ; Chall: Challenger Plateau ; Chath: Chatham Rise ; Hiku : Hikurangi Plateau; LHR: Lord Howe Rise; NC: New Caledonia; NLB: North Loyalty Basin; NR: Norfolk Ridge; SFB: South Fiji Basin.(Crawford *et al.* 2003, Sdrolias *et al.* 2003, Cluzel *et al.* 2012b)

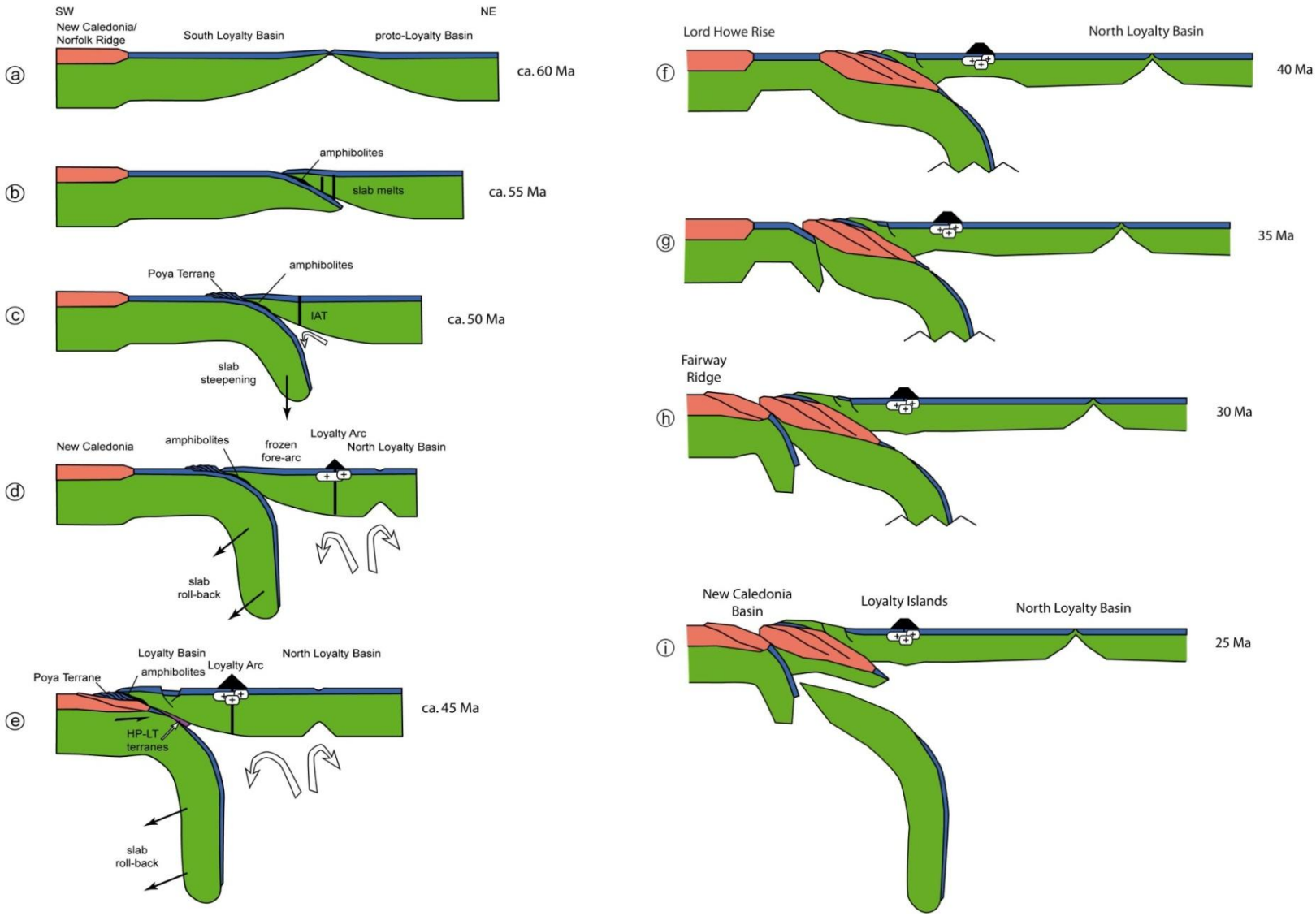


Figure 3.Modèle d'évolution de la Nouvelle-Calédonie depuis l'initiation de la subduction fin Paléocène jusqu'à la rupture du panneau plongeant fin Oligocène (Cluzel et al, 2012b).

3.2 L'unité de Téremba

L'unité de Téremba est constituée d'un ensemble de roches volcaniques d'arc (andésite, dacite et rhyolite) et de sédiments volcanoclastiques de granulométrie en général supérieure à ceux de l'unité Koh-Chaine Centrale avec de rares intercalations d'argilites. La signature géochimique et isotopique des sédiments et des roches volcaniques est très proche de celle des sédiments de l'unité Koh-Chaine Centrale. L'âge de ces roches s'échelonne entre le Permien supérieur et le Jurassique moyen. L'ensemble rend compte d'un environnement plutôt proximal vis-à-vis de l'arc volcanique. Au sein de cette unité, les fossiles sont abondants et la faune représentée est semblable à celle de l'unité de Murihiku en Nouvelle-Zélande.

3.3 L'unité de la Boghen

L'unité de la Boghen a été interprétée comme un complexe de subduction dont les roches (métabasaltes, cherts, schistes, grauwackes, mélange serpentineux) ont été soumises à un métamorphisme Haute Pression-Basse Température (faciès « schistes bleus ») rétrogradant vers le faciès « schistes verts ». L'étude des zircons détritiques a permis de mettre en évidence des âges Jurassique (Cluzel & Meffre 2002) à Crétacé inférieur (135 Ma) comme âge maximum de mise en place des sédiments (Adams et al. 2009).

3.4 Evolution de la marge active Sud-est du Gondwana.

L'étude des différentes unités ante-Crétacé supérieur suggère que les Unité de Téremba et Koh-Chaine Centrale représentent les parties respectivement proximale et distale d'un même bassin avant-arc (Meffre 1995, Cluzel & Meffre 2002). L'existence d'un gradient métamorphique croissant depuis l'Est vers l'Ouest au sein de l'unité métamorphique de la Boghen (Guérangé et al. 1975 ; Paris 1981) suggère par ailleurs la présence d'une subduction à plongement ouest au moins au Crétacé inférieur. Ces éléments indiquent que la Nouvelle-Calédonie se serait formée dans un contexte de bassin marginal à proximité d'un système d'arc volcanique, sur la bordure SE du Gondwana. Le bassin marginal alimenté par les sédiments gondwaniens se serait ouvert au Permo-Trias, puis fermé obliquement par une subduction entre le Jurassique et le Crétacé inférieur.

Ces trois unités ante-Crétacé supérieur sont recouvertes en discordance angulaire par la couverture sédimentaire Crétacé supérieur-Eocène appartenant à une autre phase géodynamique majeure dans l'évolution de la région Sud-ouest Pacifique.

4. La période Crétacé supérieur- Eocène, du rifting à l'obduction.

4.1 Le rifting marginal du Crétacé supérieur.

La « Formation à charbon » (Paris 1981) d'âge Crétacé supérieur (Coniacien-Santonien) recouvre en discordance angulaire les trois unités ante-sénoniennes décrites auparavant. Cette formation est composée pour l'essentiel de sédiments marins terrigènes (grès, siltites charbonneuses, conglomérats) avec des niveaux à charbon et des roches volcaniques intercalées. Ceci rend compte d'un environnement deltaïque proche d'un rivage, ou d'une zone tidale. L'isolement progressif de la Nouvelle-Calédonie par rapport à l'Australie est marqué dans la sédimentation Crétacé supérieur par la présence de grès marins à fossiles dont des ammonites et des inocérames endémiques (Paris 1981) ainsi que des populations de zircons détritiques de provenance locale (Cluzel *et al.* 2011).

Des roches volcaniques mafiques et felsiques sont présentes vers la base de la formation. Ces roches, d'âge coniacien (88,4 Ma, U-Pb sur zircons ; (Nicholson *et al.* 2011) ont en premier lieu été interprétées comme le résultat d'une subduction à vergence ouest. Le caractère bimodal du volcanisme et ses caractéristiques transitionnelles entre arc et rift ont été réinterprétés comme le résultat du rifting d'une ancienne marge active (Bryan *et al.* 1997, Cluzel *et al.* 2011) dans un contexte semblable à la Whitsunday Province d'Australie orientale (Bryan *et al.* 1997).

A mesure que la ride de Norfolk portant la Nouvelle-Calédonie s'éloigne du Gondwana, sa sédimentation évolue et devient plus pélagique. Ce changement d'environnement a été rapporté à la subsidence thermique qui suit le rifting (Aitchison *et al.* 1998)et aboutit à une submersion complète de l'île. La sédimentation du Maastrichtien est caractérisée par des cherts noirs et des argilites (souvent appelés « phtanites » par les anciens auteurs) qui recouvrent la formation à charbon en continuité. Ces sédiments marquent la submersion de la Nouvelle-Calédonie et attestent d'un climat froid. Ils sont constitués de silice cryptocristalline, de spicules de spongiaires, de radiolaires et de rares lithoclastes.

4.2 L'intervalle Paléocène-Eocène, de l'isolement de l'île à l'approche de la zone de subduction.

L'événement marquant de la limite Paléocène-Eocène (environ 57Ma) est la naissance à l'est de la ride de Norfolk d'une subduction à plongement vers l'Est qui donnera naissance à l'arc des Loyauté (Cluzel *et al.* 2001). La convergence se poursuit alors jusqu'à la subduction de la ride de Norfolk et de la partie Nord de la Nouvelle-Calédonie actuelle sous l'avant-arc des Loyauté.

La période de convergence du Paléocène à l'Eocène est marquée par l'établissement d'un bassin d'avant-pays constitué, depuis les zones internes vers les zones externes, par un prisme d'accrétion où se développent des faciès chaotiques et bréchiques, une fosse turbiditique où se déposent d'épaisses séries constituant le flysch éocène, et une voussure d'avant-pays où se développe une fine couverture carbonatée bioclastique. Du Paléocène à l'Eocène supérieur, on peut suivre la progradation de ce système du NW vers le SE.

5. L'intervalle Eocène supérieur-Oligocène : le complexe de subduction-obduction.

L'intervalle Eocène supérieur-Oligocène est marquée par le blocage de la subduction à vergence est initiée vers 55 Ma et l'obduction d'une partie du manteau lithosphérique du bassin Sud-Loyauté sur la ride de Norfolk. Ces phénomènes sont enregistrés par la présence de roches allochtones basiques et ultrabasiques et l'exhumation du complexe métamorphique HP-LT du NE de l'île.

5.1 L'Unité de Poya

L'Unité allochtone de Poya est constituée d'un ensemble de lames tectoniques de taille généralement kilométrique pincées entre le parautochtone de la nappe des Montagnes Blanches et la Nappe des Péridotites. Ces lames sont composées de basaltes massifs ou en coussins associés à des argilites et jaspes bathyaux. Les radiolaires présents dans ses sédiments bathyaux ont fourni des âges entre le Campanien supérieur et l'Eocène inférieur. Les signatures chimiques des basaltes mettent en évidence des basaltes de type E-MORB en majorité, des basaltes d'arrière-arc (BABB) et des basaltes alcalins intraplaques (OIB). Cette composition particulière est typique d'un bassin marginal dont la source magmatique aurait

été contaminée par un flux de manteau asthénosphérique lié à l'ouverture en éventail du bassin (Cluzel *et al.* 2001).

5.2 La Nappe des « Montagnes Blanches »

La Nappe des « Montagnes Blanches » (Maurizot 2011) est une unité para-autochtone essentiellement développée dans le Nord de la Grande Terre ; elle est systématiquement pincée entre le flysch éocène et les basaltes de l'Unité de Poya. Cette unité représente un équivalent latéral non métamorphisé de l'Unité du Diahot ; elle vient chevaucher l'autochtone relatif à la latitude de Bourail et constitue avec l'Unité de Poya la source principale de l'alimentation du flysch de Bourail.

5.3 L'Unité de Koné

L'Unité de Koné (anciennement faciès Koné ; (Carroué 1972, Paris 1981), correspond à une série d'écailles tectoniques mixées avec les basaltes de Poya, où des sédiments fins prédominent. Ces sédiments sont hémi-pélagiques volcanoclastiques et terrigènes. Ils sont datés du Crétacé supérieur (Campanien, datation grâce à des fossiles d'inocérames). Cette unité affleure dans les régions de Bourail, Koné et de Koumac majoritairement à la base de l'unité de Poya. Cet ensemble s'est probablement déposé sur un talus continental ou une ancienne croûte océanique au NE de l'île et aurait été charrié sur cette dernière lors du chevauchement de l'Unité de Poya.

Les données paléomagnétiques situent l'origine des basaltes de la Nappe de Poya vers 300-500km au Nord de son emplacement actuel (Ali & Aitchison 2000), où ils constituaient probablement le plancher océanique du bassin Sud Loyauté maintenant disparu dans la subduction (Cluzel *et al.* 2001).

5.4 La Nappe des Péridotites

Les Nappe des Péridotites (Avias 1967) recouvre environ un quart de la Nouvelle-Calédonie, ce qui en fait l'unité la plus importante du pays tant du point de vue géologique que du point de vue économique. Cette unité est composée du « Massif du Sud », portion continue de la Nappe des Péridotites qui recouvre toute la partie méridionale de l'île, et de plusieurs klippes tectoniques alignées sur la côte ouest. Cette unité est principalement constituée de roches du manteau supérieur (harzburgites, dunite et rares lherzolites)

recoupées par une série de dykes felsiques d'âge Eocène inférieur. De rares cumulats ultrabasiques (pyroxenite, wherlite, dunite) et basiques (gabbros lités) (Prinzhofer 1981) sont préservés dans la partie centrale du Massif du Sud (Moutte & Paris 1977).

Les péridotites sont affectées par une foliation de haute température associée à un rubanement formé par des alternances harzburgite/dunite présentant un pendage inférieur à 20° et formant de larges plis. L'orientation préférentielle des orthopyroxènes et des agrégats de chromite constituent une linéation minérale ou linéation d'étirement globalement orientée Nord-Sud (Prinzhofer *et al.* 1980). Cette linéation et la foliation à faible pendage qui lui est associée résultent probablement du découplage tectonique qui apparaît à la base de la lithosphère nouvellement formée près de la ride océanique en raison d'un mouvement différentiel entre lithosphère et asthénosphère. Du fait de l'orientation Nord-Sud de la linéation d'étirement, la ride océanique d'où proviennent les roches constitutives de l'ophiolite devait probablement avoir une direction Est-Ouest. Les roches constitutives de l'ophiolite et celles de la croûte océanique inférieure qui leur sont associées reflètent une histoire complexe comprenant plusieurs épisodes de fusion et d'interactions roche/magma (Marchesi *et al.* 2009, Ulrich *et al.* 2010) responsables d'un appauvrissement important de l'ensemble. Cet appauvrissement explique le très faible nombre de datation existantes sur la formation ophiolitique calédonienne, à l'exception de deux âges obtenus : l'un à 120-50 Ma par la méthode K-Ar (Prinzhofer 1981) ; l'autre à 131 ± 5 Ma par une datation Sm-Nd sur un gabbro de la Montagne des Sources (Prinzhofer 1987). Une grande incertitude pèse néanmoins sur ces datations.

Un vaste complexe filonien d'âge Eocène inférieur recoupe la Nappe des Péridotites. Ces dykes, composés de dolérites, micro-diorites et d'autres roches feldspathiques se sont mis en place entre 55 et 50 Ma (U-Pb sur zircon ; Paquette et Cluzel, 2006). Les dolérites présentent une signature géochimique d'IAT. Elles ont été datées à 50 Ma (K-Ar sur roche totale ; Prinzhofer, 1981), ce qui en fait le produit le plus jeune de l'activité magmatique. Les micro-diorites résultent d'une source produite dans un contexte supra subduction de fusion hydratée, tandis que la majorité des dykes felsiques présentent une composition géochimique de fusion de croûte océanique amphibolitisée (Cluzel *et al.* 2006). Ces dykes marquent l'existence à l'Eocène inférieur d'un évènement thermique de courte durée dans la région avant-arc.

La base de la Nappe des Péridotites est localement marquée par la présence de lentilles d'amphibolites de 10 à 50 m d'épaisseur, intercalées entre la Nappe de Poya, et la semelle serpentineuse. Ces amphibolites affichent une composition géochimique de basalte de bassin arrière-arc (BABB), et un âge de refroidissement de 56 Ma (K-Ar sur hornblende). Ceci suggèrent que ces amphibolites (appartenant à l'Unité de Poya), se sont formées à proximité de la dorsale où s'est initiée la subduction (Cluzel *et al.* 2012a).

L'ensemble de la Nappe des Péridotites est marqué par une serpentinisation partielle (20-60% ; Orloff 1968), qui est interprétée comme la conséquence du refroidissement et de l'hydratation à faible température du manteau lithosphérique en domaine océanique. Ce phénomène est plus marqué dans la semelle tectonique où se sont formées des mylonites porphyroclastiques probablement formées durant l'obduction de la Nappe des Péridotites.

5.5 Le complexe métamorphique Eocène : unités du Diahot et de Pouébo

La partie NE de la Grande Terre est marquée par la présence d'un complexe métamorphique de Haute Pression-Basse Température (HP-BT) typique des zones de subduction. Il comprend deux unités métamorphiques, l'Unité du Diahot, et l'Unité de Pouébo.

L'Unité du Diahot peut être considérée comme l'équivalent métamorphique de la Nappe des Montagnes Blanches. Les roches ont atteint dans cette unité le faciès métamorphique « schistes bleus » et « éclogites », et ont atteint une profondeur maximum d'environ 50 km (1,7 GPa – 550°C) (Fitzherbert *et al.* 2003, 2005).

L'Unité de Pouébo est un mélange de subduction contenant des blocs décimétriques à hectométriques d'éclogite hérités de l'Unité de Poya emballés dans une matrice de méta-serpentinite (Cluzel *et al.* 2001, Spandler 2005), ainsi que de rares méta-sédiments. Comparées à l'Unité du Diahot, l'Unité de Pouébo a suivi un chemin P-T distinct et a connu un enfouissement plus important, de l'ordre de 80 km (2,4 GPa – 650°C ou 520-550°C) (Clarke *et al.* 1997, Carson *et al.* 1999, Brovarone & Agard 2013).

Les données radiométriques et thermochronologiques ont permis de mieux contraindre l'exhumation de ces unités métamorphiques. En effet les âges obtenus par les datation U-Pb sur les surcroissances métamorphiques des zircons montrent que l'exhumation des éclogites

de l'Unité de Pouébo commence vers 44 Ma (Spandler 2005), tandis que les roches de l'Unité du Diahot entament leur remontée vers 38 Ma (Cluzel *et al.* 2010). Par ailleurs, les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites montrent que les roches de ces deux unités ont franchi l'isotherme 450°C à 36 Ma (Ghent *et al.* 1994, Baldwin *et al.* 2007). Les traces de fission sur apatite montrent finalement que les roches se trouvaient à une profondeur d'environ 7 km vers 34±4 Ma (Baldwin *et al.* 2007).

6. Le cycle Oligocène-Actuel, évolution post-obduction de la Nouvelle-Calédonie.

6.1 Le magmatisme post-obduction Oligocène

Dans le Sud de la Grande Terre, des plutons post-obduction kilométriques traversent entièrement la Nappe des Péridotites et sa semelle serpentineuse. Les zircons magmatiques contenus dans ces roches ont été datés et ont fourni des âges U-Pb à 27,4 ± 0,2 Ma pour la granodiorite de Saint-Louis et 24,3 ± 0,1 Ma pour l'adamellite de Koum-Borindi (Paquette & Cluzel 2006). Quelques rares zircons hérités ont été mis en évidence et pourraient provenir de l'assimilation d'enclaves du soubassement (Crétacé supérieur ? ; Paquette et Cluzel, 2006). Ces granitoïdes calco-alcalins riches en potassium présentent des signatures géochimiques et isotopiques typiques des magmas d'arc non contaminés par des dérivés de croûte fondus (Cluzel *et al.* 2005). Leur mise en place serait associée à une subduction post-Eocène de courte durée qui aurait intéressé la côte ouest de l'île (Regnier 1988), et se serait mise en place après le blocage de la subduction Eocène par l'entrée de la ride de Norfolk dans la zone de subduction (Cluzel *et al.* 2005). Cette conclusion a été cependant remise en cause par certains auteurs pour lesquels la structure du bassin de Nouvelle-Calédonie ne reflète que la subsidence tectonique due à la flexion du bassin (Collot *et al.* 2008). L'adamellite de Koum-Borindi présente un appauvrissement marqué en terres rares lourdes qui pourrait être dû à un déséquilibre avec le matériel sous-crustal de faciès granulitique trouvé en enclaves. Par ailleurs, elle présente un enrichissement relatif en Nb, Ta et Hf qui pourrait être lié soit à une contamination par du matériel mafique précédemment sous-plaqué, soit à une hydratation hétérogène du coin mantellique, ou encore à une remontée de manteau non métasomatisé. Cette contamination a finalement été corrélée à la rupture du panneau plongeant de la subduction Eocène créant ainsi une fenêtre asthénosphérique(Cluzel *et al.* 2005, Sevin *et al.* 2014).

6.2 Evolution supergène de la Nappe des Péridotites

L'émersion du bâti néo-calédonien a probablement eu lieu pendant ou peu après l'obduction. Un épais manteau d'altération s'est développé sur les roches ultramafiques. Ces profils d'altération sont importants non seulement car ils démontrent une certaine stabilité tectonique et par conséquent sont de bon indicateurs de la dynamique régionale, mais aussi car ils peuvent contenir d'importantes ressources en Ni. A l'échelle du territoire, différentes phases d'altération sont mises en évidence par autant de surface d'aplanissement étagées (Wirthmann 1965). Les géomorphologues ont utilisé la théorie selon laquelle les surfaces les plus hautes seraient les plus anciennes (Trescases 1975, Latham 1986, Chevillotte 2005), et les ont corrélées ensuite à des phases de soulèvement tectonique ou de variation eustatique lié au climat (Chardon & Chevillotte 2006, Chevillotte *et al.* 2006). Bien qu'il n'y ait aucune datation exacte concernant l'émersion de l'île, les datations obtenues par paléomagnétisme sur la cuirasse sommitale du régolithe de Tiébaghi dans le Nord de l'île et de Goro dans le Sud (Sevin *et al.* 2012) prouvent qu'une première phase d'altération était terminée à 25 Ma (fin-Oligocène).

6.3 La sédimentation post-obduction

Les premiers sédiments post-obduction datés sont connus dans la région de Népoui, plus précisément au niveau des falaises de Muéo, Pindaï et les ilots environnants. Ces sédiments miocènes, décrits pour la première fois par Coudray (1976) constituent la seule évidence d'une sédimentation marine post-obduction en Nouvelle-Calédonie. La Formation de Népoui est subdivisée en deux unités principales : l'unité inférieure (« Lower Népoui Formation »), constituée d'environ 120 mètres de calcaires coralliens et de sables lagonaires fossilifères, et l'unité supérieure (Upper Népoui Formation) épaisse d'une centaine de mètres qui repose en discordance sur la première. L'unité inférieure est d'âge Miocène inférieur. L'unité supérieure débute par un conglomérat torrentiel (Pindaï conglomerate Member) d'environ 80 mètres d'épaisseur recouvert par des sables calcaires bioclastiques avec des lentilles de conglomérats. Ces derniers sont recouverts par des calcaires datés du Miocène supérieur (Coudray 1976b, Paris 1981). La particularité principale du conglomérat de base est qu'il remanie des éléments du profil d'altération sur péridotites tels que des blocs de cuirasse, des latérites et de la saprolite ; marquant ainsi l'érosion active du régolithe préexistant (Coudray 1976b).

A l'origine, ce conglomérat torrentiel avait été interprété comme un conglomérat de la transgression Miocène par Coudray (1976) qui aurait suivie l'obduction de la Nappe des Péridotites. La récente découverte de l'épais niveau de calcaires récifaux sous le conglomérat contredit ce paradigme et suggère que l'uplift post-obduction était déjà terminé au Miocène inférieur. L'érosion nécessaire à la mise en place de ce conglomérat serait liée à un court épisode d'uplift en rapport avec la rupture du panneau plongeant de la subduction Eocène vers 22 Ma (Sevin *et al.* 2014).

La Formation du Gwa N'Doro dans la région de Kouaoua constitue une autre formation sédimentaire post-obduction (Orloff 1968, Orloff & Gonord 1968). Elle est constituée de sédiments gréso-conglomératiques provenant essentiellement du profil d'altération sur péridotites. Elle a été subdivisée en deux sous-unités, dont l'unité supérieure débute aussi par un conglomérat similaire à celui de Népoui. Dans leurs travaux, Chardon et Chevillotte (2006) ont attribué à ce conglomérat un âge Oligocène terminal par une approche géomorphologique basée sur la corrélation de replats. Ces estimations restent à être vérifier par des méthodes de datation absolues, mais la Formation du Gwa N'Doro pourrait hypothétiquement être un équivalent latéral du conglomérat de Népoui.

La Formation du Tambounan représente l'une des occurrences les plus restreintes en taille de sédiments post-obduction. Cette formation se présente sous la forme d'un conglomérat silicifié situé au sommet d'une butte témoin proche du Massif du Koniambo. Ce conglomérat est essentiellement composé de péridotites altérées, de cuirasses et de silice. En raison de son altitude plus élevée que celle du conglomérat de Népoui, la Formation du Tambounan a été corrélée à l'unité inférieure du Gwa N'Doro (Chardon & Chevillotte 2006).

Parmi les sédiments post-obduction, la Formation Fluvio-lacustre constitue l'une des dernières formations sédimentaires très peu étudiée et non datée à ce jour. Elle est localisée dans le Massif du Sud où elle remplit des paléo-vallées et dépressions d'altération endoréiques (Trescases 1975). Cette formation faisant l'objet de cette thèse, elle fera l'objet du chapitre suivant où l'accent sera mis sur la localisation des différents bassins, ainsi qu'une description litho-stratigraphique et minéralogique du remplissage.

6.4 Tectonique Néogène à Actuel, morphologie de la Grande Terre.

L'ensemble des formations post-obduction, tant les granitoïdes oligocènes, sédiments post-obduction, que les formations d'altération, est affecté par des failles. Un soulèvement Miocène pourrait expliquer ces évènements tectoniques, mais les contraintes temporelles ne sont pas toujours disponibles (Quesnel *et al.* 2008), et un effort important de datation doit être réalisé afin de pouvoir mieux caler ses évènements. Par ailleurs, le jeu de ces failles jouant un rôle majeur dans le contrôle de l'altération et par conséquent sur la minéralisation en nickel (Leguéré 1976, Cluzel & Vigier 2008), cet effort est nécessaire pour une meilleure compréhension de la genèse des gisements calédoniens.

Du point de vue de sa morphologie, la Grande Terre est inclinée vers le SW, plus élevée dans sa partie centrale que sur ces deux extrémités. Cette particularité peut être rapprochée de plusieurs évènements distincts :

- une phase d'extension post-obduction / effondrement post-orogénique (Oligocène-Miocène moyen) qui affecte l'ophiolite et les sédiments de Népoui (Lagabrielle *et al.* 2005) ;
- Un épisode extensif passant à un épisode transtensif au Miocène inférieur associé à l'initiation de la subduction du Vanuatu puis à l'ouverture du Bassin Nord-Fidji (Chardon & Chevillotte 2006) ;
- L'effet du bombement lithosphérique lié à la subduction du Vanuatu, souligné aussi par le soulèvement des récifs frangeants dans le SE de l'île (Dubois *et al.* 1974)

Un fait marquant concernant la morphologie de l'île concerne la répartition des anomalies gravimétriques (Figure 4). L'anomalie positive sur la côte est liée à la présence de péridotites à faible profondeur sous le lagon, tandis que l'anomalie négative située su la côte ouest est en rapport avec la forte épaisseur sédimentaire (>7 km) dans le Bassin de la Nouvelle-Calédonie. Des anomalies positives sont situées dans la partie sud de la Grande Terre. Trois anomalies s'échelonnent depuis la Plaine des Lacs jusqu'au sud-est de l'Ile des Pins sur une droite orienté N160 (Van De Beuque 1999). Ces anomalies n'ont pas était expliquées à l'heure actuelle, celle située sur la partie sud de la Grande Terre correspond de façon assez étonnante à la zone dans laquelle les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre se sont accumulés et où les gabbros ont été préservés. Les relations entre ces anomalies et les sédiments post-obduction seront développées plus loin dans ce manuscrit.

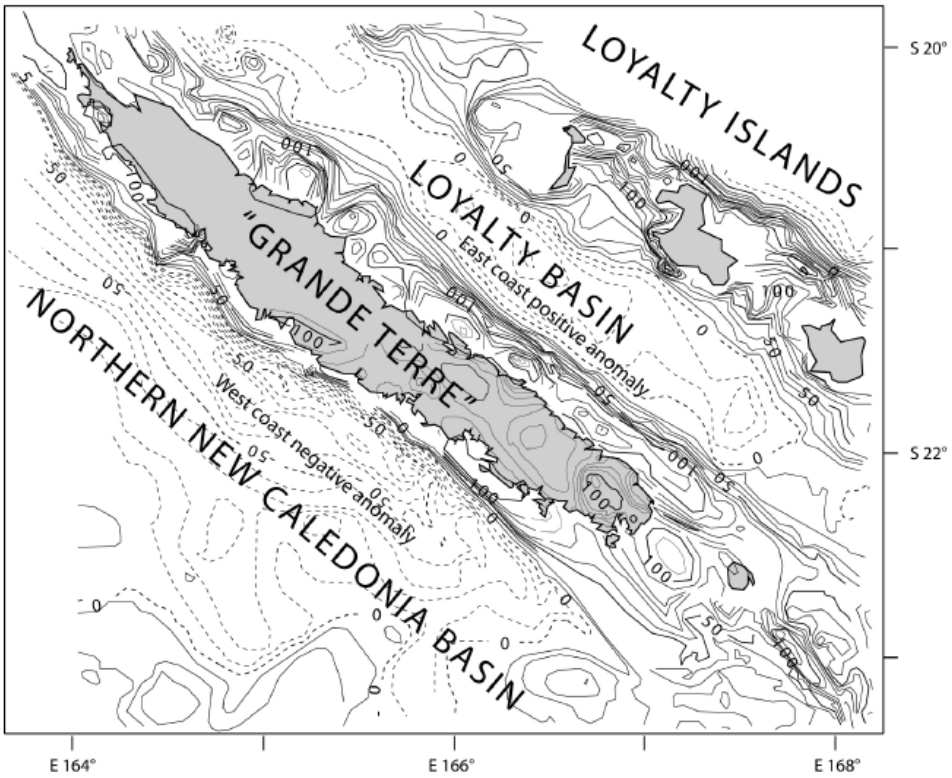


Figure 4. Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre de la Nouvelle-Calédonie et des bassins adjacents (d'après Collot et al., 1987 ; Van de Beuque, 1999). Lignes continues : anomalies positives ; lignes en pointillés : anomalie négative.

Bien que la part de la tectonique soit fondamentale dans le façonnement de l'île, l'effet des variations eustatiques liées aux glaciations holocènes n'en n'est pas négligeable pour autant. Cet effet est notamment visible au travers des différentes phases d'émersion du lagon entaillé par de profonds canyons et où le tracé des anciennes rivières est toujours visible à l'heure actuelle (Chevillotte *et al.* 2005).

7. Evolution climatique et eustatisme depuis l'Oligocène à l'Actuel.

Dans les paragraphes précédents, l'accent a été essentiellement mis sur l'évolution tectonique de la zone Pacifique Sud-ouest et son implication sur le façonnement de la Nouvelle-Calédonie. Le climat (température et précipitations surtout) et les variations eustatiques ne doivent toutefois pas être négligés en raison de leur fort impact tant sur l'altération des roches que sur l'érosion des paysages.

A l'échelle de la planète, le Cénozoïque représente une période présentant une tendance au refroidissement de la planète (marqué par un $\delta^{18}O$ de l'eau de mer de plus en plus positif, Figure 5), ponctuée d'épisodes « hyperthermaux » signalés par des hausses brutales du CO_2 atmosphérique et dont le plus connu est sans doute l'épisode du Paléocène-Eocène Thermal Maximum (PETM), lequel a induit un réchauffement global d'au moins 5°C vers 56 Ma (Kennett & Stott 1991). Ce dernier est associé à une augmentation rapide et temporaire du CO_2 atmosphérique qui correspondrait à l'injection de 4000 à 7000 Gt de carbone dans l'atmosphère et les océans (Jones *et al.* 2010).

La transition Eocène-Oligocène est marquée par le Terminal Eocene Event (TEE) caractérisé par un refroidissement rapide, et à l'initiation de la glaciation antarctique (Zachos *et al.* 2008). Cet épisode a été responsable d'une baisse généralisée du niveau marin d'environ 50m (Figure 5).

Sur l'intervalle de temps que nous considérons pour cette étude, c'est-à-dire la période Oligocène-Actuel, deux épisodes chauds sont identifiés, il s'agit du **Late Oligocene Warm Event** (LOWE) et du **Middle Miocene Climatic Optimum** (MMCO)(Zachos *et al.* 2001, 2008) (Figure 5), tous deux caractérisés par des hausses du niveau marin de 30 à 50 m supérieur à l'actuel.

A l'heure actuelle, il n'existe pas de données précises concernant le paléoclimat de la Nouvelle-Calédonie depuis l'Oligocène. Notons cependant que l'établissement de récifs coralliens depuis le Miocène inférieur (Coudray 1976b, Sevin *et al.* 2014, Maurizot *et al.* 2016) indique de l'existence et du maintien d'un climat relativement chaud depuis cette période.

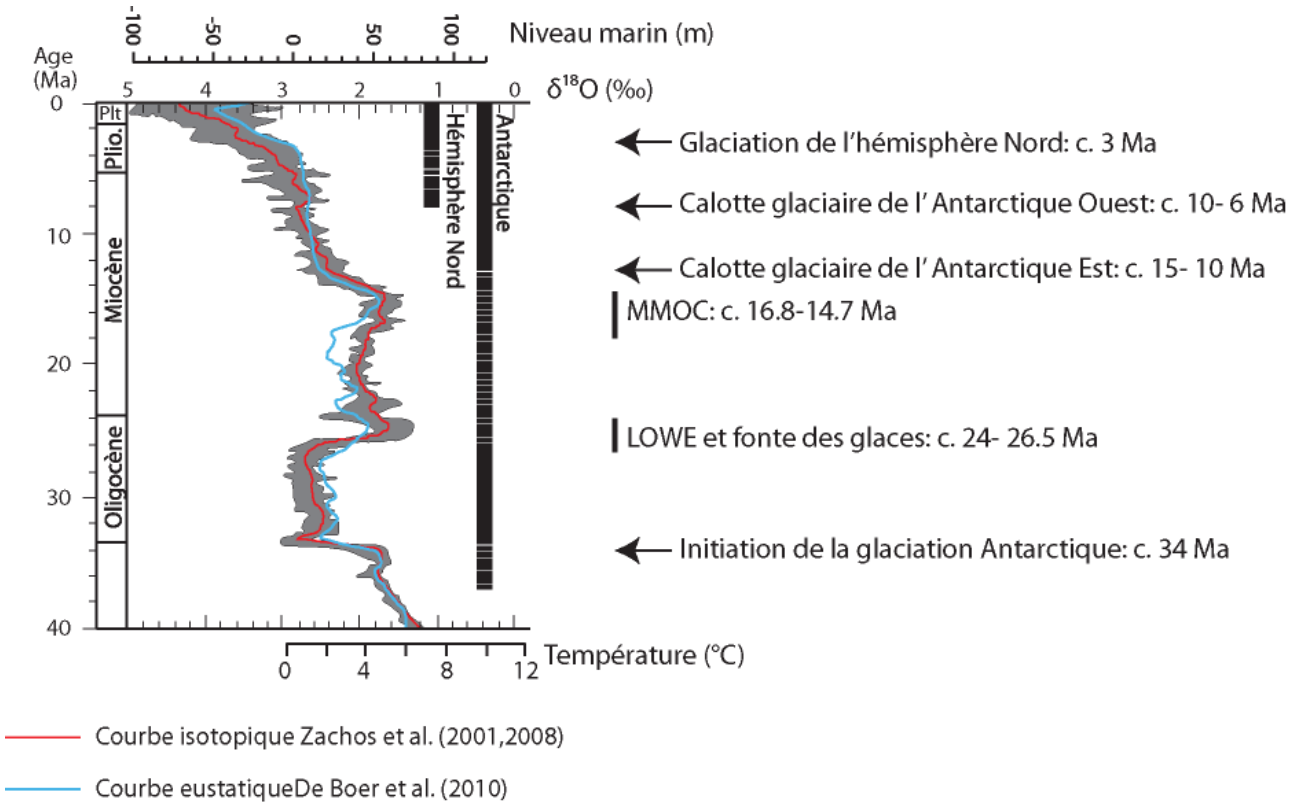


Figure 5. Evolution isotopique globale des eaux profondes résultant d'une compilation de données de sondages (DSDP et ODP), et évènements climatiques majeurs depuis l'Oligocène modifiés de Zachos et al. (2001, 2008). La courbe rouge représente les valeurs moyennes de la composition en δO^{18} des benthiques tandis que la courbe bleue représente les variations eustatiques d'après De Boer et al. (2010) (modifié de Sevin et al. 2014).

Faute de données directes et en raison de leur proximité relative, les données paléoclimatiques de l'Australie sont une source d'information pour la Nouvelle-Calédonie:

- A l'Oligocène, Fujioka et Chapel (2010) notent une évolution depuis un climat modéré vers un climat chaud et humide, à l'approche du Miocène (LOWE).
- Au Miocène, un climat chaud et humide est associé au retrait de la calotte glaciaire Antarctique. De nombreux dépôts carbonatés datant de cette période attestent d'un climat très chaud, voire le plus chaud connu durant le Tertiaire (Fujioka & Chappell 2010). De plus, une intense période de latéritisation a été mise en évidence par Smith et al. (2009) à 15 Ma. Ce climat très chaud va progressivement tendre vers un climat

aride où les précipitations vont nettement diminuer ainsi que la précipitation des carbonates (Martin 1977).

- Au Pliocène, le climat semi-aride marqué par une sédimentation essentiellement silico-clastique (McGowran *et al.* 2004) est suivi d'une période plus humide au Pliocène supérieur favorable au cuirassement. Les variations eustatiques durant le Pliocène sont comprises entre +20m et -50m, avec une moyenne à +15m durant le début Pliocène (Hansen *et al.* 2013). Vers 3 Ma, une importante régression jusqu'à -50m se met en place en relation avec la glaciation de l'hémisphère nord.

Les glaciations quaternaires ont été accompagnées par d'importantes variations eustatiques. La Figure 6. Illustre l'impact des régressions liées aux glaciations sur la mise en eau du lagon néocalédonien. Au cours des derniers 300 ka, se produisent plusieurs régressions importantes du niveau marin, de 80 à 120 m inférieur au niveau actuel. De telles variations ont conduit à des surcreusement des cours d'eau contribuant puissamment à la morphologie actuelle de la Grande Terre et du fond du lagon (Chevillotte et al. 2005).

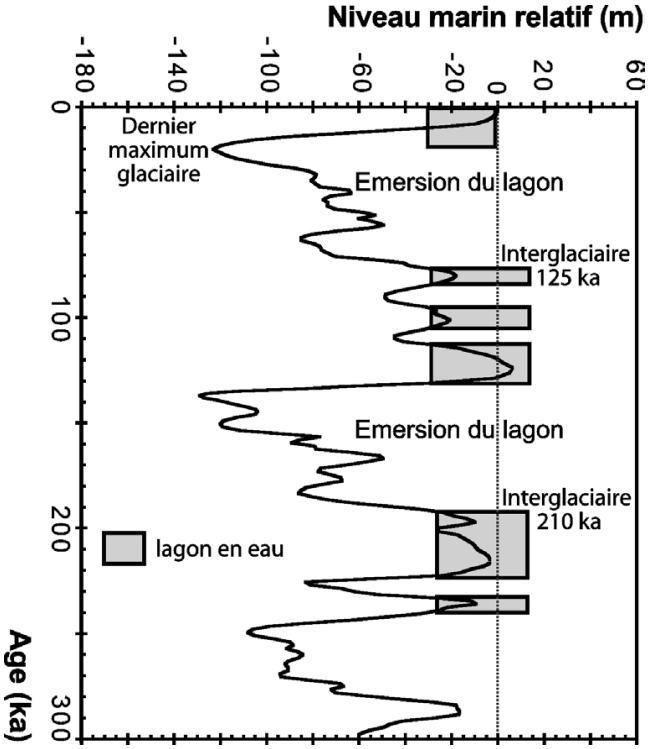


Figure 6. Variation du niveau marin au cours des derniers 300 ka (Chevillotte et al. 2005) et son influence sur le lagon calédonien.

Les périodes de haut niveau marin ont été proposées par certains auteurs (Orloff 1968) pour expliquer l'altitude élevée de certains dépôts post-obduction. Cette hypothèse a par la suite été écartée au profit des mouvements verticaux d'origine tectonique (Chardon & Chevillotte 2006). Il n'en demeure pas moins que par leur importance (+50m à -120m), les variations eustatiques n'ont pas manqué de jouer un rôle significatif sur les profils d'équilibre du réseau hydrographique et doivent être prises en considération.

Chapitre 2 : Description géologique des bassins.

1. Introduction, sédiments continentaux néogènes en Nouvelle-Calédonie

Les sédiments néogènes de Nouvelle-Calédonie sont essentiellement représentés par quatre formations : la Formation de Népoui, la Formation du Gwa N'Doro, la Formation du Tambounan et la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud. Cette dernière fait l'objet de ce chapitre qui sera essentiellement consacré à la morphologie des bassins qui l'accueillent, et à la description de leur remplissage sédimentaire.

La Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud comprend les ensembles sédimentaires qui comblent les dépressions du Massif du Sud. Cette formation, d'une épaisseur maximale de 70 mètres est unique en son genre, et constituée de produits de remaniement, provenant des profils d'altération sur péridotites ou cumulats gabbroïques (Trescases 1975, Guillon & Trescases 1976). A sa base, on trouve souvent un conglomérat remaniant des éléments de cuirasse ferrugineuse et des blocs de péridotite. Ces sédiments très grossiers sont surmontés par des faciès à granulométrie silto-argileuse témoignant d'un milieu de dépôt de bien plus faible énergie. Ces sédiments fins sont caractérisés par des re-concentrations diagénétiques d'oxy-hydroxydes de fer localisés dans diverses discontinuités et par de nombreuses marques de pédogenèse en conditions hydromorphes, en particulier par des niveaux de rhizoconcrétions d'oxydes de fer. Fréquemment, cette formation présente à son sommet des cuirassements ferrugineux (Plateau de Gertrude, chutes de la Madeleine etc.), qui indiquent une altération importante de cette dernière. Cette altération est d'ailleurs à l'origine de difficultés à la caractérisation de l'objet sédimentaire et à la détermination des paléo-écoulements.

Parmi les sédiments néogènes, la seule formation précisément datée est celle de Népoui d'âge Miocène inférieur (Coudray, 1976 ; Sevin et al, 2014 ; Maurizot et al, 2016). Un essai de datation basé sur la corrélation des surfaces d'aplanissement a été tenté par Chardon et Chevillotte (2006) sur la Formation du Gwa N'Doro et la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud. Dans ces travaux, les auteurs proposent un âge Oligocène pour la Formation de Gwa N'Doro et un âge Oligocène à Miocène pour la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud. Toutefois, cette attribution n'est étayée par aucun calage stratigraphique ni, radiométrique et reste donc hypothétique.

Par conséquent, ces corrélations indirectes et l'âge qui en résulte sont discutables et demandent à être confirmés par d'autres méthodes (paléomagnétiques notamment) et les résultats obtenus à la Napouéredjeine sont encourageants (Quesnel *et al.* 2008, Quesnel *et al.* 2013b) . Il apparaît donc nécessaire au moins dans un premier temps, de considérer ces formations sédimentaires post-obduction séparément, puis de les étudier ultérieurement comme un ensemble.

2. La sédimentation en milieu continental

De par sa superficie, le milieu marin représente le principal réservoir de sédiments de la planète, cependant tous les sédiments produits par l'érosion des continents n'aboutissent pas en mer. Une partie s'accumule sur les continents dans des bassins, souvent intra-montagneux ou d'avant-pays. S'agissant des sédiments continentaux du Sud, les modes de transport sédimentaire glaciaire et éoliens étant exclus, trois modes de sédimentation devraient être observés : gravitaire, fluviatile ou lacustre. Les paragraphes suivants traitent de manière succincte de ces environnements et de leurs principales caractéristiques (Leeder 1982, Stow 2005, Boggs 2006, Cojan & Renard 2006, Nichols 2009, Tucker 2011).

2.1 La sédimentation gravitaire

La sédimentation gravitaire fait référence à la mise en mouvement des particules sédimentaires sous l'effet de la gravité et non pas après mise en suspension dans un fluide. La présence d'un fluide aidera à réduire la friction entre les grains, mais il ne sera pas responsable de la mise en mouvement du sédiment. Quatre types d'écoulements gravitaires se distinguent : les écoulements de grains (« grain flow »), les écoulements de boue ou en masse (« mudflow » et « debrisflow »), les écoulements de sédiments fluidifiés (« fluidized sediment flows ») et les courants de turbidité (« turbidity currents »).

2.1.1 Les écoulements de grains

Les écoulements de grains se déclenchent lorsque la pente d'un dépôt devient supérieure à la pente d'équilibre du matériau. Ce genre de coulée peut générer une force suffisante pour avoir un pouvoir érosif important et éroder leur substratum. Elles sont caractérisées par une granulométrie essentiellement sableuse contenant des grains plus grossiers, présentent un aspect massif, des grains orientés dans le sens de l'écoulement et une absence de

granoclassement. Ces coulées peuvent par exemple être observées sur les faces les plus abruptes des dunes éoliennes.

2.1.2 Les écoulements de boue et écoulement en masse.

Les coulées de boue sont caractérisées par une prépondérance de la fraction fine par rapport à la fraction grossière. Dès lors que ces boues contiennent des éléments grossiers tels que des galets ou des blocs, on parlera plutôt d'écoulement en masse, ou écoulement de débris. Le dépôt est caractérisé alors par l'absence de structures internes, un faible classement et un aspect massif. Une zone de cisaillement peut être observée à la base, tandis que le sommet présente une surface irrégulière. Les plus gros blocs sont situés à l'avant de la coulées et sur les côtés où ils forment des levées.

2.1.3 Les écoulements fluidifiés

Les coulées fluidifiées sont constituées de grains maintenus en suspension par l'injection d'un fluide dans le sédiment. L'excès de pression inter-granulaire est la raison principale du maintien en suspension des particules. La granulométrie de ces sédiments va être comprise entre les argiles et les sables et présenter un faible classement. Ces coulées présenteront potentiellement des figures de surcharge, des convolutes et des figures d'échappement d'eau.

2.1.4 Les courants de turbidités

Concernant les courants de turbidité, il s'agit d'écoulements gravitaires pour lesquels après sa mise en mouvement (choc, séisme), le sédiment mélangé à l'eau est maintenu en suspension. Ce mélange d'eau et de sédiment possède une densité supérieure à celle de l'eau qui l'entoure et va se déplacer sous l'action de la gravité. Généralement, ce type de dépôt va être caractérisé par des séquences à granoclassement normal.

2.2 La sédimentation fluviatile

Les rivières n'agissent pas simplement en tant qu'agent de transport de sédiments à destination des lacs ou de la mer. Une partie des sédiments transportés est préservée le long du cours de la rivière. Les corps sédimentaires issus du milieu fluviatile peuvent être subdivisés en plusieurs catégories : les cônes alluviaux, les dépôts chenalisés, les dépôts de berge et de plaine d'inondation.

2.2.1 Les cônes alluviaux

En contexte fluviatile, les cônes alluviaux (« alluvial fan ») sont les premiers objets sédimentaires à se former en amont des cours d'eau. Ces corps sédimentaires en forme d'éventail se développent au pied des reliefs, à la faveur d'une rupture de pente et d'un ralentissement brutal du courant. La charge sédimentaire se dépose alors. Les cônes sont caractérisés par des sédiments immatures (mal triés et anguleux), de forte granulométrie. Ces dépôts ne contiennent que rarement des fossiles ou de la matière organique. Un cône alluvial peut présenter à la fois des écoulements en masse (« debris flow »), des écoulements fluviatiles en nappe ou chenalisés.

Dans le premier cas, les clastes des conglomérats sont généralement inclus dans une matrice, sans contact entre eux (« matrix-supported ») avec un tri très faible et une orientation aléatoire. Concernant les écoulements en nappe, les sédiments présentent une stratification bien marquée. Le sédiment est mal trié, mais les silts et argiles sont en grande partie évacués. Dans certains cas, où le cône alluvial est dominé par les écoulements fluviatiles, des conglomérats chenalisés ainsi que des chenaux sableux à stratification oblique se développent.

2.2.2 Les dépôts chenalisés

Les chenaux sont des structures érosives à concavité dirigée vers le haut. Leur dimension peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de long pour une épaisseur métrique à décamétrique. Le remplissage sédimentaire de ces structures est bien souvent plus grossier que les sédiments qu'elles recoupent. Les chenaux subissent en règle générale de l'érosion sur leur rive concave, et à l'inverse de l'accrétion sur leur rive convexe avec le développement par accrétion latérale de barres de méandre (« point bar »). Le comblement d'un chenal ne peut se faire que lors de phénomène d'avulsion, c'est-à-dire lors de la migration du cours d'eau avec abandon progressif du chenal actif pour un nouveau chenal incisé dans la plaine d'inondation. Une séquence idéale serait composée depuis la base, de dépôts de fond de chenaux (graviers, galets, troncs d'arbre, branches), de sables à stratifications entrecroisées, puis de sables à rides de courant et rides grimpantes avec une granulométrie s'affinant vers le haut. Des faciès argilo-silteux à litages plans viendraient recouvrir l'ensemble.

2.2.3 *Les dépôts de berge*

Les levées constituent des cordons qui bordent les rivières. Ces dernières sont liées au ralentissement du courant au niveau de la bordure du lit mineur. Les levées forment des reliefs asymétriques à pente raide vers le chenal et à pente douce vers la plaine d'inondation, permettant ainsi le développement de zones marécageuses et de dépressions en s'écartant de la rivière. Elles se forment par accumulation de sédiments lors de crues de débordement et sont bien développées sur la bordure concave du cours d'eau. Sur la partie convexe, elles sont reprises dans les barres de méandres. Leur hauteur maximale renseigne sur la hauteur de la dernière crue de débordement.

Les sédiments de levée sont plus fins que ceux des barres de méandres. Depuis la base, les levées sont composées de sables à petites rides, rides grimpantes puis des lits plans ou argiles litées. Cette superposition de sables et d'argiles litées constitue une séquence de levée. Des traces de fentes de dessiccation et d'installations végétales peuvent être observées dans les niveaux les plus fins.

Dans le cas d'une crue violente, les levées peuvent être rompues. Une crevasse (« crevasse splay ») se développe alors et permet le dépôt de sédiments plus grossiers dans la plaine d'inondation. Ces derniers sont de granulométrie plus grossière que la levée à laquelle ils sont associés. Les structures principales de dépôts de crevasse sont des petites rides grimpantes, des stratifications entrecroisées et des litages plans. Cette séquence se termine par des sédiments fins silto-argileux qui peuvent présenter des traces d'érosion et d'implantation de végétation.

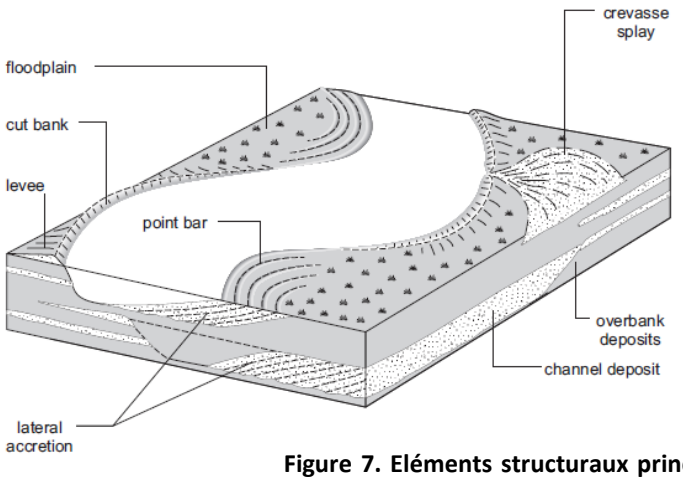


Figure 7. Eléments structuraux principaux d'un cours d'eau à méandres (Nichols, 2009)

2.2.4 Les dépôts de plaine d'inondation

La plaine d'inondation (« floodplain ») représente l'espace fréquemment inondé lors des crues saisonnières. Lors d'une crue importante, le cours d'eau déborde de son lit et vient déposer des sédiments dans la plaine d'inondation. Les sédiments les plus fins se décantent dans des cuvettes, méandres abandonnés et autres points bas de la plaine. Les dépôts de plaine d'inondation sont principalement des dépôts de granulométrie fine, silto-argileuse dans lesquels de rares chenaux sableux peuvent être observés. Les dépôts de plaine d'inondation sont marqués par l'installation de végétaux dont la présence contribuera à perturber voire détruire les structures sédimentaires. La plaine d'inondation est bien définie si les chenaux ne migrent pas trop rapidement.

2.3 La sédimentation lacustre

Un lac est une masse d'eau située à l'intérieur des terres, sans contact direct avec la mer. Ces corps se forment au sein de dépressions closes permettant à l'eau de s'accumuler. Typiquement, les lacs sont approvisionnés par une ou plusieurs rivières en eau et sédiments en provenance de l'arrière-pays. Les sables et boues sont les éléments les plus communs au sein des lacs, bien que toutes les autres catégories de sédiment puissent aussi s'y accumuler (calcaires lacustres, évaporites, matière organique, etc.). Si la pente vers le lac est suffisamment douce, des marais peuvent se développer sur le pourtour du lac accompagnés d'installations végétales et animales ainsi que de traces de pédogenèse.

Les dépôts lacustres présentent une organisation relativement concentrique. Les dépôts grossiers sont généralement localisés en bordure au niveau de deltas situés au débouché des rivières, et sur le rivage où l'action des vagues concentre puis fragmente les dépôts grossiers. Les sédiments s'affinent vers le centre du lac, d'abord les sables puis les boues argileuses.

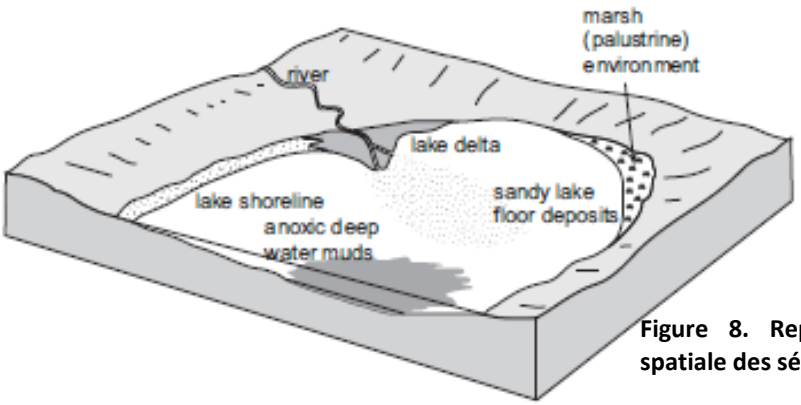


Figure 8. Représentation schématique de l'organisation spatiale des sédiments lacustres (Nichols, 2009)

3. Répartition générale des bassins Fluvio-lacustre du Grand Sud.

Les principaux bassins accueillant ces sédiments continentaux sont : le bassin de la Yaté (maintenant masqué par un lac artificiel de barrage), la plaine de Netcha, la Rivière des Pirogues, le Creek Pernod, la Kwé Ouest et la Plaine des Lacs (Figure 9). Hors de ces bassins, des dépôts fluviatiles ont été observés localement à l'affleurement ou dans des forages, par exemple au lieu-dit de l'Oasis et dans des forages SLN effectués autour de la Baie Nord.

La relation entre les sédiments et le réseau hydrographique évolue vers le Sud depuis des bassins clairement associés aux rivières actuelles (Rivière des Pirogues, Creek Pernod, Lac de Yaté et Rivière des Lacs) vers des bassins où ces relations sont plus confuses et où l'exutoire originel est inconnu (cas de la Plaine des Lacs et de la Kwé Ouest).

Le remplissage sédimentaire de la plupart des bassins a conservé une surface sommitale très plane typique d'un comblement par des sédiments. Certains sont profondément érodés et exposent des coupes intéressantes.

Trescases (1975) interprète la morphologie des bassins internes du Sud de la Nouvelle-Calédonie (Yaté, Plaine des lacs) comme un stade intermédiaire dans le développement d'un karst en contexte ultrabasique, avec des bassins à fond très plat, marécageux, à drainage essentiellement souterrain, correspondant à la coalescence de dolines en « poljes[1] » séparés par des chaînons rocheux. Cependant, la nature du remplissage de certains des bassins évoqués ci-dessus ne répond pas à cette définition et correspond manifestement au comblement sédimentaire d'un réseau hydrographique plus ancien.

Dans la Plaine des Lacs et au niveau du bassin de la Yaté (avant barrage), des lacs sub-circulaires sont contenus dans le remplissage sédimentaire. Ils ont été interprétés comme

[1] Dépression fermée d'origine karstique, à fond plat ou presque, de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres. Elles correspondent le plus souvent à une zone synclinale ou effondrée par failles, et ayant subi une morphogenèse karstique.

des vestiges de l'ancien hydro-système qui avait probablement un écoulement vers le nord-est et qui a disparu partiellement ou a été modifié par les mouvements tectoniques ayant affecté le Massif du Sud. Une sédimentation lacustre holocène (<130 ka) a été observée dans ces lacs résultant de l'évolution d'anciennes dolines (Stevenson & Hope 2005). A l'exception du remplissage de ces lacs « modernes », aucune sédimentation lacustre n'a vraiment été identifiée dans les différents bassins, mais au contraire une sédimentation fluviatile qui en constitue l'essentiel. Trois familles principales de failles affectent le Massif du Sud : N40E, N110E et N170E et sont suspectées d'avoir joué un rôle dans le contrôle de la sédimentation.

Les dépôts continentaux sont limités au NE par le bloc surélevé de Unia-Goro (Figure 9). Ce bloc est limité au SW par des failles en échelon qui affectent et décalent des éléments géomorphologiques (reliefs, crêtes) et les paléosurfaces d'altération associées. Le bloc couronné par une cuirasse culmine à environ 600 m au Nord à Unia, 500 m à Yaté et 400 m au Sud de Goro, ce qui lui confère une pente d'environ 1.4% vers le sud-est.

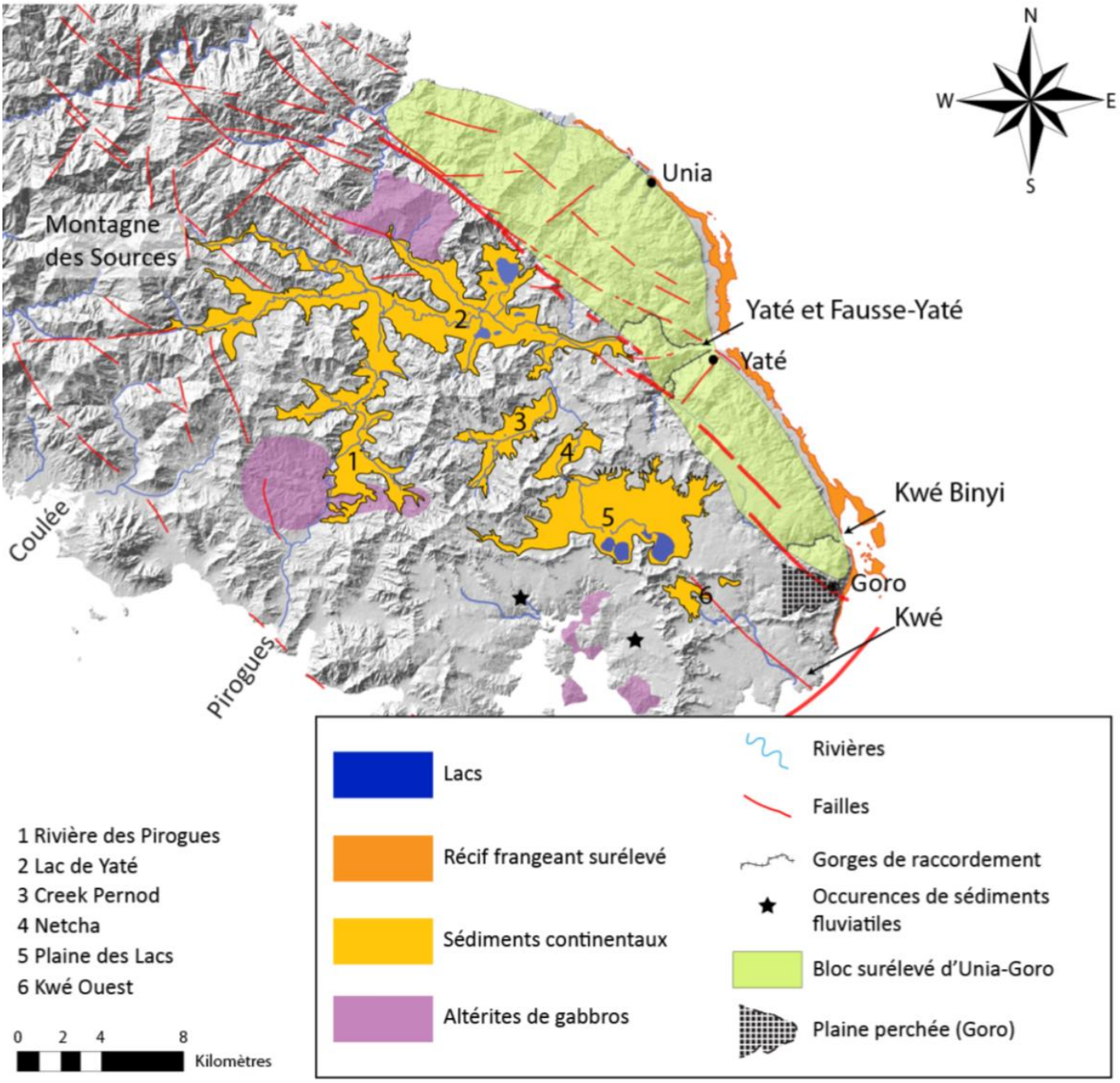


Figure 9. Carte synthétique de répartition de la Formation Fluvio-lacustre du sud-est de la Nouvelle-Calédonie. Pour plus de clarté, le lac artificiel de Yaté a été retiré pour faire apparaître le remplissage sédimentaire et les anciens lacs.

Quelques cours d'eau actuels traversent le chaînon Unia-Goro, tels que la Yaté, la Fausse-Yaté, et la Kué Bini. Ces rivières débouchent dans le lagon par le biais de gorges sinueuses de raccordement, qui ont été interprétées comme des cas d'antécédence marquant un enfoncement du système hydrographique en réponse à une élévation locale faisant obstacle à l'écoulement. A l'inverse, la cascade de Goro (Wadjana) est un exemple de vallée suspendue où la gorge de raccordement n'est pas encore creusée, ce qui marquerait la limite méridionale du bloc. Par ailleurs, la bande de récif surélevée, bien visible le long de ce bloc s'ennoie vers le sud, sans être affectée par aucune faille. Vers le nord-ouest, cette bande récifale surélevée, ainsi que la plateforme d'abrasion sur laquelle est installé le village d'Unia, disparaissent de la même façon. Enfin, la rivière Poco Mié, dont l'embouchure est située juste au nord-ouest d'Unia, ne présente aucun phénomène d'antécédence et ne semble pas avoir été affectée par un soulèvement tectonique.

4. Données géomorphologiques et géologiques par bassin.

Deux types de paysages sont assez caractéristiques des zones où s'est accumulée la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud (Trescases 1975). On distinguera par exemple les paysages de plaines basses comme ceux de la rivière Lembi, ou de la rivière des Pirogues dans sa partie aval, et les paysages de plaines perchées, marécageuses, correspondants aux bassins situés à l'intérieur du massif du Sud comme ceux de la Rivière des Pirogues dans sa partie amont, de la Yaté, du Creek Pernod, de la rivière des Lacs et de la Plaine des Lacs.

Au sein des différents bassins accueillant la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, plusieurs coupes ont été levées dans les bassins présentant des affleurements. Un travail de collecte de données de sondages a été mené en parallèle auprès des sociétés minières VALE-NC et SLN, et de la DIMENC qui détient l'ensemble des données anciennes. Les résultats de ces observations sont présentés dans les paragraphes suivants

4.1 Rivière des Pirogues

4.1.1 Morphologie

L'altitude moyenne du sommet de la formation est comprise entre 250 et 400 m dans la partie amont, et entre 100 et 270 m dans la partie aval. La surface sommitale lorsqu'elle est située en amont de la confluence entre la rivière des Pirogues et la Napouéredjeine (Figure

12) a un aspect de terrasse perchée entre 20 et 50 m au-dessus du cours actuel de la rivière, tandis que la partie située en aval, profondément incisée par les rivières actuelles, ressemble plutôt à un plateau cuirassé relictuel incisé par les vallées. La pente générale de cette surface passe de 1% dans la partie amont à 0,2% dans la partie aval. Fautes de coupes continues, le profil en travers du bassin est impossible à déterminer précisément. Le cours de la rivière est marqué par un changement brutal de direction qui avait mené Trescases (1975) à suggérer une capture (Figure 12, au niveau de la coupe CC') dont il sera à nouveau question plus loin dans ce chapitre.

4.1.2 Géologie du bassin et observation de terrain.

Le bassin de la Rivière des Pirogues est celui au sein duquel le plus grand nombre de coupes a pu être levé, en raison d'une incision assez importante par les rivières actuelles. Les différentes coupes sont représentées sur la Figure 12 et ont été levées sur les parties amont, centrale, aval et latérale du bassin. Aucune donnée de sondage n'a pu être récupérée auprès des différents organismes miniers ni du gouvernement.

Le substrat du bassin de la rivière des Pirogues est assez hétérogène. On y trouve des péridotites, des gabbros et de nombreux dykes feldspathiques (Figure 12). Les sédiments continentaux de ce bassin reflètent cette diversité de substrat.

4.1.2.1 Coupe du Pont Gauzère : GAUZ1

La coupe GAUZ1 (Figure 13) a été levée en amont du bassin, au niveau du Pont Gauzère (Figure 12). La succession d'environ 22 m commence par un conglomérat torrentiel dont les blocs moyennement arrondis, présentent des tailles comprises entre 40 et 50 cm..La matrice du conglomérat est constituée essentiellement de granules ferrugineux millimétriques assez fortement cimentés entre eux. La granulométrie de cette partie conglomératique évolue rapidement vers le haut en galets et graviers (1-3 cm) de nature variable (péridotites, ferricrète, silice supergène) (Figure 10).

Figure 10. Conglomérat torrentiel observé au niveau du Pont Gauzère.

En amont de ce point, environ 1km au nord-ouest, un affleurement représentant une coulée de débris a été observé. A cet endroit, les blocs sont beaucoup plus grossiers, de taille pouvant atteindre 1 à 1,5 m. Sur 4 m d'épaisseur environ, cette masse de sédiment est extrêmement mal classée et ne présente aucune organisation ni tri granulométrique. La taille des grains varie depuis des silts vers des blocs en balayant toute la gamme des classes granulométriques (Figure 11). Cet objet représente probablement un écoulement en masse fréquemment associé au domaine fluviatile et aux cônes alluviaux.

Entre 2,5 et 7,8 m, la granulométrie évolue vers des sables grossiers, qui ne montrent aucune structure particulière. Au-dessus de 7,8 m, le sédiment est majoritairement de granulométrie silto-argileuse. Trois intercalations plus grossières sont observées. Les deux premières entre 13 et 15 m sont des chenaux conglomératiques à galets de gabbro, très altérés, et à galets mous composés d'un silt à lamines blanches et rose. Ces chenaux peuvent atteindre une épaisseur maximale de 3-4 m. La troisième intercalation grossière est marquée par un lit peu épais de granules de goethite (diamètre moyen 1 cm) avec un peu de gibbsite dans la matrice. La majeure partie de la succession est composée de lits argileux marron, marron-rouge, liés à la présence de grandes quantités d'oxydes de fer. Cependant, certains niveaux présentent des couleurs grises à blanches et contiennent de la kaolinite, ce qui

indique une source feldspathique, probablement des cumulats gabbroïques ou des dykes feldspathiques. Enfin, le remplissage sédimentaire de GAUZ1 est marqué par la présence de trois niveaux d'installation de végétation à 5, 10 et 22 m (Figure 14).

Figure 11. Ecoulement en masse observé au niveau de la rivière des Pirogues sur la propriété de Mr Viallon. La photographie du bas met en évidence la taille maximale des blocs présents charriés lors de la mise en place de ce corps sédimentaire.

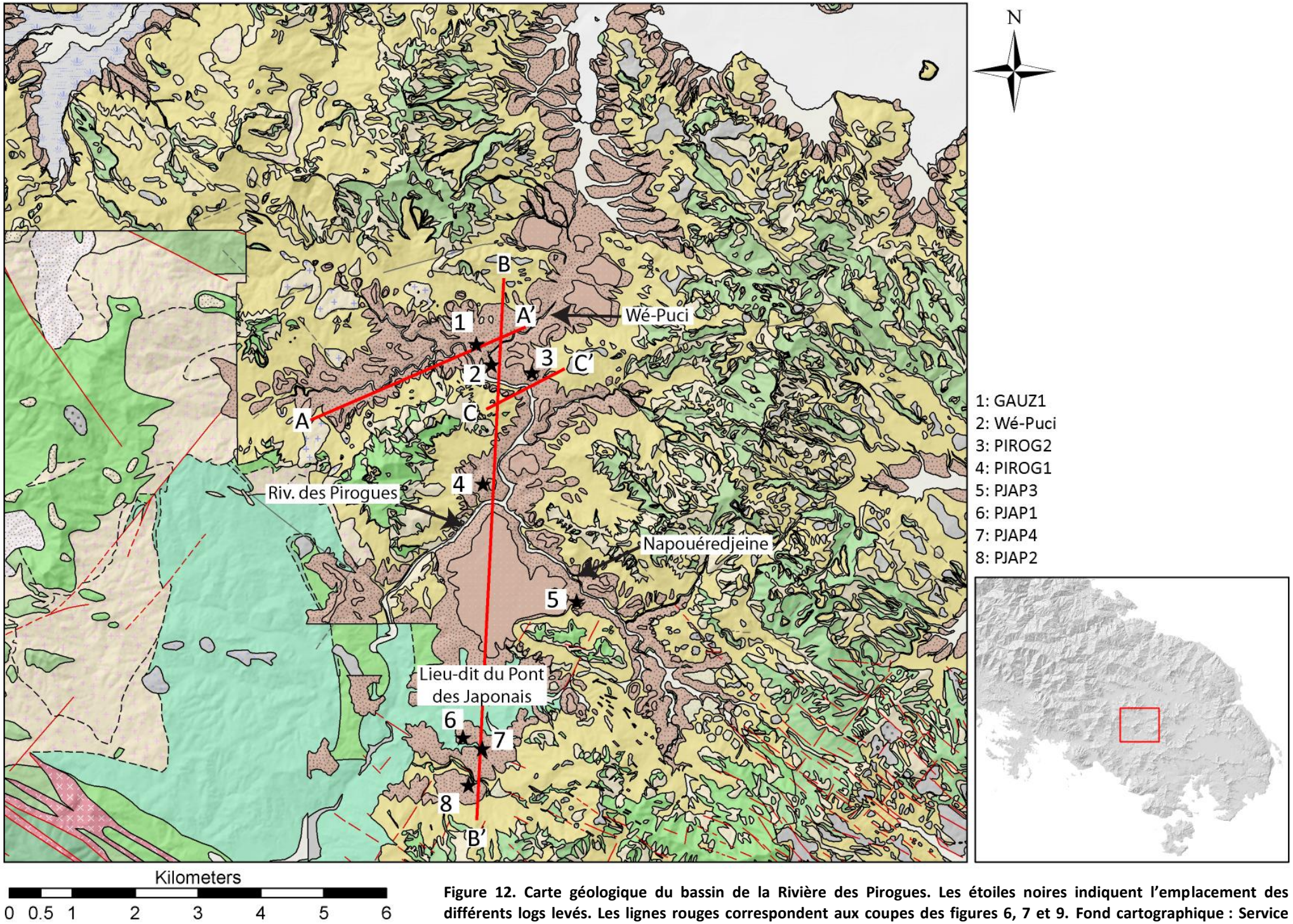


Figure 12. Carte géologique du bassin de la Rivière des Pirogues. Les étoiles noires indiquent l'emplacement des différents logs levés. Les lignes rouges correspondent aux coupes des figures 6, 7 et 9. Fond cartographique : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie

Légende:

Formations fluviatiles et littorales

- Zone humide marécageuse
- Alluvions actuelles et récentes
- Alluvions fluvio-lacustres actuelles
- Alluvions anciennes latéritiques (Formation fluvio-lacustre)
- Cuirasses en place sur fluvio-lacustre
- Cuirasses démantelées sur fluvio-lacustre

Formations d'épendages et de versants

- Formations de pente à débris ferrugineux

Formations d'altération

- Blocs de cuirasses sur cuirasses
- Blocs de cuirasses sur latérites épaisses
- Cuirasses démantelées sur latérites épaisses
- Cuirasses disloquées et démantelées
- Cuirasses en place sur dolérites ou gabbros
- Cuirasses en place sur péridotites indifférenciées
- Latérites minces sur péridotites
- Latérites épaisses sur péridotites
- Latérites indifférenciées sur péridotites
- Altérites sur péridotites et roches feldspathiques
- Latérites argileuses sur gabbros cumulats
- Latérites sur roches basiques (gabbros, pegmatoïdes, amphibolites)
- Latérites sur granodiorites

Intrusifs post-obduction

- Listvénites

Intrusifs post-péridotites

- Gabbros pegmatoïdes, amphibolites

Nappe des péridotites

- Harzburgites
- Alternances dunites/harzburgites
- Dunites
- Wehrlites
- Serpentinites
- Gabbros cumulats

- Faille principale observée
- Faille secondaire observée
- Faille secondaire supposée
- Faille masquée principale, Supposé
- Faille masquée secondaire, Supposé
- Normal observé
- Normal supposé

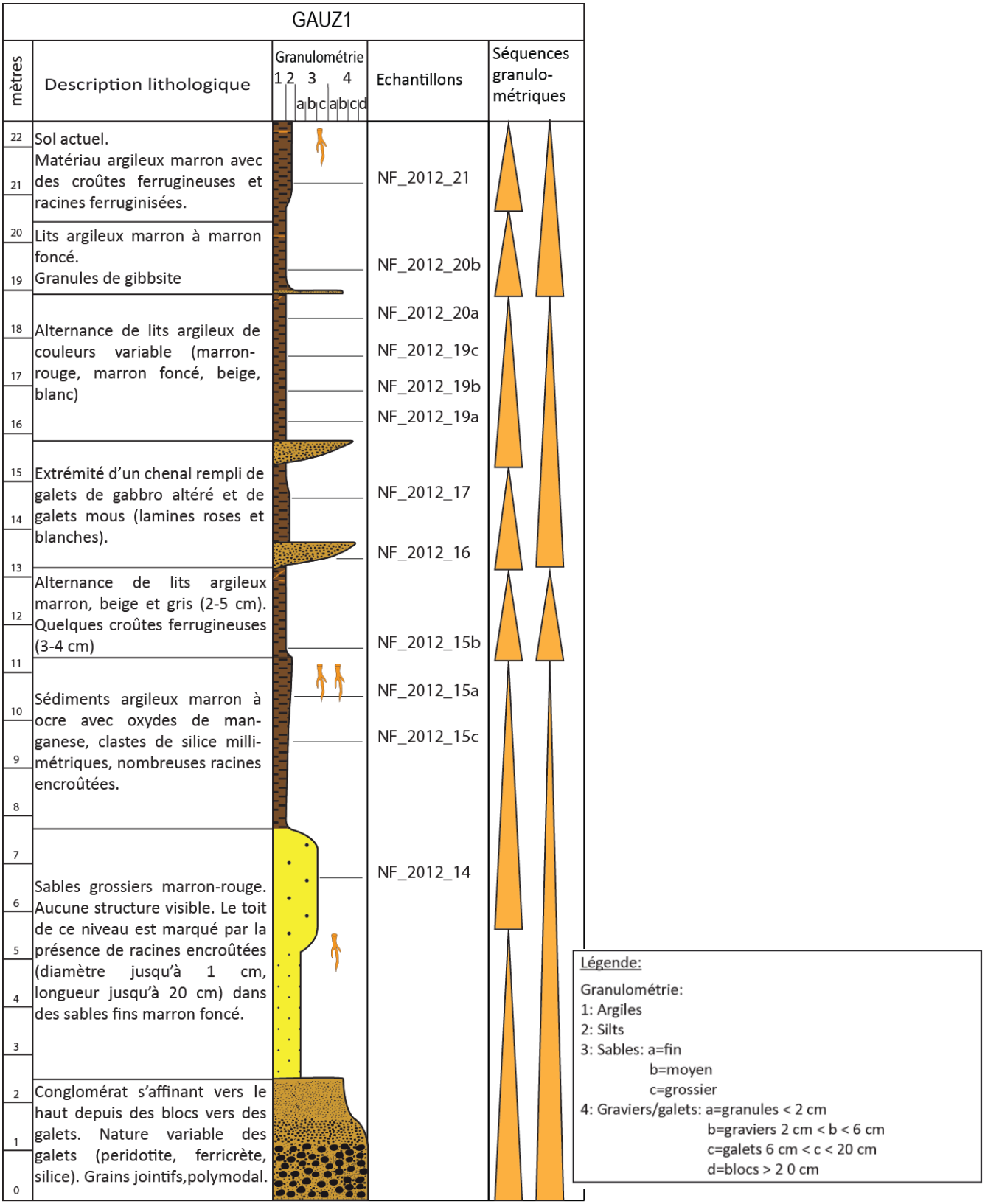


Figure 13. Log descriptif de la succession sédimentaire au niveau du Pont Gauzère. Les « séquences granulométriques » représentent ici des phénomènes autocycliques et non pas des séquences allocycliques liées à une incursion marine. L'écoulement en masse discuté plus haut n'est pas représenté sur ce log.

Figure 14. Traces de végétation fossilisée dans les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre. A gauche, un vestige de tronc pris dans les sédiments. A droite, des racines encroûtées en position de vie.

La coupe GAUZ1 est associée à un écoulement en masse identifiée plus en amont du bassin. Cette coupe présente à sa base une unité sédimentaire déposée dans des conditions torrentielles. Cette unité évolue assez rapidement en 2 ou 3 m vers une sédimentation de plus faible énergie, soulignée par l'abondance de sédiments silto-argileux. La présence de plusieurs chenaux remplis de galets très altérés souligne des épisodes d'augmentation du débit de la rivière ou la persistance d'écoulements rapides dans un lit mineur. Les galets 'mous' constitués de silts finement stratifiés proviennent vraisemblablement de l'érosion en amont de dépôts de plaine d'inondation sur la berge du chenal à l'occasion de crues. Les trois niveaux de rhizoconcrétions suggèrent l'installation de végétation résultant soit de pauses dans la sédimentation, soit de migrations du lit de la rivière et de la formation de surface d'abandon.

Le log GAUZ1 peut être généralisé le long de la coupe AA' (Figure 15). Les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud y reposent sur les latérites *in situ*. La sédimentation y est majoritairement silto-argileuse avec des occurrences de sédiments plus grossiers sous la forme de chenaux métriques. Les alternances de niveaux argileux blancs et beiges ont une bonne continuité au sein du bassin et pourrait représenter le seul niveau repère remarquable à l'échelle de ce bassin. La partie SW de la coupe est marquée par des sédiments plus grossiers et foncés reposant *via* un contact érosif sur le sommet du remplissage. Sur la bordure du bassin, cette partie très grossière correspond à des colluvions, tandis que dans l'axe, elle correspond à des sédiments fluviatiles grossiers, avec des granules et galets de roches feldspathiques.

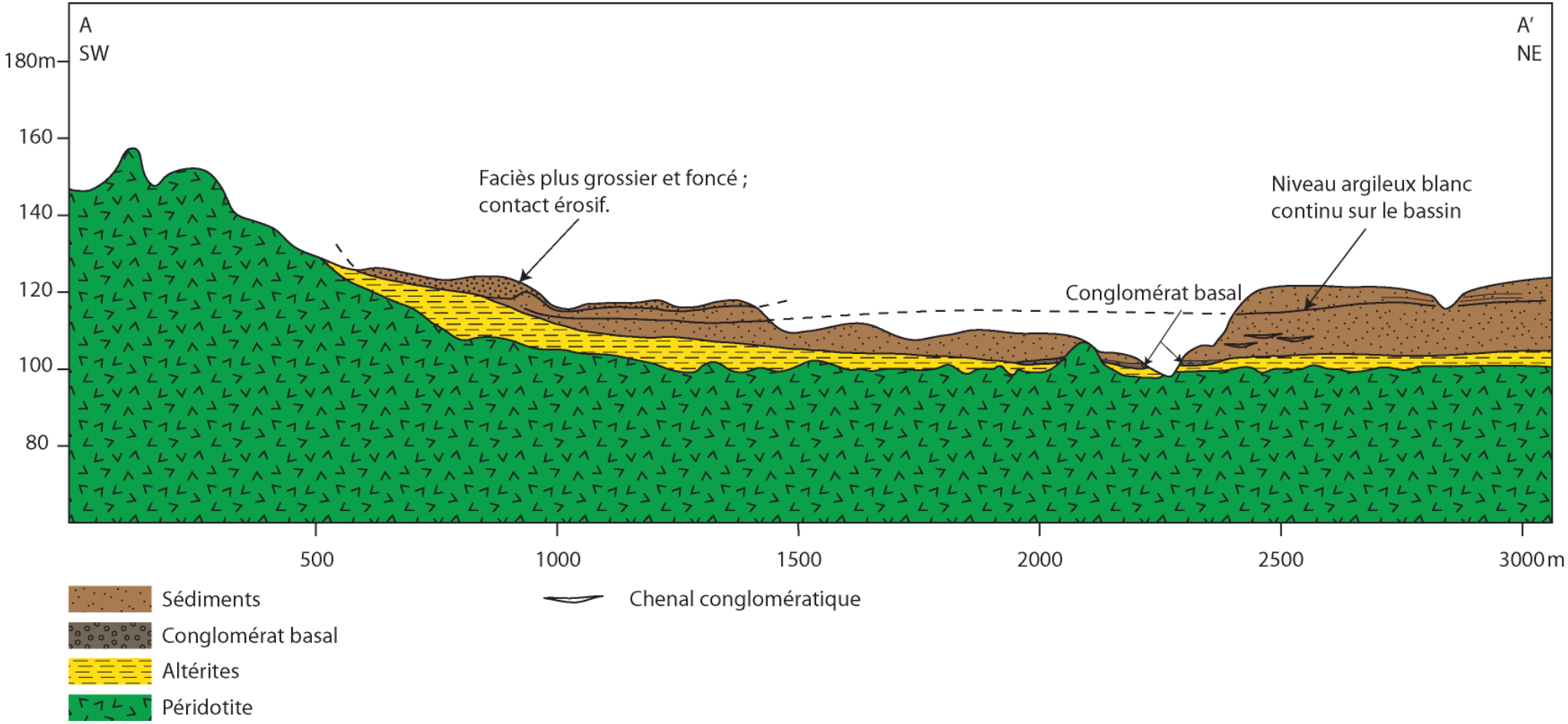


Figure 15. Coupe AA' allant du col des deux Tétons jusqu'au pont Gauzère.

Caractérisation des sédiments par diffractométrie des rayons X

Les analyses DRX ont été effectuées à l'UNC, à l'aide d'un diffractomètre INEL modèle XRG 3000, muni d'un détecteur courbe. Les résultats concernant le log levé au niveau du Pont Gauzère sont présentés dans le tableau 1.

On notera l'importance de la goethite qui constitue l'essentiel des sédiments fins et provient de l'érosion d'un régolithe latéritique. Gibbsite et kaolinite qui proviennent de l'altération de roches feldspathiques (cumulats gabbroïques ou dykes), sont restreintes à certains niveaux sans (ou avec très peu) de mélange avec les produits ferrugineux. La présence de ces minéraux indique par ailleurs l'existence d'un climat tropical humide permettant l'hydrolyse partielle ou totale des feldspaths, et donc une altération assez poussée.

Echantillons	Nature	Résultats DRX roche totale
NF_2012_21	Matériau silto-argileux marron. Nombreuses indurations ferrugineuses et débris racinaires	Gibbsite, Goethite, Quartz
NF_2012_20b	Argilites ocre, rose, quelques racines et bois encroûté	Gibbsite, Goethite
NF_2012_20a	Argilites marron foncé, éléments figurés blancs	Goethite, Gibbsite
NF_2012_19c	Argilites marron foncé, quelques racines	Goethite, Gibbsite
NF_2012_19b	Argilites marron clair, beige	Gibbsite, Braunite, Quartz, fraction argileuse (Kaolinite)
NF_2012_19a	Argilites grises à éléments figurés blancs	Gibbsite, Birnessite, Goethite, fraction argileuse (Kaolinite)
NF_2012_17	Argilites marron, grises, orangées	Gibbsite, Quartz, Goethite, fraction argileuse (Kaolinite, Halloysite)
NF_2012_16	Conglomérat gabbroïque à galets très altérés et galets mous.	Quartz, Gibbsite
NF_2012_15c	Argilites grises	Quartz, Gibbsite, Birnessite, Hématite, fraction argileuse (Halloysite)
NF_2012_15b	Argilites marron clair avec indurations ferrugineuses	Quartz, Goethite, Hématite, Birnessite, Gibbsite
NF_2012_15a	Argilites marron foncé	Quartz, Goethite, Gibbsite, fraction argileuse (Halloysite)
NF_2012_14	Matériau silto-argileux marron, ocre	Chabazite, Goethite, Birnessite, Quartz, Hématite
NF_2012_13	Matériau silto-sableux marron foncé	Quartz, Gibbsite, fraction argileuse (Kaolinite, Halloysite)

Tableau 1. Résultats des analyses DRX des échantillons de GAUZ1. Les phases minérales sont listées par ordre d'importance.

4.1.2.2 Observations le long de la Wé-Puci

La Wé-Puci (Figure 12) est un affluent de la rivière des Pirogues qui s'écoule vers le SE. A cet endroit, la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud atteint 40 m d'épaisseur. On y trouve à la base un conglomérat torrentiel à blocs de cuirasse arrondis (taille moyenne des éléments comprise entre 40 et 50 cm) qui marque le début du remplissage fluvio-lacustre. Ce dernier repose par un contact érosif sur des latérites *in-situ*. La séquence y est très semblable à ce qui a été décrit au niveau de GAUZ 1. On y retrouve plusieurs sous-séquences grano-décroissantes évoluant depuis des niveaux à granules et graviers vers des niveaux silto-argileux ou silto-sableux. Quelques chenaux sont présents. Ils sont constitués d'éléments très grossiers (30-40 cm) bien arrondis, noyés dans une matrice composée de galets et graviers plus anguleux, ce qui évoque un transport par traînage à l'occasion de fortes crues. La nature de ces clastes est assez diverse, on y retrouve des fragments de péridotites, de ferricrete et croûte ferrugineuse, de gabbro, mais aussi un peu de silice supergène et de nombreux clastes indurés composés d'un mélange de gibbsite, serpentine et goethite.

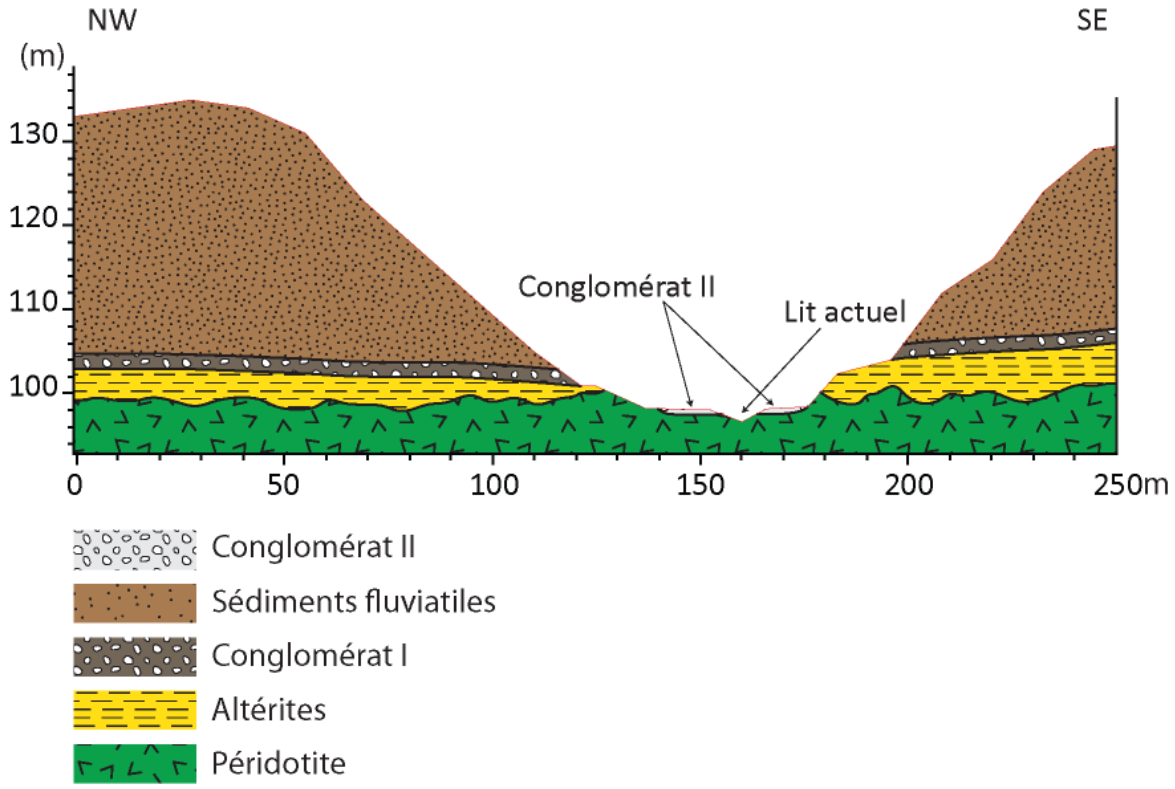


Figure 16. Coupe synthétique du remplissage sédimentaire au niveau de la Wé-Puci.

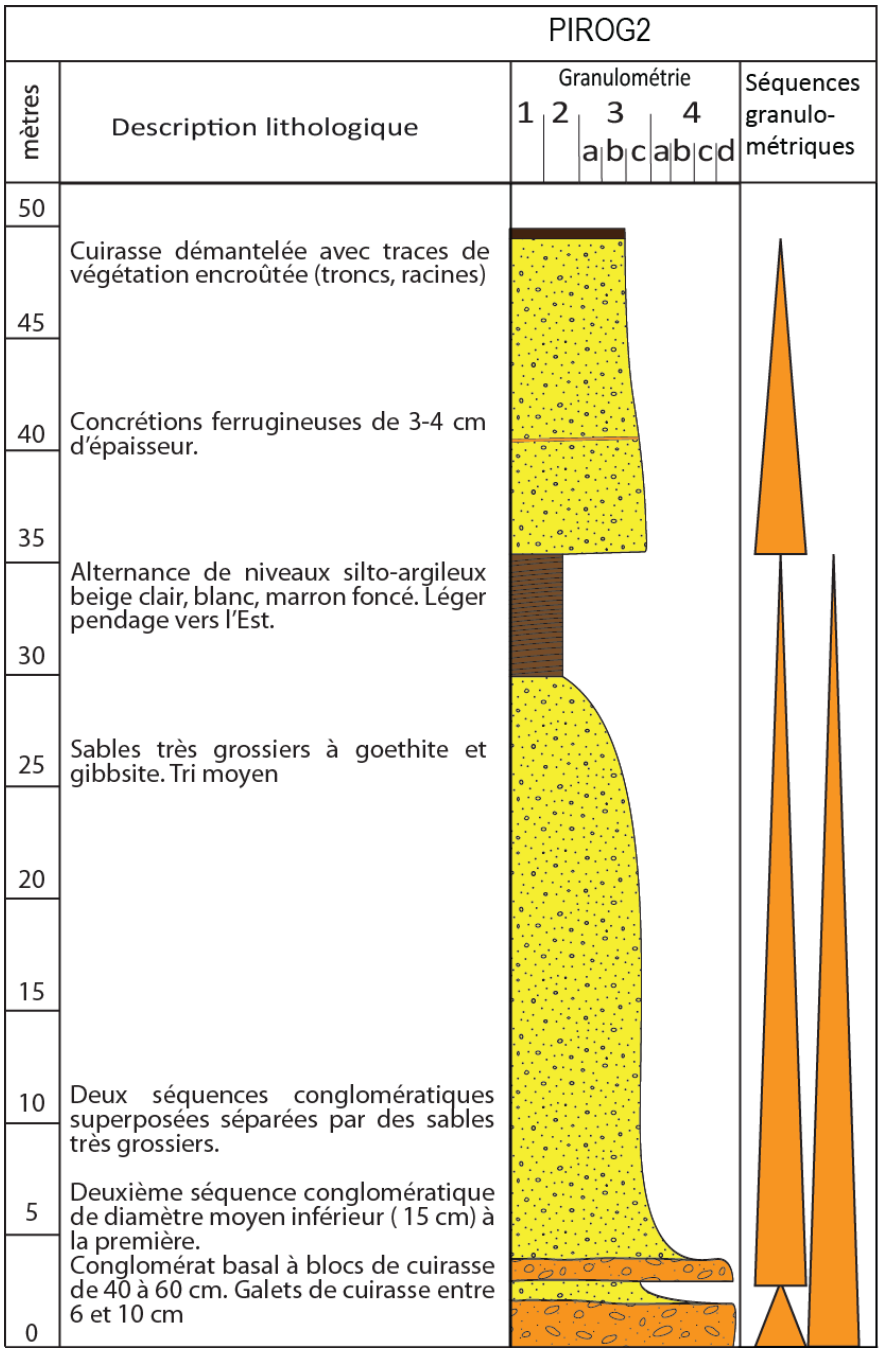
Un autre type de conglomérat est observé à cet endroit (Figure 16). Il coïncide avec une surface d'érosion située à environ 1 mètre au-dessus du cours d'eau actuel, et entre 2 et 3 mètres en dessous de la base du fluvio-lacustre. Les clastes constituant ce conglomérat peuvent être de différentes natures (gabbro, péridotite, cuirasse) et sont liés par un ciment ferrugineux. Ce conglomérat observé dans la Wé-Puci, n'existe pas dans la rivière des Pirogues où il a probablement été érodé, mais est observé à nouveau dans le lit de la Napouéredjeine (affluent de la rivière des Pirogues, Figure 12). L'existence de ce conglomérat illustre une partie de l'évolution récente et post-Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud. Il suggère une réincision de cette Formation atteignant le soubassement rocheux sur 4 à 5 mètres, la mise en place du conglomérat ferrugineux, suivi d'un surcreusement d'environ 1 m et installation du cours d'eau actuel.

4.1.2.3 PIROG2

La coupe PIROG2 est localisée à 1,5 km au sud-est de GAUZ1. Le remplissage sédimentaire observé dans cette zone (Figure 17) atteint une épaisseur d'environ 50 m et commence par deux séquences conglomératiques superposées séparées par des sables grossiers sans stratifications. La première séquence comporte des blocs de cuirasse de 40-60 cm de diamètre, tandis que la seconde est principalement composée de galets dont la taille moyenne est de 15 cm. Ces conglomérats sont ensuite recouverts par environ 25 mètres de sables très grossiers à goethite et gibbsite d'aspect massif, ne présentant aucune stratification, et un tri moyen à faible. Les grains sont jointifs et dominants par rapport à la matrice silto-argileuse marron. Entre 25 et 30 mètres plus haut, une alternance de lits silto-argileux centimétriques est observée. Ces niveaux de couleur beige, blanc et marron foncé rappellent assez ce qui a été observé vers le sommet de GAUZ1 entre les cotes 16 et 20 m. Ces lits sont enfin recouverts par des sables très grossiers similaires à ceux décrits en base de coupe. Le sommet de la coupe présente une cuirasse latéritique démantelée avec des traces d'installation de végétation, des troncs et restes de branches ferruginisés d'un diamètre approchant les 10 cm.

La coupe CC' (Figure 18) illustre le remplissage sédimentaire au niveau de la zone de capture supposée par Trescases (1975), de la rivière des Pirogues. La présence en continu du remplissage sédimentaire indique que la capture s'est effectuée avant la mise en place des

sédiments. Par ailleurs l'alternance de niveaux silto-argileux de couleur blanc, beige et marron foncé identifiée plus en amont dans le bassin, se retrouve ici à une altitude légèrement inférieure entre les deux séquences sableuses et se poursuit vers l'aval.



Légende:

Granulométrie:
1: Argiles
2: Silts
3: Sables: a=fin
b=moyen
c=grossier
4: Graviers/galets: a=granules < 2 cm
b=graviers 2 cm < b < 6 cm
c=galets 6 cm < c < 20 cm
d=blocs > 2 0 cm

Figure 17. Log descriptif de la succession au niveau de PIROG2, le long de la rivière des Pirogues.

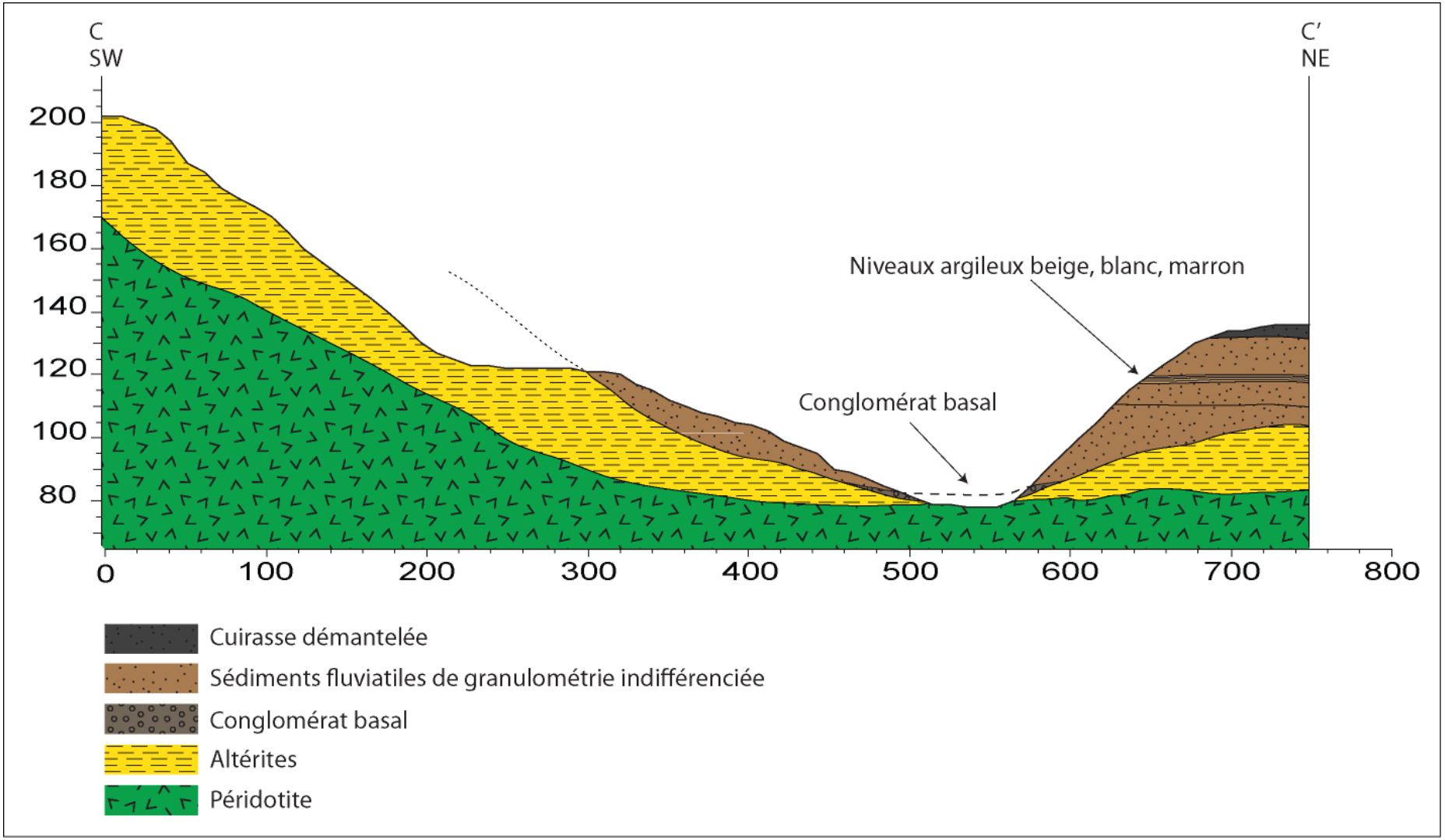


Figure 18. Coupe CC' représentant l'allure du remplissage sédimentaire au niveau de la zone de raccordement entre le bassin de la rivière des Pirogues-Yaté, et le bassin de la Napouéredjeine.

4.1.2.4 Confluence entre la Napouéredjeine et la Rivière des Pirogues (PIROG1)

Le profil PIROG1 (Figure 20) a été levé à la confluence entre la rivière des Pirogues et la Napouéredjeine. A cet endroit, la succession sédimentaire commence par un niveau conglomératique à blocs de cuirasse bien roulés reposant sur des péridotites recoupées par d'assez nombreux dykes feldspathiques. Ces blocs ont une taille comprise entre 15 et 30 cm, et sont emballés dans des granules de 1-2 cm et des argiles marron-rouge. Plusieurs séquences évoluant depuis des sables très grossiers ou des graviers, vers des argiles apparaissent entre 10 et 24 m. Entre 10 et 16 m, quelques failles hydroplastiques ont été relevées dans les argiles (Figure 19), ainsi qu'un plan vertical de fracture orienté N110-65E, marqué par un remplissage d'oxydes de fer, recoupant les niveaux argileux et sableux sur environ 5 m. Aucun décalage n'est observé.

Figure 19. Faille verticale affectant la Formation Fluvio-lacustre (à gauche) et striations sur plan de faille hydroplastique dans les argiles au niveau de PIROG1 (à droite).

Le matériel grossier provient essentiellement de profils d'altération sur péridotites, mais on trouve aussi beaucoup de matériel d'origine gabbroïque sous la forme de clastes altérés de tailles diverses, de grains de composés essentiellement de gibbsite, ou de lits d'argiles beiges et blanches. Entre 24 et 26 m, des matériaux colluvionnés rendent impossible l'observation des sédiments. Entre 26 et 27 m, on trouve une nouvelle séquence grano-décroissante évoluant depuis du matériel grossier très mal trié (granules, graviers, galets) s'affinant vers le haut en argiles. Cinq séquences de sables grossiers s'affinant vers des argiles marron clair sont observées entre 27 et 28 m. Vers 28 m, les sables grossiers sont en transition latérale avec des argiles marron clair. Jusqu'à environ 31 m, des argiles marron stratifiées sont observées. Les différents lits d'argiles, d'environ 5 cm d'épaisseur présentent localement une stratification (S0) orientée N110-20SSW, inclinée vers la rivière actuelle. A cet endroit cependant, la plupart des niveaux sont subhorizontaux, (légèrement ondulés à grande longueur d'onde), ou ne présentent pas de structure mesurable à cause de l'altération. Il n'est pas impossible que ce pendage soit dû à un effet de versant.

Entre 30 et 33 m, des sables grossiers à très grossiers contenant des graviers et quelques galets de goethite, gabbros et silice sont observés. Ces sables présentent des stratifications entrecroisées en auge (Figure 21), indiquant un sens d'écoulement vers le SE. Après 33m, on trouve à nouveau des argiles marron foncé, puis deux séquences de sables grossiers mal triés contenant des fragments de quartz, gabbro et goethite qui s'affinent en silts argileux. La cote 34 m est marquée par la présence d'un niveau de galets bien roulés essentiellement composés de gabbro. Les grands axes de ces galets sont orientés NE-SW ou NW-SE. L'absence d'imbrications empêche de déterminer le sens d'écoulement, qui pourrait néanmoins être cohérent avec celui des stratifications entrecroisées. Entre 35 et 38 m, il a été observé des granules et graviers arrondis de goethite, gabbro, quartz et silice. La matrice est peu exprimée, et le tri des matériaux est très faible.

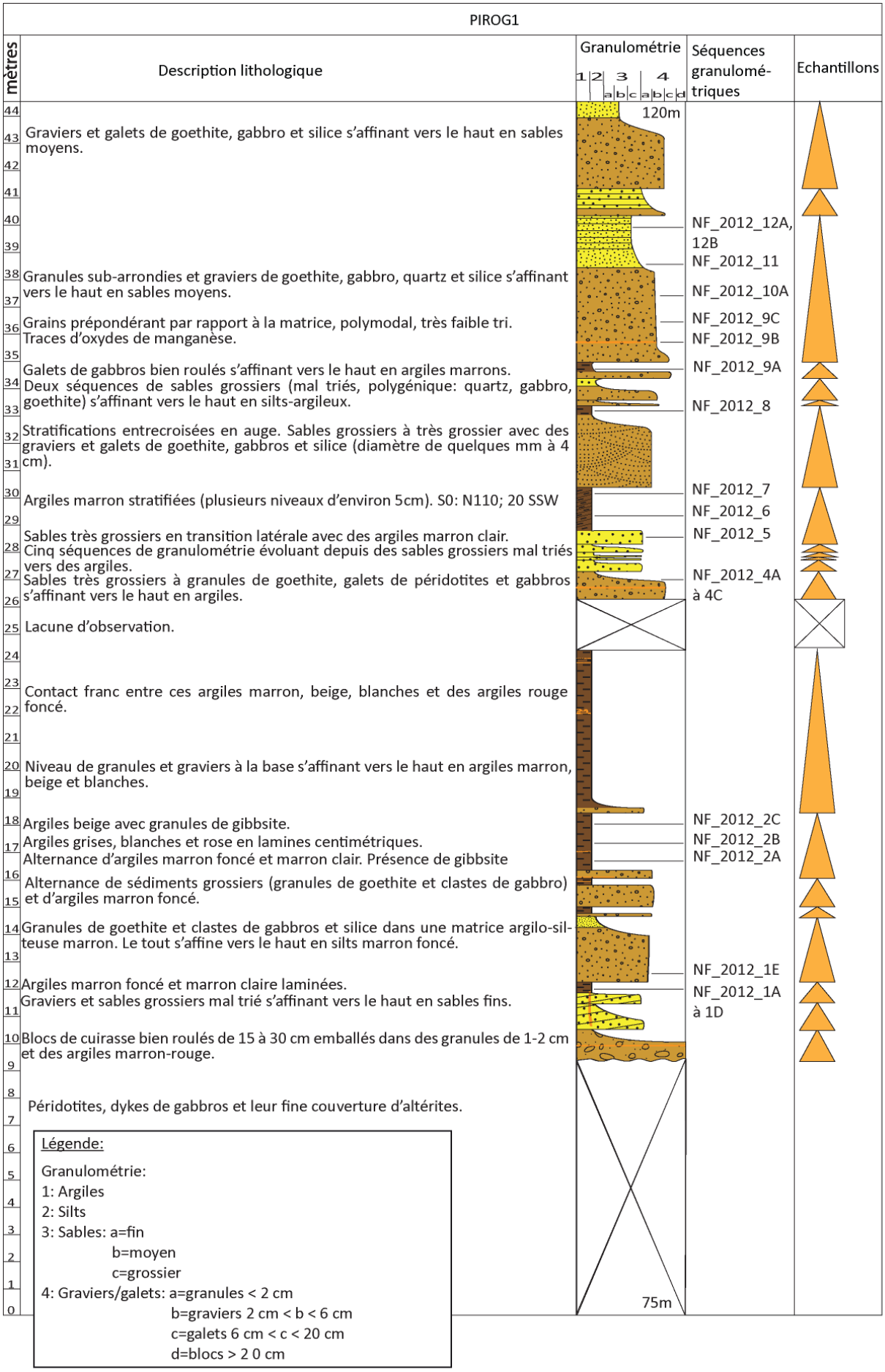


Figure 20. Description de la succession au Nord de la confluence entre la rivière des Pirogues et la Napouéredjeine.

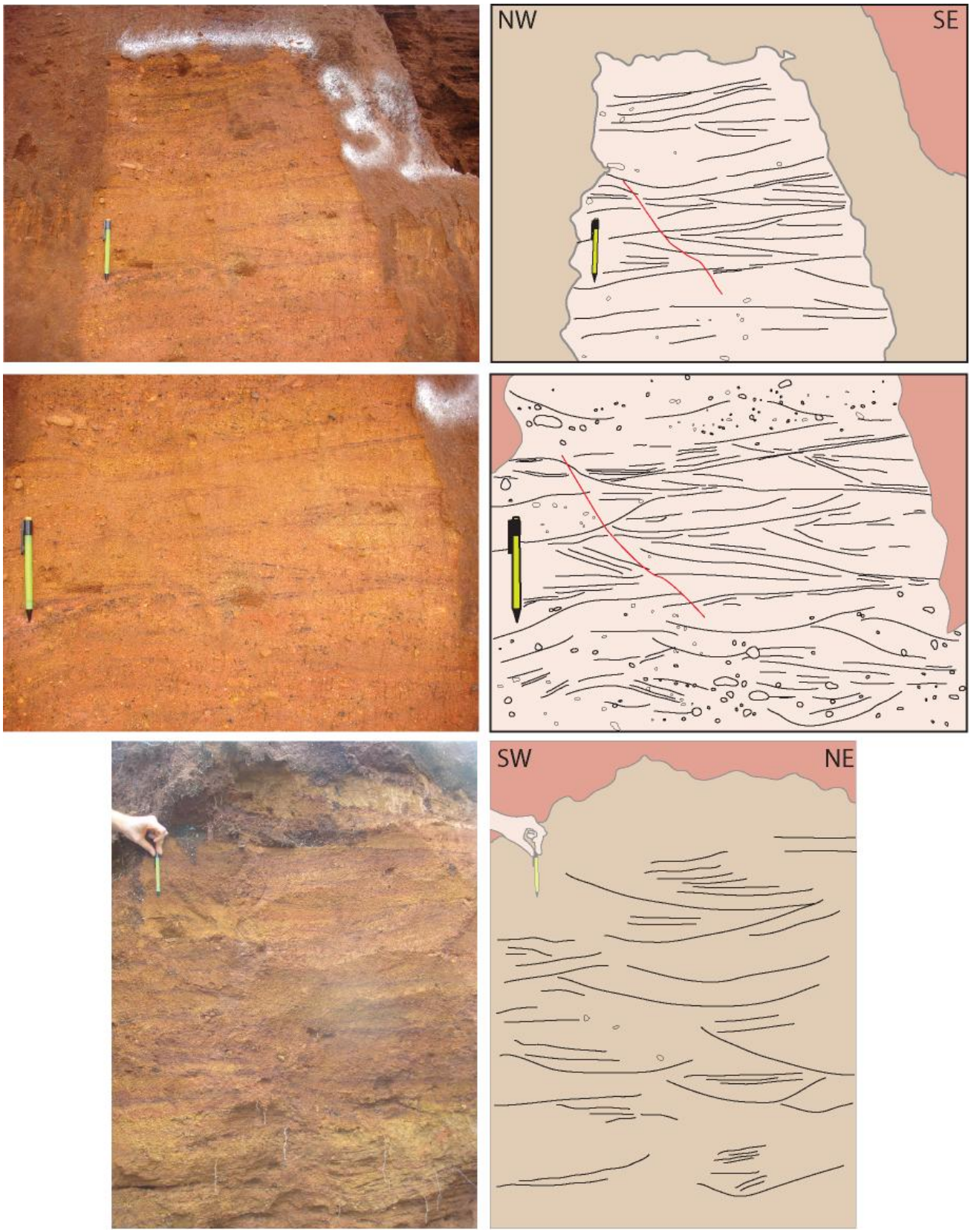


Figure 21. Stratifications entrecroisées observées dans des sables grossiers au niveau de PIROG1.

Quelques traces d'oxydes de manganèse sont visibles vers le haut du remplissage. La granulométrie diminue entre 38 et 40,5 m vers des sables moyens. Sur les derniers mètres du remplissage apparait une récurrence plus grossière à granules et graviers s'affinant vers des sables moyens. Depuis 38 m, les sables présentent des laminations planes horizontales, parfois légèrement ondulée. On y retrouve très souvent des graviers grossiers noyés dans les particules plus fines. Le remplissage est aussi affecté par des failles normales conjuguées syn-sédimentaires, probablement liées au tassement des sédiments (Figure 22).

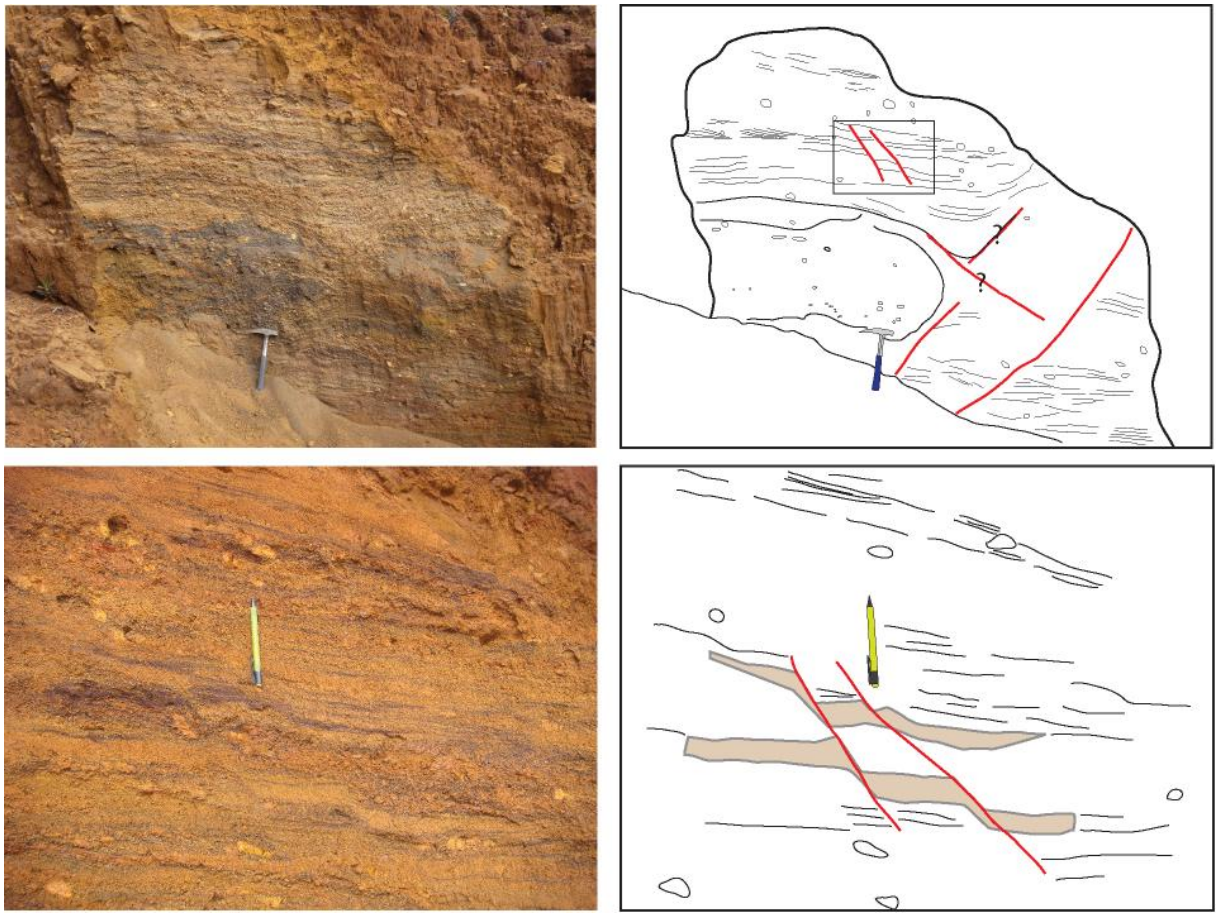


Figure 22. Micro-failles normales affectant le haut du remplissage sédimentaire de PIROG1.

Le sommet de la coupe de PIROG1 est marqué par une cuirasse démantelée au faciès assez massif contenant des pisolithes et de gros nodules rouges latéritiques.

Analyse par diffractométrie des rayons X

Echantillons	Nature	Résultats DRX roche totale
NF_2012_12B	Niveau marron-rouge à pisolithes et latérites de gabbro	Quartz, Goethite,
NF_2012_12A	Niveau grossier noirâtre à pisolithes de goethite	Hématite, Quartz, Goethite, Gibbsite, fraction argileuse (Kaolinite)
NF_2012_11	Sables grossiers	Quartz, Goethite, Gibbsite
NF_2012_10A	Oxydes de manganèse	Amorphe
NF_2012_9C	Sables grossiers	Goethite, Gibbsite
NF_2012_9B	Oxydes de manganèse	Amorphe
NF_2012_9A	Argiles marron	Goethite, Gibbsite, fraction argileuse (Kaolinite)
NF_2012_8	Sables argileux	Quartz, Gibbsite, Goethite
NF_2012_7	Sables grossiers	Quartz, Gibbsite, Goethite
NF_2012_6	Argiles marron	Goethite, Birnessite
NF_2012_5	Sables grossiers	Goethite, Quartz, Gibbsite, Hématite
NF_2012_4C	Argilites marron foncé	Goethite, Hématite
NF_2012_4B	Sables grossiers violacés	Goethite, Quartz, Gibbsite, fraction argileuse (Kaolinite)
NF_2012_4A	Argilites violacées à pisolithes de goethite	Goethite, Chabazite, Hématite
NF_2012_2C	Argiles beige à granules de gibbsite	Goethite, Hématite, Gibbsite, fraction argileuse (Kaolinite, Halloysite)
NF_2012_2B	Argiles, sables	Quartz, Gibbsite
NF_2012_2A	Argiles beige	Goethite, fraction argileuse (Kaolinite, Halloysite)
NF_2012_1E	Sables grossiers	Goethite, Chabazite, Hématite
NF_2012_1D	Argiles marron clair	Goethite, fraction argileuse (Kaolinite)
NF_2012_1C	Argiles violacées	Goethite, Hématite, Gibbsite, fraction argileuse (Kaolinite, Halloysite)
NF_2012_1A	Argiles marron foncé	Goethite

Tableau 2. Résultats des analyses DRX réalisées sur les échantillons prélevés sur PIROG1.

Tout comme dans la coupe GAUZ1, la goethite est présente dans quasiment tous les échantillons analysés, de même que des minéraux dérivant de l'altération des roches feldspathiques, notamment la kaolinite qui indique une altération assez poussée de la roche mère.

4.1.2.5 Confluent de la rivière des Pirogues et de la Napouéredjeine (NAPO1)

Le site de NAPO1 est situé immédiatement au sud du confluent avec la Napouéredjeine (Figure 23). Cette coupe levée par Quesnel et al. (2008) met en évidence un remplissage sédimentaire d'un peu plus de 60 m d'épaisseur. La description qui va suivre est tirée du rapport de Quesnel et al., (2008)

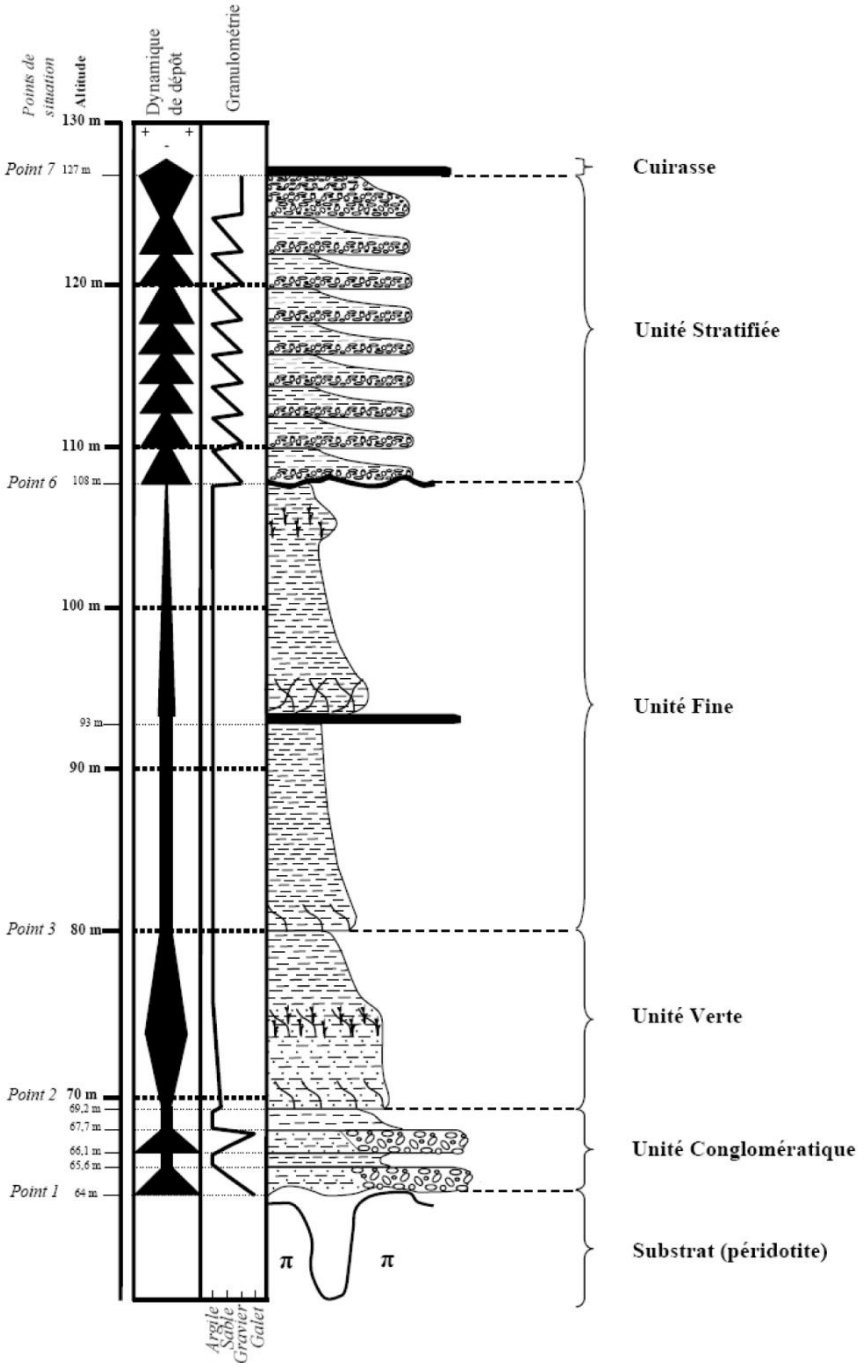


Figure 23. Coupe de la Napouéredjeine - Colonne lithostratigraphique de l'ensemble fluvio-lacustre du Sud (Quesnel et al. 2008).

La base du remplissage repose par un contact érosif sur un substrat harzburgitique recoupé par quelques filons feldspathiques. Le remplissage débute par une unité conglomératique composée de deux passées métriques de galets bien arrondis (taille moyenne 5-10 cm), de nature variable (cuirasse, péridotites, gabbro, serpentinite), passant latéralement à des sables grossiers et des niveaux d'argile verte. L'unité verte est une unité sablo-argileuse dont la couleur évolue depuis une couleur noir-rougeâtre à la base vers une couleur verte au sommet. Vers sa base, celle-ci est cloisonnée par des indurations ferrugineuses. Ce point sera développé dans le paragraphe 4.1.5. L'unité fine est composée essentiellement de particules de la classe des argiles provenant du remaniement de latérites. Vers 93 m, une cuirasse massive sans éléments figurés d'environ 70 cm d'épaisseur est observée au sein des sédiments argileux. Celle-ci s'est développée par épigénie en relation avec les fluctuations de la nappe phréatique. La fin du remplissage est marquée par une alternance de huit petites séquences grano-décroissantes, et une neuvième séquence entièrement conglomératique composée de graviers de péridotites, gabbro, serpentinite et pisolithes ferrugineux. La taille des éléments varie entre quelques millimètres et 1,5 cm. La fraction fine est composée d'argile latéritique à éléments inframillimétriques. Ce remplissage fluvio-lacustre est coiffée d'une cuirasse dont l'épaisseur est difficilement appréciable. D'un aspect plutôt mitée à la base, le faciès de cette cuirasse est massif au sommet et ne contient aucun élément grossier.

4.1.2.6 Observation du faciès sur la bordure du bassin (PJAP3)

La coupe PJAP3 (Figure 24) a été mesurée au sein d'une ravine disséquant le remplissage fluvio-lacustre en bordure du bassin (Figure 12). L'épaisseur observable pour cette coupe partielle est de 15 m. La succession est principalement composée de sédiments immatures avec des clastes anguleux ou peu arrondis et peu triés. Les sédiments reposent directement sur un profil latéritique incomplet, érodé jusqu'aux latérites jaunes. Un conglomérat d'environ 50 cm d'épaisseur débute cette succession. Il est composé de gros graviers et galets (diamètre moyen de 5 cm) de péridotites et croûtes ferrugineuses. La matrice est composée d'éléments d'oxydes de fer de granulométrie silteuse et contient des granules de goethite et péridotite sub-anguleux (0,5 cm). Les premiers 8,5 m de la coupe sont représentés par une unité homogène de granules et sables très grossiers sans aucune stratification, très semblable à des colluvions. Cette première unité est recouverte par 10-12

m de sables moyen à grossiers avec intercalation d'un lit argileux de 15-20 cm d'épaisseur dans le tiers inférieur.

Entre 10 et 11 m, des blocs de péridotite (30 cm) sont trouvés emballés dans une matrice sableuse. Ces blocs sont profondément altérés, saprolitisés et ont seulement conservé de leur texture originale les grains de chromite très résistants à l'altération et le squelette serpentineux. Le reste est entièrement transformé en latérite. A 11,5 m, un lit de 10 cm d'épaisseur d'argiles marron foncé est observé entre deux unités de sédiments plus grossiers.

Le sommet de la succession n'est pas exposé à l'affleurement, mais les plus hautes parties visibles sont marquées par des traces d'installation de végétation avec quelques racines encroûtées restées en position de vie. La relation entre le remplissage sédimentaire et les colluvions n'a pas pu être observée latéralement.

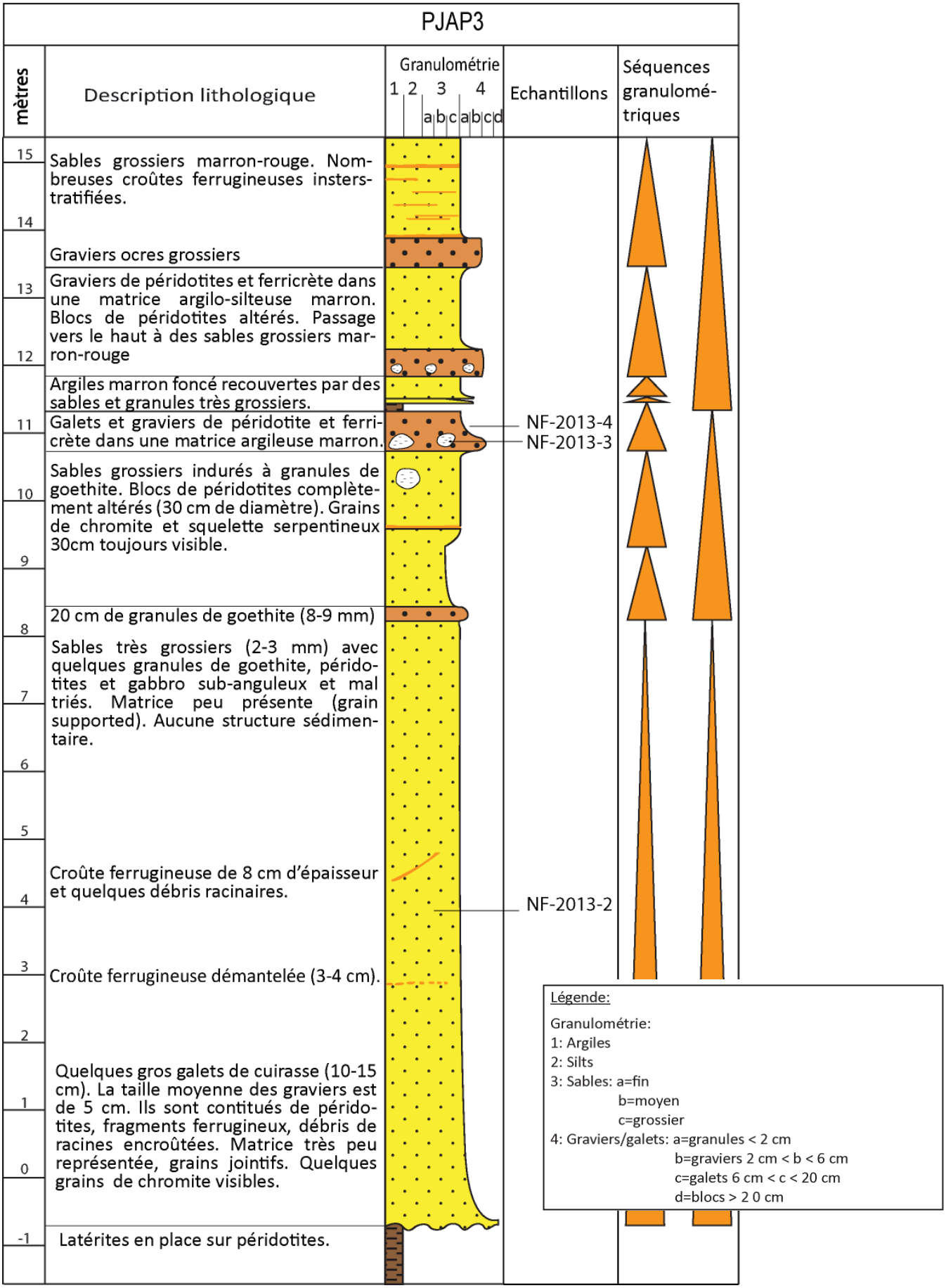


Figure 24. Succession observée dans la ravine de PJAP3 sur la bordure est du bassin de la rivière des Pirogues.

4.1.2.7 Zone dite du Pont-des-Japonais (PJAP1, PJAP2 et PJAP4)

Le lieu-dit du Pont-des-Japonais constitue l'extrémité sud des dépôts de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud au sein du bassin de la rivière des Pirogues. Les affleurements PJAP1, PJAP2 et PJAP4 sont situés à moins d'un kilomètre les uns des autres.

PJAP1

La coupe levée est incomplète et débute par deux mètres de sables très fins. Ces sables bariolés présentent une alternance de teintes vert-bleu, indiquant un milieu réducteur, et rouge-violacé indiquant le passage à un milieu oxydant. Ces bandes de couleur sont réparties sur les deux mètres d'épaisseur de sables, mais on note une plus grande proportion de bleu-vert vers le bas de la coupe, et de rouge-violacé vers le haut.

Cinq mètres de matériau silto-argileux font suite à cette passée sableuse. Entre -5 et -4 m, la granulométrie évolue des sables rouge-violacé vers des silts lie-de-vin. Entre -4 et -3,5 m, les sédiments présentent une couleur lie-de-vin, prune et sont légèrement indurés. De la silice blanche en imprégnation remplit la porosité et se trouve sous forme de ménisques et d'enduits blancs. Entre -3,5 et 0 m, le sédiment devient de plus en plus ocre. On note la présence de quelques taches d'oxydes de manganèse, et de quelques croûtes d'oxydes de fer, sécantes par rapport à la stratification. Quelques petits débris charbonneux ont été observés vers -2 m, et les argiles vers 0 m présentent un débit prismatique.

A 0 m, un niveau induré de granulométrie très fine, probablement argilo-silteuse avant son induration, comporte une grande quantité et variété de fossiles de feuilles bien préservés. Ce niveau fait l'objet d'un travail commun avec des membres du Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie, du Museum National d'Histoire Naturelle, de l'Institut de Recherche pour le Développement, du Bureau de la Recherche Géologique et Minière, d'universités américaines (Yale) et australiennes (Melbourne) et de l'UNC, en vue d'une publication.

Entre 0 et 1,5 m, la granulométrie augmente brutalement pour former un micro-conglomérat à galets et graviers de péridotite et gabbro très altérés, et de silice supergène emballés dans une matrice de sables grossiers. Enfin, entre 1,5 et 4 m, on retrouve à nouveau des silts argileux ocre à marron de plus en plus sombres vers le haut, dont les

structures sédimentaires ont été effacées par l'altération avec toutefois plusieurs niveaux à manchons racinaires marquant l'installation d'une végétation.

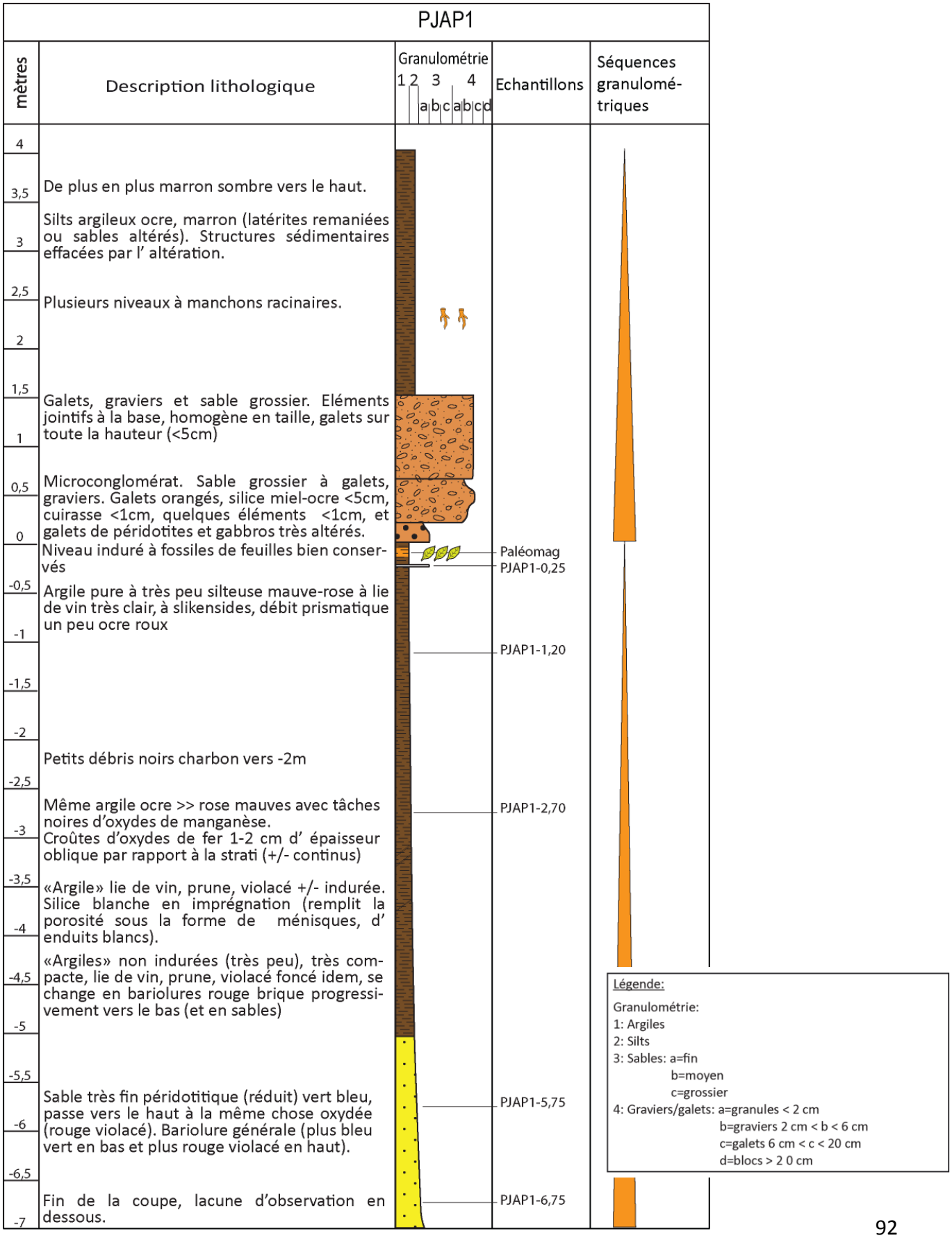
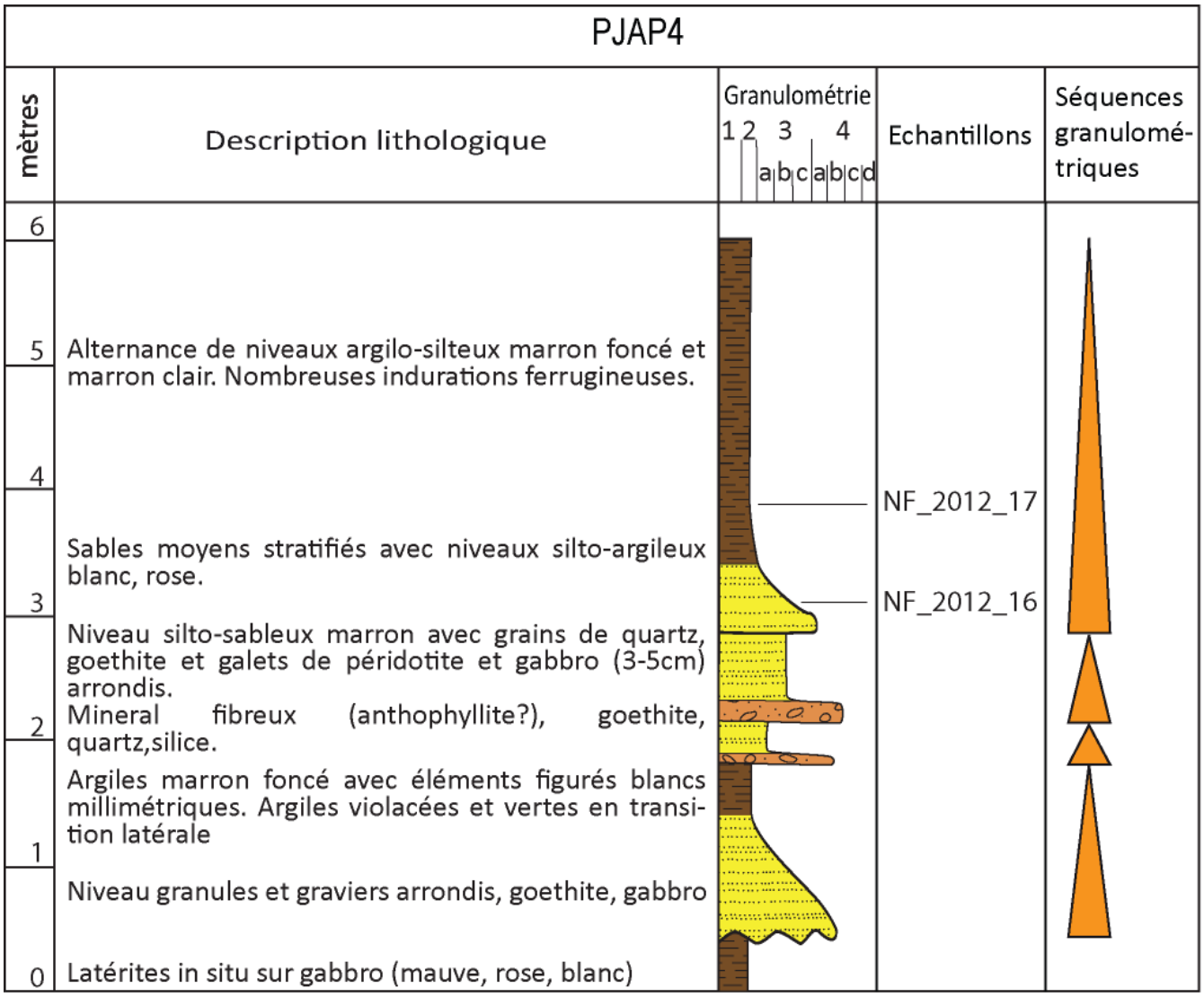


Figure 25. Log détaillé de la succession au Pont-des-Japonais au niveau du site PJAP1.

PJAP4

La base de cette coupe est constituée par des latérites en place sur gabbro (Figure 26). Le remplissage sédimentaire (Figure 27) repose via un contact érosif sur ces latérites, et débute par une unité de granules et graviers arrondis de goethite et gabbro altérés sur 1 m qui s'affine vers le haut en 40 cm d'argiles marron foncé comportant des éléments millimétriques blancs siliceux, en transition latérale avec des argiles violacées et vertes. Par-dessus ces argiles, on trouve un petit lit grossier d'environ 6 cm d'épaisseur contenant des graviers grossiers (jusqu'à 4 cm) arrondis de gabbro, goethite, silice supergène, quartz. On notera aussi la présence d'un minéral fibreux d'une couleur brun-vert à brun-jaune, qui pourrait être de l'anthophyllite. La granulométrie diminue ensuite vers le haut vers des sables silteux marron contenant des grains de quartz, de silice et de plagioclase. A partir de 2,2 m, on observe à nouveau un niveau conglomératique sur 20 cm environ qui contient comme précédemment des graviers grossiers de goethite et de gabbro. La granulométrie des sédiments diminue ensuite vers des sables moyens jusqu'à 3 m où elle augmente brusquement en granules et graviers fins pour diminuer enfin en sables moyens stratifiés avec des niveaux silto-argileux blanc-rosé jusqu'à 3,4 m. Le reste de la succession est représenté par 2,6 m de silts argileux marron foncé et marron clair avec de nombreuses indurations ferrugineuses.



Légende:

Granulométrie:
1: Argiles
2: Silts
3: Sables: a=fin
b=moyen
c=grossier
4: Graviers/galets: a=granules < 2 cm
b=graviers 2 cm < b < 6 cm
c=galets 6 cm < c < 20 cm
d=blocs > 2 0 cm

Figure 26. Description lithologique de la succession au niveau de PJAP4, Pont-des-Japonais.

Figure 27. Photographie du site PJAP4.

PJAP2

L'affleurement de PJAP2 (Figure 28,Figure 29) est localisé vers l'extrémité sud des dépôts dans le bassin de la rivière des Pirogues. A cet endroit, les sédiments présentent globalement un pendage d'une vingtaine de degrés vers le NE. Dans une ravine au sud-est, il est possible d'observer un contact franc entre les latérites jaunes *in situ* et des colluvions, contact que l'on perd ensuite en se déplaçant vers le nord-ouest pour repasser dans les sédiments continentaux.

Au niveau de l'affleurement principal, une coupe d'un peu plus de 20 mètres a été levée. Cette dernière débute par un niveau conglomératique à galets sub-arrondis (jusqu'à 10 cm) de cuirasse et de gabbro altéré, à grains plutôt jointifs et dont le tri a été peu poussé. La taille des éléments diminue ensuite pour atteindre une granulométrie argilo-silteuse. Le sédiment, de teinte marron foncé vers 2,9 m, possède un pendage léger vers le NE (N140E-18 NE). Entre 3 et 7 m, cinq séquences de sables grossiers s'affinant vers le haut en argiles blanches et marron foncé sont observées. Au niveau de la première séquence, entre 3 et 4 m, on observe une transition latérale entre les sables grossiers et des argiles marron-noir. La dernière des cinq séquences est légèrement plus grossière avec des éléments atteignant 2 cm en moyenne. Entre 7 et 8 m, un lit d'argiles marron foncé, noir ou gris-vert est observé, puis entre 8 et 11 m, des granules et sables très grossiers de goethite, gibbsite, silice supergène et grains de chromite. Le tri de cet ensemble est faible et la matrice sablo-silteuse d'oxydes de fer est peu représentée. Entre 11 et 17,4 m, des silts argileux marron foncé à taches rose, mauve sont principalement observés. Quatre lits de sables très grossiers et granules sont intercalés dans ces silts. Leurs épaisseurs sont depuis le bas vers le haut de la coupe de 25, 12, 5 et 85 cm. Ces niveaux grossiers contiennent des éléments sub-anguleux majoritairement des oxydes de fer, mais aussi quelques fragments de silice supergène, gibbsite et gabbro. Entre 1,3 et 17,8 m, un lit de sable très grossier et granules de 50 cm d'épaisseur est marqué par la présence de très nombreux débris racinaires indurés. Ce niveau est surmonté par un peu plus de 2 m de sables très grossiers marron à ocre avec quelques granules de goethite.

Les sédiments au niveau de PJAP2 sont enfin recouverts par une cuirasse latéritique massive vermiforme, assez vacuolaire comprenant quelques éléments figurés blancs de silice ou de gibbsite.

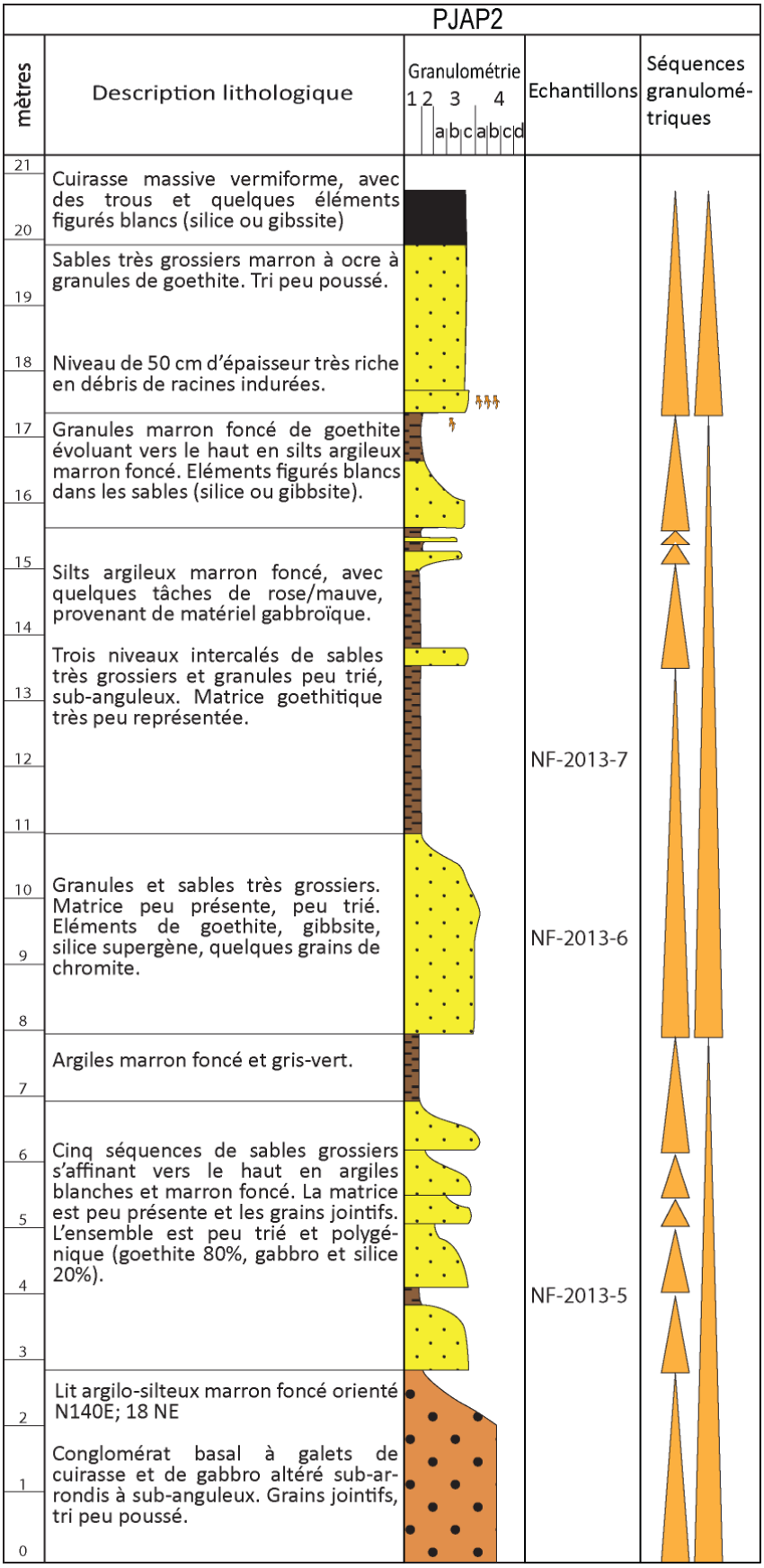


Figure 28. Description de remplissage sédimentaire au site de PJAP2, Pont-des-Japonais.

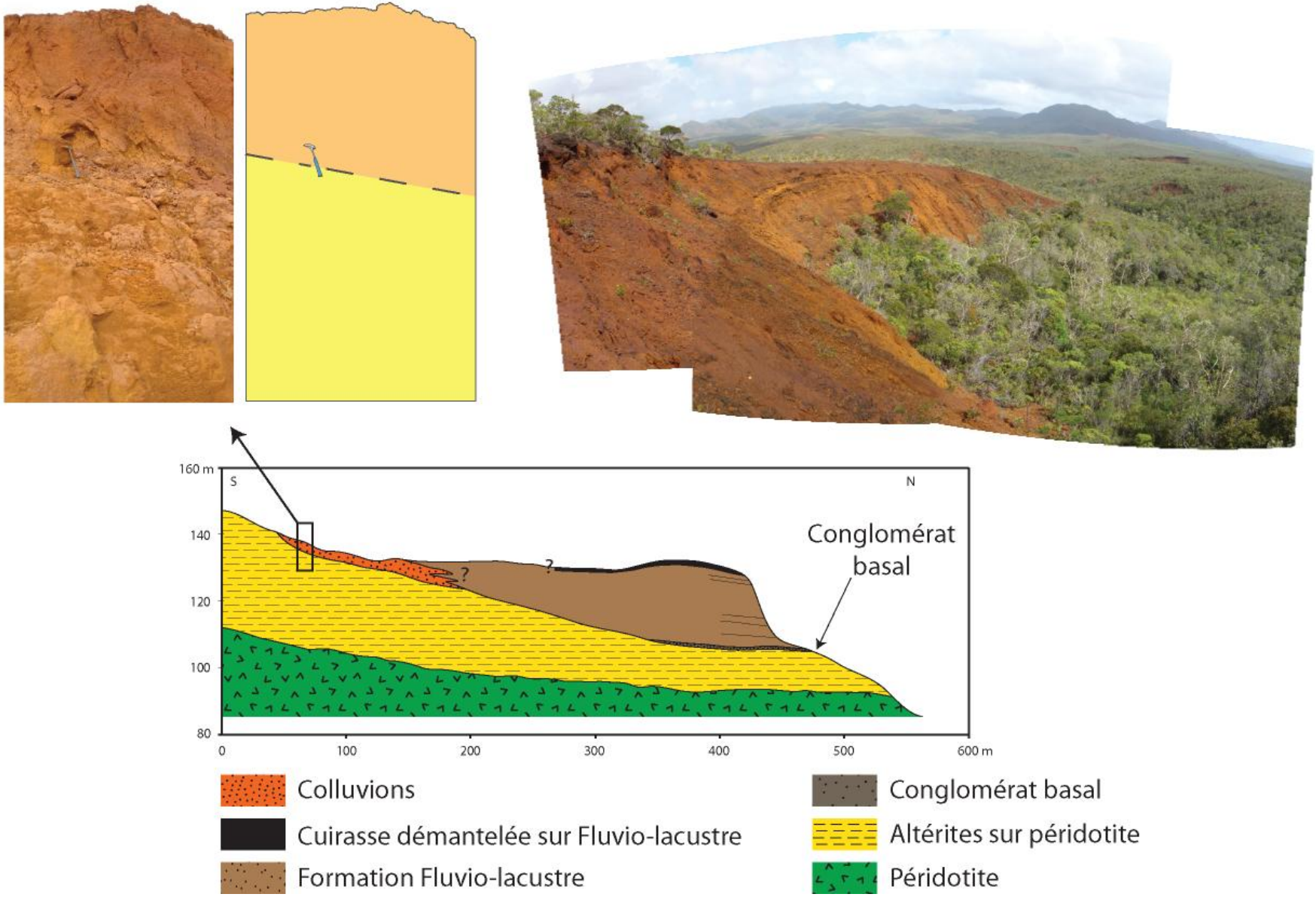


Figure 29. Coupe synthétique du remplissage sédimentaire au niveau du site de PJAP2, Pont-des-Japonais.

4.1.3 Structures sédimentaires et diagénétiques

4.1.3.1 Organisation du remplissage à l'échelle du bassin.

L'observation du remplissage sédimentaire à l'échelle du bassin révèle que la sédimentation fluviatile est dominante. Un écoulement en masse est identifié dans la partie amont du bassin. Ce dépôt caractéristique d'un cône alluvial est ensuite recouvert par des sédiments d'origine fluviatile marquant l'installation d'un cours d'eau. Vers l'aval, la base du remplissage sédimentaire est marquée par la présence d'un conglomérat. Les blocs qui le constituent diminuent en taille depuis le nord vers le sud, depuis des blocs métriques (amont de GAUZ1), puis de 40-50 cm entre GAUZ1 et PIROG2, 15-30 cm au niveau de PIROG1, et enfin des galets d'une dizaine de centimètres à partir de la confluence avec la Napouéredjeine jusqu'à PJAP2. Le reste de la sédimentation est essentiellement constituée de sables très grossiers et granules alternant avec des niveaux silto-argileux voire argileux. Des chenaux conglomératiques s'intercalent également dans le remplissage et sont bien définis dans la partie amont du bassin. En aval, on retrouve plutôt des chenaux sableux parfois micro-conglomératiques. Aucune sédimentation lacustre n'a été observée. L'état d'altération des sédiments est tel que les structures fluviatiles sont effacées en grande partie, ce qui rend très compliqué les corrélations de faciès entre les différentes coupes levées et complique l'identification détaillée des structures fluviatiles. L'ensemble de la sédimentation à l'échelle de ce bassin correspond à l'installation d'un système fluviatile qui débute par la mise en place d'un cône alluvial sur lequel vient se surimposer par la suite un cours d'eau en tresse. Le bassin se comble en contexte fluviatile marqué par des chenaux conglomératiques à l'amont qui deviennent plus sableux vers l'aval, associés à des dépôts silto-argileux à argileux caractérisant la plaine d'inondation.

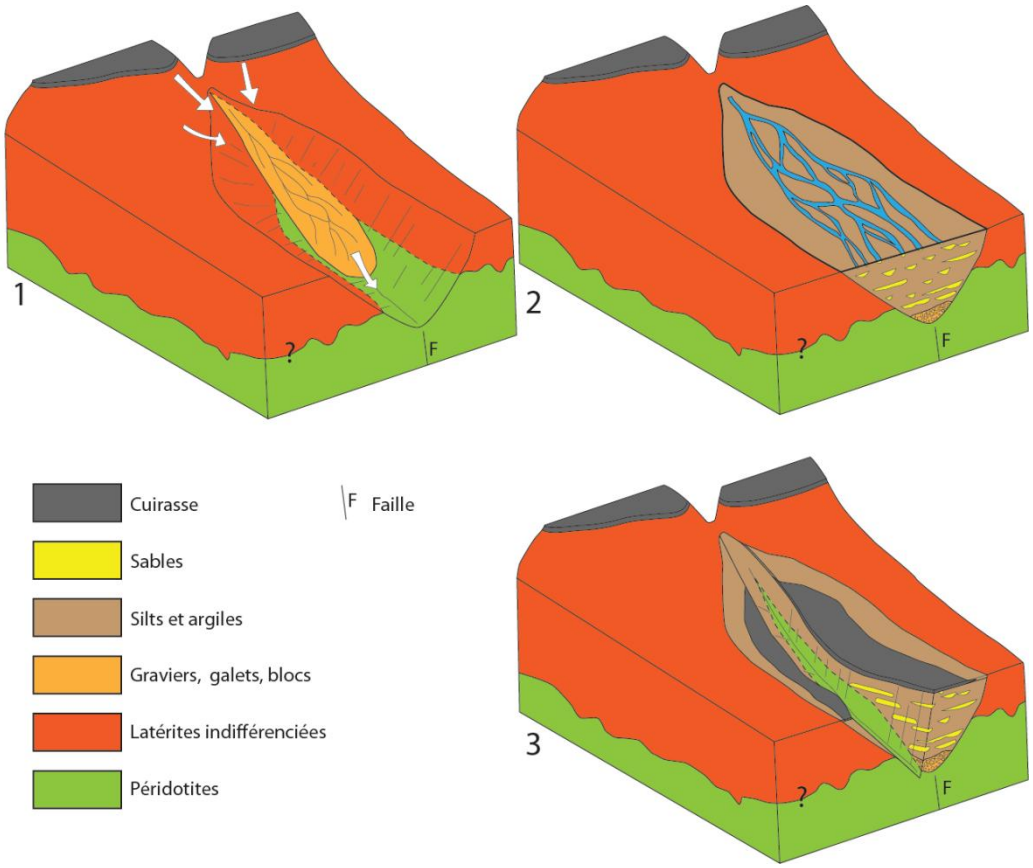


Figure 30. Evolution schématique du remplissage au sein du bassin de la rivière des Pirogues. 1) Dépôt d'un cône alluvial associé à des dépôts fluviatiles. 2) Comblement du bassin. 3) Altération puis incision du remplissage (situation actuelle).

Les environs de PIROG2 présentent un intérêt particulier car ils correspondent à une zone de capture (Figure 31) de l'ancien système Pirogues-Yaté par le système de la Napouéredjeine (Trescases 1969). Deux cas de figure étaient principalement envisagés concernant la géométrie des sédiments à cet endroit. Dans le premier cas, ils se seraient mis en place dans deux bassins indépendants que la capture aurait réunis par la suite, ce qui se serait traduit par deux ensembles de sédiments fluviatiles venant se biseauter sur l'arête rocheuse de péridotite limitant les deux bassins. Dans le deuxième cas, la capture se serait effectuée avant la sédimentation, impliquant la continuité des dépôts d'un bassin à l'autre. C'est cette interprétation qui est retenue ici car un remplissage sédimentaire continu d'environ 50 mètres traverse l'espace occupé par l'ancien chaînon. L'incision de ce chaînon de péridotites se serait donc faite avant la mise en place des sédiments fluviatiles, ce qui pose la question des paléo-écoulements.

Chevillotte et al. (2005) ont mis en évidence l'existence d'au moins deux réseaux hydrographiques drainant la Nouvelle-Calédonie. Le premier s'écoulant parallèlement à l'allongement de l'île, et un second plus récent s'écoulant perpendiculairement au premier. Concernant les causes de ce changement de direction, les auteurs évoquent des mouvements tectoniques récents comme la flexure de la lithosphère à l'approche de la subduction du Vanuatu, ou des phénomènes de charge/décharge sédimentaire, mais aussi des phénomènes plus anciens comme le rééquilibrage isostatique post-obduction.

Dans le bassin de la rivière des Pirogues, l'évolution de la taille des éléments du conglomérat basal diminuant vers le Sud, ainsi que les stratifications entrecroisées de PIROG1 indiquent un paléo-écoulement vers le Sud. Cependant, il est intéressant de noter que les sédiments fluviatiles s'organisent globalement selon une direction N10 jusqu'au bassin de la Yaté, et que cette dernière constituerait un exutoire naturel possible pour ce système. Une incertitude persiste donc concernant l'écoulement au sein du bassin. Les structures observées semblent montrer un écoulement vers le Sud, mais un plus grand nombre d'observations serait nécessaire pour apporter des contraintes permettant d'apporter une réponse plus robuste à cette question.

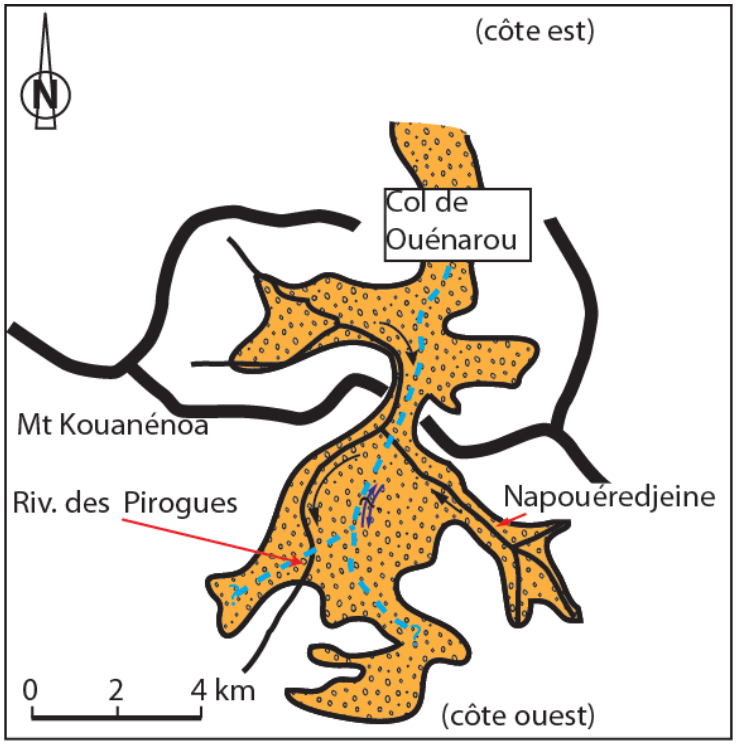


Figure 31. Capture de la rivière des Pirogues (modifié d'après Trescases, 1969).

Formation Fluvio-lacustre
Paléo-réseau hydrographique
Réseau hydrographique actuel
Ecoulements actuels
Paléo-écoulements

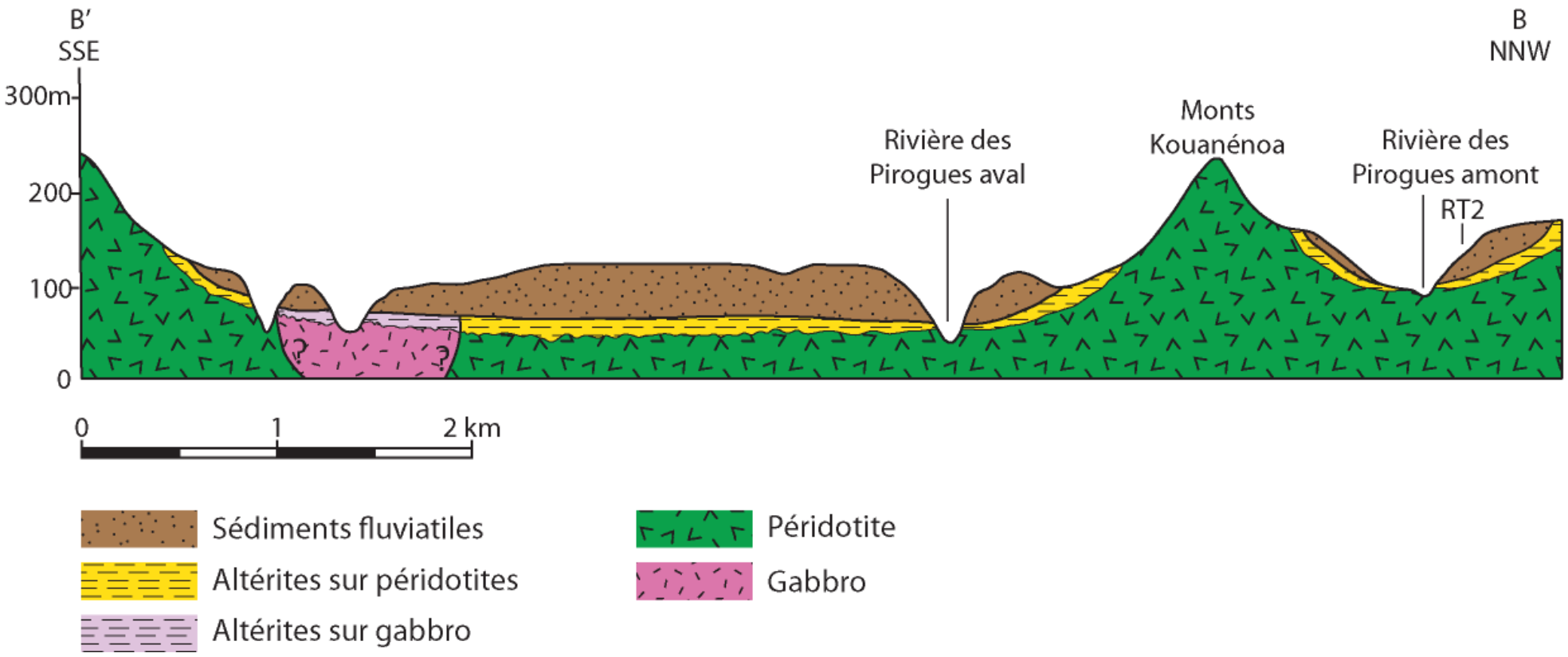


Figure 32. Coupe BB' au sein du bassin de la rivière des Pirogues.

4.1.4 Conglomérats : chenaux ou événements exceptionnels ?

Le remplissage sédimentaire du bassin de la rivière des Pirogues présente de nombreuses récurrences de lits très grossiers voire conglomératiques, mais aucune de ces séquences conglomératiques n'égale en terme de granulométrie le conglomérat de base de remplissage (dont les blocs peuvent atteindre 1-1,5 m). Ce dernier s'est déposé en contexte torrentiel contrastant avec les sédiments sus-jacents. Dans ces derniers et dans la partie amont du bassin de la rivière des Pirogues, les chenaux identifiés contiennent de nombreux galets mous marquant probablement l'érosion des berges du chenal. Les limites des chenaux sont nettement moins visibles en aval. Les occurrences de matériau grossier résultent de pic d'intensité dans la dynamique du bassin, probablement en rapport avec des épisodes de crues liés à des évènements climatiques violents tels que des cyclones.

Une deuxième unité conglomératique a été identifiée dans le lit actuel de la rivière des Pirogues sous la base de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud. En son sein, la taille des blocs peut varier de manière importante depuis des granules jusqu'à des blocs métriques (essentiellement de péridotites). Cette unité appartient probablement à l'histoire très récente de la Formation depuis sa réincision par les cours d'eau actuels, en lien avec les variations eustatiques ou le battement de la nappe phréatique qui a permis son induration.

4.1.5 Encroûtements, concrétions planes et fractures ferruginisées

Dans le bassin de la rivière des Pirogues, de nombreuses structures ferrugineuses sont observées. La présence de végétation fossilisée et encroûtée (racines, troncs, feuilles) a déjà été évoquée dans les paragraphes précédents. D'autres structures, sous forme de niveaux ferrugineux se retrouvent dans plusieurs bassins du sud de la Grande Terre. Elles sont tantôt parallèles, tantôt sécantes à la stratification, et la masquent souvent. Au niveau de GAUZ1, des structures miment une stratification entrecroisée (Figure 33A), mais la plupart sont sub-circulaires et dessinent une pseudo-stratification concentrique (Figure 33B et C). Le phénomène à l'origine de ces structures particulières n'est pas clairement identifié, mais il est possible que le fer soit remobilisé lors des variations du niveau de la nappe phréatique, ou en rapport avec des phénomènes d'oxydo-réduction en présence de matière organique végétale. Des structures semblables à des anneaux de Liesegang sont observées autour des

racines encroûtées, ce qui suggère l'existence d'un gradient d'oxydation autour de ces racines lié à la disponibilité en oxygène.

Au niveau de la confluence avec la Napouéredjeine, diverses fractures ferruginisées sont observées (Figure 34 A, B et C). Ces fractures se présentent souvent sous la forme de deux réseaux perpendiculaires, similaire à ce qui a été observé au somment de la Formation du Gwa N'Doro à Kouaoua (Figure 34 D). La question du contrôle possible de ces fractures par les discontinuités existantes dans le substrat s'est donc posée. Ainsi 110 plans ont été mesurés puis comparés à la direction des failles non ferruginisées levées dans le remplissage, ainsi qu'à la direction des filons du substrat.

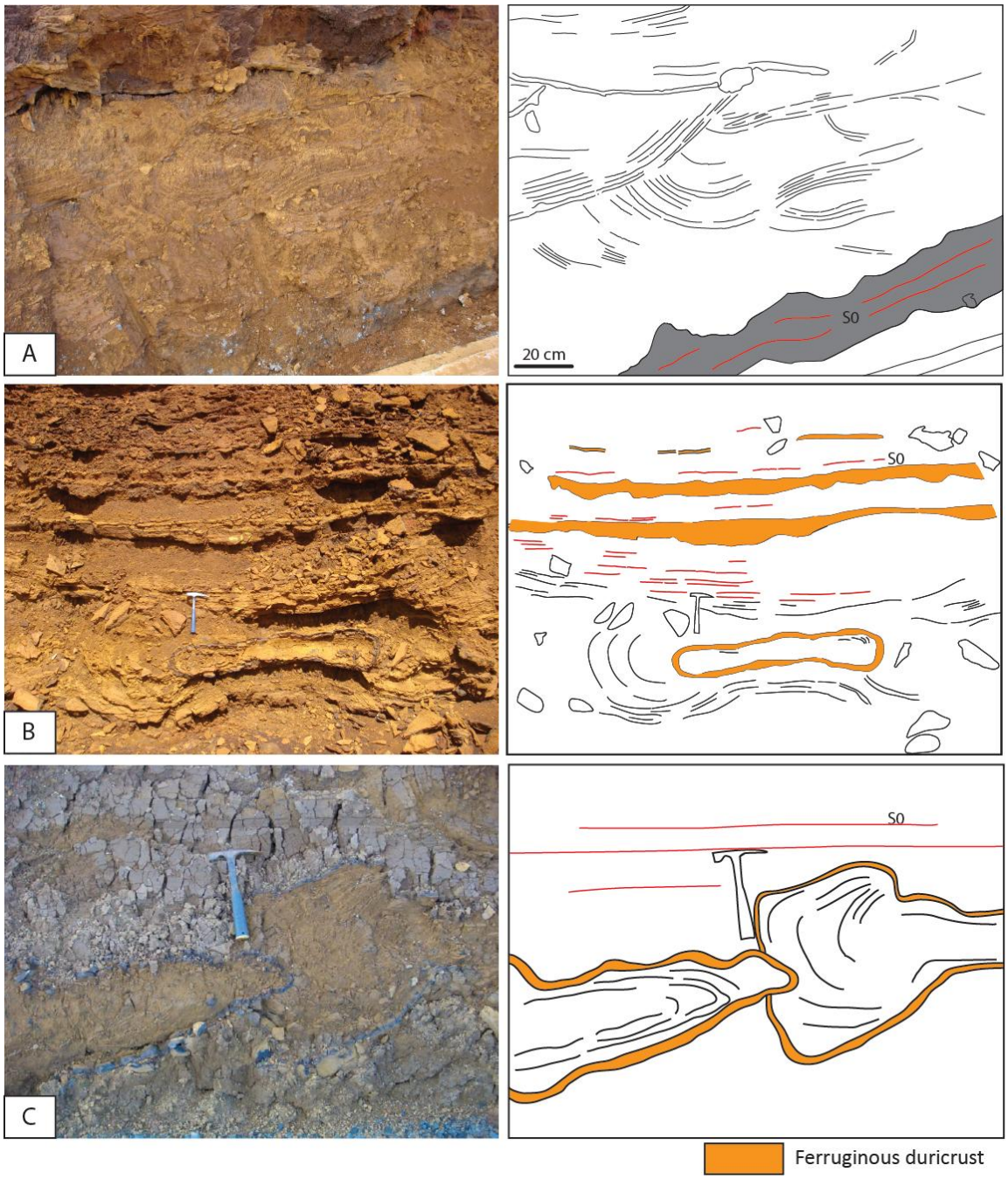


Figure 33. Structures ferrugineuses courbes et imbriquées observées au sein de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, à Ouénarou et au Pont-des-Japonais. Ces structures masquent presque entièrement la stratification initiale (S0) (Folcher *et al.* 2015).

Figure 34. Réseaux de fractures ferruginisées dans le remplissage de la Napouéredjeine (A, B et C). Structure similaire observée à Kouaoua sur la Formation du Gwa N'Doro (D, photo Quesnel, 2011).

La majorité des plans mesurés au niveau de la Napouéredjeine ne concordent pas avec l'orientation des filons ou failles relevées dans le bassin de la rivière des Pirogues (Figure 35).

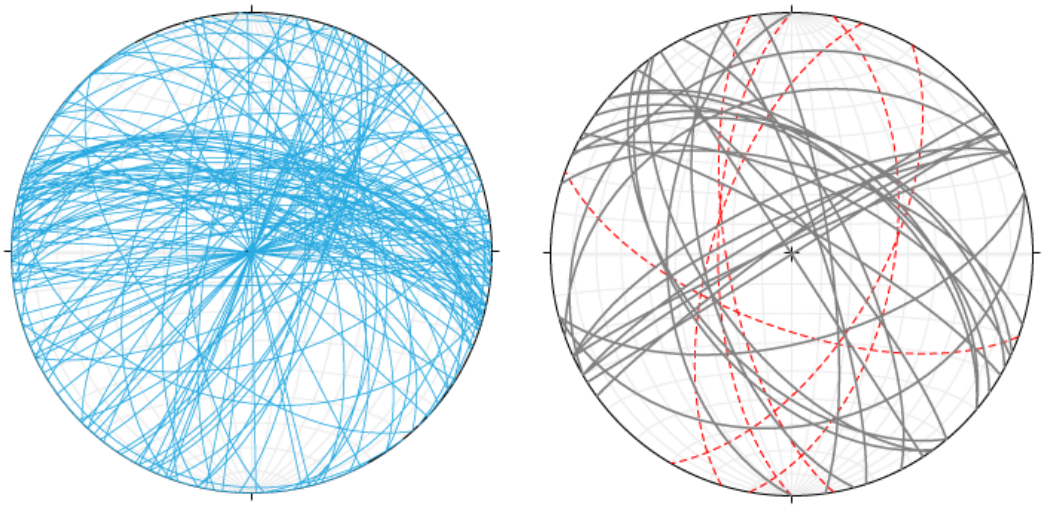


Figure 35. Projection stéréographique des plans ferruginisés mesurés sur le bassin de la rivière des Pirogues (à gauche);comparaison avec les directions des filons feldspathiques levés sur la zone (à droite en gris), et les failles affectant le remplissage sédimentaire (à droite en rouge).

La plupart de ces plans présentant des orientations N30 et N110 peuvent être rattachés à deux des principales familles de fractures en Nouvelle-Calédonie. Ces failles auraient donc nécessairement rejoué après la mise en place des sédiments, ce qui indique une période encore active tectoniquement. Certaines fractures présentent les mêmes directions que les filons feldspathiques levés sur la zone, d'autres ne peuvent être attribuées à aucune famille de faille, ou aux filons et résultent peut être d'autres phénomènes.

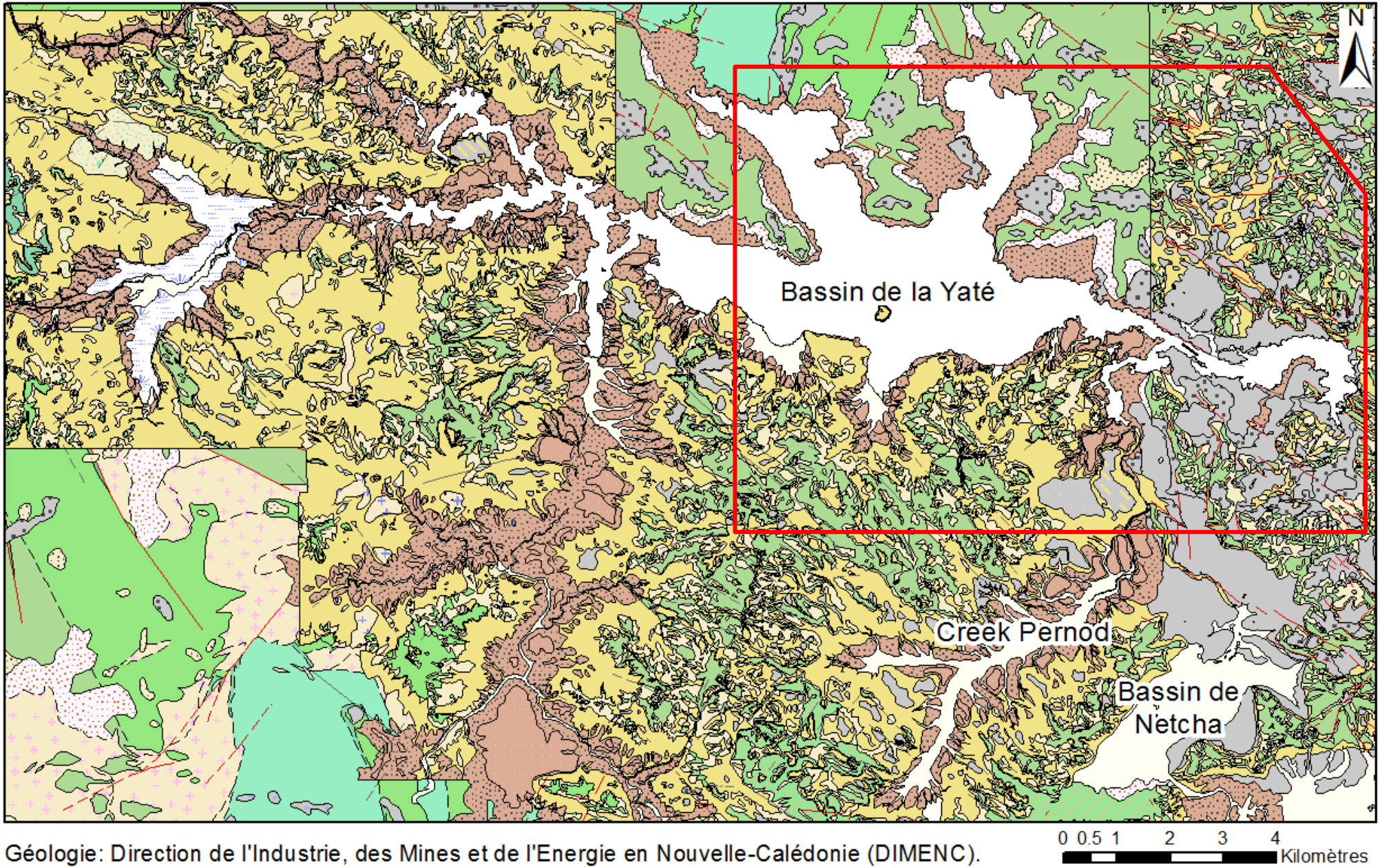


Figure 36.Carte géologique des bassins de la Yaté, du creek Pernod et de Netcha. L'encadré rouge représente l'étendue du la figure 37. Fond cartographique : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie.

Légende:

Formations anthropiques

- Barrage de Yaté

Formations fluviatiles et littorales

- Etendue d'eau
- Zone humide marécageuse
- Alluvions actuelles et récentes
- Alluvions anciennes latéritiques (Formation fluvio-lacustre)
- Cuirasses en place sur fluvio-lacustre
- Cuirasses démantelées sur fluvio-lacustre

Formations d'épendages et de versants

- Formations de pente à débris ferrugineux

Formations d'altération

- Blocs de cuirasses sur latérites épaisses
- Cuirasses démantelées sur péridotites
- Cuirasses démantelées sur latérites minces
- Cuirasses démantelées sur latérites épaisses
- Cuirasses disloquées et démantelées
- Cuirasses en place sur dolérites ou gabbros
- Cuirasses en place sur péridotites indifférenciées
- Latérites minces sur péridotites
- Latérites épaisses sur péridotites
- Latérites indifférenciées sur péridotites
- Altérites sur péridotites et roches feldspathiques
- Latérites argileuses sur gabbros cumulats
- Latérites sur roches basiques (gabbros, pegmatoïdes, amphibolites)
- Latérites sur granodiorites

Intrusifs post-obduction

- Listvénites

Intrusifs post-péridotites

- Gabbros pegmatoïdes, amphibolites

Nappe des péridotites

- Harzburgites
- Alternances dunites/harzburgites
- Dunites
- Wehrlites
- Péridotites indifférenciées
- Serpentinites
- Gabbros cumulats

- Faille principale observée
- Faille principale supposée
- Faille secondaire observée
- Faille secondaire supposée
- Faille masquée principale, Supposé
- Faille masquée secondaire, Supposé
- Normal observé
- Normal supposé

4.2 Bassin de la Yaté

Le bassin de la Yaté, désormais occupé par un lac de barrage, était autrefois un paysage de plaine tout comme l'est la Plaine des Lacs à l'heure actuelle (Figure 36). Ce bassin d'environ 135 m d'altitude moyenne était traversé par un réseau hydrographique s'écoulant vers l'est, et présentait par endroits quelques lacs dont le lac de Naoué et zones de marécage (marais Kiki par exemple) probablement installés sur d'anciennes dolines (Figure 37). Il est ceinturé par des chaînons de péridotites dont l'altitude varie entre 300 et 700 m pour les points les plus hauts. La surface sommitale de ce bassin est marquée par une pente très faible de 0,1% vers le SE. Le réseau hydrographique du bassin de la Yaté et les dépôts continentaux forment un bassin intra-montagneux dont les grandes directions sont contrôlées par les grandes familles de fractures de la Nouvelle-Calédonie (N00, N30, N110). A l'Est, les sédiments semblent contrôlés par la faille N120-N130 du barrage de la Yaté. Les dépôts de la Formation Fluvio-lacustres du Grand Sud constituent par ailleurs le plancher des lacs et dolines de ce bassin, ce qui indique une phase plus tardive de l'évolution de cette Formation probablement soumise à des phénomènes de karstification. Peu d'informations sont disponibles concernant le remplissage sédimentaire du bassin du fait du manque d'affleurements. De nombreux restes végétaux sont toutefois observables à l'affleurement, notamment de nombreuses souches au niveau de la base de kayak du parc de la Rivière Bleue

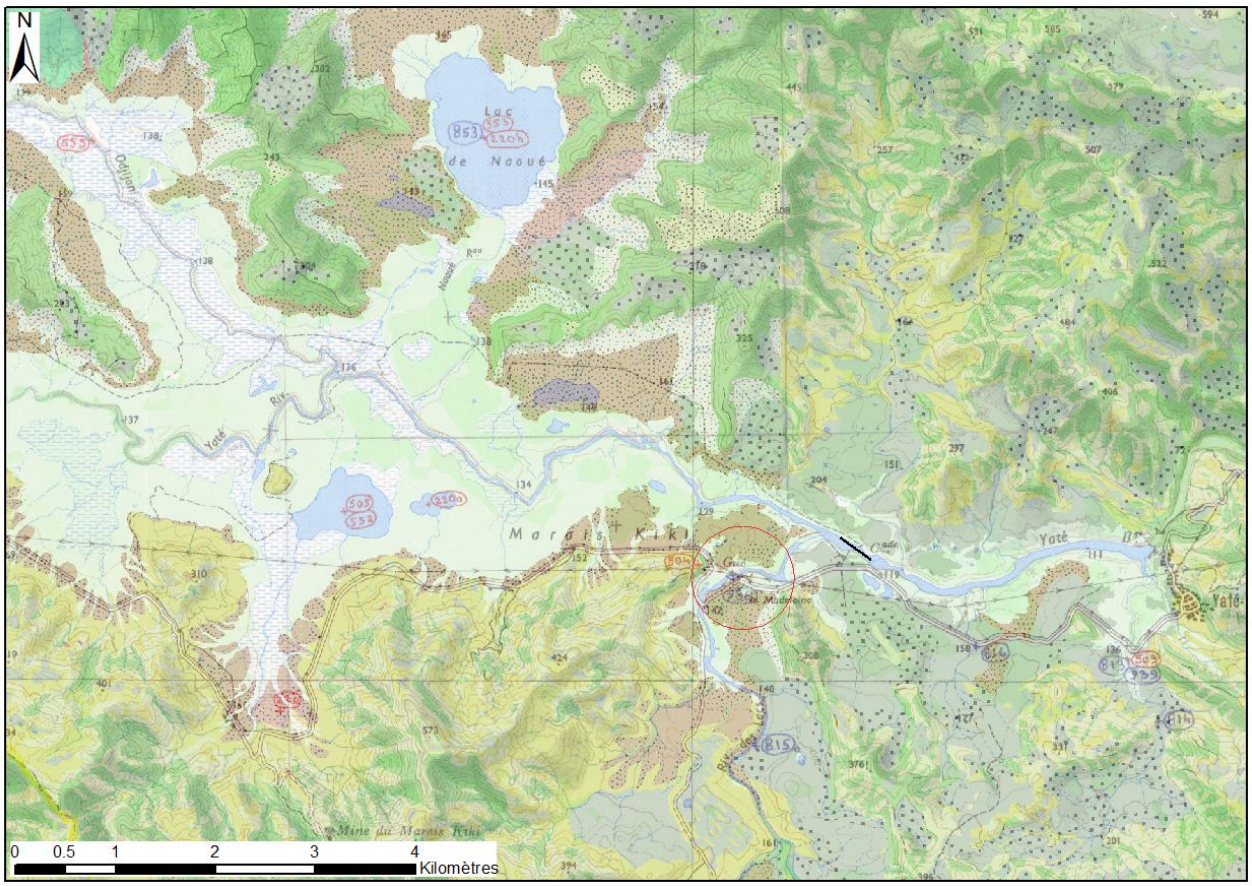


Figure 37. Ancienne carte topographique IGN de 1956 représentant la situation avant mise en eau du lac de Yaté. La géologie est représentée en transparence pour faciliter le repérage. Le cercle rouge situe le Pont de la Madeleine où les observations suivantes ont été réalisées.

Des observations faites au niveau du Pont de la Madeleine (Figure 37) montrent une cuirasse détritique reposant sur des latérites remaniées (Figure 38).

La présence de blocs de cuirasse remaniés puis cimentés dans une nouvelle cuirasse indique une phase d'érosion majeure post dépôts fluviatiles dont la cause devra être recherchée, une fois un âge obtenu. A cet endroit, le contact avec les profils en place n'était pas observable, et il est impossible d'estimer l'épaisseur du remplissage.

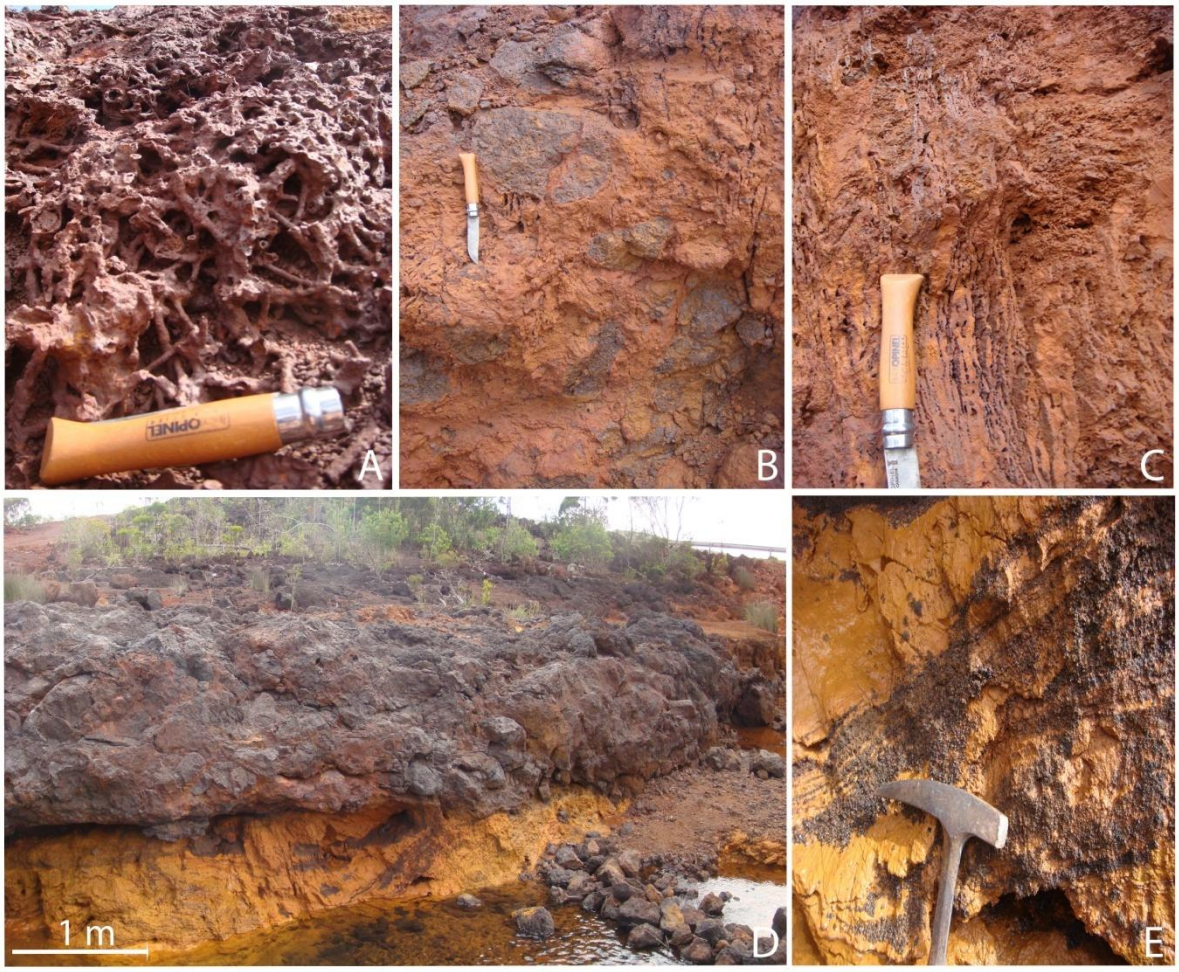


Figure 38. Planche photographique des faciès observés dans la cuirasse remaniée du Pont de la Madeleine et des latérites remaniées sous-jacentes. A) Racines encroûtées, ou précipitation d'oxydes de fer autour de pores. B) Blocs arrondis de cuirasse au faciès massif recimentés. C) Faciès lamellaire assez représenté sur cette cuirasse détritique. D) Cuirasse remaniée recouvrant des latérites elles-mêmes remaniées. E) Détail des niveaux de granules et graviers d'oxydes de fer interstratifiés dans les latérites remaniées.

4.3 Plaine de Netcha

Le bassin de Netcha (Figure 36) est drainé par la rivière des Lacs. Cette rivière comme son nom l'indique est issue des deux lacs principaux de la Plaine des Lacs : le Lac en Huit et le Grand Lac. Après avoir traversé de vastes plaines marécageuses et une fois passée la chute de la Madeleine, cette dernière traverse la plaine de Netcha avant d'être abondée par les eaux du Creek Pernod, puis de se jeter au voisinage du pont de la Madeleine, dans la rivière de la Yaté. Cette plaine perchée à environ 230 m d'altitude est ceinturée par des chaînons rocheux de péridotites dont l'altitude est comprise entre 350 et 500 m en général, avec un point culminant à 630 m (Ka Yé Wagwé). La plaine présente une faible pente vers le NNW de

1,2%. Le réseau hydrographique s'en est trouvé perturbé, ce qui se traduit par le passage d'un réseau simple à un réseau anastomosé sur une distance d'un peu plus d'un kilomètre (1,3 km) avant de redevenir un cours d'eau simple.

Ce bassin est ouvert vers le NE, où s'effectue une transition entre les sédiments fluvio-lacustres et les profils d'altération *in situ*. Un dénivelé compris entre 2 et 10 mètres marque le passage des sédiments aux profils d'altération *in situ.* Sur la bordure sud-est, les sédiments viennent buter sur le chaînon de péridotites, lequel a été incisé par l'érosion régressive qui poursuit actuellement son avancée dans la plaine des lacs au niveau des chutes de la Madeleine (Figure 39). Aucune faille n'est à signaler sur les bordures du bassin. Sur cette plaine aucun affleurement, ni sondage ne permet d'apporter d'informations supplémentaires sur le remplissage sédimentaire.

Figure 39. Photographie de la zone de jonction entre la Plaine de Netcha (au NW) et la Plaine des Lacs (au SE). Le chaînon de péridotite séparant ces deux zones a été surligné en blanc, la zone incisée a été grisée.

Bien que cartographiés comme « alluvions actuelles et récentes », il avait été choisi de considérer les sédiments de la Plaine de Netcha comme faisant partie de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, cependant, il n'est pas certain que ceux-ci se soient déposés dans le même laps de temps que le reste des sédiments appartenant à cette Formation. Il pourrait être envisagé que la plaine de Netcha n'ait servie que de réceptacle aux sédiments provenant de l'érosion du chaînon de péridotite, puis d'une partie du remplissage fluvio-lacustre de la Plaine des Lacs. Cependant, seule une datation précise permettrait de trancher définitivement cette question.

4.4 Creek Pernod

Le bassin du Creek Pernod est une plaine perchée d'environ 190 m d'altitude moyenne entourée par des chaînons de péridotites entre 400 et 600 m d'altitude avec un point culminant à 669m au Pic du Pin. Ce bassin est ouvert vers l'Est et présente un allongement parallèle à la plaine de Netcha. La rivière des Lacs qui draine cette dernière collecte aussi les eaux du creek Pernod, avant de se jeter dans le bassin de la Yaté (Figure 36). Tout comme la majorité des bassins contenant la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, le bassin du Creek Pernod est cuirassé à son sommet et présente une pente générale très faible ici, de l'ordre de 0,2% vers le nord-est (Figure 36). Au SW du bassin, deux surfaces cuirassées sont observées vers 240 et 210 m d'altitude (Figure 40). Celles-ci correspondent aux surfaces géomorphologiques de type 2 décrites par Chevillotte (2005). Les surfaces cuirassées sur sédiments sont situés à environ 190 m d'altitude et représentent la surface de type 3 en référence aux surfaces cuirassées de piedmont.

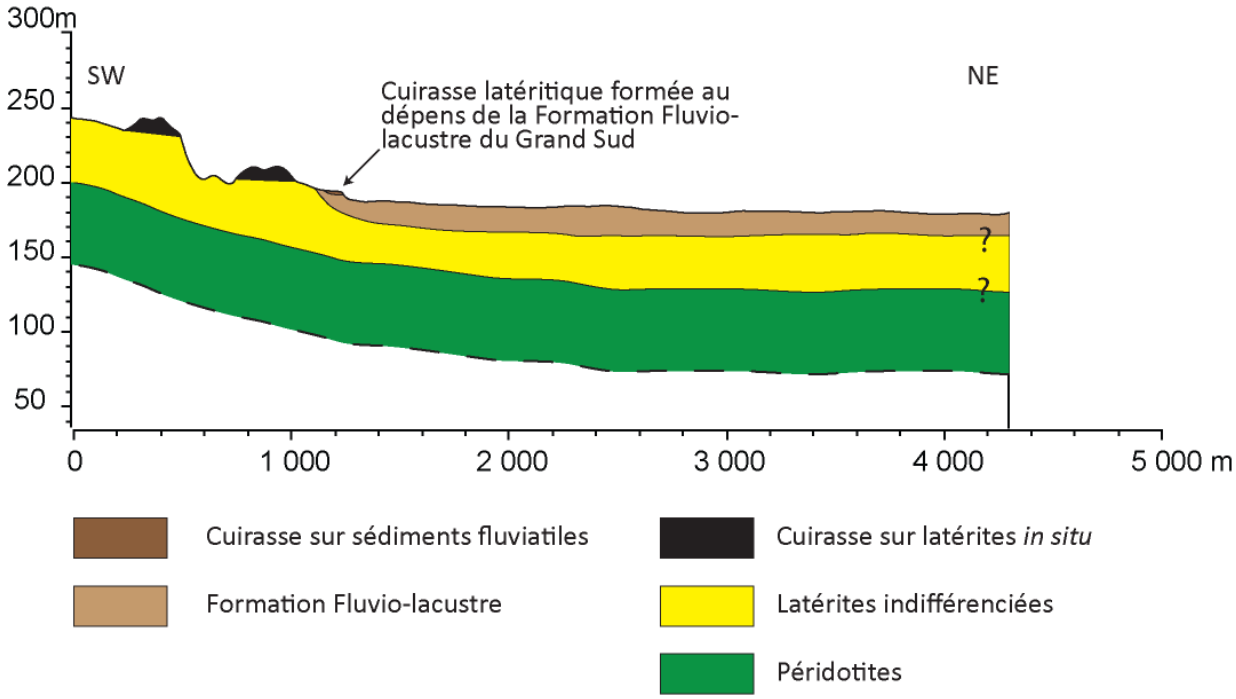


Figure 40. Coupe géologique théorique du remplissage par la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud du bassin du Creek Pernod.

Aucune information concernant l'épaisseur des sédiments fluvio-lacustres n'est disponible sur ce bassin. Les quelques sondages existants sont cantonnés au chaînon de péridotite et n'apportent aucune information concernant l'épaisseur du remplissage sédimentaire.

4.5 Plaine des Lacs

4.5.1 Morphologie du bassin

L'altitude moyenne de la Plaine des Lacs est d'environ 270 m. L'altitude des chaînons rocheux qui l'entourent oscille entre 400 et 500 m avec un point culminant à 669 m au Pic du Pin. Bien que les pentes soient très élevées sur les bordures des bassins (40 à 60%), elles sont très faibles sur l'ensemble de la plaine (2-6 ‰). Environ 50% de sa superficie est couverte par des marécages. Le Grand Lac et le Lac en Huit sont deux étendues d'eau accolées le long de la limite sud de la plaine. Du point de vue de la géologie (Figure 41), les sédiments continentaux occupent la partie ouest de la plaine. A l'Est du Grand Lac, une transition s'effectue depuis les sédiments à des formations d'altération *in situ*.

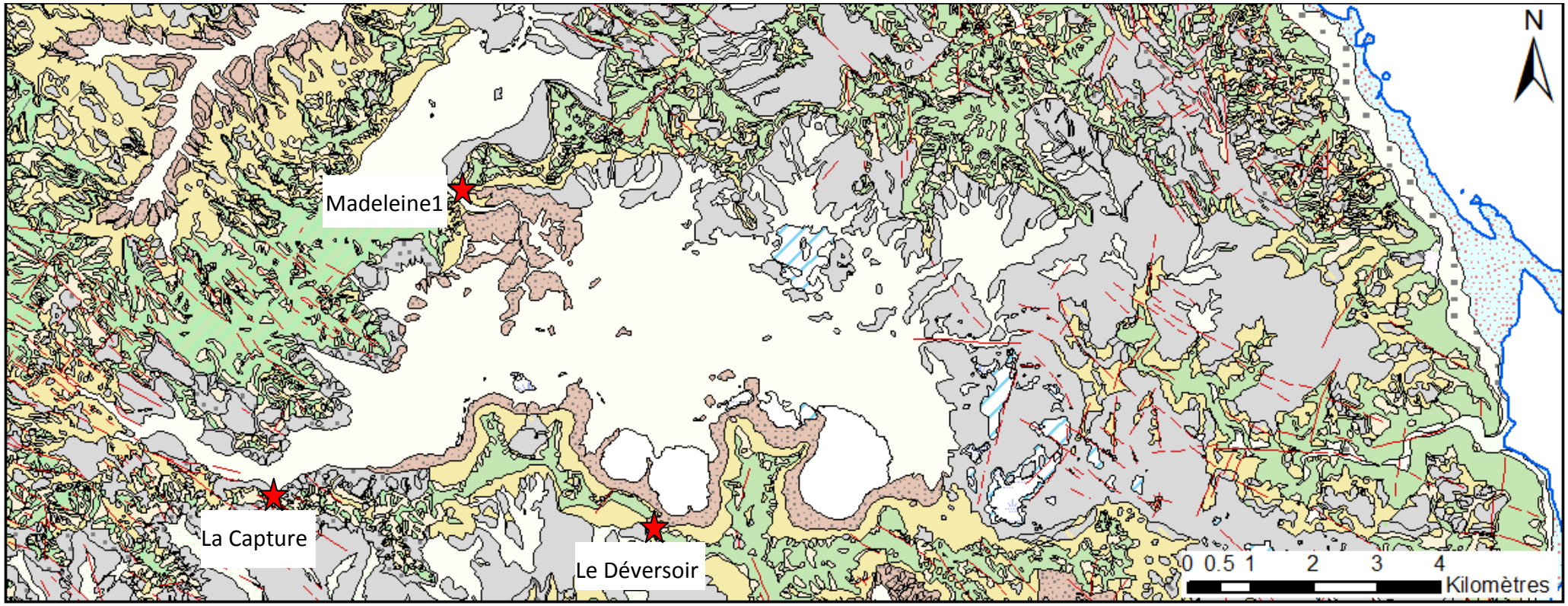


Figure 41. Carte géologique de la Plaine des Lacs. Les étoiles rouges marquent la localisation des sites de Madeleine1, dans lequel des fossiles végétaux ont été trouvés ; de la Capture et du Déversoir. Fond topographique : BR-Topo, Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres (DITTT) ; Données géologiques : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC)

Légende:

Formations plaquées récentes

- Formations plaquées récifales

Formations fluviatiles et littorales

- Etendue d'eau
- Zones déprimées
- Zone humide marécageuse
- Alluvions et formations littorales associées
- Cônes de déjection indifférenciés
- Alluvions actuelles et récentes
- Alluvions fluvio-lacustres actuelles
- Alluvions anciennes latéritiques (Formation fluvio-lacustre)
- Cuirasses en place sur fluvio-lacustre

Formations d'épendages et de versants

- Formations de pente à débris ferrugineux
- Coulées de débris à blocs de péridotites

Formations résiduelles

- Accumulations de blocs de silice

Formations d'altération

- Blocs de cuirasses sur cuirasses
- Blocs de cuirasses sur latérites minces
- Blocs de cuirasses sur latérites épaisses
- Cuirasses démantelées sur péridotites
- Cuirasses démantelées sur latérites minces
- Cuirasses démantelées sur latérites épaisses
- Cuirasses disloquées et démantelées
- Cuirasses en place sur péridotites indifférenciées
- Latérites remaniées
- Latérites minces sur péridotites
- Latérites épaisses sur péridotites

Intrusifs post-péridotites

- Gabbros pegmatoïdes, amphibolites

Nappe des péridotites

- Harzburgites
- Alternances dunites/harzburgites
- Dunites
- Wehrlites
- Péridotites indifférenciées

- Faille principale observée
- Faille principale supposée
- Faille secondaire observée
- Faille secondaire supposée
- Faille masquée principale, Supposé
- Faille masquée secondaire, Supposé
- Normal observé
- Trait de cote observé

Dans la partie nord-ouest du bassin, les chutes de la Madeleine correspondent à une cascade sur la cuirasse sommitale de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud que l'érosion régressive a progressivement dégagé (Figure 42)

Figure 42. Photographie aérienne des chutes de la Madeleine. L'érosion régressive commence à éroder le remplissage fluvio-lacustre de la Plaine des Lacs dans sa partie nord-ouest (Source: Youtube, vidéo Xavier Lignières).

Quelques mètres au-dessous de cette cuirasse, au niveau de la tranchée de la route du Carénage, se trouve un niveau à fossiles végétaux remarquablement bien conservés (Figure 43) dans des croûtes ferrugineuses qui devaient être autrefois des sédiments de granulométrie très fine (silts et/ou argiles) déposés dans des mares, ou sur les berges de rivière.

Figure 43. Fossiles végétaux de la région des chutes de la Madeleine.

La Plaine des Lacs a été l'objet d'une prospection par sondage pour le nickel dans les années 1970. Les données de sondages communiquées par la DIMENC ne donnent que la position des sondages et la profondeur maximale atteinte par ces derniers (Figure 44 ;Tableau 3). Selon les informations fournies par la SLN, il s'est avéré que les termes employés à l'époque pour décrire les sondages (cuirasse, limonite, latérite, bedrock) ne permettent pas d'identifier la limite entre les latérites en place et les dépôts continentaux.

hole_id	y	x	z	max_depth
15453	220 526	488 385	0.0	11.70
15454	220 532	489 185	0.0	2.60
15455	220 529	488 785	0.0	25.30
15456	220 530	488 985	0.0	18.30
15457	221 337	489 979	0.0	7.30
15458	221 334	489 579	0.0	32.00
15459	219 737	489 990	0.0	11.10
15460	219 337	489 993	0.0	18.10
15461	219 343	490 793	255.0	19.20
15462	219 748	491 590	0.0	9.90
15463	219 348	491 592	0.0	11.00
15464	219 345	491 192	0.0	15.70
15465	219 745	491 190	0.0	13.60
15466	219 743	490 790	0.0	24.50
15467	218 945	491 195	256.0	30.60
15468	219 145	491 194	255.0	22.60
15469	219 545	491 191	0.0	13.50
15470	219 547	491 391	0.0	13.10
15471	219 548	491 591	0.0	16.00
15472	219 747	491 390	0.0	10.00
15473	219 347	491 392	0.0	16.00
15474	219 147	491 394	260.0	25.00
15475	219 148	491 594	0.0	16.50
15476	218 948	491 595	0.0	11.00
15477	218 548	491 598	0.0	8.10
15478	219 344	490 992	0.0	23.20

Tableau 3. Informations disponibles concernant les sondages anciens de la Plaine des Lacs. Aucune description suffisante ne permet d'identifier clairement les sédiments fluvio-lacustre.

En dépit de cette incertitude, il a été choisi d'essayer de modéliser le profil du bassin à partir de ces données. En général, la politique des sociétés minières consiste à arrêter les sondages après quelques mètres dans le bedrock des péridotites saines. La modélisation a été réalisée en utilisant la méthode des plus proches voisins qui permet d'interpoler la valeur d'un pixel en fonction des pixels proches (Figure 45). Quelques points de contrôle ont été ajoutés au niveau des crêtes de péridotites pour mieux contraindre l'interpolation.

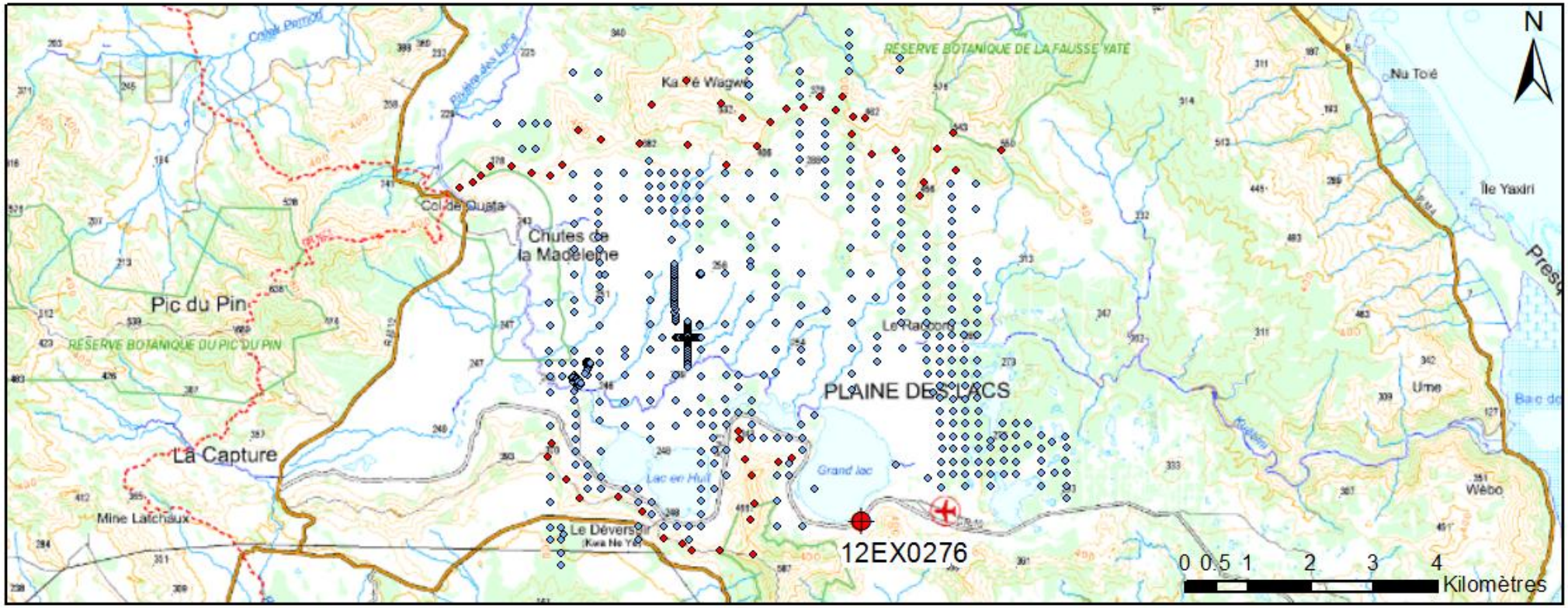


Figure 44. Localisation des sondages existants au niveau de la Plaine des Lacs. Les points bleus représentent les sondages, tandis que les points rouges représentent les points de contrôle ajoutés pour contraindre la modélisation. Le sondage 12EX0276, est un sondage carotté réalisé par Vale-NC. Fond topographique : BR-Topo, Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres (DITTT) ; données de sondages : Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie en Nouvelle-Calédonie (DIMENC).

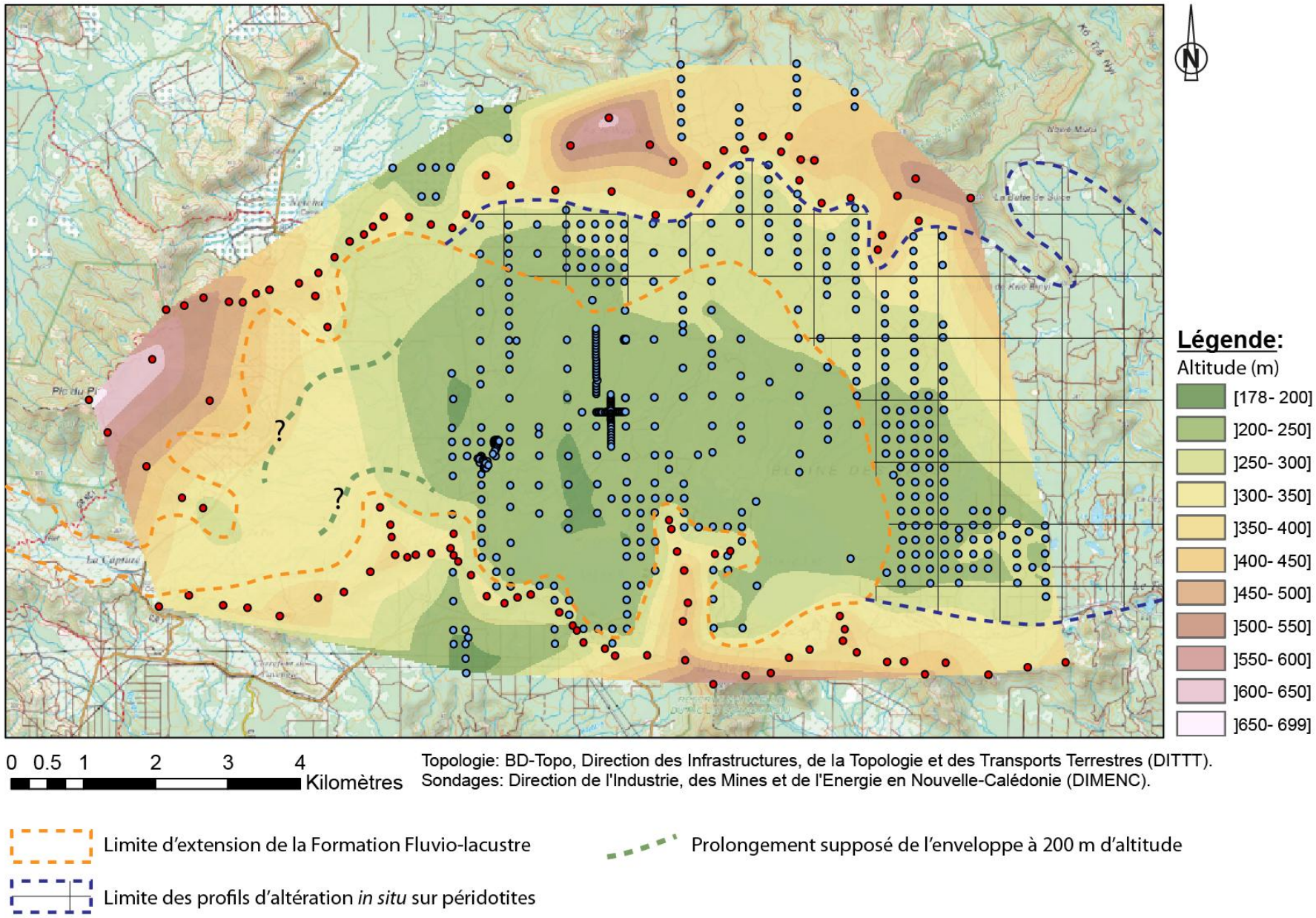


Figure 45. Modélisation géométrique par la méthode des plus proches voisins de l'altitude de la base du profil d'altération sur péridotites, au niveau de la Plaine des Lacs. Les points bleus représentent les sondages, les points rouges représentent des points de contrôle ajoutés sur les chaînons de péridotites.

Il conviendra de prendre en compte que le modèle obtenu est mieux défini à l'endroit où il existe des données de sondages. De ce fait, rien n'exclut que l'interface bedrock/altérites n'atteigne pas des profondeurs similaires dans la partie ouest du bassin où ces sédiments se retrouvent aussi (Figure 41).

Dans la partie sud-ouest du bassin, on retrouve, les traces d'un réseau hydrographique toujours fonctionnel à l'heure actuelle, qui a fait l'objet d'une capture artificielle (lieu-dit de la Capture) et d'un détournement vers la rivière du Carénage, modifiant ainsi son écoulement depuis un écoulement vers le NE, en un écoulement vers le sud (Figure 46). Un canal a été construit par le passé pour alimenter en eau une laverie de minerai de chrome Cette structure a ramené artificiellement la rivière dans son lit d'origine et fait perdurer l'écoulement vers le nord-est. Cette déviation vers le sud du réseau hydrographique pourrait être rattachée au même phénomène qui expliquerait la position actuelle du Grand Lac et du Lac en Huit, un basculement généralisé de l'île vers le sud. Pour le moment, il n'existe pas de datation exacte de ce basculement, mais il pourrait être récent et de ce fait lié à l'arrivée de la Nouvelle Calédonie sur le bombement lithosphérique dû à la subduction du Vanuatu. D'autres captures de ce genre sont à prévoir dans le futur, notamment au niveau du lieu-dit du « Déversoir » au sud du Lac en Huit où l'érosion régressive va progressivement amener à une connexion entre la Plaine des Lacs et la Baie Nord au sud (Figure 47).

Le bassin de la Plaine des Lacs apparait comme fluviatile dans sa partie amont (sud-ouest), et ne présente pas d'exutoire visible, mis à part celui de la rivière des lacs au nord-ouest probablement récent.

Au sud, les dépôts sont limités par un chaînon de péridotite tandis qu'au nord et à l'est, les dépôts viennent directement au contact des profils d'altération *in situ*. La relation entre les sédiments et les profils en place n'est pas observable dans ce bassin. Il paraissait possible que les sédiments viennent se raccorder en « onlap » sur les profils en place à l'est, cependant la modélisation réalisée montre que la limite des sédiments fluvio-lacustres est sécante par rapport à la base du profil d'altération. Ceci pourrait indiquer une continuité des dépôts vers l'est, mais ceci est difficile à valider par des observations sur le terrain vues les conditions d'affleurement. Si les dépôts se propagent bien vers l'est, il conviendra de corriger la carte géologique. Par ailleurs, si c'est le cas, la Kwé Binyi a probablement été

l’exutoire vers la mer de ce bassin. L’observation des carottes de sondages, où des méthodes géophysiques seraient probablement les plus appropriées pour tenter d’identifier clairement la transition entre ces deux profils.

L’absence d’exutoires clairement identifié dans la Plaine semble indiquer que le drainage ait pu être souterrain, par exemple liés à des soutirages karstiques, fréquents en contexte péridotitique.

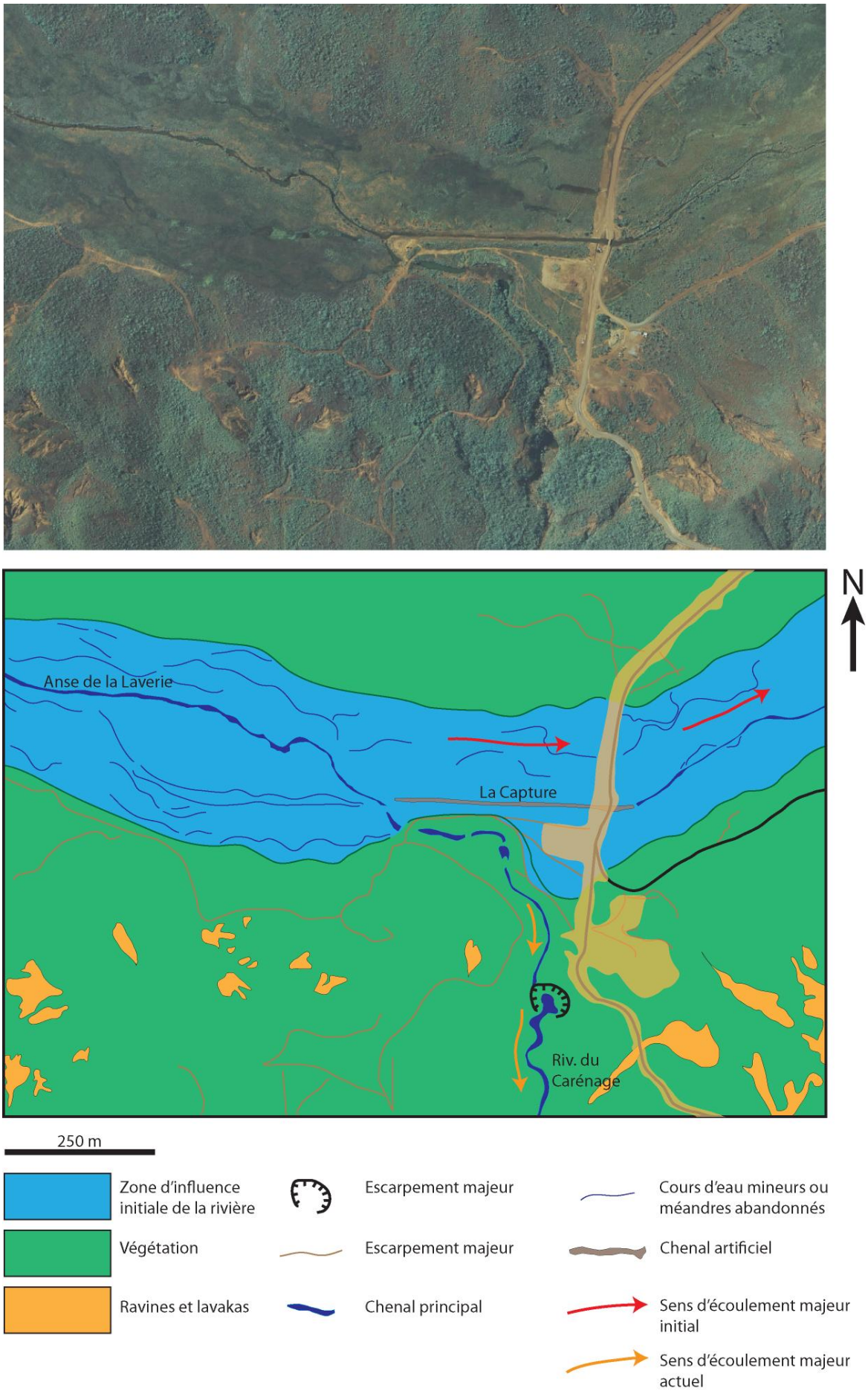


Figure 46. Phénomène de capture et modification du sens d'écoulement du réseau hydrographique dans la partie sud-ouest de la Plaine des Lacs (Source photographique : DITTT).

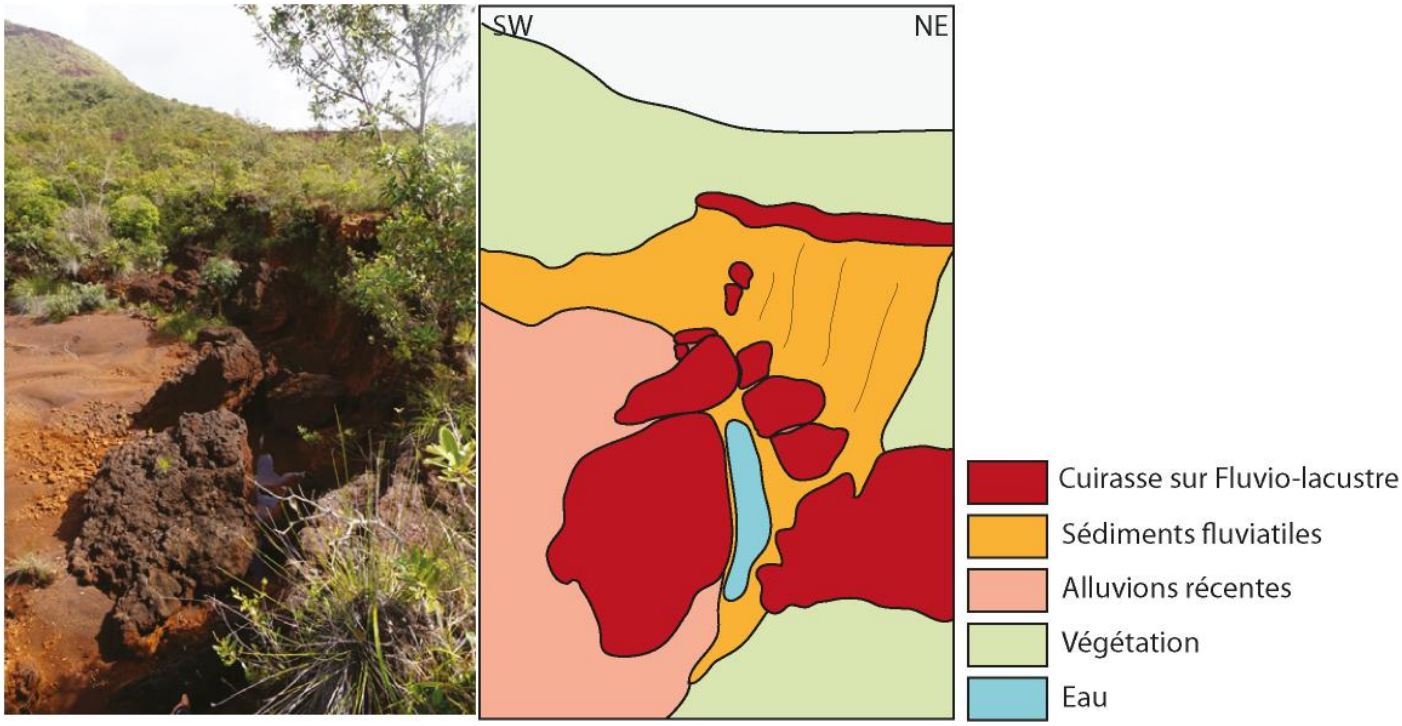


Figure 47. Photographie de la zone dite du Déversoir. L'érosion régressive progresse vers le Lac en Huit. L'eau suinte en permanence des parois et s'accumule à l'arrière de blocs de cuirasse effondrés.

4.5.2 Aperçu du remplissage sédimentaire

Sur ce bassin très peu érodé, l'information concernant le remplissage sédimentaire est limitée. Deux portions de ce remplissage seront décrites ci-après, tout d'abord les données d'un sondage carotté réalisé au sud du Grand Lac, puis un affleurement sur la bordure nord-ouest, proche des chutes de la Madeleine

L'étude du sondage12EX0276 foré par Vale-NC permet d'avoir un aperçu de ce remplissage sur la bordure du bassin au sud-est du Grand Lac (Figure 44). Dans ce forage carotté de 33 mètres, réalisé pour la mise en place d'un piézomètre, on ne trouve d'altérites que sur les 10 premiers mètres (Figure 48). Sur ces 10 mètres, 5 mètres au minimum peuvent être attribués à la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud. Entre -10,2 et -5,2 m, des silts-argileux marron clair à marron foncé sont observés. Aucune stratification n'est apparente, mais de nombreuses taches blanches (bastite) ou noires (oxydes de manganèse) sont visibles. La base de cette séquence contient quelques pisolithes de goethite millimétrique, ce qui laisse planer le doute sur l'épaisseur réelle de la Formation à cet endroit, peut-être plus importante. Entre -5,2 et -3 m, une séquence de sables moyens marron foncé est

rencontrée. La granulométrie de cette dernière augmente légèrement vers le haut vers des sables grossiers. Entre -3 et -0,4 m, une nouvelle séquence sableuses dont la base est marquée par des sables grossiers contenant de nombreux éléments de goethite arrondis et des clastes argileux rosés. Leurs contours très nets suggèrent une altération sur place. Le remplissage sédimentaire est coiffé d'une cuirasse pisolithique de 40 cm d'épaisseur.

Les analyses DRX réalisées sur les échantillons de ce sondage mettent à nouveau en évidence la prépondérance de la goethite (Tableau 4). Certaines analyses confirment la présence de talc, de willemséite (talc nickélifère) et d'oxydes de manganèse qui étaient visibles dans la carotte sous forme de taches blanches et noires. La chromite, minéral très résistant à l'érosion n'est identifiée que dans la partie profonde du sondage.

Echantillons	Nature	Résultats DRX roche totale
NF_2012_22a, b, c, e	Sables moyens à grossiers marron très foncé (même matériau, mais profondeur d'échantillonnage différentes)	Goethite
NF_2012_22d	Claste argileux rosé	Goethite, Willemseite/Talc
NF_2012_23a	Sables moyens à grossiers marron très foncé avec beaucoup moins de granules de goethite	Goethite, Talc
NF_2012_24a	Matériau silto-argileux marron clair, avec des tâches blanches et noires.	Goethite, Talc
NF_2012_24b	Idem	Asbolane (oxydes de Ni-Mn), Goethite, Talc
NF_2012_24c	Idem	Willemseite/Talc, Goethite, Birnessite, Chromite, Quartz
NF_2012_25	Niveau argileux marron foncé	Goethite, Chromite, Nacrite, Willemseite, Chlorite
NF_2012_26	Matériau silto-argileux contenant quelques pisolithes de goethite.	Hématite, Goethite, Willemseite, Chlorite

Tableau 4. Résultats des DRX réalisées sur les échantillons du sondage 12EX0276.

12EX0276				
mètres	Description lithologique	Granulométrie 1 2 3 4 a b c a b c d	Echantillons	Séquences granulomé-triques
	Cuirasse pisolithique.			
			NF_2012_22a	
-1	Sables moyens à grossiers, contenant de nombreux éléments de goethite arrondis. Marron très foncé.		NF_2012_22b NF_2012_22c	
-2	Quelques éléments argileux rosés sous forme de graviers centimétriques dans les sables grossiers. Probablement des clastes de roche altérés sur place.		NF_2012_22d NF_2012_22e	
-3	Sables très grossiers, marron foncé. La granulomé-trie tend à diminuer vers la profondeur.		NF_2012_23a	
-4				
			NF_2012_23b	
-5	Matériau argilo-silteux marron clair, blanc, noir. Pas de lits ou de lamines, plutôt des tâches blanches (bastite), ou noires (Oxydes de Manganèse).		NF_2012_24a	
-6				
			NF_2012_24b	
-7				
			NF_2012_24c	
-8	Niveau argilo-silteux marron foncé			
			NF_2012_25	
-9	Matériau argilo-silteux marron clair, blanc, noir comme plus haut.			
			NF_2012_26	
-10	Matériau argilo-silteux marron clair contenant quelques pisolithes millimétriques de goethite.			

Légende:

Granulométrie:
1: Argiles
2: Silts
3: Sables: a=fin
b=moyen
c=grossier
4: Graviers/galets: a=granules < 2 cm
b=graviers 2 cm < b < 6 cm
c=galets 6 cm < c < 20 cm
d=blocs > 2 0 cm

Figure 48. Description du sondage 12EX0276 réalisé par Vale-NC sur la bordure sud du Grand Lac (Plaine des Lacs).

L'affleurement Madeleine 1 est situé à environ 300 mètres au nord-ouest de l'entrée des chutes de la Madeleine (Figure 41) dans un talus le long de la route du Carénage. Sur la bordure de ce bassin, l'épaisseur du remplissage sédimentaire est très réduite. En effet, à peine plus de 6 mètres de sédiments ont pu y être décrits. Les latérites *in situ* constituent la base sur laquelle reposent ces sédiments (Figure 49). Le remplissage débute par 1,8 m d'un matériau très hétérogène comprenant des éléments de goethite et péridotite de taille variable (quelques millimètres jusqu'à 20-25 cm). Ces éléments sont moyennement arrondis et très mal classés, et emballés dans une matrice silto-sableuse marron. De fines lentilles de sables fins sont parfois intercalées dans les sédiments grossiers. La granulométrie diminue globalement vers le haut où l'on observe 4,2 m de sédiments dont la structure est particulière, et ressemble à du litage lenticulaire ou à du litage ondulé (les proportions de silts/argiles et sables grossiers semblent équivalentes). Ces particules fines ne semblent pas s'être sédimentées individuellement, mais plutôt en bloc, ou sous la forme de lames, comme si le profil d'altération *in situ* s'effondrait progressivement dans le bassin en réponse à l'érosion. La fraction fine est représentée par des latérites in-situ au sein desquelles il est possible d'observer des grains de chromite et parfois des restes du squelette serpentineux. La fraction grossière est quant à elle marquée par des graviers et granules gris-noir hétérométriques (3 mm-4 cm), peu triés et plutôt anguleux. Cette portions particulière de la succession est ensuite coiffée par 20 cm de granules et graviers de goethite, moyennement à peu émoussés et mal triés, puis par 30 cm de sables très grossiers et granules dont la granulométrie augmente légèrement vers le haut.

Ces sables sont surmontés par 25 cm de silts argileux marron foncé contenant un niveau induré d'environ 4 cm qui contient de nombreux fossiles végétaux en parfait état de conservation (Figure 43). Enfin, une cuirasse développée sur la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud d'un peu plus de 40 cm d'épaisseur termine cette séquence sédimentaire. Cette dernière présente un faciès pisolithique à nodulaire, à éléments parfois centimétriques. L'ensemble des sédiments présentent aussi un pendage d'environ 15° vers le sud-ouest.

Madeleine 1			
mètres	Description lithologique	Granulométrie 1 2 3 4 a b c a b c d	Séquences granulométriques
6	Cuirasse sur Fluvio-lacustre. Faciès nodulaire comprenant des granules de goethite Niveau silto-argileux marron foncé Sables très grossiers et granules. La granulométrie augmente vers le haut. Granules et graviers de goethite, moyennement à peu arrondis, mal classés.		
5			
4	Cette portion du remplissage ressemble à du litage lenticulaire ou litage ondulé, car les proportions entre la fraction fine et la fraction grossière semblent équivalentes. Il est difficile de savoir si la fraction grossière constitue les lentilles, ou l'inverse.		
3	Des lentilles de graviers et granules gris-noir, hétérométriques (3 mm-4 cm), mal classés et assez anguleux sont mélangés à des lentilles ou lames de latérites *in situ* dans lesquelles des grains de chromite, et parfois le squelette serpentineux sont visibles. A la base, les sédiments fins ont plutôt un débit massif, tandis que vers le haut, leur apparence est plus fine et allongée.		
2			
1	Matériau très hétérogène. La matrice silto-sableuse marron emballe des éléments de taille variable composés goethite ou péridotite (quelques mm à 20-25 cm). Ces éléments sont moyennement arrondis et très mal classés. Quelques lentilles de sables fins sont intercalées dans le remplissage.		
0	La base est marquée par un mélange de saprolites et de sédiments/colluvions (?).		
-1			
-2	Passage dans la saprolite plutôt grossière, à blocs de péridotites peu altérés (20 à 60 cm) et latérites *in situ*.		

Légende:

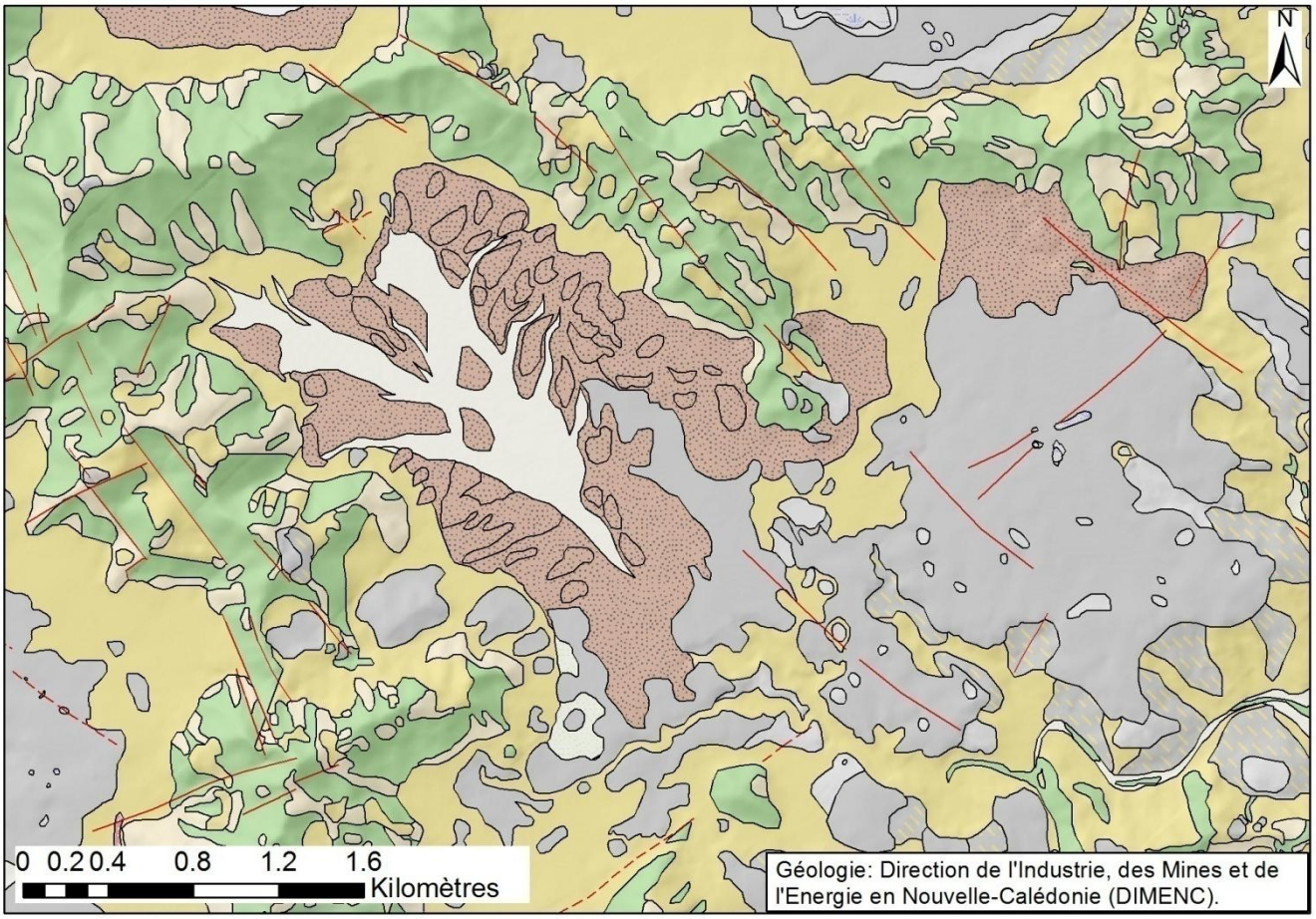
Granulométrie:
1: Argiles
2: Silts
3: Sables: a=fin
b=moyen
c=grossier
4: Graviers/galets: a=granules < 2 cm
b=graviers 2 cm < b < 6 cm
c=galets 6 cm < c < 20 cm
d=blocs > 2 0 cm

Figure 49. Log descriptif de la succession observée sur la bordure nord-ouest de la Plaine des Lacs, proche des chutes de la Madeleine.

4.6 KO4

4.6.1 Morphologie du bassin

Le bassin de KO4 (Kwé Ouest 4) fait partie du bassin de la Kwé dont la surface est d'environ 20 km². Ce sous-bassin d'environ 4 km² est ceinturé au Nord, à l'Ouest et à l'Est par un chaînon montagneux dont l'altitude moyenne oscille autour de 400 m, avec un sommet culminant à 587 m (Nu Mwâde) dans la réserve du Pic du Grand Kaori. Tout le bassin de la Kwé semblait initialement fermé au sud par un chaînon de péridotites orienté SW-NE (Kwa Néi et Ngwexii), aujourd'hui entaillé par la rivière. Ce bassin présente des affleurements de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, mais aucun ne permet d'effectuer une coupe. L'extension des sédiments est assez limitée dans le bassin de la Kwé. La majeure partie est contenue dans le sous-bassin de KO4, le reste sous forme d'îles de petite taille. La seule façon d'obtenir des informations consistait en l'étude des sondages carottés réalisés sur le bassin par l'opérateur minier Vale-NC.



Légende:

Formations fluviatiles et littorales

- Etendue d'eau
- Zone humide marécageuse
- Alluvions actuelles et récentes
- Alluvions fluvio-lacustres actuelles
- Alluvions anciennes latéritiques (Formation fluvio-lacustre)

- Faille principale observée
- Faille principale supposée
- Normal observé

Formations d'altération

- Blocs de cuirasses sur latérites épaisses
- Cuirasses en place sur péridotites indifférenciées
- Latérites minces sur péridotites
- Latérites épaisses sur péridotites

Intrusifs post-péridotites

- Gabbros pegmatoïdes, amphibolites

Nappe des péridotites

- Harzburgites

Figure 50. Carte géologique du bassin de KO4.

4.6.2 Description du remplissage sédimentaire

Trois sondages ont été décrits dans le bassin de KO4 : 12EX0302, 12EX0334 et 12EX0348.

12EX0302

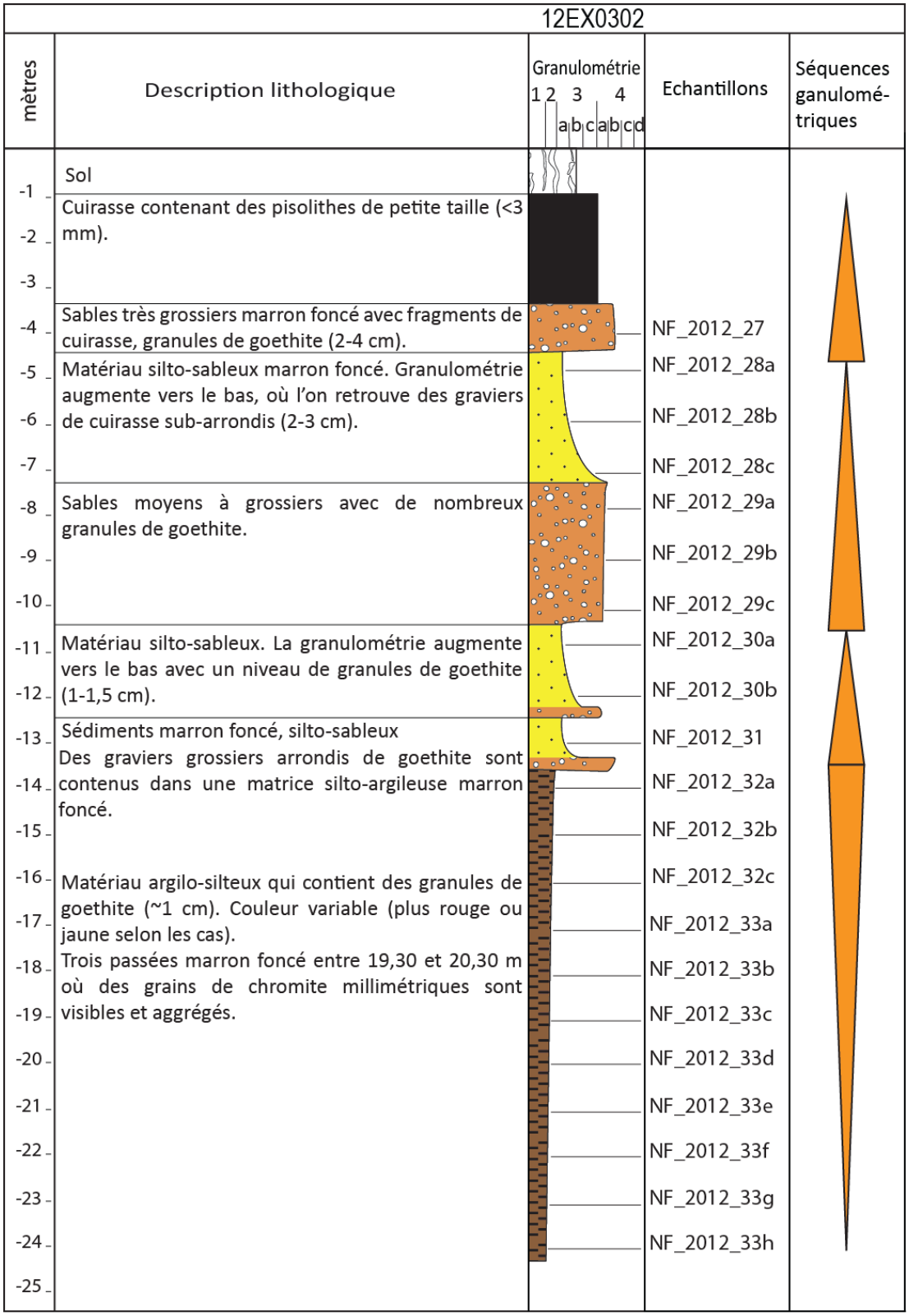
Ce sondage carotté présente une épaisseur de sédiments de 24,30 m (Figure 51), lesquels reposent via un contact érosif sur des latérites jaunes, ce qui souligne l'érosion importante du profil d'altération d'origine.

Entre -24,3 et -13,3 m, la granulométrie des sédiments est plutôt argileuse à la base et devient plus silto-argileuse vers la surface. Quelques granules de goethite sont observés dans cette partie de la succession. Entre -19,3 et -20,3 m, trois niveaux à grains de chromite agglomérés sont observés. Entre -13,3 et -12,3 m, une séquence grano-décroissante est visible. Cette dernière débute par des graviers moyens à grossiers (4 cm) et granules à matrice silto-argileuse marron foncé, puis évolue vers des sables silteux marron foncé. Une séquence grano-décroissante similaire est observée entre -12,3 et -10,3 m. Sa base est légèrement moins grossière que la séquence précédente et marquée par un niveau d'une vingtaine de centimètres de granules de goethite (1-1,5 cm). Entre -10,3 et -7,3 m, les sédiments sont composés de sables moyens à grossiers marron ocre et de granules de goethite. De -4,4 à -7,3 m, la granulométrie des sédiments diminue depuis des sables grossiers contenant quelques granules et graviers fins ferrugineux, vers des silts et sables fins. Un niveau de sables très grossiers contenant des fragments de cuirasse et des granules de graviers de goethite (2-4 cm) se retrouve entre les cotes -4,4 et -3,4 m. Plus en surface, une cuirasse pisolithique contenant de nombreux éléments figurés de petite taille (< 3 mm) marque le sommet de la succession.

Les analyses DRX sur les échantillons prélevés sur la carotte de sondage mettent en évidence que la goethite est largement dominante par rapport aux autres minéraux dans ce bassin (Tableau 5).Par ailleurs, la présence de minéraux tels que le talc, la kaolinite, la bayerite ou le quartz prouve que des roches plus acides qui n'apparaissent pas à l'affleurement, tels que des gabbros par exemple, ont été remaniées dans cette formation. La présence de kaolinite indique aussi un stade d'altération assez avancé des roches initiales.

Echantillons	Nature	Résultats DRX roche totale
NF_2012_27	Sables très grossiers	Goethite
NF_2012_28a, b, c	Silts et sables fins	Goethite, Talc, Bayerite, Quartz
NF_2012_29a, b, c	Sables moyens à grossiers, granules de goethite	Goethite
NF_2012_30a	Silts et sables fins	Goethite
NF_2012_30b	Sables très grossiers et granules	Goethite
NF_2012_31	Matériau silto-sableux marron foncé	Goethite
NF_2012_32a,b,c	Matériau silto-argileux marron avec des granules et quelques graviers.	Goethite, Kaolinite, Quartz
NF_2012_33a	Matériau argilo-silteux	Goethite
NF_2012_33b		Goethite, Kaolinite
NF_2012_33c		Goethite, Hématite
NF_2012_33d		Goethite
NF_2012_33e		Goethite, Kaolinite
NF_2012_33f		Goethite, Hématite, Talc/Willemséite
NF_2012_33g		Goethite
NF_2012_33h		Goethite

Tableau 5. Résultats des analyses DRX réalisées sur les échantillons du sondage 12EX0302



Légende:

Granulométrie:
1: Argiles
2: Silts
3: Sables: a=fin
b=moyen
c=grossier
4: Graviers/galets: a=granules < 2 cm
b=graviers 2 cm < b < 6 cm
c=galets 6 cm < c < 20 cm
d=blocs > 2 0 cm

Figure 51. Log descriptif du sondage 12EX0302 de Vale-NC réalisé dans le bassin de KO4.

12EX0334

Ce sondage présente une épaisseur de sédiments continentaux de 41 m, reposant sur des latérites jaunes (Figure 52). La succession débute par des sables moyens à matrice silteuse rouge abondante entre les cotes -41 et -36 m. Entre -36 et -30 m, les sédiments deviennent plutôt silto-argileux, et leur couleur change devenant plus jaunâtre avec quelques passées marron-rouge. Ces sédiments sont aussi marqués par la présence de fragments altérés rose blanc et noir de gabbro et des tubules de goethite. Entre -30 et -18 m, la granulométrie est assez homogène et dominée par des silts sableux ocres à marron foncé, mais trois passées sableuses sont intercalées dans les silts, entre -29,8 et -29,4 m, et entre -26,8 et -26,5 m, et à -19 m. Chacune de ces passées sableuses est composée de sables grossiers, voire très grossiers, et de granules de goethite. Parfois quelques rares tubules de goethite ont été observés. Des granules et graviers fins de goethite sont dispersés dans ces silts. Entre -18 et -17 m, deux séquences sédimentaires grano-décroissantes évoluant depuis des sables grossiers vers des silts sont observées. La granulométrie des sédiments entre -17 et -15 m est caractérisée par deux mètres de sables grossier à matrice silteuse marron-rouge contenant quelques granules millimétriques de goethite et des tâches d'oxydes de manganèse (noires) et de bastite (blanches). Entre -15 et -10 m, 5 mètres de silts et sables fins marron clair à marron foncé sont observés. On notera la présence de tâches rouge/rosées ainsi que d'éléments figurés blanc et d'un minéral fibreux vert-jaune assez altéré et brillant (chrysotile ?) dans ces sédiments. Entre -10 et -8 m, une séquence grano-décroissante est observée. Celle-ci débute par des granules et graviers sur 25 cm. La granulométrie diminue ensuite vers des sables fins et des silts marron rouge. Entre -8 et -6 m, le même type de séquence se retrouve. Cette fois ci, la base de la séquence est constituée de granules et graviers fins de goethite et péridotite altérée puis évolue vers des sables grossiers puis des sables fins voire des silts. Le sommet de la succession est cuirassé sur environ 6 mètres. Cette cuirasse contient de nombreux granules de goethite, des fragments de silice supergène et de minéral fibreux (probablement de l'anthophyllite), ainsi que des fragments rocheux de péridotites et de roches plus felspathiques. Une évolution du cuirassement est notable entre la surface bien indurée et la profondeur, où cette dernière devient moins consolidée, plus rouge avec des passées latéritiques plus importantes.

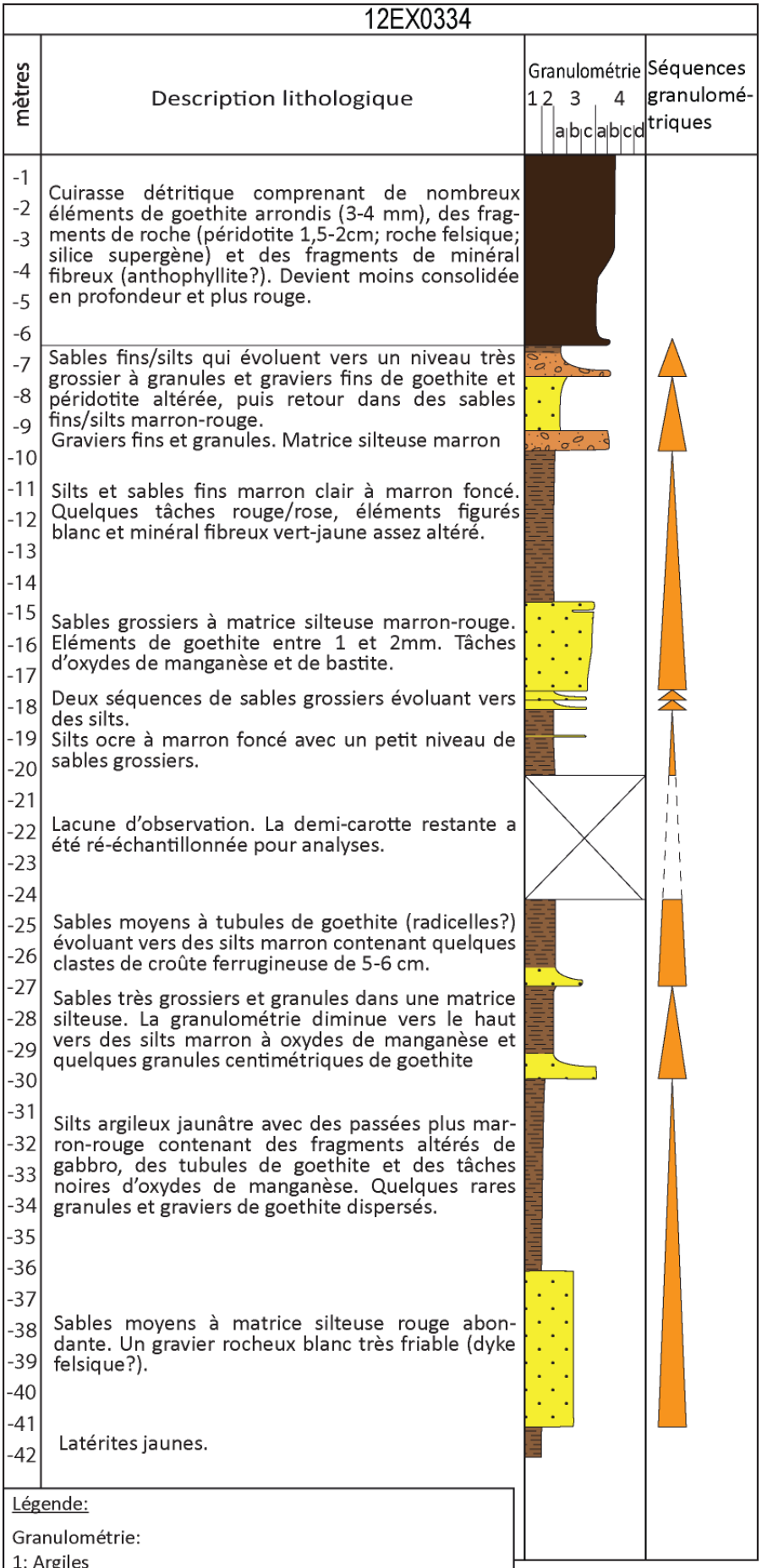


Figure 52. Log descriptif du sondage 12EX0334 de Vale-NC réalisé dans le bassin de KO4.

12EX0348

Le sondage 12EX0348 présente une succession de 41 m de sédiments reposant directement sur des latérites jaunes (Figure 53).

Le remplissage débute par des sables fins à -41 m reposant sur les latérites *in situ*. La granulométrie diminue rapidement vers des silts présentant de nombreuses taches blanches jusqu'à -36 m. De – 36 à -28 m, une autre séquence grano-décroissante débute avec 20 cm de sables très grossiers à granules ferrugineux. La granulométrie diminue ensuite vers le haut où l'on observe des mélanges de teintes entre des silts marron-rouge et des silts ocre, avec de nombreuses taches noires d'oxydes de manganèse. Entre -28 et -20 m, six séquences montrant des évolutions de la granulométrie depuis des sables très grossiers vers des silts marron clair sont observées. Dans les silts, des grains de goethite, de la bastite ainsi que des oxydes de manganèse sont parfois visibles. A partir de la cote – 20 m, deux mètres de sables moyens ocres à marron foncé et à matrice silteuse marron foncé abondante sont observés. De -18 à -15,6 m, ces mêmes sables deviennent légèrement plus grossiers, et la matrice silteuse est moins représentée. Entre -14 et -15,6 m, les sédiments sont des silts marron foncé contenant quelques grains de goethite de quelques millimètres en moyenne. Entre -11 et -14 m, les sédiments sont majoritairement des sables moyens emballés dans une matrice silteuse marron-rouge. La base de cette séquence est marquée par la présence d'un niveau très grossier d'environ 17 cm de graviers de goethite et clastes de péridotites altérés. De -11 à -7 m, une séquence grano-décroissante débute, avec à sa base 10 cm de sables grossiers qui s'affinent vers le haut en sables fins à matrice silto-argileuse marron-rouge abondante. Entre -7 et -6 m, la granulométrie augmente à nouveau, et on observe des sables grossiers ocre à matrice silteuse. Les six derniers mètres supérieurs correspondent à une cuirasse détritique constituée d'éléments ferrugineux de granulométrie équivalente à des sables moyens, agglomérés par un ciment de goethite. Les nombreuses vacuoles présentent dans cette cuirasse sont remplies de fragments millimétriques de goethite.

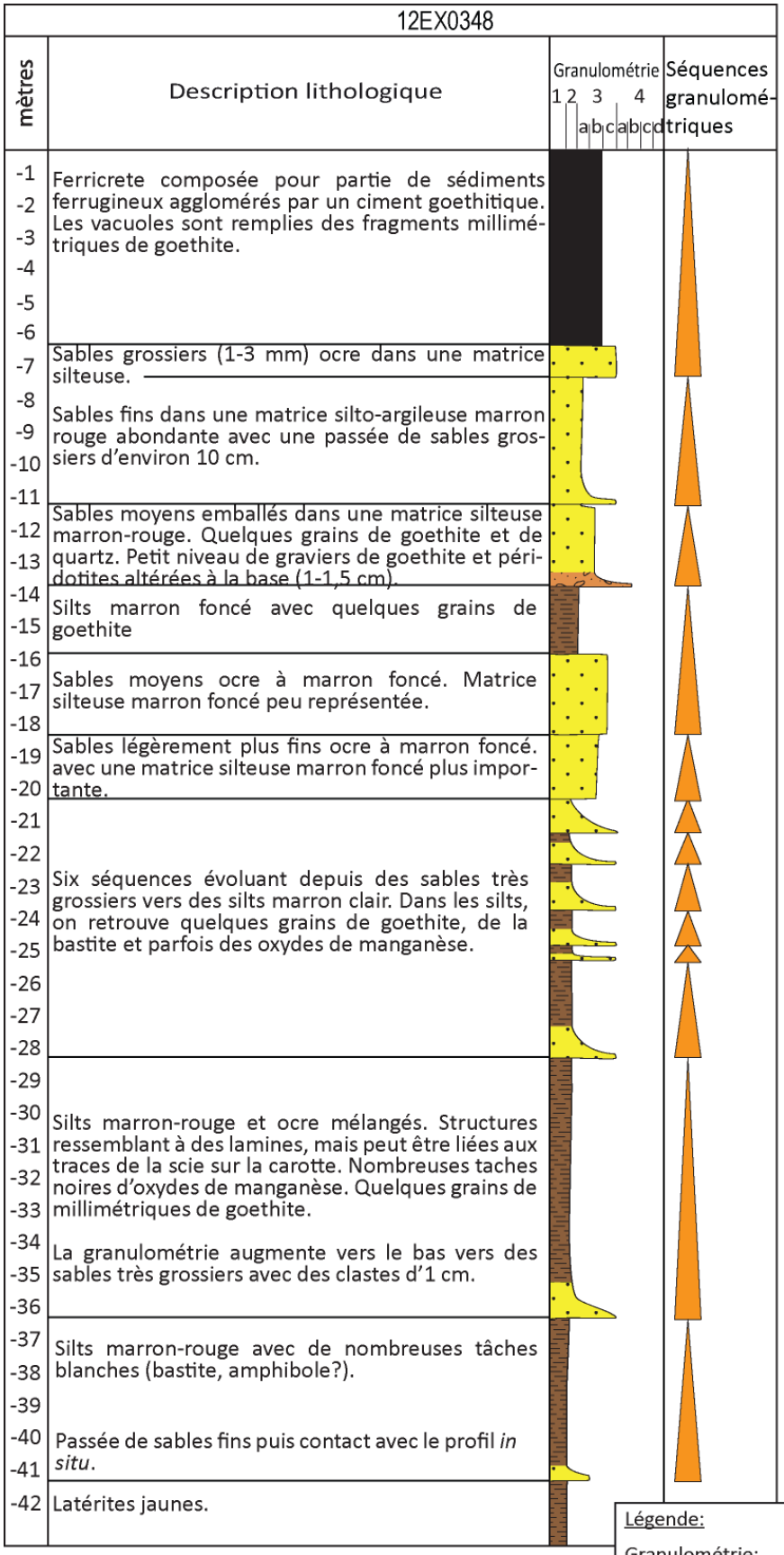


Figure 53. Log descriptif du sondage 12EX0348 de Vale-NC réalisé dans le bassin de KO4

4.6.3 Morphologie du remplissage sédimentaire

La première partie du travail avait pour but d'essayer de modéliser la géométrie du fond du bassin (Figure 54). Dans un premier temps il a fallu estimer les épaisseurs de ces sédiments dans les sondages en révisant les logs descriptifs. Il est souvent difficile de distinguer latérites *in situ* et sédiments continentaux fins dans une carotte de sondage. Les méthodes des techniciens géologues pour reconnaitre ce faciès sont basées sur des mélanges de teintes entre des couleurs de latérites rouges, jaunes, ou de latérites de gabbro, mais aussi à la proportion de grenaille ou de pisolithes (ISH pour Iron Shot dans la nomenclature de Vale-NC) dans le matériau observé.

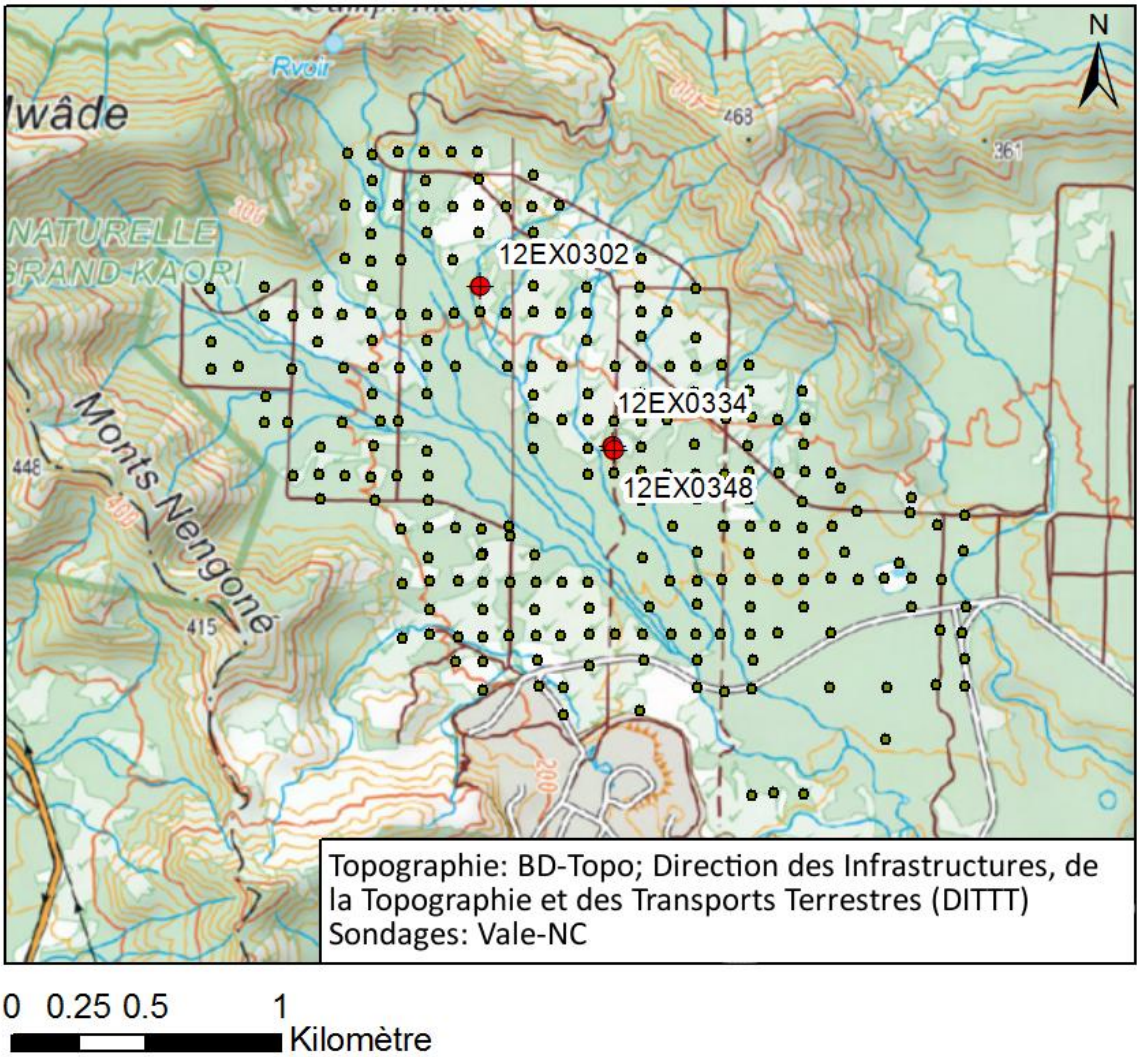


Figure 54. Répartition des forages de Vale-NC sur le bassin de KO4. Les cercles rouges marqués d'une croix représentent les forages qui ont été décrits (12EX0334 et 12EX0348 sont proches l'un de l'autre).

Du fait de cette difficulté à identifier la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud dans les forages, il est fréquent de voir plusieurs mètres de latérites rouges (LATR), plus rarement jaunes (LATJ) décrites entre deux passes où les sédiments continentaux sont clairement identifiables (Tableau 6).

Sondage	de	a	Révision	layer	code1	code2	pc1
RFOD11EX0513	0.00	1.00	LATS	ISH	ISH	LOB	70
RFOD11EX0513	1.00	2.00	LATS	ICP	ICP	ISH	80
RFOD11EX0513	2.00	3.00	LATS	LATS	LOB	ISH	60
RFOD11EX0513	3.00	4.00	LATS	LATS	LOB	ISH	70
RFOD11EX0513	4.00	5.00	LATS	LATS	ISH	ICP	60
RFOD11EX0513	5.00	6.00	LATS	ICP	ICP		100
RFOD11EX0513	6.00	7.50	LATS	ICP	ICP	LOB	95
RFOD11EX0513	7.50	8.50	LATS	LATR	LOB	ISH	60
RFOD11EX0513	8.50	9.00	LATS	LATR	LOB	ISH	60
RFOD11EX0513	9.00	9.50	LATS	LATR	LOB	ISH	90
RFOD11EX0513	9.50	10.00	LATS	LATR	LOB	ISH	95
RFOD11EX0513	10.00	11.00	LATS	LATR	LOB		100
RFOD11EX0513	11.00	12.00	LATS	LATR	LOB		100
RFOD11EX0513	12.00	12.85	LATS	LATR	LOB	ISH	95
RFOD11EX0513	12.85	14.00	LATS	LATS	ICP	LOB	90
RFOD11EX0513	14.00	14.50	LATS	LATS	LOB	ISH	90
RFOD11EX0513	14.50	15.00	LATS	LATS	LOB	ISH	90
RFOD11EX0513	15.00	16.00	LATS	LATS	LOB		100
RFOD11EX0513	16.00	17.00	LATS	LATS	LOB	ISH	80
RFOD11EX0513	17.00	18.00	LATS	LATS	LOB	ISH	75
RFOD11EX0513	18.00	18.50	LATS	LATS	LC		100
RFOD11EX0513	18.50	20.00	LATS	LATS	LOB	ISH	85
RFOD11EX0513	20.00	20.50	LATS	LATS	LOB	ISH	80
RFOD11EX0513	20.50	21.00	LATS	LATS	LOB	ISH	85
RFOD11EX0513	21.00	22.00	LATS	LATS	LOB	ISH	90
RFOD11EX0513	22.00	23.00	LATS	LATS	LOB		100
RFOD11EX0513	23.00	24.00	LATS	LATS	LOB	LIM	60
RFOD11EX0513	24.00	25.00	LATS	LATS	LIM	LOB	70
RFOD11EX0513	25.00	25.50	LATS	LATS	LIM	LOB	70
RFOD11EX0513	25.50	26.00	LATS	LATS	LIM	TRNS	60
RFOD11EX0513	26.00	27.00	LATS	LATS	LIM	LOB	60
RFOD11EX0513	27.00	28.00	LATS	LATS	LIM	LOB	60
RFOD11EX0513	28.00	29.00	LATS	LATS	LOB	TRNL	75
RFOD11EX0513	29.00	30.00	LATS	LATS	TRNL	LOB	60
RFOD11EX0513	30.00	31.00	LATS	LATS	LOB	TRNL	70
RFOD11EX0513	31.00	32.00	LATS	LATS	LOB	ISH	85
RFOD11EX0513	32.00	33.00	LATS	LATS	LOB	ISH	85
RFOD11EX0513	33.00	34.00	LATS	LATS	LOB	LIM	75
RFOD11EX0513	34.00	35.00	LATS	LATS	LOB	ISH	80
RFOD11EX0513	35.00	36.00	LATS	LATS	ISH	LOB	90
RFOD11EX0513	36.00	37.00	LATS	LATS	ISH	LOB	85
RFOD11EX0513	37.00	38.00	LATS	LATS	LOB	ISH	60
RFOD11EX0513	38.00	39.00	LATS	LATS	LIM	LOB	70
RFOD11EX0513	39.00	40.00	LATS	LATS	LIM	ISH	95
RFOD11EX0513	40.00	41.00	LATS	LATS	ISH	LOB	90
RFOD11EX0513	41.00	42.00	LATS	LATJ	LIM	ISH	90
RFOD11EX0513	42.00	42.50	LATS	LATS	LIM	ISH	60
RFOD11EX0513	42.50	43.00		TRN	TRNL	LIM	85
RFOD11EX0513	43.00	44.00		TRN	TRNL		100
RFOD11EX0513	44.00	45.00		TRN	TRNL		100

Tableau 6. Exemple de révision faite sur le log d'un sondage pour déterminer l'épaisseur des sédiments fluvio-lacustres (LATS pour latérites sédimentaires dans la nomenclature Vale-NC). ICP = Iron Cap (cuirasse), ISH = Iron Shot (grenaille), LOB= Laterite OverBurden, soit une latérite bien rouge située en haut du profil LATR=latérites rouges, LATJ= latérites jaunes, TRN= Transition entre latérites et saprolites, sableuse (TRNS)) ou liquide (TRNL), LIM= Limonites. Pc1 représente la proportion (en %) de la colonne code1 dans la passe. Le reste étant représenté par le faciès de la colonne code2.

Grâce aux données des 246 sondages de KO4, il a été possible de modéliser la paléo-topographie avant mise en place des sédiments (Figure 55), ainsi que l'épaisseur du remplissage à l'échelle du bassin (Figure 56). Grâce aux estimations faites lors de la révision des logs de sondage, la précision des différentes modélisations est de l'ordre de quelques mètres, ce qui est tolérable pour l'utilisation faite de ces données en aval.

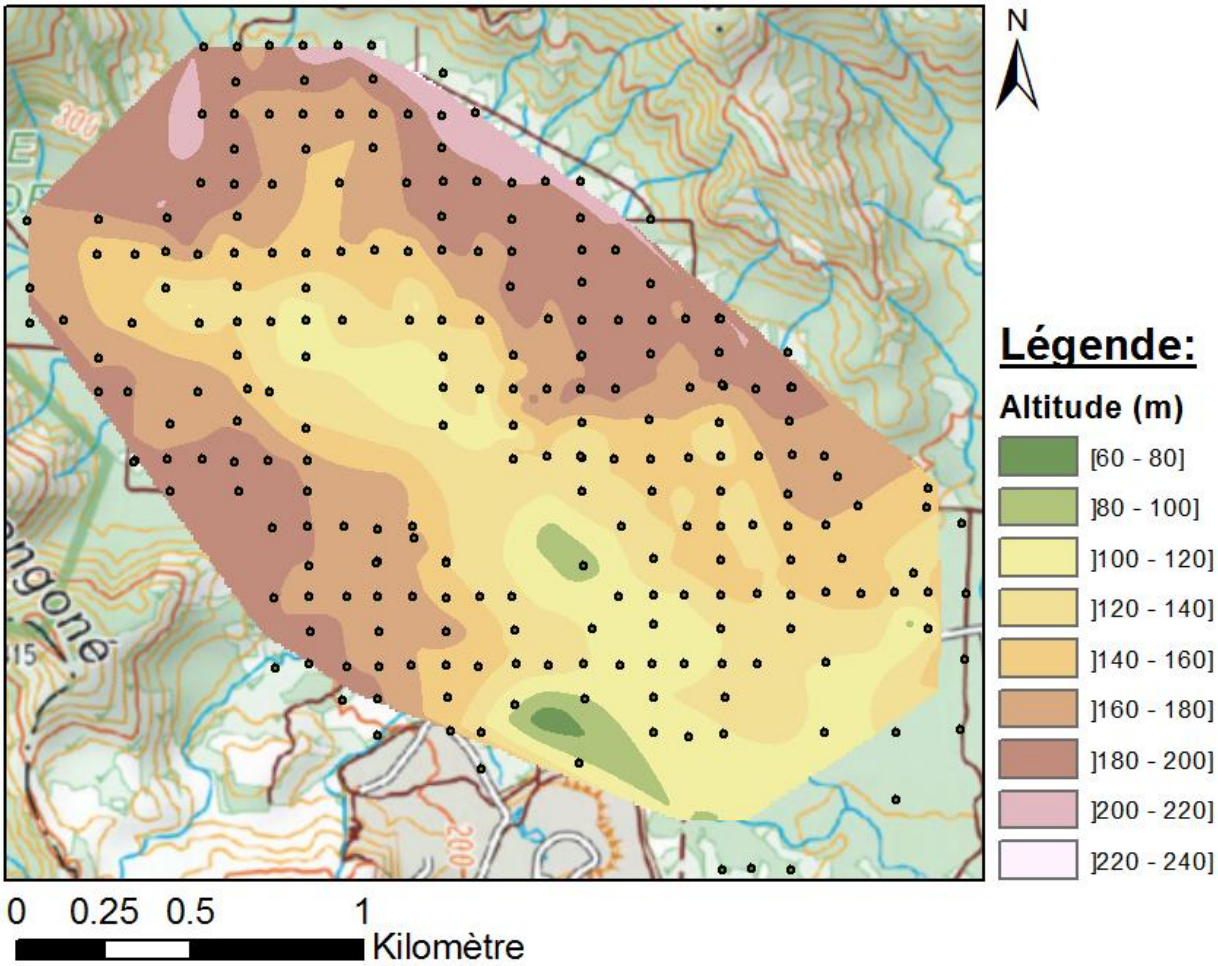


Figure 55. Modélisation de l'altitude de la base du remplissage fluvio-lacustre par la méthode des plus proches voisins. Les points représentent les sondages utilisés pour la modélisation.

En moyenne, l'épaisseur de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud sur le bassin KO4 est de 20 m. L'épaisseur maximale rencontrée est de 57 mètres tandis que le minimum rencontré est d'un peu plus d'1 m. En utilisant la carte d'altitude de la base du fluvio-lacustre, ainsi que le MNT de Nouvelle-Calédonie, il a été possible de représenter sur des coupes l'allure de sa base et de son toit sur le bassin de KO4 (Figure 57)

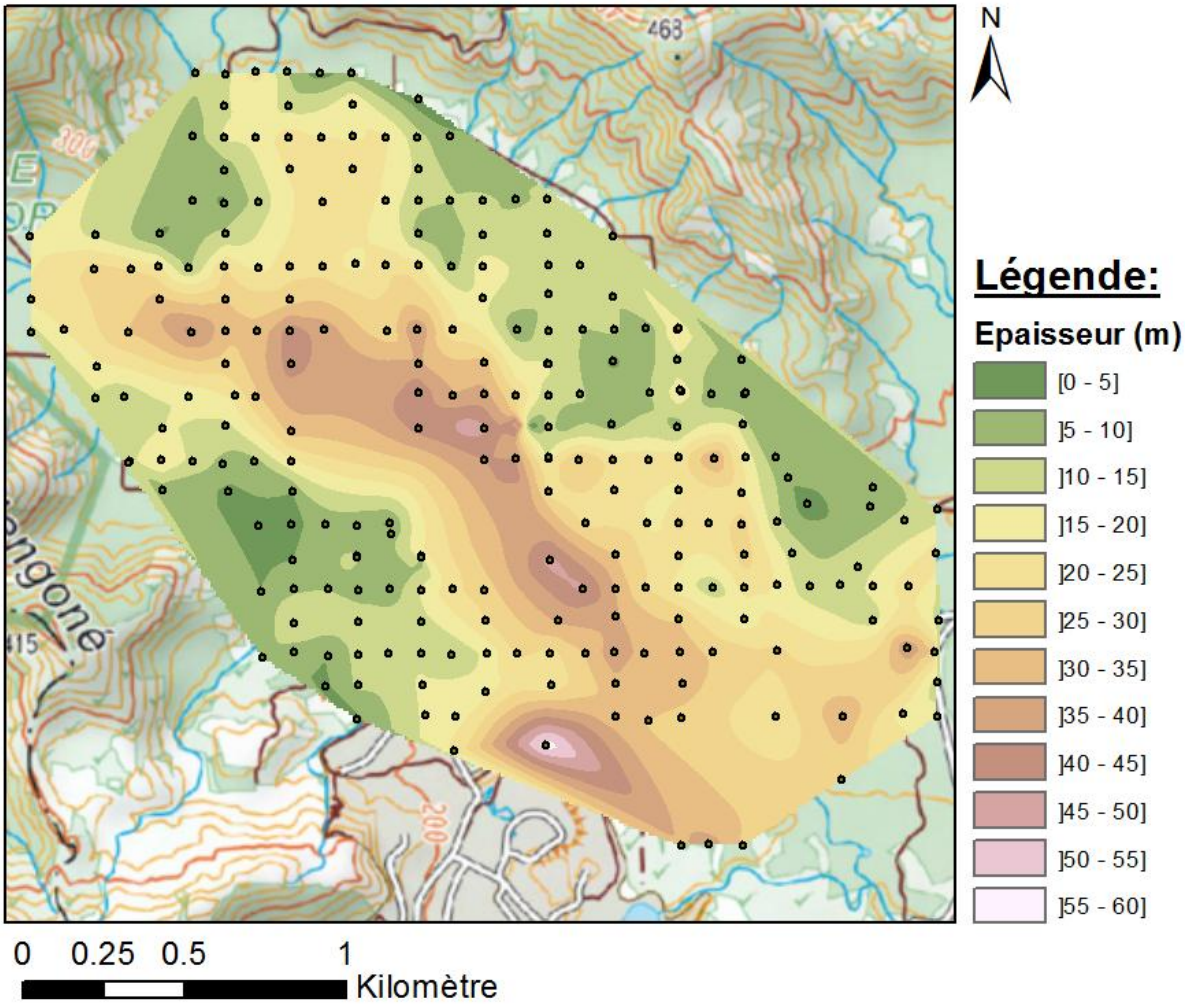


Figure 56. Carte d'épaisseur du remplissage fluvio-lacustre sur le bassin de KO4. Les points représentent les sondages utilisés pour la modélisation.

Ce modèle géométrique met en évidence une ancienne vallée orientée N140, dont le fond est situé à environ 150 mètres d'altitude. Le drainage du bassin se faisait vraisemblablement du NW vers le SE. A partir de ces données, il est difficile d'identifier clairement le cheminement de la rivière qui semble ici prendre une direction vers le sud-ouest. L'ensemble des coupes transversales BB' à EE' mettent en évidence un remplissage symétrique. La coupe DD' illustre une morphologie très plane sur la partie ouest du bassin, correspondant probablement à l'ancienne surface d'aplanissement sur les bords du chaînon de péridotite. La coupe longitudinale FF' présente une remontée de la base de la Formation d'environ 10 m dans la partie axiale du bassin, qui semble être un artefact de modélisation lié au manque de données dans la partie centrale du bassin.

Finalement, le bassin de KO4 est caractérisé par un remplissage fluviatile d'environ 60 m maximum. La granulométrie du remplissage est majoritairement fine, et à la différence du

bassin de la rivière des Pirogues, la base n'est pas soulignée par un conglomérat torrentiel, mais plutôt par des passées de sable moyen. Une question importante reste en suspens concernant la transition entres les sédiments fluviatiles et les profils d'altération *in situ* au sud-est.

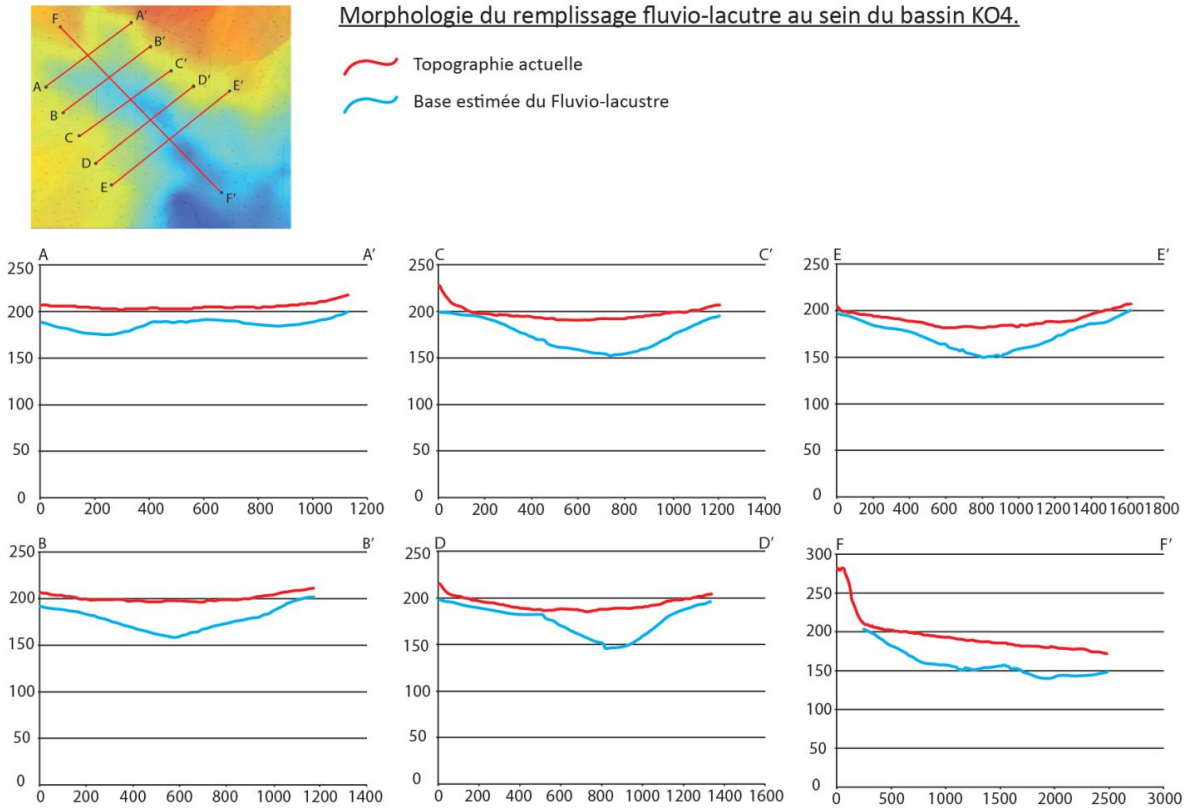
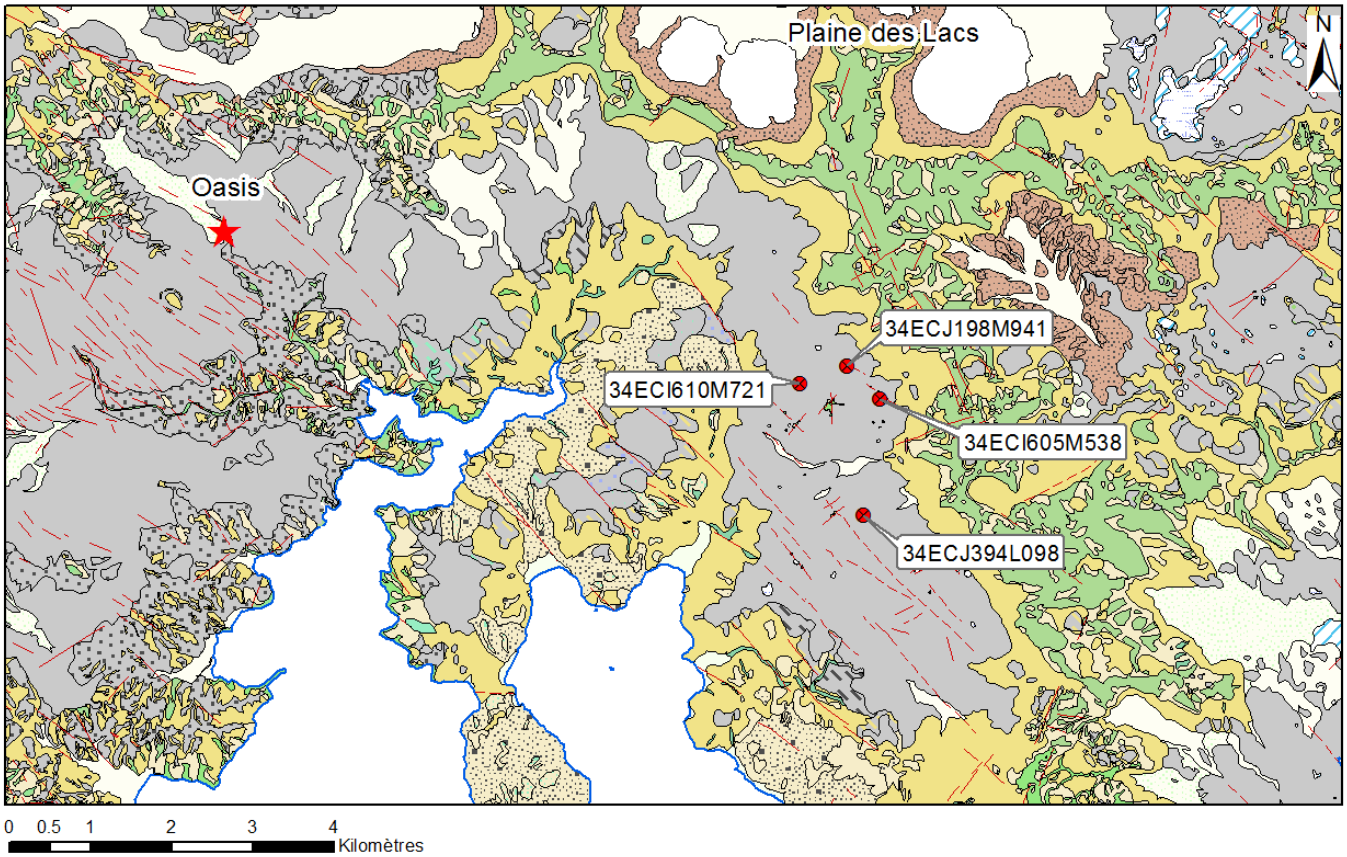


Figure 57. Coupes successives dans le bassin de KO4 représentant la paléo-topographie avant mise en place des sédiments fluvio-lacustres. L'image en haut à gauche représente la même zone que la figure 24.

4.7 Baie Nord et Prony (Sondage et Oasis)

La Baie Nord, située au sud-ouest de la Plaine des Lacs ne représente pas un bassin caractéristique de la Formation Fluvio-lacustre, mais localement, des sédiments fluviatiles ont été observés à l'affleurement au lieu dit de l'Oasis (Figure 58). D'autres sédiments de ce type ont été retrouvés dans des sondages réalisés par la SLN dans cette zone. Comme il a été précisé au paragraphe 4.6.3 il est souvent difficile de reconnaitre les sédiments continentaux dans les sondages, surtout quand leur granulométrie est fine. De ce fait, lors des discussions avec la SLN, il avait été demandé de rechercher des sondages présentant des récurrences de niveaux cuirassés afin d'identifier les zones où il y aurait superposition de deux profils

d'altération, ce qui aurait pu permettre d'identifier indirectement la Formation. Quelques sondages présentant cette particularité ont été identifiés et l'un d'entre eux a été décrit.



Légende

Formations fluviatiles et littorales

- Etendue d'eau
- Zones déprimées
- Zone humide marécageuse
- Alluvions et formations littorales associées,
- Alluvions actuelles et récentes,
- Alluvions fluvio-lacustres actuelles,
- Alluvions anciennes latéritiques (Formation fluvio-lacustre),

Formations d'altération

- Blocs de cuirasses sur cuirasses
- Blocs de cuirasses sur latérites minces
- Blocs de cuirasses sur latérites épaisses
- Blocs de cuirasses sur gabbros
- Cuirasses démantelées sur péridotites
- Cuirasses démantelées sur gabbros
- Cuirasses disloquées et démantelées
- Cuirasses en place sur dolérites ou gabbros
- Cuirasses en place sur péridotites indifférenciées
- Latérites remaniées
- Latérites minces sur péridotites
- Latérites épaisses sur péridotites
- Latérites argileuses à boulders de gabbros
- Latérites argileuses sur gabbros cumulats

Intrusifs post-péridotites

- Gabbros pegmatoïdes, amphibolites

Nappe des péridotites

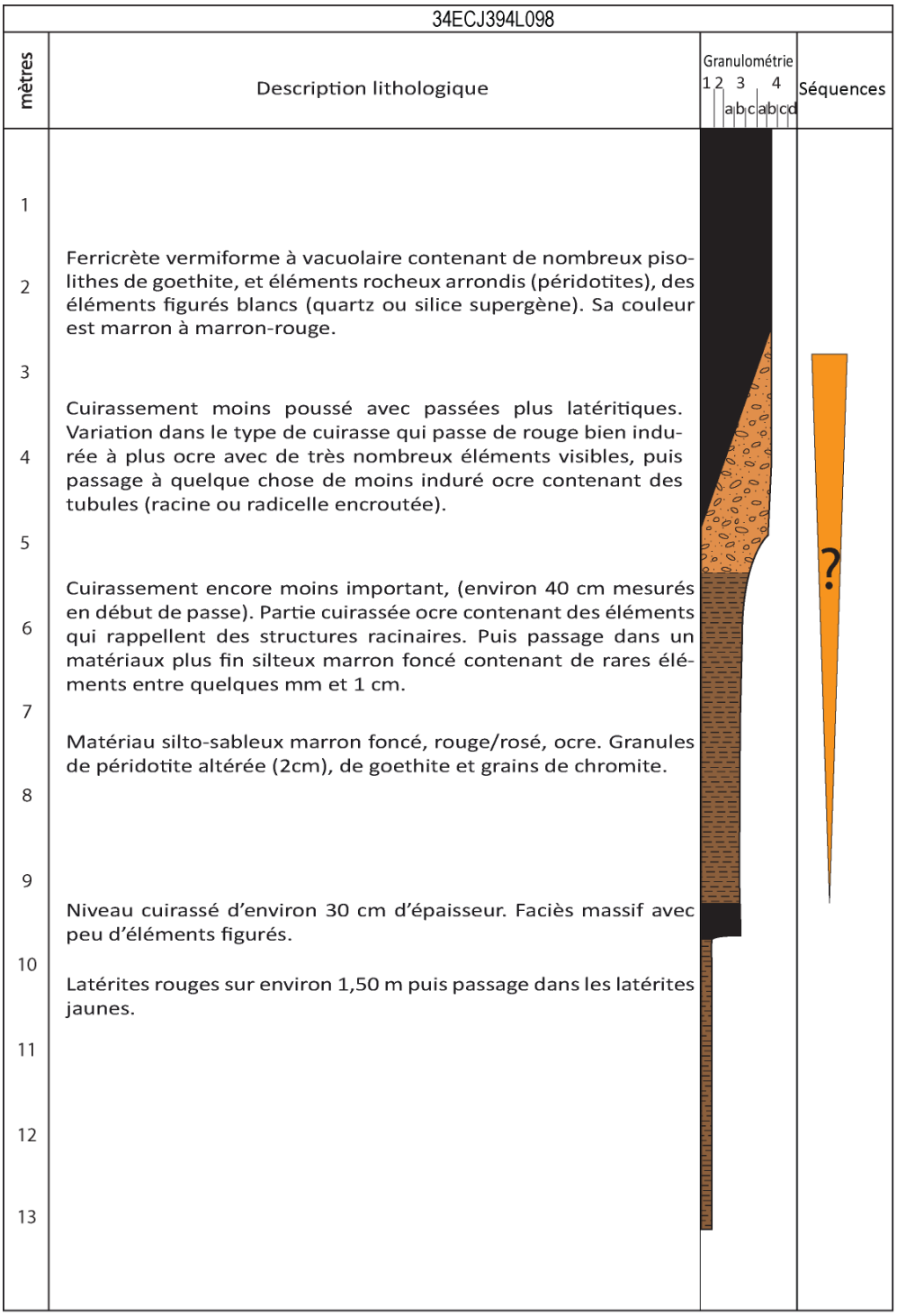
- Harzburgites
- Alternances dunites/harzburgites
- Dunites
- Wehrlites
- Gabbros cumulats

- Faille principale observée
- Faille principale supposée
- Normal observé
- Trait de cote observé

Figure 58. Carte géologique de la Baie Nord et de Prony, bordée au nord par la Plaine des Lacs, et à l'est par le bassin de KO4. L'étoile rouge représente l'affleurement situé au lieu-dit de l'Oasis. Les cercles rouges avec croix représentent les sondages de la SLN dans lesquels des sédiments fluviatiles et/ou des superpositions de niveaux cuirassés ont été identifiés. Cartographie géologique : Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie.

34ECJ394L098

Dans ce forage, la succession sédimentaire est épaisse de 10 m environ (Figure 59). Le profil d'altération *in situ* sous-jacent n'a peut-être pas été profondément érodé car on y observe les latérites jaunes et latérites rouges (1,5 m) recouvertes par une cuirasse épaisse de 30 cm environ avec un faciès massif et très peu d'éléments figurés, diagnostics de son autochtonie. Les sédiments reposent directement sur cette cuirasse en place. Le remplissage débute par 4,2 m de silts sableux marron foncé, rouge/rosé et ocre contenant de rares granules de péridotite altérée (2cm), de goethite, et des grains de chromite. Vers la surface, quelques tubules de goethite rappelant des structures racinaires sont observés. Vers 5,5 m de profondeur, la granulométrie des sédiments augmente vers un niveau de sables très grossiers contenant de nombreux graviers de péridotite et de goethite émoussés. Le cuirassement augmente depuis cette profondeur où des passées latéritiques sont observées jusqu'à la surface où l'induration est généralisée. Un changement de couleur depuis des matériaux ocre vers des sédiments plus rouges est visible. Cette cuirasse est plutôt détritique et montre un faciès vermiforme à vacuolaire. Elle contient de nombreux éléments millimétriques à centimétriques de goethite, péridotite ainsi que des éléments figurés blancs pouvant être de la silice supergène ou du quartz.



Légende:

Granulométrie:
1: Argiles
2: Silts
3: Sables: a=fin
b=moyen
c=grossier
4: Graviers/galets: a=granules < 2 cm
b=graviers 2 cm < b < 6 cm
c=galets 6 cm < c < 20 cm
d=blocs > 2 0 cm

Figure 59. Description d'un sondage SLN dans la région de la Baie Nord.

Oasis

L'affleurement du lieu-dit de l'Oasis est localisé sur une portion du circuit de Grande Randonnée (GR NC1) qui longe la rivière du Carénage. A cet endroit, des sédiments d'origine fluviatile sont observés sur les bords de la rivière, au niveau d'un front d'érosion régressive (Figure 60).

Figure 60. Photographie de la cascade au lieu-dit de l'Oasis.

La succession est observée sur environ 3,5 m d'épaisseur et repose sur les latérites *in situ* (Figure 61). Elle débute entre 1 et 1,9 m par un niveau conglomératique très grossier, hétérométrique composé de blocs émoussés de cuirasse essentiellement, de gabbro et de rares blocs de péridotite serpentinisée. La taille des blocs varie entre 20 et 60 cm. Dans ce conglomérat, les blocs ne constituent pas la fraction la plus importante. Les galets d'environ 6 cm dominent et sont de même nature lithologique que les blocs. La matrice est plutôt sablo-silteuse et de couleur marron ocre. La granulométrie des sédiments diminue vers le haut. Entre 1,9 et 2,5 m, elle passe à des granules et graviers grossiers, puis des sables grossiers à stratifications obliques orientées vers le sud, et enfin à des sables fins silteux ocres à marron-rouge. Entre 2,5 et 3,5 m, une nouvelle séquence grano-décroissante est observée. Celle-ci débute par des granules et graviers puis la granulométrie diminue vers des

sables fins. Des stratifications obliques pentées vers le sud sont aussi observées dans les sables. Enfin, entre 3,5 et 4,5 m, les sédiments sont composés d'un mélange de granules et sables grossiers. Les 50 derniers centimètres sont marqués par une cuirasse détritique dont le faciès est massif à lamellaire.

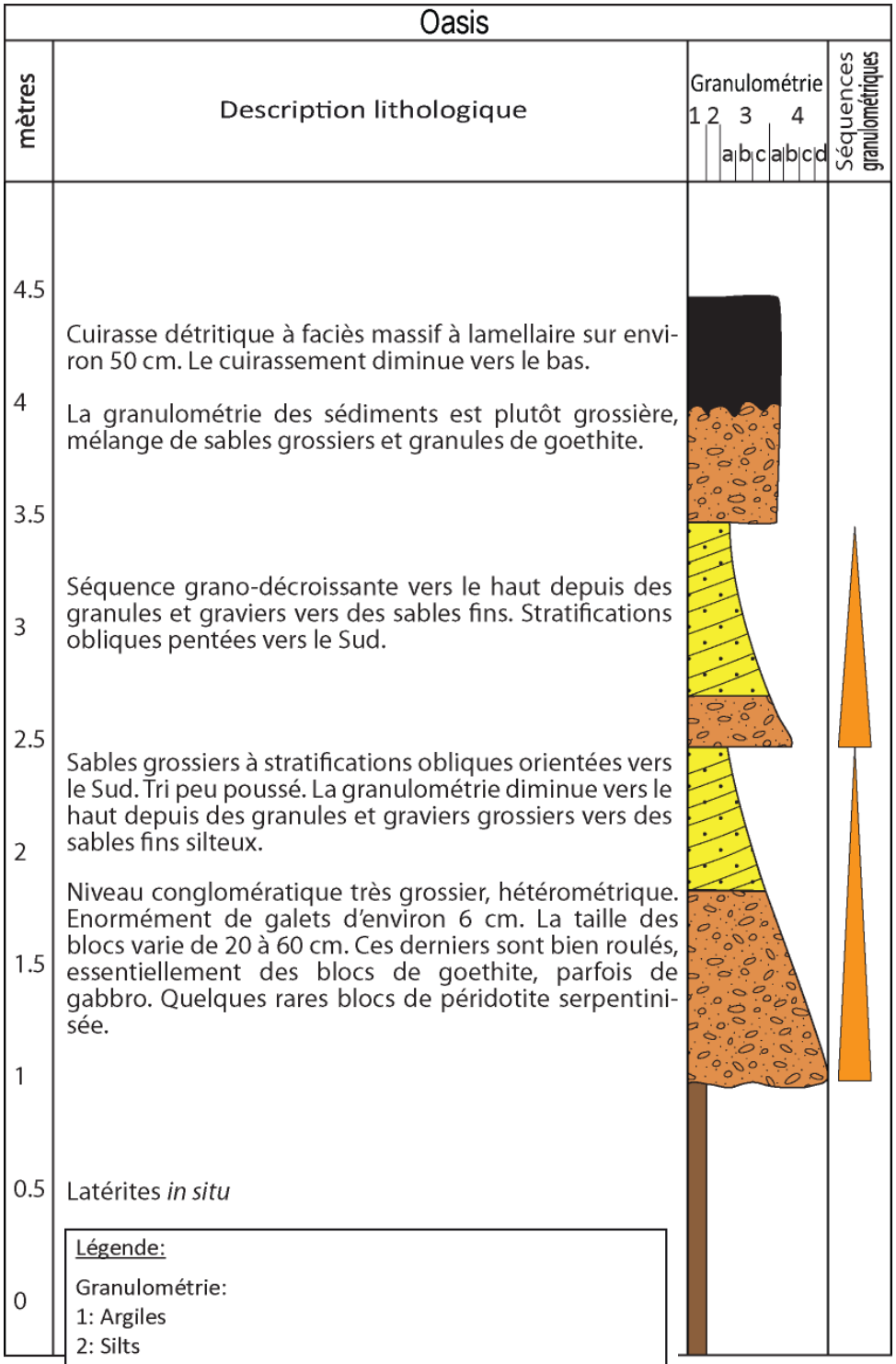


Figure 61. Description du remplissage sédimentaire au niveau du lieu-dit de l'Oasis.

5. Développement et altération des « cuirasses » intra et supra-Fluvio-lacustre.

La Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud présente différents types d'horizons indurés parallèles à la stratification, ou parfois sécants. Plusieurs échantillons ont été prélevés au sommet et à l'intérieur de la succession. Des lames minces ont été réalisées au sein de ces niveaux (Tableau 7)

Echantillon	Lieu de prélèvement	Description
NF_2012_37	Pont-Gauzère, rivière des Pirogues	Echantillon de couleur ocre à marron foncé, essentiellement composé de goethite. Concrétions ferrugineuses sous forme de mamelons sur la face supérieure.
NF_2012_38	Pont-Gauzère, rivière des Pirogues	Niveau induré intra-sédiments
NF_2012_39	Pont des Japonais, proche de PJAP4	Niveau induré à ciment ferrugineux avec de nombreux clastes blancs et ocre anguleux.
NF_2012_40	Pont-Gauzère, rivière des Pirogues	Niveau induré homogène marron clair. Renflements sur la face inférieure ressemblant à des racines.
NF_2012_41	Lieu-dit de la Laverie (Plaine des Lacs)	Niveau induré noir avec un réseau racinaire de couleur ocre sur la face inférieure.
NF_2012_42	Pont-Gauzère, rivière des Pirogues	Niveau induré comprenant de nombreux éléments figurés anguleux blanc et beige.
NF_2012_43	Lieu-dit de la Laverie (Plaine des Lacs)	Niveau induré très poreux composé uniquement de goethite

Tableau 7. Tableau récapitulatif des niveaux prélevés pour la réalisation de lames minces.

Parmi les lits indurés, l'étude des lames minces révèle qu'ils correspondent pour la plupart à une cimentation ou un concrétionnement ferrugineux du sédiment originel (Figure 63A). Certains cependant ne sont composés que d'oxyde de fer et peuvent être très poreux (Figure 63B). Le sédiment est majoritairement constitué de nodules et clastes d'oxydes de fer (goethite, hématite) bien arrondis pour la plupart et de minéraux résiduels (quartz, gibbsite, serpentine, chromite) plus anguleux, voire partiellement dissouts. Certains grains observés dans le sédiment sont eux-mêmes issus du remaniement d'autres produits d'érosion (Figure 63 A). L'altération des grains est parfois bien marquée par la présence d'auréoles d'altération croissante vers la périphérie (Figure 63 C et D). Certaines de ces structures ont permis la conservation de structures végétales, telles que les fossiles végétaux observés au niveau de PJAP1 ou des fragments de tissu végétal à proximité des chutes de la Madeleine (Figure 63 E et F). Le concrétionnement lié au battement de la nappe phréatique se traduit par le remplissage des interstices par des oxydes de fer déposés sous forme de concrétions régulières et continues (Figure 63 G). Des photographies prises au MEB ont permis de bien mettre en évidence ce genre de concrétionnement dans les pores d'échantillons prélevés pour analyse paléomagnétique dans la région du Pont des Japonais (Figure 62).

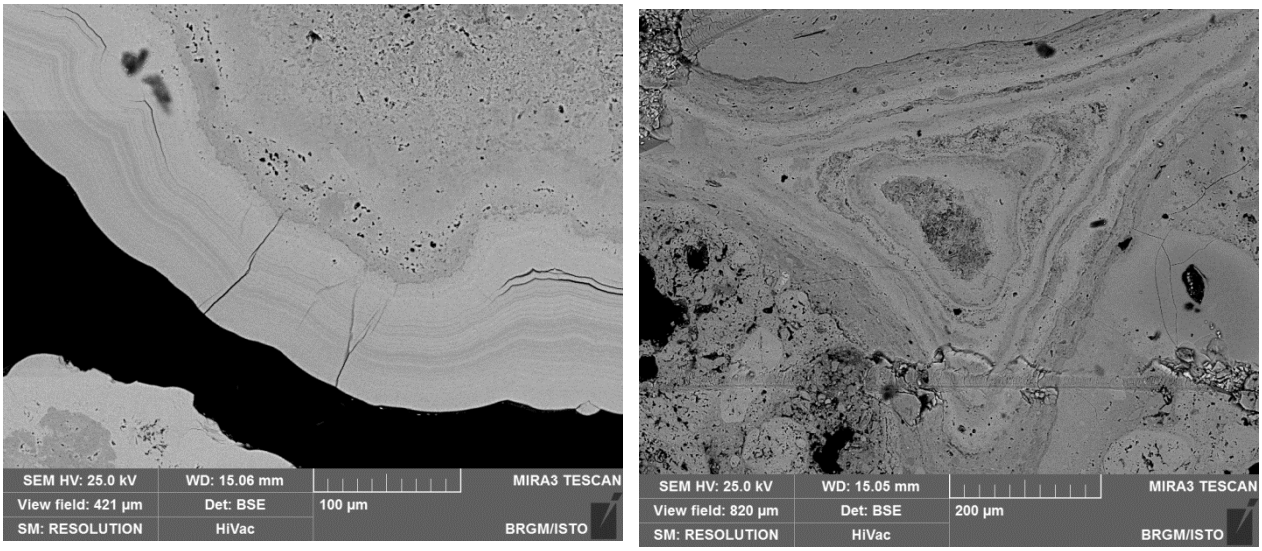


Figure 62. Photographies MEB de deux échantillons de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud, GERT1-34 à gauche et PJAP2-16 à droite (photographies réalisées par Brice Sevin et Caroline Ricordel-Prognon).

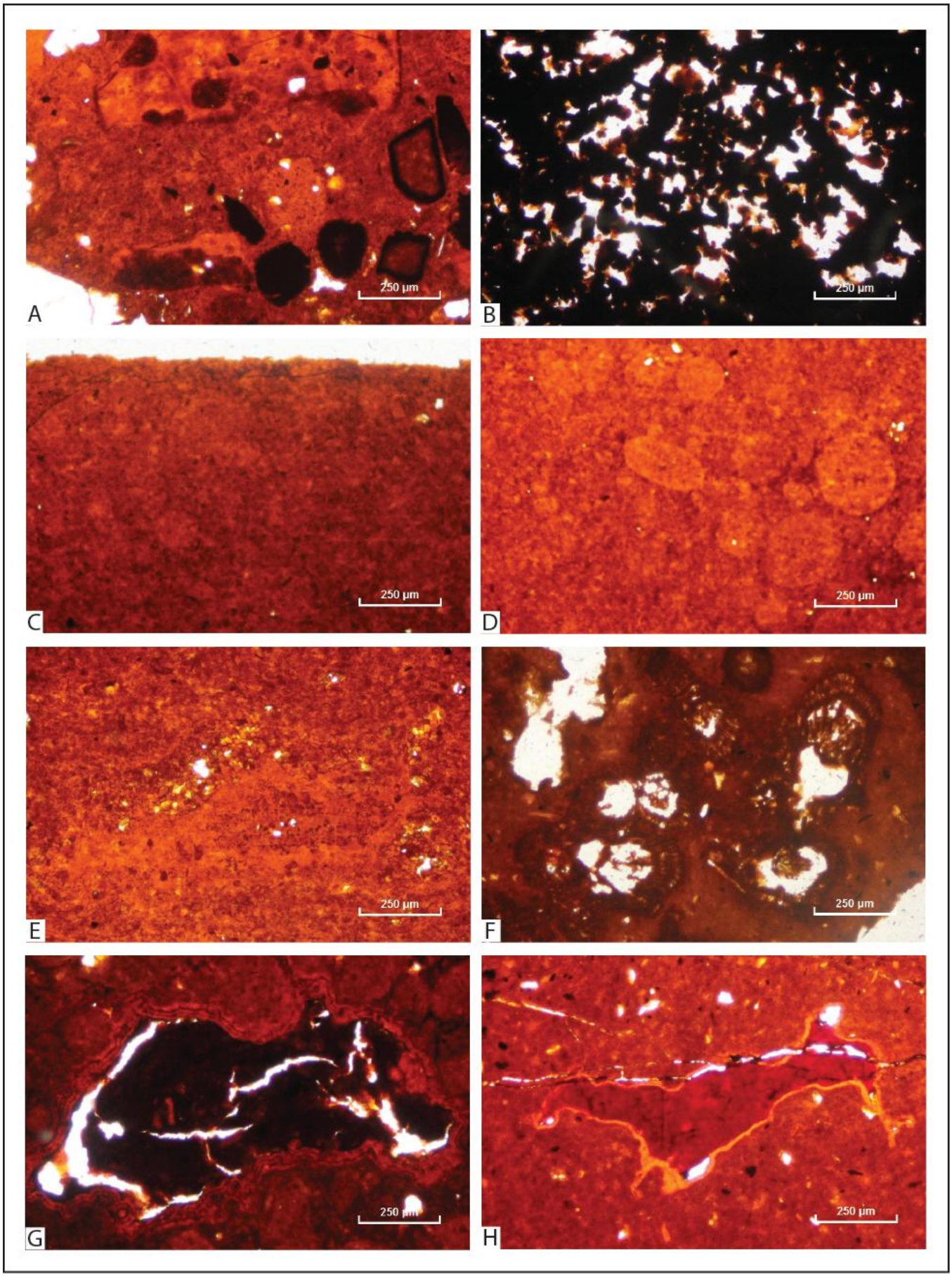


Figure 63. Photographies de lames minces réalisées dans les niveaux indurés de la Formation. A : grains constitutifs du niveau induré. Certains sont composés de matériel remanié. B : Niveau de goethite très poreuse. C et D : Altération des grains plus marquée dans la partie de l'échantillon orientée vers la surface (C) que dans la partie inférieure (D). E et F : Restes de tissus végétaux. G : Cavité avec dépôts de plusieurs concrétions continues d'oxydes de fer, puis remplissage d'oxyde de fer marron foncé. H :

6. Analyse granulométrique des sédiments fluvio-lacustres.

6.1 Méthode d'échantillonnage et d'analyse

Afin d'étudier la dynamique du milieu, des échantillons ont été prélevés sur lors du levé des coupes présentées précédemment. Sur les affleurements, l'échantillonnage a été réalisé à chaque changement de lithologie sur PIROG 1 et GAUZ 1. Dans ce cas, une attention particulière était portée pour ne pas mélanger les bancs de granulométries différentes. Pour le sondage 12EXO302 de Vale, comme les variations de granulométrie n'étaient pas facilement appréciables, le choix a été fait d'échantillonner environ tous les mètres. Cet échantillonnage était resserré si un changement était clairement observé.

Les échantillons de granulométrie supérieure à 1 mm ont été tamisés grâce à une colonne vibrante de tamis jusqu'à 100 µm tandis que ceux d'une granulométrie inférieure à 1mm ont été étudiés avec un granulomètre laser (Malivern Mastersizer 2000). Pour ces derniers, des essais sans les ultrasons montraient une agglomération des particules fines au cours des mesures. Le choix a donc été fait de maintenir les ultrasons durant la mesure (5 fois 20 secondes) de l'échantillon pour permettre une meilleure dispersion des particules. Des paramètres graphiques ont été calculés par la suite afin de décrire et caractériser ces sédiments en se basant sur la méthode de Folk et Ward (1957) tirées de la publication de Blott et Pye (2001). Les paramètres calculés sont les suivants :

- La Médiane correspondant à 50% sur la courbe cumulative.

- La Moyenne de formule :
  Moyenne et médiane reflètent la distribution granulométrique du sédiment et l'énergie cinétique moyenne lors de son dépôt ; plus le sédiment est grossier, plus l'énergie du milieu est élevée, et inversement.

- Le Classement, Sorting (So) ou Indice de Trask indique la qualité du classement du sédiment. Mieux ce dernier est classé, plus l'indice de Sorting sera petit.

- L'Asymétrie ou Skewness (Sk), ce paramètre est souvent présenté comme un indicateur de l'environnement de dépôt. Il représente la prépondérance des

particules fines (valeurs positives) ou grossières (valeurs négatives) par rapport à la moyenne. Si Sk<-0.1 il y a prépondérance de particules grossières, qui indique un environnement agité avec un courant assez fort. A l'inverse, si Sk>+0,1 la prépondérance de particules fines indiquerait plutôt un environnement calme avec un faible courant. Entre -0.1 et +0.1, il y a autant de particules fines que de particules grossières, attestant d'un milieu soumis à un courant régulier.

- L'Acuité ou Kurtosis (Kg) permet de comparer les valeurs relatives de distribution, c'est-à-dire de constater l'étalement de la courbe de fréquence

Pour des valeurs <0,90, la courbe de fréquence est très étalée et montre une égale représentativité des différentes classes (platykurtique). Si Kg est >1,1, la répartition montre la prédominance d'une classe sous la forme d'un pic sur la courbe de fréquence (leptokurtique). Entre ces valeurs, il existe une répartition normale des classes granulométriques (mésokurtique).

Les formules pour calculer ces paramètres sont présentées ci-dessous (Tableau 8).

Mean	Standard deviation	Skewness	Kurtosis
$M_Z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6{\cdot}6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2{\cdot}44(\phi_{75} - \phi_{25})}$

Sorting (σ_1)		Skewness (Sk_1)		Kurtosis (K_G)	
Very well sorted	<0·35	Very fine skewed	$^{+}$0·3 to $^{+}$1·0	Very platykurtic	<0·67
Well sorted	0·35–0·50	Fine skewed	$^{+}$0·1 to $^{+}$0·3	Platykurtic	0·67–0·90
Moderately well sorted	0·50–0·70	Symmetrical	$^{+}$0·1 to $^{-}$0·1	Mesokurtic	0·90–1·11
Moderately sorted	0·70–1·00	Coarse skewed	$^{-}$0·1 to $^{-}$0·3	Leptokurtic	1·11–1·50
Poorly sorted	1·00–2·00	Very coarse skewed	$^{-}$0·3 to $^{-}$1·0	Very leptokurtic	1·50–3·00
Very poorly sorted	2·00–4·00			Extremely leptokurtic	>3·00
Extremely poorly sorted	>4·00				

Tableau 8. Formules de calcul des paramètres graphiques utilisés pour la caractérisation des sédiments étudiés, d'après la méthode de Folk et Ward (1957) *in* Blott et Pye (2001).

Concernant les échantillons analysés par tamisage, pour lesquels il était plus difficile de mesurer certains percentiles, d'autres formules ont été utilisées, issues de l'ouvrage de Fournier et al. (2012).

Ces paramètres sont les suivants :

- L'indice de Trask ou Sorting-index So exprimé selon la formule suivante :
  - So (mm) = $\sqrt{\frac{Q25\ (mm)}{Q75\ (mm)}}$

Le classement est alors d'autant plus mauvais que les valeurs du So sont élevées.

So	Classement
1 à 1,17	Très bien classé
1,17 à 1,20	Bien classé
1,20 à 1,35	Assez bien classé
1,35 à 1,87	Moyennement classé
1,87 à 2,75	Mal classé
>2,75	Très mal classé

- L'indice d'asymétrie de Trask défini par :
  - Ast=$\frac{Q25(mm)\ x\ Q75(mm)}{Q50^2(mm)}$

Si ast=1, le mode coïncide avec la médiane et la moyenne, les fractions fines et grossières sont classées symétriquement par rapport à la médiane,

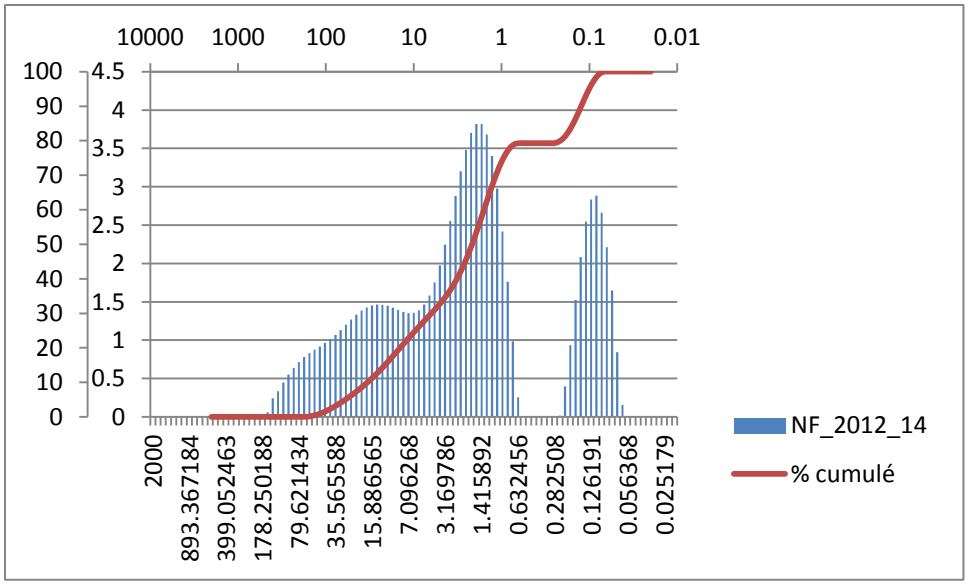
Si ast<1, la fraction grossière est plus importante et mieux classée que la fraction fine. La médiane et le mode se situent à gauche de la moyenne,

Si ast>1, la fraction fine est mieux classée que la fraction grossière. La médiane et le mode sont cette fois à droite de la moyenne.

6.2 Echantillons prélevés sur le bassin de la Rivière des Pirogues

Ce travail se veut exploratoire et des travaux plus poussés pourraient être envisagés à l'avenir. Dans ce paragraphe, seuls quelques résultats sont présentés, l'ensemble des analyses granulométriques réalisées est présenté en Annexe 1.

Dans le cas de la coupe de GAUZ1 en position amont sur la rivière des Pirogues, les échantillons étudiés présentent tous un mauvais voire très mauvais classement, représenté par un Sorting élevé supérieur à 1 (Figure 64). Pour cet échantillon représentant la base de la coupe, l'histogramme de fréquence souligne une distribution polymodale, à asymétrie négative, décalée vers les particules grossières. La courbe cumulative, globalement parabolique étalé (en S) montre plusieurs inflexions nettes dont l'une liée à l'absence de particules de tailles comprises entre 0,12 et 0,63 µm. Ce faciès parabolique de la courbe cumulative indiquerait des caractères sédimentologiques assez primitifs, mais qu'il y a eu transport des particules avec triage sélectif (Sourdat *et al.* 1975).



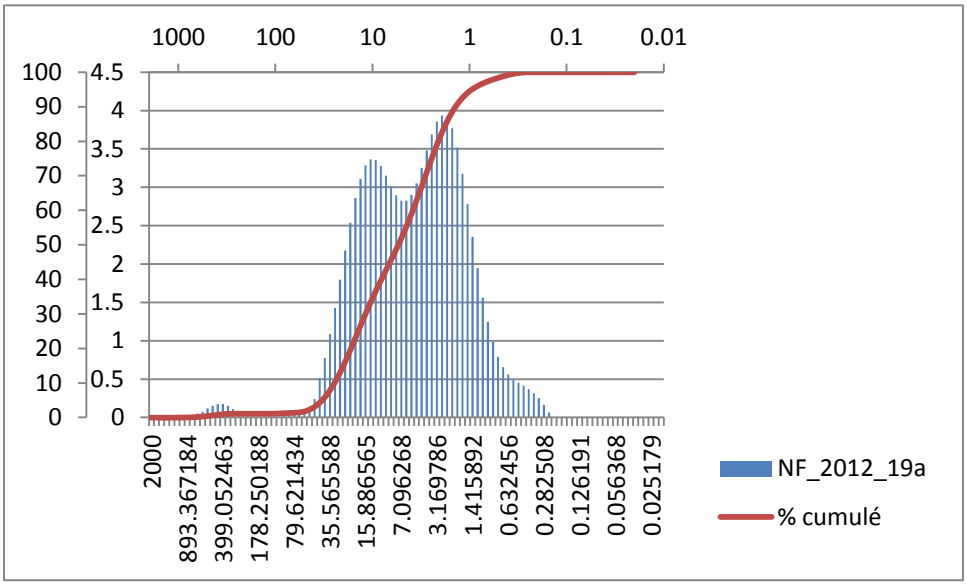
Quantile	µm	ϕ
1	126,19	2,99
5	63,25	3,98
10	35,57	4,81
16	20,00	5,64
25	10,02	6,64
50	2,24	8,80
75	1,00	9,96
84	0,18	12,45
90	0,13	12,95
95	0,11	13,12
99	0,09	13,45

Moyenne (µm et ϕ)	2,00	8,97
Médiane (µm)	2,24	
So (ϕ)	3,09	Very poorly sorted
Sk (ϕ)	0,01	Symmetrical
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,13	Leptokurtic

Figure 64. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_14 et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul.

Il est intéressant de remarquer que la granulométrie estimée à des sables grossiers sur le terrain semble être largement influencée par la présence de particules agglomérées. Les valeurs de la moyenne et de la médiane sont en fait très faibles et attestent d'un mélange silto-argileux.

Les niveaux fins du remplissage à cet endroit présentent une distribution différente (Figure 65). La distribution est bimodale, avec un mode à 13 µm, et le second à 2 µm. Le léger pic observé pour les diamètres plus grossiers peut être relié à l'agglomération de particules, malgré le maintient des ultrasons et pourrait être éliminé de l'analyse. Le classement est ici faible.



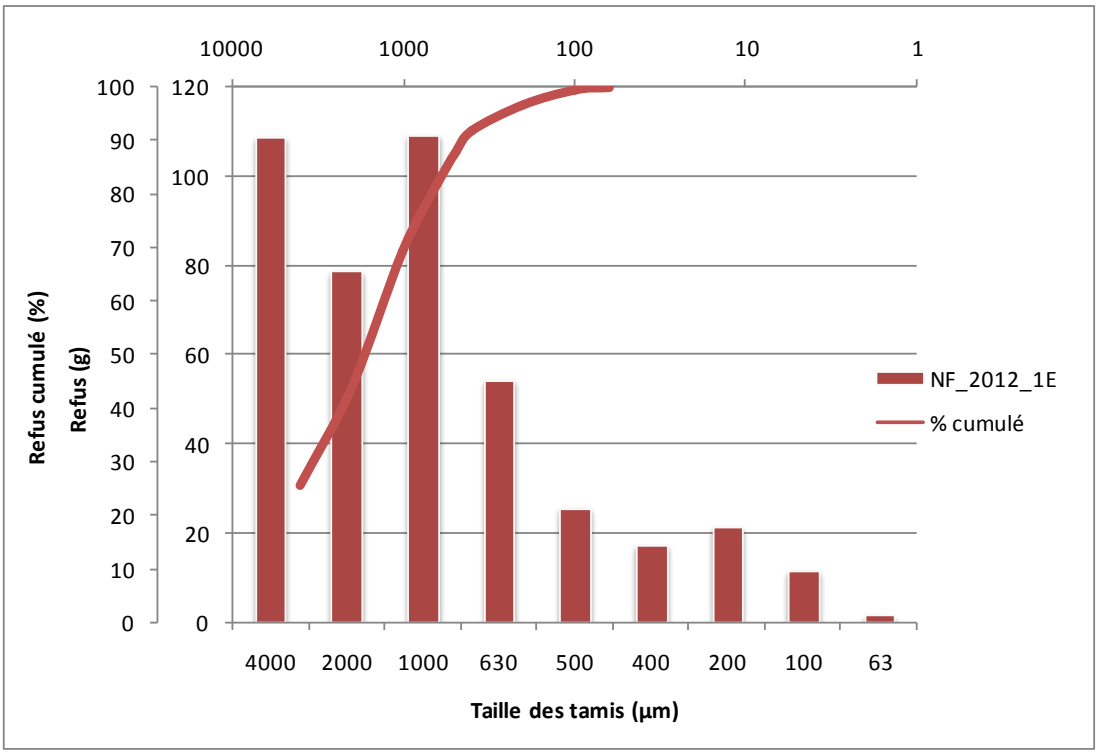
Quantile	µm	ϕ
1	355,66	1,49
5	35,57	4,81
10	25,18	5,31
16	20,00	5,64
25	14,16	6,14
50	5,64	7,47
75	2,52	8,63
84	2,00	8,97
90	1,42	9,46
95	1,00	9,96
99	0,45	11,13

Moyenne (µm et ϕ)	6,09	7,36
Médiane (µm)	5,64	
So (ϕ)	1,61	Poorly sorted
Sk (ϕ)	-0,07	Symmetrical
Kurtosis (Kg en ϕ)	0,85	Platykurtic

Figure 65. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_19a et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul.

La courbe cumulative présente un faciès en S, légèrement redressé à tendance parabolique.

En aval, les sédiments de PIROG1, présentent également tous un faible classement assez typique du domaine fluviatile. L'échantillon 1E (Figure 66) a été prélevé dans un niveau de granules quelques mètres au dessus du conglomérat en base du remplissage. La distribution présente plusieurs modes à 4 mm, 1 mm et 0,2 mm.

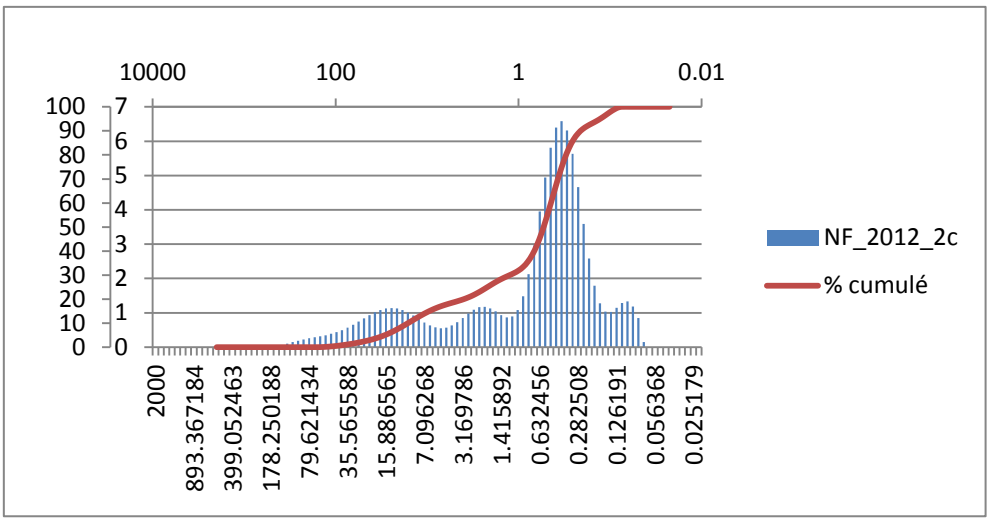


Quantile	mm
25	4,30
50	2,30
75	1,80

Médiane (mm)	2,30
So	1,55
ast	1,46

Figure 66. Histogramme de fréquences et courbes de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_1E prélevé sur la coupe PIROG1.

L'échantillon NF_2012_2C (Figure 67) prélevé dans des niveaux argilo-silteux présente une distribution polymodale avec un pic majeur vers 0,4 µm.



Quantile	µm	ϕ
1	79,62	3,65
5	31,70	4,98
10	17,83	5,81
16	8,93	6,81
25	2,24	8,80
50	0,56	10,79
75	0,36	11,46
84	0,28	11,79
90	0,22	12,12
95	0,14	12,79
99	0,10	13,28

Moyenne (µm et ϕ)	1,12	9,80
Médiane (µm)	0,56	
So (ϕ)	2,43	Very poorly sorted
Sk (ϕ)	-0,54	Very coarse skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,20	Leptokurtic

Figure 67. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_2C et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul.

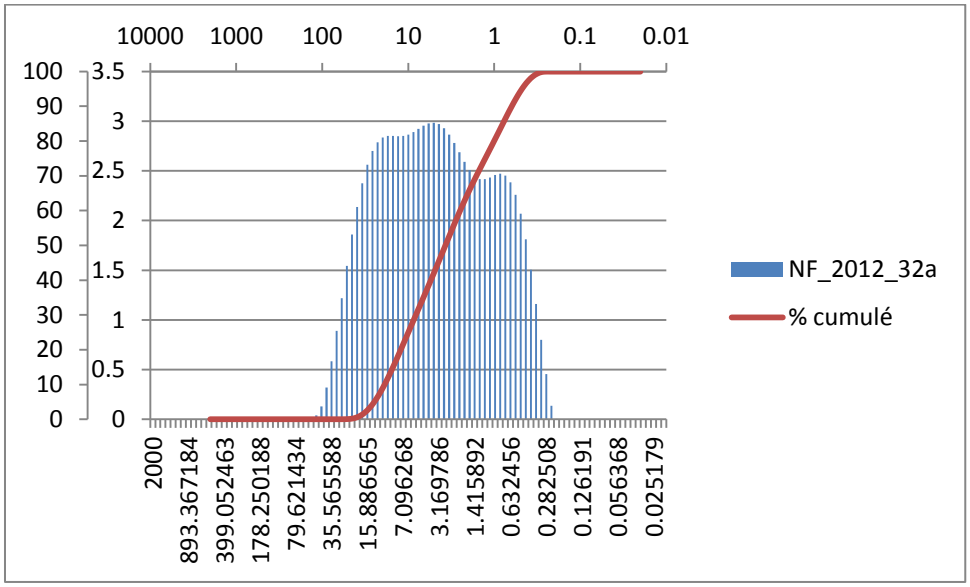
Le classement de l'échantillon est très faible et sa distribution très asymétrique décalée vers les particules grossières. La courbe cumulative présente un faciès parabolique.

D'un point de vue général, la différence entre les sédiments de GAUZ 1 en amont et PIROG1 en aval (par rapport à la rivière actuelle) n'est pas très sensible, les sédiments présentent tous un classement très faible, typique du milieu fluviatile. Les échantillons polymodaux

pourraient résulter d'un mélange de différentes classes de sédiments bien définies. Ce mélange pourrait être lié au fonctionnement de la rivière qui durant son évolution remanie des sédiments préalablement déposés, ou au changement de débit de la rivière lié à une crue importante (lors d'un épisode cyclonique par exemple).

6.3 Echantillons provenant du bassin de KO4

Au sein d'un forage carotté (12EXO302), il n'est pas toujours facile d'identifier les changements de granulométrie à cause du lissage de la carotte. Dans les figures suivantes, les résultats des analyses granulométriques sur un sédiment silto-argileux (Figure 68) et sur un niveau de sable grossier à granules (Figure 69)

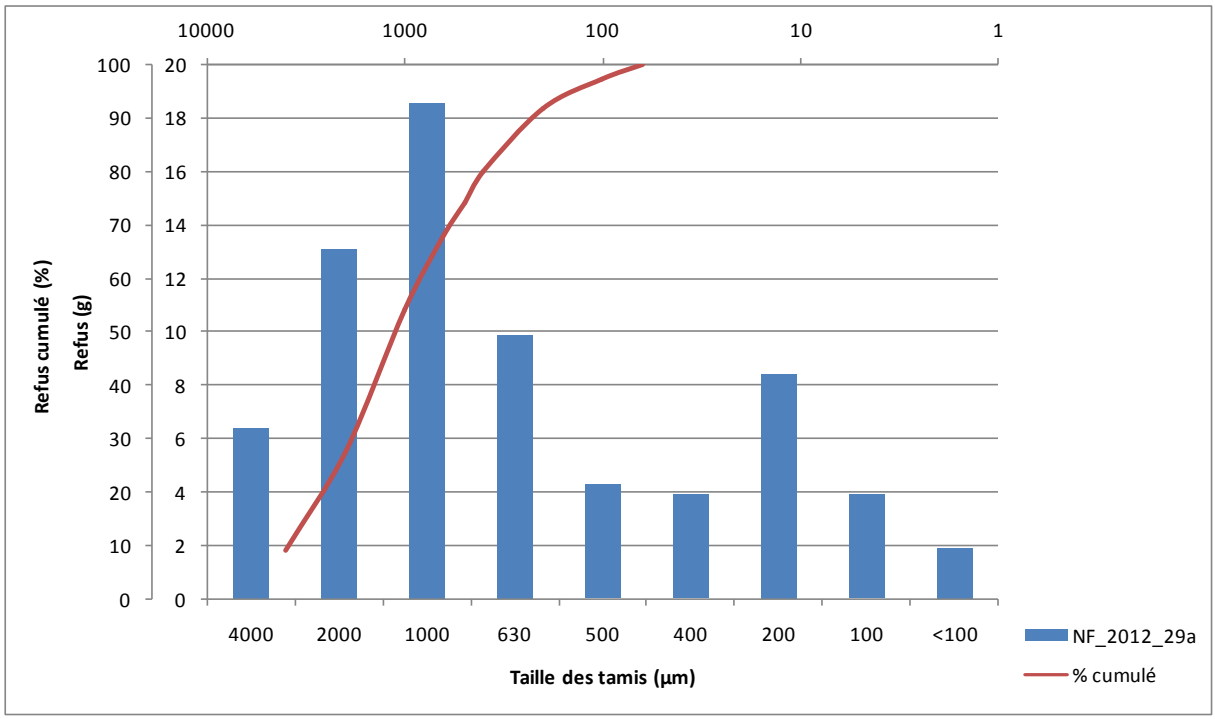


Quantile	µm	ϕ
1	39,91	4,65
5	25,18	5,31
10	20,00	5,64
16	15,89	5,98
25	10,02	6,64
50	3,99	7,97
75	1,42	9,46
84	0,89	10,13
90	0,63	10,63
95	0,50	10,96
99	0,36	11,46

Moyenne (µm et ϕ)	3,84	8,02
Médiane (µm)	3,99	
So (ϕ)	1,89	Poorly sorted
Sk (ϕ)	0,05	Symmetrical
Kurtosis (Kg en ϕ)	0,82	Platykurtic

Figure 68. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_32A et paramètres graphiques calculés. Sur le graphique les abscisses représentent les tailles (en µm), tandis que les ordonnées représentent la fréquence cumulée (%) ainsi que la fréquence volumique (% Volume). Les quantiles permettant de calculer les paramètres graphiques ont été convertis en unités phi pour les besoins du calcul.

Pour le niveau silto-argileux, les sédiments présentent une distribution assez symétrique autour de la médiane, polymodale avec un faible classement.



Quantile	mm
25	2,10
50	1,50
75	0,50

Médiane (mm)	1,50
So	2,05
ast	0,47

Figure 69. Histogramme de fréquences et courbe de fréquences cumulées de l'échantillon NF_2012_29A prélevé sur le forage 12EXO302.

Pour le sédiment sableux, on observe une distribution bimodale avec une part grossière assez importante. L'ensemble présente un tri très faible.

Les sédiments du bassin de KO4 présentent aussi un caractère très immature et un tri faible. Ces caractéristiques correspondent plutôt bien avec l'environnement fluviatile suggéré par la morphologie du bassin.

7. Chimie des sédiments

Les sédiments constituant la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud dérivent essentiellement de profils d'altération sur péridotites et localement d'altérites de gabbros, ce qui les rend très similaires du point de vue de leur chimie, et rend très difficile voire impossible la distinction entre ces terrains sur le seul plan de la composition chimique. Certaines questions se posent alors, notamment la possible destruction de gisements de nickel lors de la mise en place de la Formation Fluvio-lacustre, ou encore la formation de nouveaux gisements qui se seraient formés en leur sein par remobilisation du nickel des profils érodés, avec concentration par la reprise de l'altération sur les sédiments.

Des données concernant la chimie des sédiments fluvio-lacustres ont été publiées par Guillon et Trescases (1976) sur le forage du marais de la Rivière Blanche (Tableau 9).

	Profondeur	Perte au feu	Si	Fe	Al	Mg	Cr	Mn	Ni	C organique
Colluvium de "terres rouges" et saprolites	6,5 m	13,1	1,08	8,18	6,19	0,42	2,33	0,46	0,57	0,12
Dépôt argileux rouge stratifié	8 m	12,2	6,26	13,08	7,25	0,88	4,02	0,28	0,51	0,20
Dépôt argileux brun verdâtre	13 m	10	7,90	10,42	7,89	1,87	4,23	0,19	0,74	0,40
Galets péridotitiques altérés	13,7 m	10,6	8,04	11,33	8,57	3,04	4,24	0,53	0,64	0,08
Dépôt gravillonnaire induré brun sombre	14,7 m	13,6	6,26	5,67	4,29	1,25	1,67	0,26	0,77	1,47
Dépôt sable-argileux bleu-verdâtre	17,7 m	11	7,15	7,34	5,56	1,95	2,32	0,19	0,67	1,25
Dépôt gravillonnaire induré brun sombre	19,2 m	10,7	7,85	9,58	7,25	1,59	2,30	0,29	0,52	0,80
Dépôt argileux bleu verdâtre	20,2 m	11,1	11,13	11,96	9,05	3,52	2,94	0,16	0,43	0,60
Tourbe	20,7 m	49,5	6,36	6,64	5,03	6,18	0,60	0,12	2,04	11,90
Dépôt grossier (gravillons et galets) induré, bleu-noir	25,7 m	10,4	11,87	13,43	10,16	2,56	1,79	0,23	0,43	
Dépôt argileux bleu verdâtre	26,7 m	6,5	9,16	10,77	8,15	3,21	6,62	0,25	0,55	0,20
Niveau induré bleu-noir	27,7 m	8,2	12,99	8,46	6,40	4,73	2,80	0,23	0,55	0,11
Dépôt argileux bleu verdâtre	28,7 m	6,5	13,18	10,77	8,15	5,50	6,63	0,27	1,15	0,15
Galets péridotitiques altérés	29,7 m	8,8	16,55	5,60	4,23	12,46	1,33	0,33	0,43	

Tableau 9. Résultats d'analyses chimiques sur les sédiments fluvio-lacustres d'un forage réalisé dans le marais de la Rivière Blanche (modifié d'après Guillon et Trescases, 1976). Les teneurs d'origine exprimées en poids d'oxydes ont été transformées en teneurs métal.

Bourdon et Podwojewski (1988) ont aussi effectué quelques analyses chimiques sur des concrétions ferrugineuses ou bauxitiques prélevées dans le bassin de la rivière des Pirogues (Tableau 10)

	PIR 11	PIR 12	PIR 13	PIR 14
Perte au feu %	14,48	31,98	10,21	31,44
Résidu insoluble	0,12	1,1	23,76	0,54
Si	1,06	0,73	2,49	0,47
Al	2,14	33,37	2,58	30,60
Fe	53,48	1,52	37,23	6,25
Ti	0,07	0,17	0,08	0,14
Mn	0,0077	0,0077	0,0077	0,0077
Ni	0,016	0,024	0,110	0,039
Cr	0,157	0,739	0,123	0,732
Co	0,0079	0,0079	0,0157	0,0079
Ca	0	0	0	0
Mg	0,006	0,060	0,018	0,036
K	0	0	0	0
Na	0	-0,01	-0,01	-0,01

Tableau 10. Résultats d'analyses chimiques d'échantillons prélevés dans la Formation Fluvio-lacustre, sur le bassin de la rivière des Pirogues. PIR 11 et 13 sont des concrétions ferrugineuses, tandis que PIR 12 et 14 sont des concrétions bauxitiques (modifié d'après Bourdon et Podwojewski, 1988).

Sept échantillons de granulométrie fine (plus propice à la captation du nickel) ont été prélevés dans le bassin de la rivière des Pirogues en trois endroits puis analysés au spectromètre d'absorption atomique (Perkin Elmer, modèle AA 800/ AS 800). Seul le nickel avait était dosé afin de déterminer si la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud pouvait être un minerai potentiel (Tableau 11).

	Lieu d'échantillonnage	Description	Ni
NF_2012_1C	PIROG1	Argiles violacées (vers la cote 10 m)	0.85
NF_2012_2C	PIROG1	Alternance de lits argileux blancs et beiges.	0.09
NF_2012_4A	PIROG1	Argiles violacées (vers la cote 28 m)	0.83
NF_2012_15C	GAUZ1	Argiles grises (sous la cote 10 m)	0.17
NF_2012_17	GAUZ1	Argiles de teinte variable (marron, gris, ocre) vers la cote 14m.	0.16
NF_2012_20B	GAUZ1	Argiles ocre et rose à fragment de racines et bois encroutés (vers la cote 19,5 m)	0.12
NF_2012_36	PJAP3	Argiles marron foncé (cote 11,5 m)	0.54

Tableau 11. Teneurs en nickel dans quelques échantillons prélevés dans le bassin de la rivière des Pirogues.

D'autres analyses réalisées sur les carottes de sondage du bassin de KO4 ont été étudiées (Tableau 12), mais certains éléments ne seront pas présentés par souci de confidentialité, notamment les teneurs en éléments à valeur économique (Ni, Co). Toutefois, après discussions avec les géologues de VALE-NC, les latérites re-sédimentées (LATS) ne semblent pas plus minéralisées qu'une latérite pauvre, c'est-à-dire avec des teneurs en général <1% Ni.

	Fe	Si	Mg	Al	Cr	Mn
Moyenne	50,50	0,99	0,35	3,11	2,75	0,67
Ecart-type	2,95	1,10	0,69	0,81	0,74	0,54

Tableau 12. Teneurs moyennes calculées dans le faciès LATS des forages de KO4. Ces résultats représentent les valeurs moyennes et l'écart-type calculées pour 1034 analyses d'échantillons de sédiments.

La chimie des sédiments de la Formation Fluvio-lacustre ressemble fortement à celle des latérites *in situ*, dont ils dérivent pour l'essentiel, à savoir des teneurs en fer, entre 45 et 55% ; des teneurs en silice plutôt faibles, en général inférieur à 3%, tout comme pour le magnésium, inférieur à 1%. Ces concentrations peuvent varier de façon importante selon l'implication des altérites de gabbros dans la sédimentation, ou selon le potentiel oxydo-réducteur du milieu. C'est pourquoi, dans les analyses réalisées par Guillon et Trescases d'une part, et celles réalisées par Bourdon et Podwojewski d'autre part, il est possible d'observer des teneurs significativement plus élevées en aluminium, magnésium et silicium, ainsi que des teneurs en fer bien plus faibles du fait du remaniement des altérites de gabbros.

Concernant la minéralisation en nickel, en dépit du faible nombre d'analyses chimiques disponibles, les informations communiquées par les géologues de Vale-NC indiquent qu'au sein du bassin de KO4, la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud n'est pas minéralisée en nickel. Les teneurs bien souvent inférieures à 1% sont trop faibles pour pouvoir envisager une exploitation économiquement viable. Par conséquent, cette formation ne peut pas être considérée comme un minerai potentiel. La raison pour laquelle la Formation n'est pas minéralisée en nickel tient au remaniement par l'érosion des horizons bien souvent superficiels et non minéralisés des profils d'altération (cuirasse et latérites rouges). Lorsque que la Formation remanie des éléments de socle, cette érosion s'effectue dans un contexte torrentiel qui élimine mécaniquement la partie friable des saprolites (minéralisée) ainsi que les boues latéritiques et autres particules fines qui sont acheminées vers l'exutoire. Il ne subsiste alors sur place que des granules ferrugineux, fragments de roches et minéraux primaires non altérés (ex : chromite). Une autre éventualité est celle du soutirage de ces particules fines dans les systèmes karstiques omniprésents dans les péridotites. Enfin, la partie supérieure de la succession a subi une phase d'altération qui a pu accentuer la mise en solution du nickel et son élimination du système.

Malgré cela, les profils d'altération *in situ* masqués par ces sédiments pourraient présenter des ressources importantes pourvu que l'érosion n'ait pas incisé trop profondément le profil d'altération et que l'épaisseur de stérile (ici les sédiments fluviatiles) ne coûte pas trop cher à décaper.

8. Synthèse et conclusion

L'évolution de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud reflète des variations importantes du niveau de base pouvant être liées à des variations eustatiques ou alternativement à des événements tectoniques ou épirogénétiques. Dans ce paragraphe, les différents évènements enregistrés par la Formation seront abordés ainsi que l'évolution de cette dernière depuis le début de la période post-obduction, soit les derniers 30 Ma.

8.1 Evènements enregistrés par la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud

Les observations réalisées dans les différents bassins accueillant cette Formation permettent de définir une chronologie relative de mise en place de cette dernière (Figure 70). La première phase correspond à une incision antérieure à la sédimentation fluviatiles et à la création du bassin topographique accueillant les sédiments. Dans certains bassins, la paléo-topographie est ainsi à mettre en relation avec des paléo-vallées incisées par d'anciens cours d'eau. C'est notamment le cas du bassin de la rivière des Pirogues, de KO4 et probablement du Creek Pernod. Concernant la plaine des Lacs, les données actuelles ne permettent pas de lever l'indétermination concernant sa paléo-topographie, à savoir si cette dernière résultait comme le disait Trescases (1975) de la coalescence de dolines en poljés, ou si un ancien

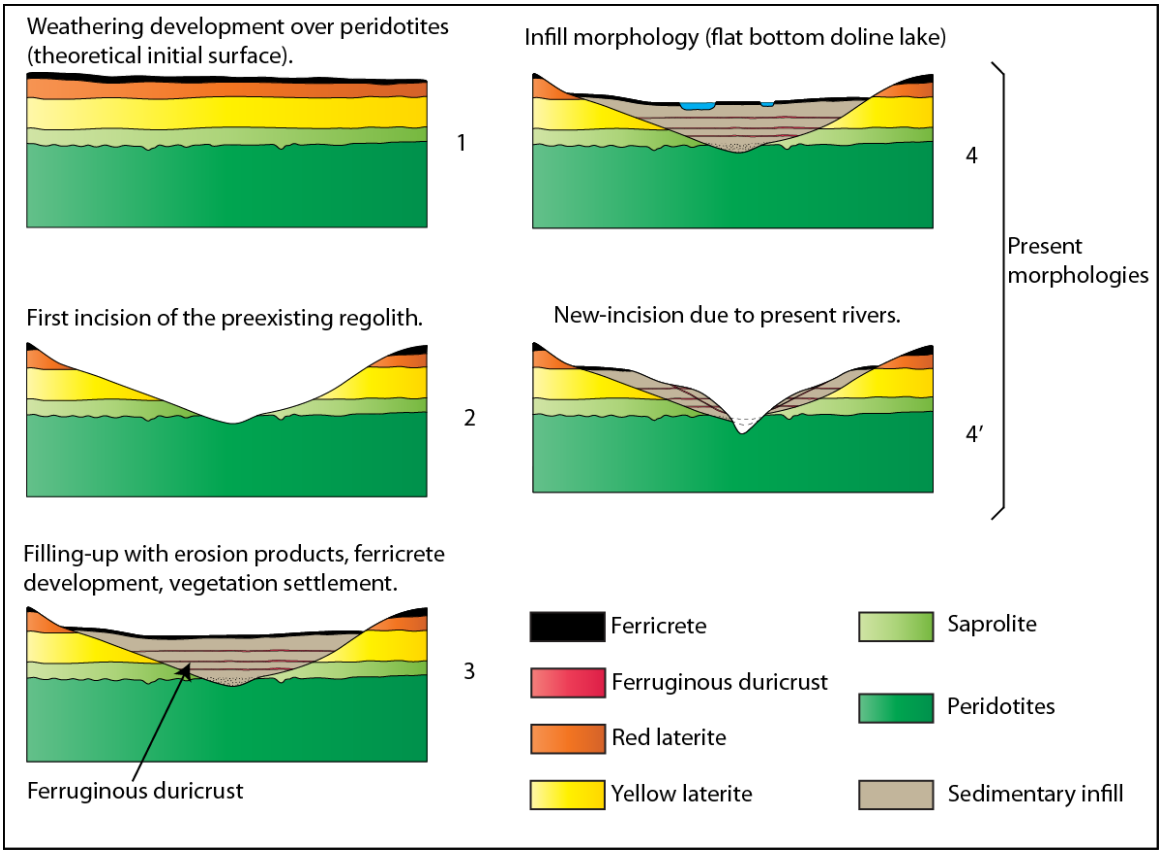


Figure 70. Représentation schématique de la succession des évènements enregistrés par la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud (Folcher et al., 2015).

réseau hydrographique traversait la « plaine » à l'époque. Si c'est le cas, la question de l'exutoire possible de ce réseau hydrographique se pose. Y avait-il un passage à l'est (*a priori*, il n'existe pas de discontinuité observable dans les profils d'altération *in situ* à l'est), ou la rivière des Lacs occupait elle son cours actuel qui se jette dans la Yaté ?

La seconde phase dans l'histoire de la Formation est le comblement de ces paléo-topographies. Initié dans un contexte torrentiel de haute énergie, le remplissage sédimentaire s'effectue ensuite dans des conditions variables. Les niveaux grossiers retrouvés dans le remplissage n'ont rien à voir en intensité avec l'épisode d'érosion initiale marqué par un conglomérat torrentiel (GAUZ1). Par ailleurs, le remplissage semble s'être effectué en plusieurs étapes avec des pauses dans la sédimentation marquées par le développement d'autant de niveaux indurés parallèles à la sédimentation. Ces niveaux décrits précédemment sont formés par concrétion et sont liés aux battements de la nappe phréatique (Quesnel *et al.* 2008, Ricordel-Prognon *et al.* 2011, Quesnel *et al.* 2015a).

Par la suite, la Formation Fluvio-lacustre connaît une période de stabilité durant laquelle des cuirasses latéritiques se développent au sommet du remplissage sédimentaire dans tous les bassins où elle est présente.

La quatrième phase coïncide avec une intense érosion qui incise le remplissage sédimentaire et sur-creuse la topographie antérieure au dépôt de la Formation. C'est ce qui est observé dans le bassin de la rivière des Pirogues, où le niveau de la rivière actuelle se retrouve à certains endroits à environ 10 m en dessous de la base de la Formation, et qui devait être observé dans le bassin de la Yaté avant l'installation du barrage. Certaines concrétions datées de 0 à 5 Ma sécantes à la stratification sont probablement attribuables à cette période, et se seraient développées en liaison avec la baisse progressive du niveau de base (Quesnel et al., 2015).

Par ailleurs, la présence d'un niveau conglomératique induré 1 à 2 mètres en-dessous de la base de la Formation, mais au-dessus du cours d'eau actuel de la rivière des Pirogues suggère une période d'équilibre du niveau de base durant laquelle l'alternance de périodes d'assèchement et de mise en eau a permis son induration, avant une poursuite de la baisse du niveau de base jusqu'à son niveau actuel.

Cette phase d'érosion intense, n'a toutefois pas affectée tous les bassins du Grand Sud. Ainsi, des bassins comme la Plaine de Netcha, le Creek Pernod, KO4 ou encore la Plaine des Lacs ne présentent pas de réincision de leur remplissage sédimentaire, et ont conservé jusqu'à présent une morphologie sommitale très plane. L'altitude à laquelle sont situés ces bassins, bien supérieure à celle des bassins de la rivière des Pirogues et de la Yaté ainsi que leur position plus centrale sur l'île semblent être les facteurs principaux expliquant leur préservation vis-à-vis de l'érosion.

8.2 Evolution sédimentaire et supergène

Le bassin de la rivière des Pirogues est celui qui a été le plus étudié, de par l'existence et l'accessibilité des affleurements. Il sera donc principalement question de ce bassin dans ce paragraphe.

D'une manière générale, les sédiments de la Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud au sein du bassin de la Rivière des Pirogues remplissent un espace formé par l'incision du paysage préexistant. Ces sédiments sont typiques d'un environnement fluviatile et s'organisent en plusieurs séquences superposées, grossières à la base marquées par la présence de gravier ou galets puis s'affinant vers le haut vers des sables fins voire des argiles. Ces séquences marquent autant de périodes de crues dans le système hydrographique, mais compte tenu des connaissances actuelles, il est impossible d'en définir la durée.

A l'origine, il est fort probable que le bassin Pirogue-Yaté et le bassin de la Napouéredjeine aient évolué séparément avant d'être connectés par la capture de la rivière des Pirogues (Trescases 1969). Cependant, bien que ce stade d'évolution soit possible, il est difficilement observable dans le remplissage actuel. Une différence assez importante est néanmoins observée entre le remplissage de la partie amont et celui de la partie aval du bassin. En effet, au niveau du Pont Gauzère (GAUZ1), la sédimentation est essentiellement argileuse avec de rares occurrences de matériaux grossiers, présents exclusivement sous la forme de chenaux dont l'axe est orienté NW-SE, indiquant un contexte de plaine d'inondation, dont les chenaux marqueraient la divagation du cours d'eau.

Au niveau de la zone de capture entre le bassin Pirogue-Yaté, et le bassin de la Napouéredjeine, des faciès très grossiers sont observés. Ces derniers sont des conglomérats inorganisés à tri faible et des sables très grossiers, non stratifiés avec un tri moyen. Dans la

partie aval, le remplissage est aussi grossier, essentiellement marqué par des dépôts de la granulométrie des sables et granules avec une matrice argilo-silteuse peu abondante, et des grains souvent jointifs. Ces dépôts sont parfois massifs, mais des structures sédimentaires sont observées notamment vers le sommet du remplissage, avec des stratifications entrecroisées en auges, puis des laminations horizontales voire légèrement ondulées.

Du point de vue des paléo-circulations au sein du bassin, l'orientation des stratifications entrecroisées en auges, ainsi que l'orientation des galets (paragraphe 4.1.2.4) indiquent un écoulement dirigé globalement vers le sud, ce qui avait aussi été noté par Quesnel et al (2008) au niveau de la confluence avec la Napouéredjeine.

L'arrangement des sédiments vers l'aval pourrait s'expliquer par la présence d'un cône alluvial au niveau de la zone de capture, sur lequel se serait installé un réseau en tresse. L'état d'altération des sédiments constitue cependant un frein majeur à la détermination précise de l'environnement de dépôt car de nombreuses structures sédimentaires ont été occultées par les concrétions ferrugineuses.

L'identification de niveaux « repères » est importante dans l'étude d'un bassin sédimentaire pour établir des corrélations de faciès. A cause de l'altération des dépôts, cet exercice a été plutôt difficile à réaliser, cependant un niveau particulier a été observé et pourrait constituer un marqueur de calage intéressant. En effet, depuis le Col des deux tétons jusqu'à PJAP2, un banc constitué d'une alternance de niveaux argileux blancs et beiges est observé à une altitude décroissante le long de la rivière des Pirogues. Ce dernier dérive très probablement de la remobilisation des altérites de gabbros ou granodiorites présentes à l'amont du bassin et souligne la continuité du remplissage sédimentaire le long de la rivière des Pirogues. Hypothétiquement, de par son extension, ce niveau marque une période de l'histoire qui fait suite à la capture du bassin Pirogues-Yaté par le bassin de la Napouéredjeine.

Concernant l'environnement de dépôt des sédiments fluvio-lacustres, le contexte fluviatile a été clairement identifié et aucune structure ne laisse envisager l'existence d'une sédimentation lacustre ancienne dans les autres bassins (mis à part peut être, les dépôts réduits et tourbeux observés par Guillon et Trescases (1976) dans le marais de la rivière Blanche). Des dépôts « lacustres » récents ont été observés dans les dolines et lacs développés sur le profil d'altération *in situ*, ou sur les sédiments fluviatiles (ex : bassins de la

Plaine des Lacs et de la Yaté), et datés de quelques dizaines de milliers d'années (Stevenson & Hope 2005, Stevenson *et al.* 2010). Bien qu'il semble difficile de séparer les sédiments fluviatiles anciens des sédiments lacustres récents, il conviendrait tout de même d'abandonner l'usage du terme « Formation Fluvio-lacustre du Grand Sud » au profit de « Formation Fluviatiles du Grand Sud ».

8.3 Vers une typologie des bassins accueillant la Formation Fluviatile du Grand Sud ?

Lors de l'étude de cette formation sédimentaire, la question s'est posée de savoir s'il existait une typologie des bassins accueillant les sédiments, c'est-à-dire s'il existait un mécanisme unique ou une succession de stades d'évolution aboutissant à la morphologie actuelle des bassins. La première hypothèse avancée est celle de Trescases (1975) pour qui la création des bassins résultait de l'évolution et de la coalescence des dolines, puis de l'accumulation en fond de doline des résidus insolubles de l'altération par mouvement mécanique. Ceci aurait donné naissance à de grands bassins à fond plat, marécageux remplis de sédiments fluvio-lacustres. Malheureusement, la morphologie de la plupart des bassins ne s'accorde pas avec cette théorie car pour ces derniers (Rivière des Pirogues, Lac de Yaté, Netcha, Creek Pernod, KO4), les sédiments se mettent clairement en place dans d'anciennes vallées fluviales, et non dans des dépressions karstiques. Ces bassins, compte tenu de leur orientation, ont pu se développer à la faveur de failles préexistantes appartenant aux principales familles de fractures en Nouvelle-Calédonie (N00, N30, N110, N130). L'hypothèse de Trescases pourrait alors ne concerner qu'une partie de l'histoire de ces bassins, une évolution tardive depuis un stade bassin endoréique vers un bassin incisé à nouveau par un réseau fluviatile (ex : Rivière des Pirogues). La question se pose alors de savoir si ces bassins ont connu une phase endoréique transitoire durant leur évolution, ou s'ils ont dès le début été endoréiques. Par ailleurs, s'il y a eu une phase endoréique, leur isolement résulte-t-il d'une barrière physique, ou d'une variation eustatique? Une tentative de réponse à cette question sera discutée dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

8.4 Question en suspens

De par l'absence d'affleurements et de données de forage sur la plupart des bassins, la question des paléo-écoulements reste encore posée, car il n'a pas été possible de définir clairement les paléo-écoulements et la morphologie des bassins ante-sédiments fluviatiles. Par exemple, la Plaine des Lacs reste un bassin clé pour lequel il sera nécessaire d'envisager de nouvelles investigations, afin de mieux comprendre les stades d'évolution des bassins du Grand Sud de la Nouvelle-Calédonie, et confirmer ou non l'hypothèse de Trescases concernant une évolution karstique. Les méthodes géophysiques non destructives (géoradar, sondage électrique, sismique) pourraient être envisagées et favorisées dans cette zone tout récemment inscrite à la convention RAMSAR pour la préservation des zones humides.

Chapitre 3 : Datations par paléomagnétisme.

1. Introduction

L'acquisition de contraintes chrono-stratigraphiques, démarche qui devrait être adoptée systématiquement, s'avère souvent difficile faute de données bio-stratigraphiques, lorsqu'il s'agit de terrains continentaux. *A fortiori*, lorsque les sédiments en question ont une composition aussi inhabituelle que ces latérites remaniées. La datation indirecte de la Formation Fluviatile du Grand Sud s'est donc avérée la seule manière de situer ces sédiments en regard d'éventuels évènements tectoniques ou climatiques (Quesnel et al., 2008, 2015) ; mais aussi s'agissant de sédiments terrestres, de rechercher d'éventuelles corrélations avec les différentes surfaces d'aplanissement.

Diverses méthodes de datation ont été expérimentées sur le régolithe néocalédonien, notamment dans le cadre de projets de recherche SGNC- BRGM (Appui scientifique à la cartographie du régolithe) et de programmes CNRT tels que le projet « Nickal » (tâches 6 à 8, coordonnées par F. Quesnel):

- K-Ar et Ar-Ar sur oxydes de Mn (J. Yans, Université de Namur ; G. Ruffet, Géosciences Rennes)
- U-Th/He sur oxy-hydroxydes de Fe (J. Barbarand à l'Université d'Orsay-Paris Sud)
- Thermochronologie par traces de fission sur apatites et zircons et U-Th/He sur zircons (J.Barbarand et C. Gautheron à l'Université d'Orsay-Paris Sud)
- Paléomagnétisme (F. Quesnel, C. Ricordel-Prognon (BRGM), B. Sevin (SGNC) et N. Folcher (UNC))

Les résultats de la radio- et thermochronologie sont encore inédits (Quesnel et al., *in prep*) et ne seront pas abordés dans ce chapitre. La datation par paléomagnétisme mise en œuvre avec succès sur le régolithe ultramafique *in situ (Sevin et al. 2012)* a été appliquée à la Formation Fluviatile du Grand Sud et son propre profil d'altération (Quesnel et al., 2008, 2015). Les prélèvements ont été réalisés à la fois sur des indurations par cimentation ferrugineuse affectant les dépôts sédimentaires et sur les cuirasses latéritiques sommitales qui coiffent la succession. Les âges obtenus correspondent donc à diverses phases d'altération ayant affecté les sédiments, et donc à des âges minimum de mise en place.

2. Datation indirecte par la méthode du paléomagnétisme

2.1. Introduction

Les péridotites et leur manteau d'altération étant pauvres en éléments radiogéniques, il est nécessaire de mettre en œuvre des méthodes de datation indirectes telle que la datation par paléomagnétisme (Quesnel et al., 2008). Cet outil a été souvent utilisé dans des contextes subtropicaux et tropicaux, notamment en Australie (Schmidt & Ollier 1988, Nott *et al.* 1991, Acton & Kettles 1996), en Inde (Schmidt *et al.* 1983, Idnurm & Schmidt 1986), en Guyane (Théveniaut & Freyssinet 1999, Théveniaut & Freyssinet 2002) et en Afrique de l'Ouest (Hargraves *et al.* 1987) , mais elle a été aussi utilisée sur des paléo-altérites comme en France (Ricordel-Prognon *et al.* 2010) ou en Chine (Chen *et al.* 1992, Enkin *et al.* 1992).

En Nouvelle-Calédonie, les premières tentatives de datation par paléomagnétisme ont été réalisées sur les cuirasses de Tiébaghi, de Poum et celles qui surmontent les sédiments miocènes de la Formation de Népoui (Falvey 1979, Latham 1986). Malheureusement, en raison d'un trop faible nombre de données, ces auteurs n'avaient pas été en mesure de proposer un âge précis.

C'est depuis 2007, avec le lancement d'un projet commun SGNC-BRGM que cette méthode de datation a été proposée puis appliquée à nouveau sur les cuirasses ferrugineuses du profil d'altération sur péridotites et autres ferricrètes de la Formation Fluviatile du Grand Sud.

Le paléomagnétisme est lié à la capacité de certains minéraux dits « magnétiques » à fossiliser le champ magnétique terrestre au moment de la formation de la roche, ou de son évolution ultérieure. Dans ce chapitre, nous expliciterons les modalités d'enregistrement du champ magnétique dans une roche ainsi que la méthodologie permettant d'aboutir à la détermination d'un âge.

2.2. Les différents types d'aimantation des roches

L'aimantation d'une roche est la résultante des propriétés de l'ensemble des minéraux qu'elle contient, les minéraux dits ferromagnétiques possédant de loin la plus grande influence.

Plusieurs processus peuvent conduire à l'aimantation d'une roche.

Dans les roches ignées et certaines roches métamorphiques de haute température, une **Aimantation Thermorémanente** (ATR) s'acquiert lors du refroidissement des minéraux magnétiques en dessous de leur température de Néel-Curie (Tc). Cette température propre à chaque espèce minérale (Tableau 13) représente un seuil à partir duquel toute aimantation rémanente disparait au sein du minéral.

Minéral	Composition	Tc (°C)
Goethite	FeOOH	~120
Maghémite	γFe_2O_3	470-675
Magnétite	Fe_3O_4	575-585
Hématite	$\alpha\ Fe_2O_3$	675

Tableau 13. Températures de Curie ou de Néel des principaux oxydes de fer rencontrés dans les latérites et les sédiments continentaux de Nouvelle-Calédonie.

Lorsqu'un minéral est formé en dessous de sa Tc par un phénomène de diagenèse, de métamorphisme ou d'altération, il acquiert une **Aimantation Rémanente Chimique ou de Cristallisation** (ARC). Les grains magnétiques formés s'aimantent parallèlement au champ extérieur. Dans notre étude, c'est ce type d'aimantation qui constitue principalement l'Aimantation Rémanente Naturelle (ARN, voir plus loin) des échantillons de la Formation Fluviatile du Grand Sud ou des profils d'altération sur péridotites.

L'**Aimantation Rémanente Détritique** (ARD) s'acquiert suite à la sédimentation de particules magnétiques détritiques possédant une aimantation rémanente. Lors de leur dépôt, ces particules s'orientent parallèlement au champ magnétique existant et fossilisent ainsi sa direction. La compaction ultérieure des sédiments peut amener à une réduction de

l'inclinaison de l'aimantation qui sera alors plus proche de l'horizontale que le champ appliqué (« shallowing » ; (Westphal & Pfaff 1986)).

L'**Aimantation Rémanente Visqueuse** (ARV) peut se développer dans les roches lors de l'exposition à un nouveau champ magnétique (le plus récent), ce qui peut entrainer la ré-aimantation de certains minéraux ayant un temps de relaxation court.

Une brève exposition à un fort champ magnétique comme la foudre, peut aussi entrainer une ré-aimantation, on parle alors d'**Aimantation Rémanente Isotherme** (ARI). Ce paramètre sera cependant négligé dans la suite de l'étude du fait de sa faible probabilité d'apparition.

L'ensemble des différentes aimantations acquises par la roche au cours de son histoire constitue l'**Aimantation Rémanente Naturelle** (ARN). Cette dernière est l'aimantation présente dans une roche avant tout traitement en laboratoire. Elle dépend de la nature, de la concentration et de la taille des grains magnétiques. En fonction de l'histoire géologique de la roche, l'ARN peut être constituée de plusieurs composantes d'aimantation superposées : celle dite primaire (contemporaine du dépôt dans le cas des sédiments), qui peut être masquée en partie ou en totalité par des composantes d'aimantation secondaires (chimiques, visqueuse …) plus ou moins tardives. Afin de limiter ces problèmes, il est nécessaire de caractériser les porteurs potentiels de l'aimantation et déterminer le/les phénomènes(s) en rapport avec l'évolution de la roche à laquelle ils se rattachent.

3. Détermination des minéraux porteurs de l'aimantation

L'étude des hystérésis constitue une méthode fiable pour identifier les porteurs du signal paléomagnétique. Les études effectuées ces dernières années sur le régolithe ultramafique de Nouvelle-Calédonie ont montré que les principales phases minérales porteuses de l'aimantation étaient la goethite et l'hématite (Quesnel *et al.* 2011, Ricordel-Prognon *et al.* 2011, Sevin *et al.* 2012, Quesnel *et al.* 2013b, Quesnel *et al.* 2015b) Cette méthode est en général couplée à des observations microscopiques pour déterminer s'il existe plusieurs générations d'oxydes de fer dans l'échantillon, ce qui peut aboutir à des difficultés voire à l'impossibilité d'appliquer la méthode.

4. Application de la méthode à la Formation Fluviatile du Grand Sud

4.1. Echantillonnage

L'étude paléomagnétique a porté sur deux types de formations ferrugineuses, les cuirasses latéritiques qui se situent au sommet de la Formation, et les indurations ou concrétions épigénétiques interstratifiées ou sécantes dans les sédiments.

Les échantillons ont été collectés en 2013, lors d'une mission commune BRGM (Florence Quesnel, Caroline Ricordel-Prognon), et SGNC (Brice Sevin, Mathieu Mengin) dans le cadre du projet REGO-NC d'appui scientifique à la cartographie du régolithe. Certains sites nouveaux ont été échantillonnés durant cette mission, d'autres déjà analysés, ont fait l'objet d'un complément d'échantillonnage.

Certains critères doivent être respectés lors du choix des sites:

- Les dalles ne doivent pas présenter de champ magnétique anormalement fort lié à la présence de magnétite résiduelle ou néoformée ou à un possible foudroiement ;
- Les dalles doivent être horizontales. Sinon, le pendage doit être relevé, autant de fois que nécessaire de façon à procéder à une correction. Le faciès doit se prêter à l'échantillonnage. En général, les faciès massifs ou détritiques bien indurés sont par expérience, préférables au faciès vermiforme qui se casse souvent lors de la foration.

L'échantillonnage est réalisé avec une carotteuse thermique (Modèle D261-C de Pomeroy©) munie d'un foret diamanté de 2,5 cm de diamètre, lubrifié à l'eau.

Chaque site d'échantillonnage a été repéré dans le système de coordonnées géographiques local (RGNC, Lambert NC 91-93), et peut être subdivisé en sous-sites. Pour chaque site, entre 30 et 40 échantillons ont été prélevés selon la qualité des carottes récupérées. Le même protocole a été respecté pendant toute la durée de l'échantillonnage :

- Localisation du site par GPS, photographie des sous-sites après échantillonnage et schéma pour repérer les échantillons prélevés.
- Pour chaque échantillon, la génératrice du plan méridien de la carotte a été repérée puis mesurée (direction et inclinaison) à l'aide d'une boussole, puis tracée sur l'échantillon (Figure 71). La précision des mesures est de l'ordre de 2°

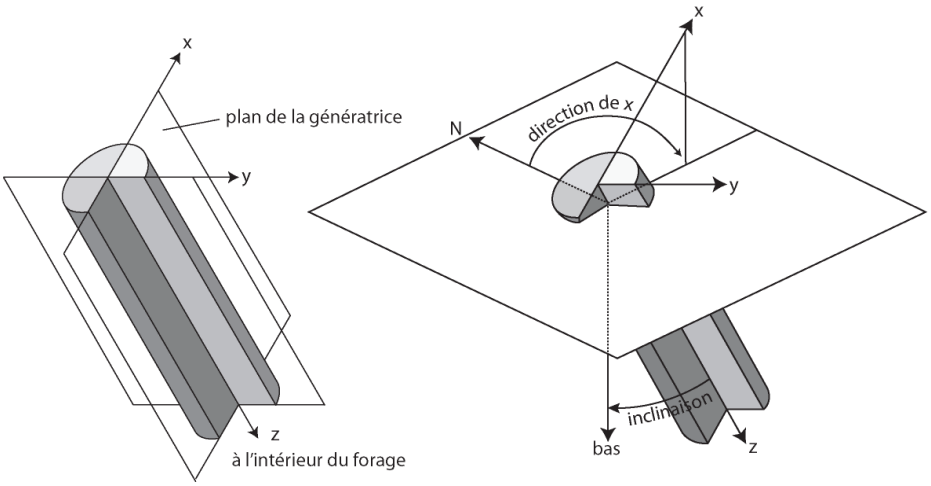


Figure 71. Repérage de la génératrice sur un échantillon. Sa direction (angle entre le plan de la génératrice et le Nord) et son inclinaison (angle entre z et la verticale) sont mesurées *in situ* grâce à une boussole munie d'un porte-boussole. Modifié de Butler (1998)

4.2. Mesure du signal paléomagnétique

4.2.1. Principe de la mesure

Afin de mesurer le signal magnétique des échantillons, il est nécessaire de désaimanter progressivement les carottes et mesurer entre chaque palier l'aimantation résiduelle (intensité et direction). Deux méthodes de désaimantation sont couramment utilisées : la désaimantation par champ alternatif et la désaimantation par chauffage. Dans les deux cas, la désaimantation est effectuée en champ nul afin d'éviter l'acquisition d'une aimantation secondaire. Le traitement est interrompu lorsque l'ARN devient trop faible pour être mesurée. Les échantillons sont chauffés par paliers successifs jusqu'à une température de 600-700°C, ce qui permet de séparer les composantes d'aimantation portées par les différents minéraux magnétiques. Ces paliers sont resserrés autour des températures de Curie des principaux minéraux pouvant être rencontrés (cf. Tableau 13 ; section 2.3). Deux missions en France ont été effectuées pour traiter des échantillons. La première en 2013, au sein du laboratoire de paléomagnétisme de Mines-ParisTech à Fontainebleau. Le matériel utilisé au sein de ce laboratoire était un four paléomagnétique avec isolation en µ-métal (construit par l'Université de Strasbourg) et un magnétomètre JR-6 spinner d'AGICO©. La deuxième mission a été réalisée au sein du Laboratoire de Paléomagnétisme de l'ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans). Le matériel utilisé était un four amagnétique

(Pyrox) pour la chauffe, et d'un magnétomètre JR-5A spinner (AGICO© : Advanced Geoscience Instruments Company) (Figure 72).

Figure 72. Magnétomètre JR5A-Spinner (à gauche) et four amagnétique de l'ISTO (à droite).

Les résultats des étapes de désaimantation sont représentés graphiquement sur des diagrammes de Zijderveld (1967), et des projection stéréographiques à aires conservées. Les diagrammes de Zijderveld (Figure 73) permettent de représenter sur un plan unique l'évolution tridimensionnelle du vecteur aimantation en direction et intensité, en projetant son extrémité sur deux plans orthogonaux. Par convention, sur les diagrammes de Zijderveld, les symboles pleins correspondent à la projection des directions dans le plan horizontal tandis que les symboles vides correspondent à la projection des directions dans le plan vertical. Sur les projections stéréographiques à aires conservées (Figure 74), les cercles pleins se réfèrent aux directions dans l'hémisphère inférieur (directions inverses dans l'hémisphère sud), tandis que les cercles vides se réfèrent aux directions dans l'hémisphère supérieur (directions normales dans l'hémisphère sud).

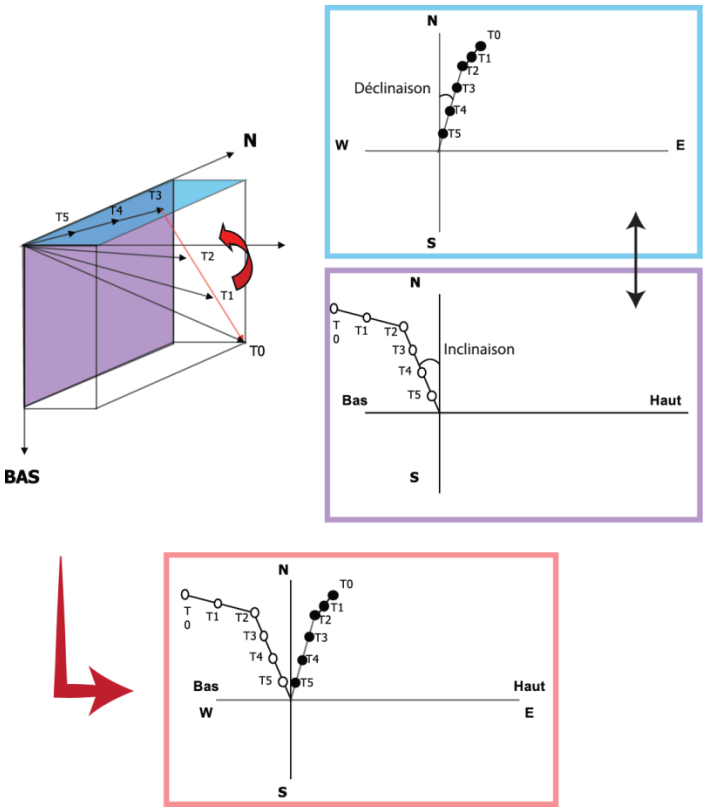


Figure 73. Création d'un diagramme de Zijderveld qui permet de représenter sur un plan l'évolution 3D du vecteur aimantation. On projette la trace du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux : le plan WE-NS sur lequel on peut lire la déclinaison, et le plan Bas Haut-Nord Sud sur lequel on lit l'inclinaison. Ces deux plans sont ensuite associés pour obtenir le diagramme de Zijderveld. Modifié de Ricordel-Prognon (2007)

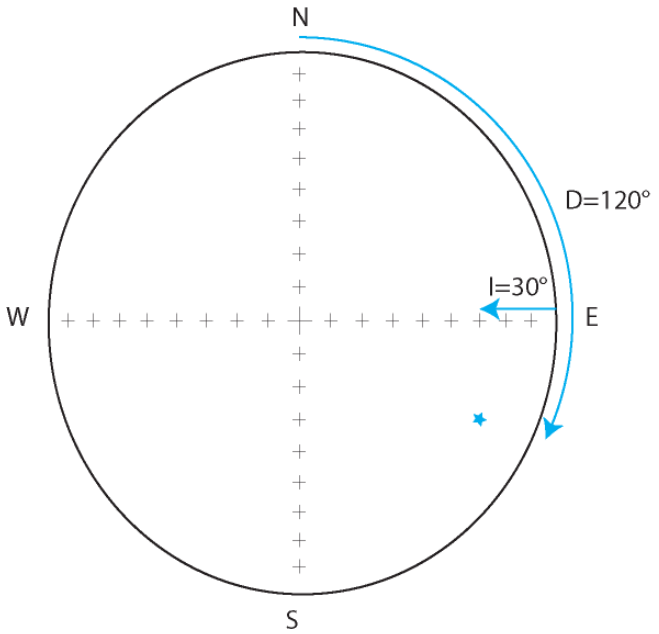


Figure 74. Projection d'un vecteur aimantation sur une projection stéréographique à aires conservées (hémisphère inférieur). La déclinaison est mesurée autour du périmètre du cercle dans le sens horaire en partant du N, et l'inclinaison est mesurée depuis le périmètre (0°) vers le centre du cercle (90°). Modifié de Butler (1998)

Trois types principaux de résultats peuvent être observés (Figure 75) :

1) Dans un premier cas idéal, une seule aimantation est détruite (composante 1). Les points représentant le vecteur aimantation se déplacent sur une droite qui tend vers l'origine. Sur la projection à aires conservées, ces points sont regroupés.
2) Si plusieurs composantes (composante 1 et 2) portées par des minéraux à températures de blocage bien distinctes sont présentes dans l'échantillon, les points se déplacent le long d'une ligne brisée sur le Zijderveld. Sur la projection à aires conservées, on observe un groupement de points correspondant à la dernière aimantation et la trace d'un grand cercle correspondant à la première aimantation.
3) Si plusieurs aimantations portées par des minéraux dont les températures de blocage sont proches, les points du Zijderveld se déplacent le long d'une courbe et il est parfois impossible de séparer les composantes. La projection à aires conservées peut être utile s'il y a deux composantes d'aimantation. Le plan passant par ces deux composantes contient alors le vecteur résultant. La projection de ce plan sur la sphère est un grand cercle passant par les directions d'aimantation de ces deux composantes.

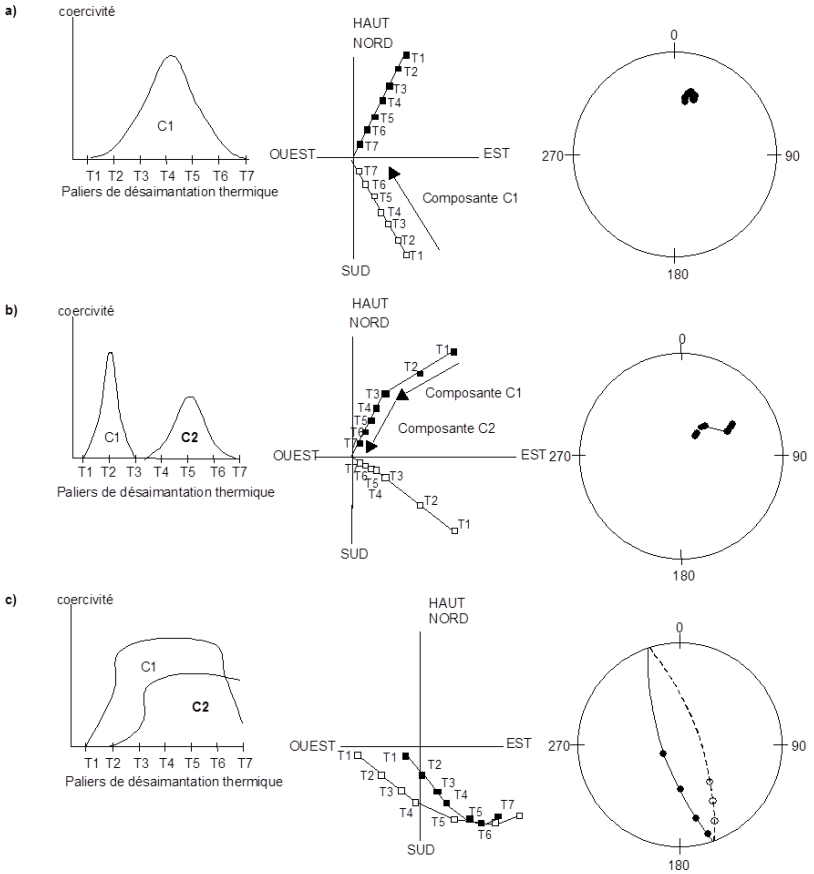


Figure 75. Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers. a) Cas où une seule aimantation est détruite. b) cas où deux composantes d'aimantation sont portées par des minéraux magnétiques à température de blocage bien distinctes. c) Cas où deux composantes portées par des minéraux à température de blocage proches (Ricordel-Prognon 2007).

4.2.2. Traitement des données

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

Ainsi, si l'aimantation présente une polarité normale pour l'hémisphère sud (inclinaison négative), la projection stéréographique de la direction d'aimantation est représentée par un cercle vide. Un cercle autour de ce point correspondra alors à l'incertitude autour de la mesure (α_{95}). Si l'aimantation présente une polarité inverse pour l'hémisphère sud (inclinaison positive), alors la projection stéréographique de la direction d'aimantation est représentée par un cercle plein. Le dipôle actuel peut aussi être représenté sur la projection.

4.2.3. Transformation en pôle paléomagnétique et obtention d'un âge

Les mesures paléomagnétiques consistent à retrouver à travers l'étude de l'aimantation naturelle des roches étudiées le Pôle Géomagnétique Virtuel (PGV) correspondant aux coordonnées (longitude, latitude) de l'ancien champ magnétique. Ce PGV est ensuite reporté sur une courbe de référence, dite Courbe de Dérive Apparente du Pôle (CDAP ; Figure 76) dont les points constitutifs correspondent chacun à un âge. Les paramètres

statistiques **Dp** et **Dm** sont utilisés pour représenter les valeurs des axes de l'ellipse de confiance concernant l'incertitude sur la position du pôle calculé. Le calcul d'un PGV moyen s'effectue à partir de plusieurs PGV. L'incertitude sur sa position est illustrée grâce aux paramètres k et α_{95} correspondant respectivement au paramètre de Fisher et au rayon du cercle de confiance autour du pôle paléomagnétique moyen. Le test de McFadden et McHelhinny (1988) peut être utilisé pour comparer deux moyennes.

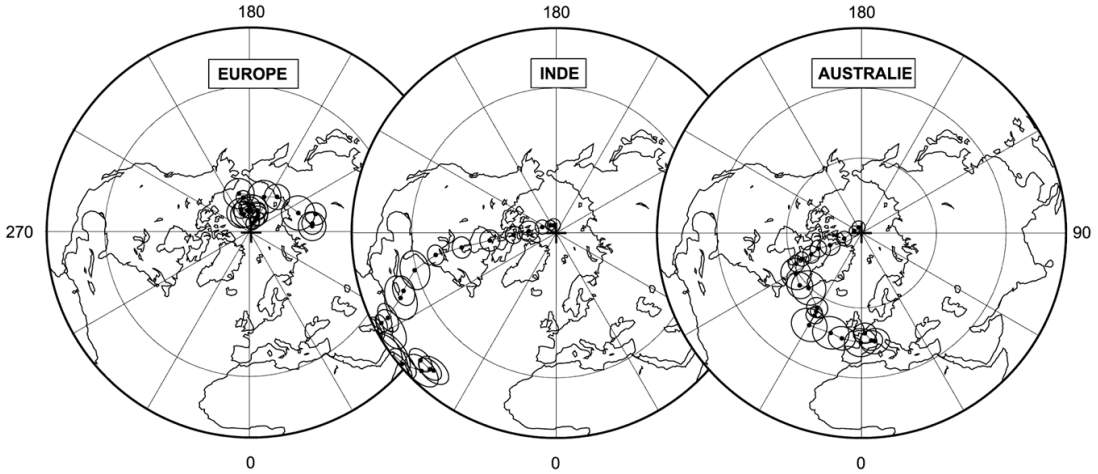


Figure 76. Courbe de dérive apparente du pôle calculée pour l'Europe, l'Inde et l'Australie.

Cette courbe est choisie en fonction du continent sur lequel les mesures ont été effectuées (Gehring *et al.* 1992, Théveniaut & Freyssinet 1999, Ricordel-Prognon 2007). Une datation n'est possible que s'il y a dérive du continent durant l'intervalle de temps considéré. La précision des âges obtenus est dépendante de la vitesse de dérive des continents. En effet, l'âge sera plus facilement contraint si les barres d'erreur ne recoupent pas ou peu d'autres âges, donc si la dérive est importante. Dans le cas de la Nouvelle-Calédonie, la courbe de référence utilisée est celle de l'Australie. L'utilisation de cette méthode de datation pour des formations post-obduction repose sur l'hypothèse qu'il n'y a eu aucune rotation ou translation entre la Nouvelle-Calédonie et l'Australie depuis les 30 derniers millions d'années. Ceci semble être confirmé par des données cinématiques récentes (Schellart *et al.* 2006), qui montrent l'absence de rotation entre la ride de Lord Howe, Norfolk et l'Australie durant cet intervalle (Figure 77).

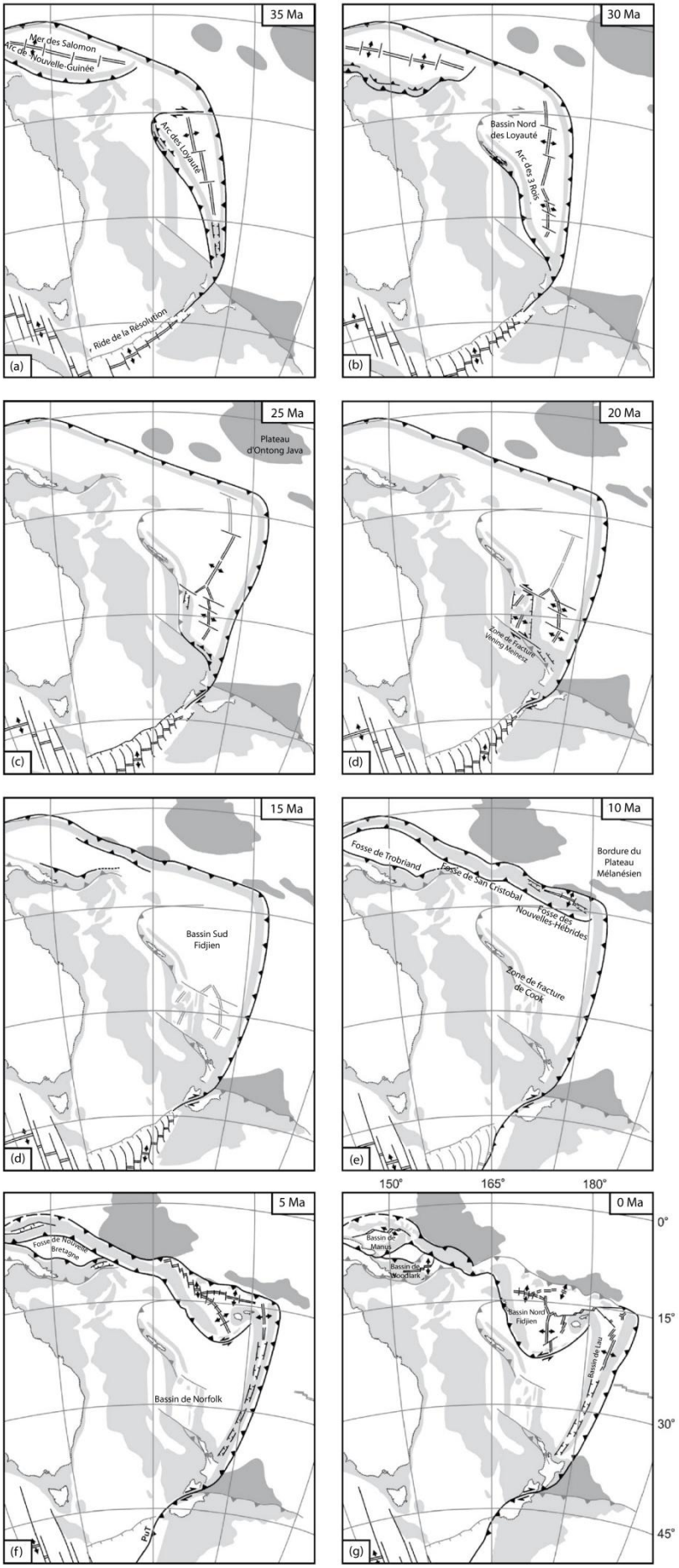


Figure 77. Evolution géodynamique du SW-Pacifique durant les derniers 35 Ma (Sevin, 2014 modifié de Schellart 2006). La Nouvelle-Calédonie conserve une position fixe par rapport à l'Australie durant cet intervalle de temps.

5. Les différents sites d'échantillonnage et résultats associés

5.1. Présentation des résultats globaux

L'échantillonnage réalisé en 2013, (Tableau 14) a permis d'obtenir quelques données intéressantes qui ont fait l'objet d'un rapport BRGM-SGNC (Quesnel et al., 2015) ; malheureusement, la plupart des sites étudiés ont donné des résultats dispersés ou présentent des « comportements conglomératiques ». Le comportement conglomératique n'empêche pas l'enregistrement du champ magnétique car le ciment qui lie les éléments a probablement enregistré le champ magnétique lors de sa formation. Cependant, le signal est noyé parmi celui des grains magnétiques hérités, qui eux, sont orientés de façon aléatoire.

Site	Résultats et recommandations	Coordonnées GPS (Lon/Lat ; WGS 84)
PJAP1	15-25 Ma	166.726306 ; -22.24170
PJAP2	Dispersion, mais peu d'échantillons testés	166.726305 ; -22.249810
GERT1	Dispersion, mais peu d'échantillons testés	166.728676 ; -22.211798
GERT2	Pôle paléomagnétique à côté de la CDAP mais a une très faible incertitude, pas de compléments à apporter	166.729284 ; -22.222804
BSC	Composantes de basse température et haute température cohérentes, mais à côté de la CDAP	166.748852 ; -22.168883
ERL1	Dispersion, pas de compléments à apporter	166.852532 ; -22.192032
GL1	Directions bien définies, mais dispersion, pas de compléments à apporter	166.932236 ; -22.272048
OAS	Directions bien définies, mais dispersion. Inclinaison faible. Pas de compléments à apporter	166.820845 ; -22.282248
BN1	15-25 Ma, possible d'apporter des compléments pour réduire l'incertitude	166.887529 ; -22.320533
LAV	Direction bien définies, plusieurs directions superposées, pas de compléments à apporter	166.822822 ; -22.268123

Tableau 14. Synthèse des résultats obtenus sur les sites étudiés en 2013 et 2014 (Quesnel et al., 2015)

Par conséquent, il devient impossible d'obtenir une datation.

Certains résultats obtenus précédemment, sont issus de rapports BRGM-SGNC (Quesnel *et al.* 2008, Quesnel *et al.* 2011, Ricordel-Prognon *et al.* 2011, Quesnel *et al.* 2013b, Bailly *et al.* 2014).

5.2. Pont des Japonais (PJAP1 et PJAP2)

Le lieu-dit du Pont des Japonais appartient au bassin de la Rivière des Pirogues, dans la partie méridionale du bassin rempli par la Formation Fluviatile du Grand Sud. Deux sites ont été échantillonnés à cet endroit pour la datation par paléomagnétisme (Figure 78).

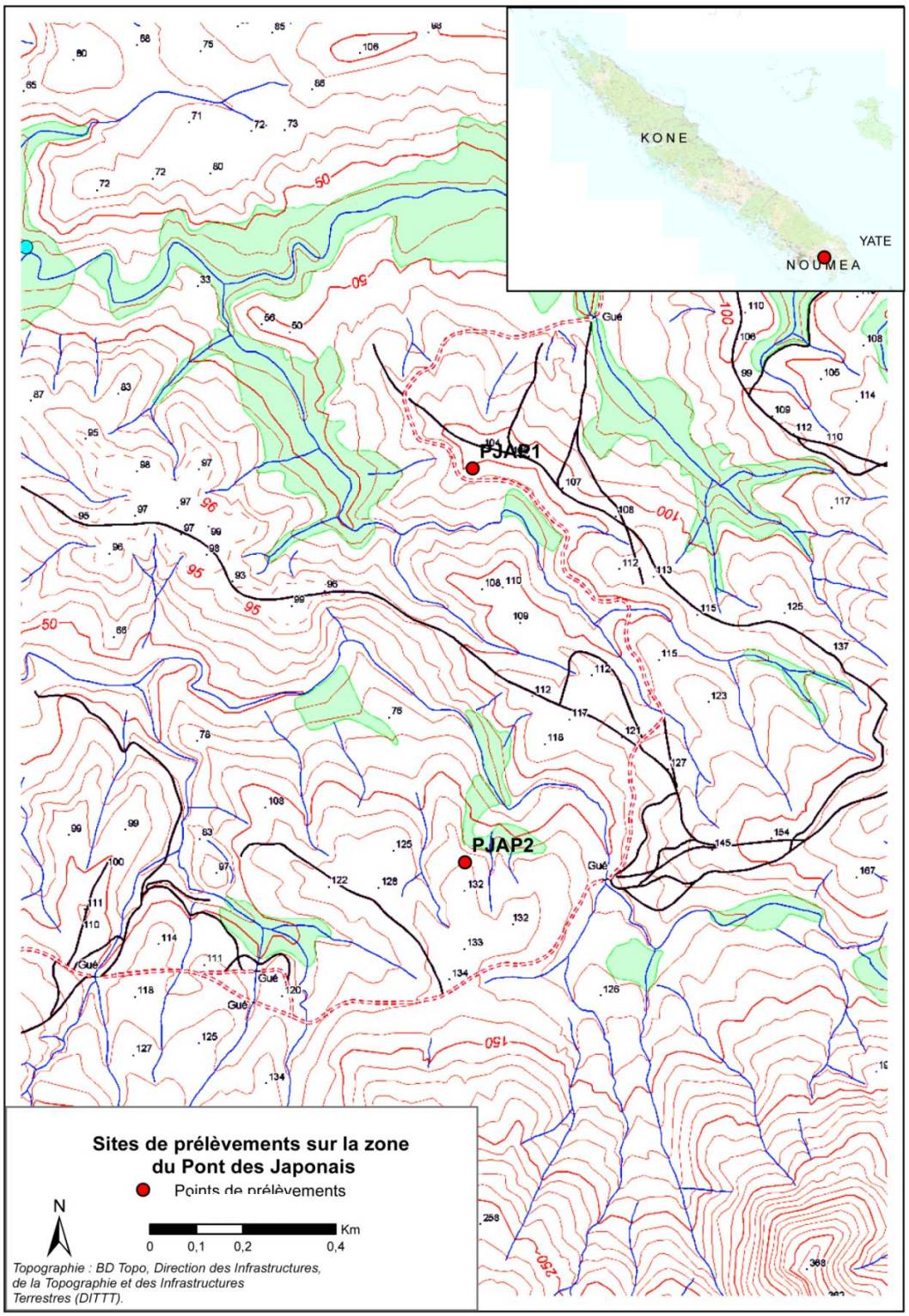


Figure 78. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme au Pont-des-Japonais (Quesnel et al., 2015).

5.2.1. PJAP1

5.2.1.1. Sites d'échantillonnage.

Sur le site PJAP1, trois sous-sites ont été échantillonnés dans un niveau induré fossilifère d'environ 20 centimètres d'épaisseur (Figure 79). Les échantillons prélevés dans le quatrième sous-site situé dans les niveaux argileux à la base de la coupe n'ont pas été analysés faute de temps et en raison de l'intérêt présenté par le niveau riche en fossiles végétaux (en cours d'étude par le MNHN et l'IRD). Le pendage de ce dernier variait de 8-9°E à 30°E. Il a été procédé à une correction de pendage, car l'ensemble de la Formation semble avoir été affectée après sa mise en place par un basculement, probablement lié à du tassement ou des soutirages de matière liés à l'altération. Par ailleurs, la présence de fossiles végétaux emballés dans une matrice très fine silto-argileuse évoque un environnement de dépôt calme et peu profond tel qu'un fond de mare ou un bras de rivière abandonné et par conséquent, les dépôts se sont probablement faits à plat, par décantation. Cette correction de pendage est donc particulièrement nécessaire dans le cas de PJAP1 en raison de l'influence du basculement sur l'âge obtenu.

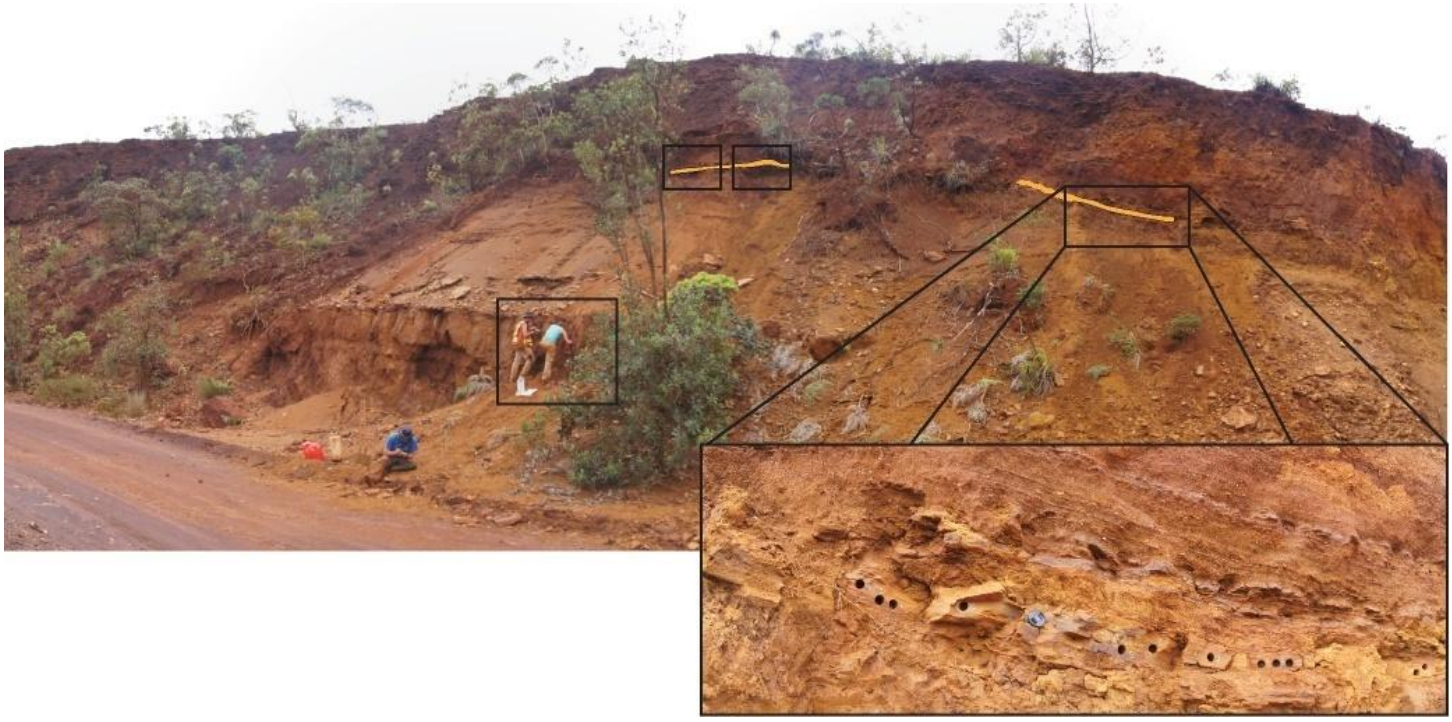


Figure 79. Photographie du site de PJAP1 et du niveau échantillonné (orange). Photos : F. Quesnel.

Seize échantillons ont été traités en provenance du site de PJAP1 (Tableau 15).

Echantillon	Faciès
PJAP1-02	Granulométrie très fine silto-argileuse avec un léger feuilletage, lié aux nombreux débris végétaux fossilisés.
PJAP1-03	
PJAP1-08	
PJAP1-09	
PJAP1-10	
PJAP1-36	
PJAP1-37	
PJAP1-41	
PJAP1-45	
PJAP1-47	
PJAP1-48A	
PJAP1-48B	
PJAP1-50A	
PJAP1-50B	
PJAP1-51	
PJAP1-54	

Tableau 15. Liste des échantillons du site PJAP1 retenus pour analyse paléomagnétique (Quesnel et al., 2015).

5.2.1.2. Résultats paléomagnétiques

Les minéraux porteurs de l'aimantation sont majoritairement la goethite, la maghémite et l'hématite, qui sont des phases se désaimantant respectivement à faible (120°C), moyenne-haute (470-675°C) et haute température (675°C). Aucun signal de moyenne température n'a été obtenu lors de l'analyse des échantillons qui présentaient pour la plupart une nette baisse d'aimantation vers 100-200°C (goethite), puis vers 500-600°C (hématite) (Figure 80).

Dans la plupart des cas, l'aimantation devenait nulle avant d'atteindre 670°C, point de Curie de l'hématite. Ceci peut s'expliquer par les substitutions Al/ Fe qui jouent un rôle important dans l'abaissement de la température de Curie de ces minéraux.

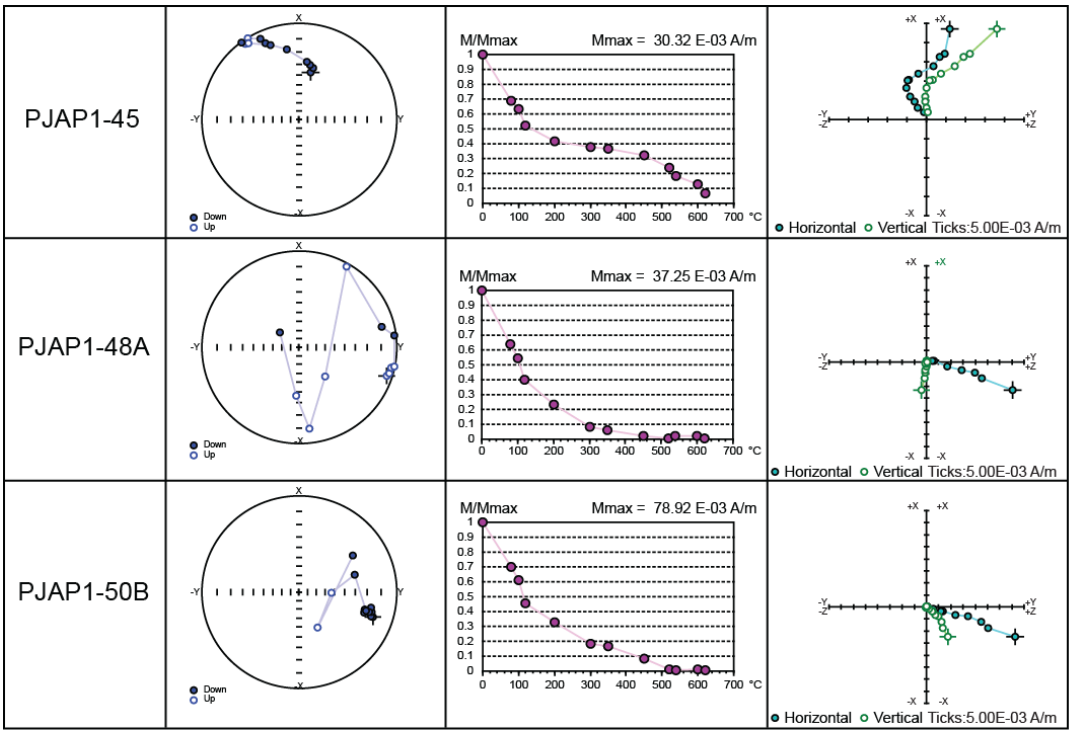


Figure 80. Représentation pour différents échantillons de la projection stéréographique des directions d'aimantation (à gauche), de l'évolution de l'intensité de l'aimantation au cours de la désaimantation thermique (au centre), et projection orthogonale du vecteur aimantation sur un diagramme de Zijderveld (à droite).

L'analyse des composantes basse température et haute température révèle des enregistrements bien distincts. Sur les 16 échantillons testés, 13 ont été retenus pour le calcul de la direction moyenne basse température (cf. goethite, Figure 81). Pour la direction haute température (cf. hématite, Figure 81), 10 échantillons sur 16 ont été retenus, les 6 autres ne présentaient pas de composante haute température. Par la suite 2 échantillons aberrants ont été éliminés, car trop éloignés de la moyenne. La moyenne a ensuite été recalculée sans ces échantillons.

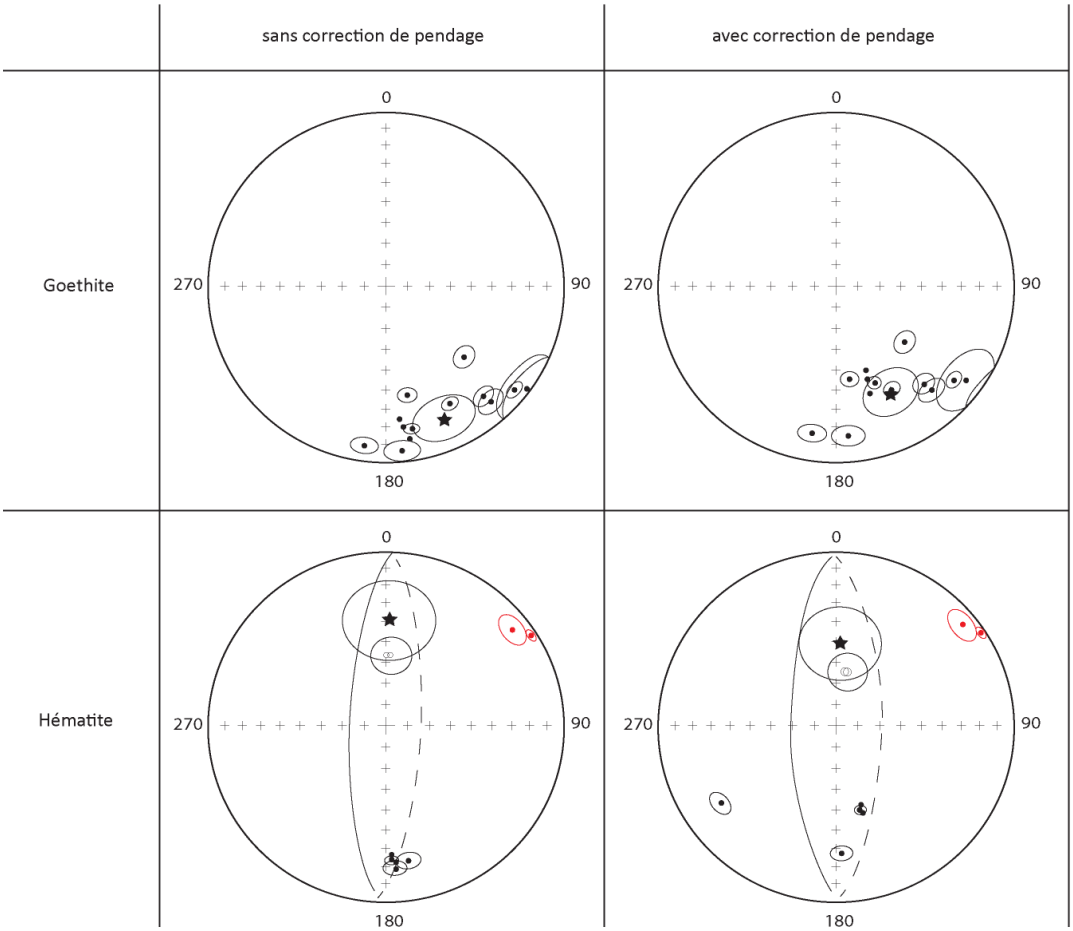


Figure 82. Projection à aires conservées des directions d'aimantation portées par la goethite et l'hématite, ainsi que la direction moyenne (étoile noire), avec et sans correction de pendage. Les données en rouge ont été éliminées du calcul de la moyenne. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions inverses ou normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut, ou vers le bas (Quesnel et al., 2015).

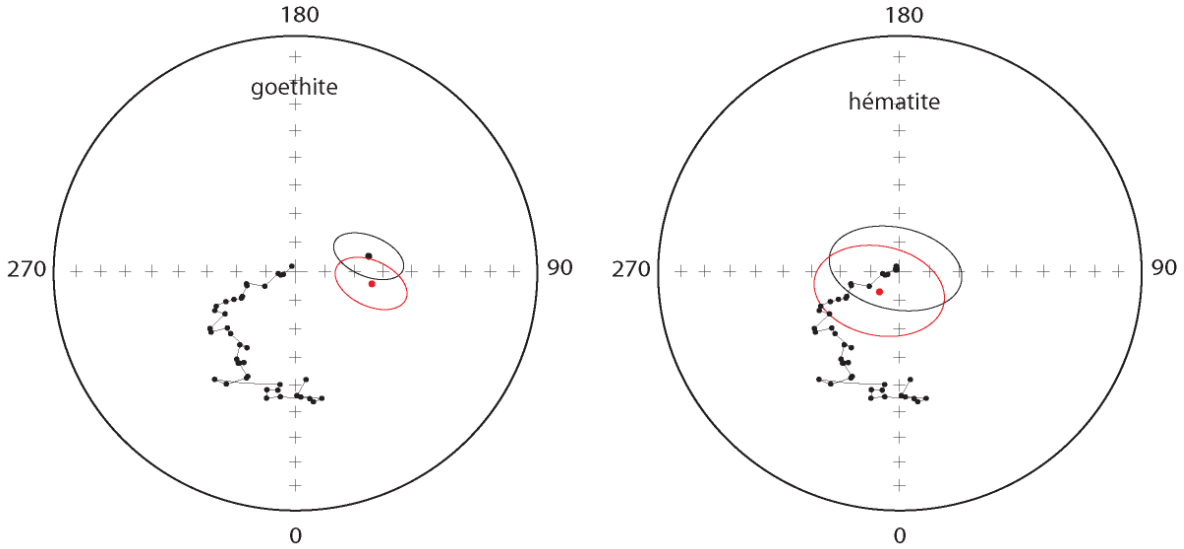


Figure 81. Pôles paléomagnétiques obtenus pour PJAP1 comparés à la courbe de dérive apparente du pôle calculée pour l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les résultats sont présentés avec, et sans correction de pendage, respectivement en rouge et en noir. (Quesnel et al., 2015).

Après transformation des moyennes en pôles paléomagnétiques, ceux-ci ont été projetés sur la CDAP de l'Australie (Figure 81). Le signal de basse température porté par la goethite tombe en dehors de la courbe dans les deux cas, on notera cependant la cohérence des résultats obtenus qui présentent pour la plupart une faible inclinaison. Le fait que le signal tombe en dehors de la CDAP peut marquer des remaniements du signal magnétique depuis les premières précipitations de goethite. A l'inverse, le signal haute température plus stable dans le temps permet d'isoler un signal à 0-5 Ma sans correction de pendage, et à 25 Ma avec correction. C'est l'âge après correction qui doit être retenu, en raison du basculement du banc visible sur le terrain (Quesnel et al., 2015). Un complément d'échantillonnage pourrait toutefois permettre de réduire le cône d'incertitude pour ce site.

5.2.2. PJAP2

5.2.2.1. Sites d'échantillonnage

Le site PJAP2 est une cuirasse latéritique horizontale située au sommet du remplissage sédimentaire située à 1 km au sud de PJAP1 (Figure 83).

Figure 83. Photographie de la cuirasse sommitale au niveau de PJAP2 échantillonnée pour datation par paléomagnétisme. Photo : F. Quesnel.

Ce ferricrète présente un faciès assez massif, vermiforme avec des trous de taille variable (3 mm- 1 cm), et quelques éléments figurés tels que des pisolithes et de rares grains blancs de silice ou de gibbsite. Deux sous-sites ont été échantillonnés dans la cuirasse sommitale à environ cinq mètres d'intervalle l'un de l'autre. Huit échantillons ont été analysés en provenance de cet affleurement (Tableau 16).

Echantillon	Faciès
PJAP2-02	Cuirasse massive vermiforme peu trouée
PJAP2-03	Cuirasse massive vermiforme peu trouée
PJAP2-05	Cuirasse massive vermiforme trouée
PJAP2-06	Cuirasse massive vermiforme trouée
PJAP2-12	Cuirasse massive vermiforme trouée
PJAP2-20	Cuirasse massive vermiforme trouée
PJAP2-21	Cuirasse massive vermiforme trouée
PJAP2-22	Cuirasse massive vermiforme trouée

Tableau 16. Liste des échantillons de PJAP2 retenus pour analyse paléomagnétique. (Quesnel et al., 2015)

5.2.2.2. Résultats paléomagnétiques

Goethite, maghémite et hématite sont les principales phases porteuses de l'aimantation, car les principales baisses de l'aimantation sont observées aux alentours de 120°C, 300-500°C et vers 630°C (Figure 84).

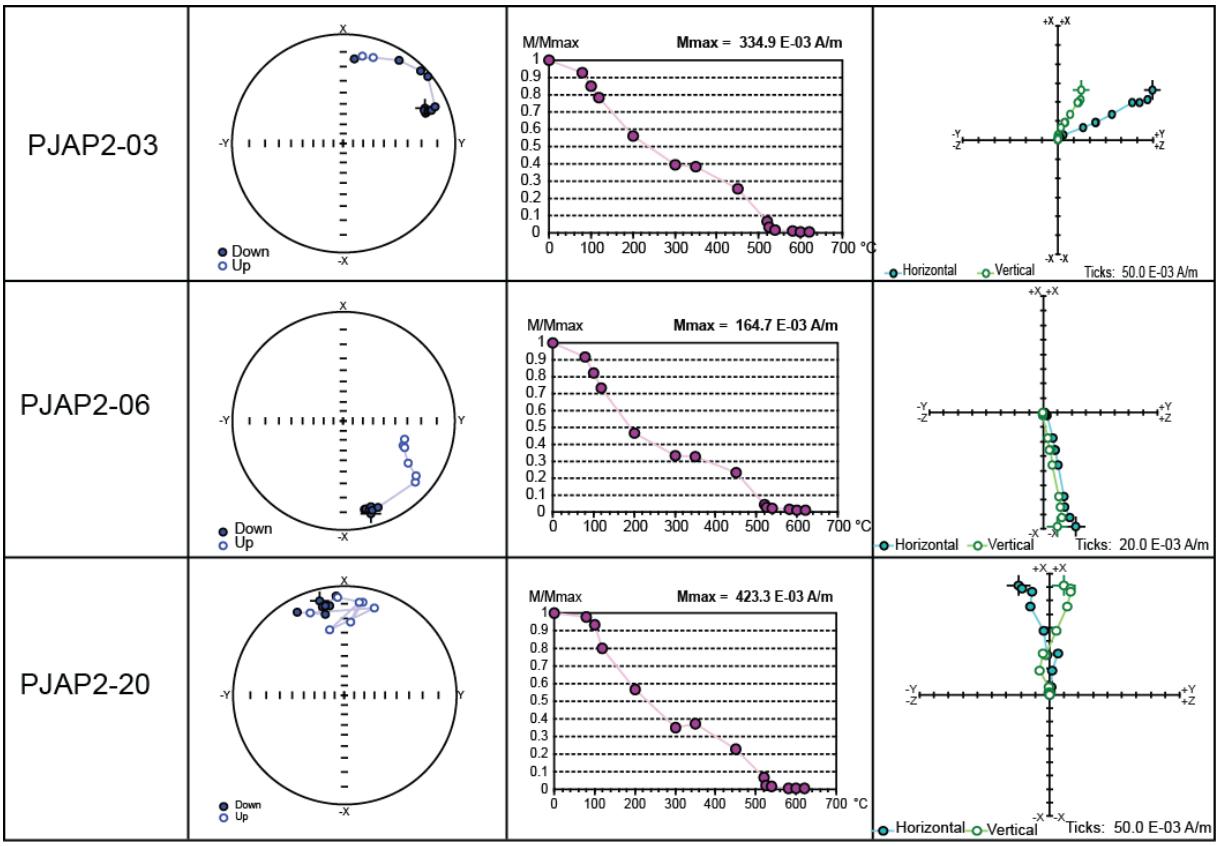


Figure 84. Représentation pour différents échantillons de PJAP2, de la projection à aires conservées des directions d'aimantation (à gauche), de l'évolution de l'intensité de l'aimantation au cours de la désaimantation thermique (au centre), et projection orthogonale du vecteur aimantation sur un diagramme de Zijderveld (à droite).

Les directions d'aimantation isolées pour chaque phase porteuse sont totalement dispersées (comportement type conglomérat), et par conséquent il est impossible d'obtenir un âge pour la cuirasse de ce site (Figure 85).

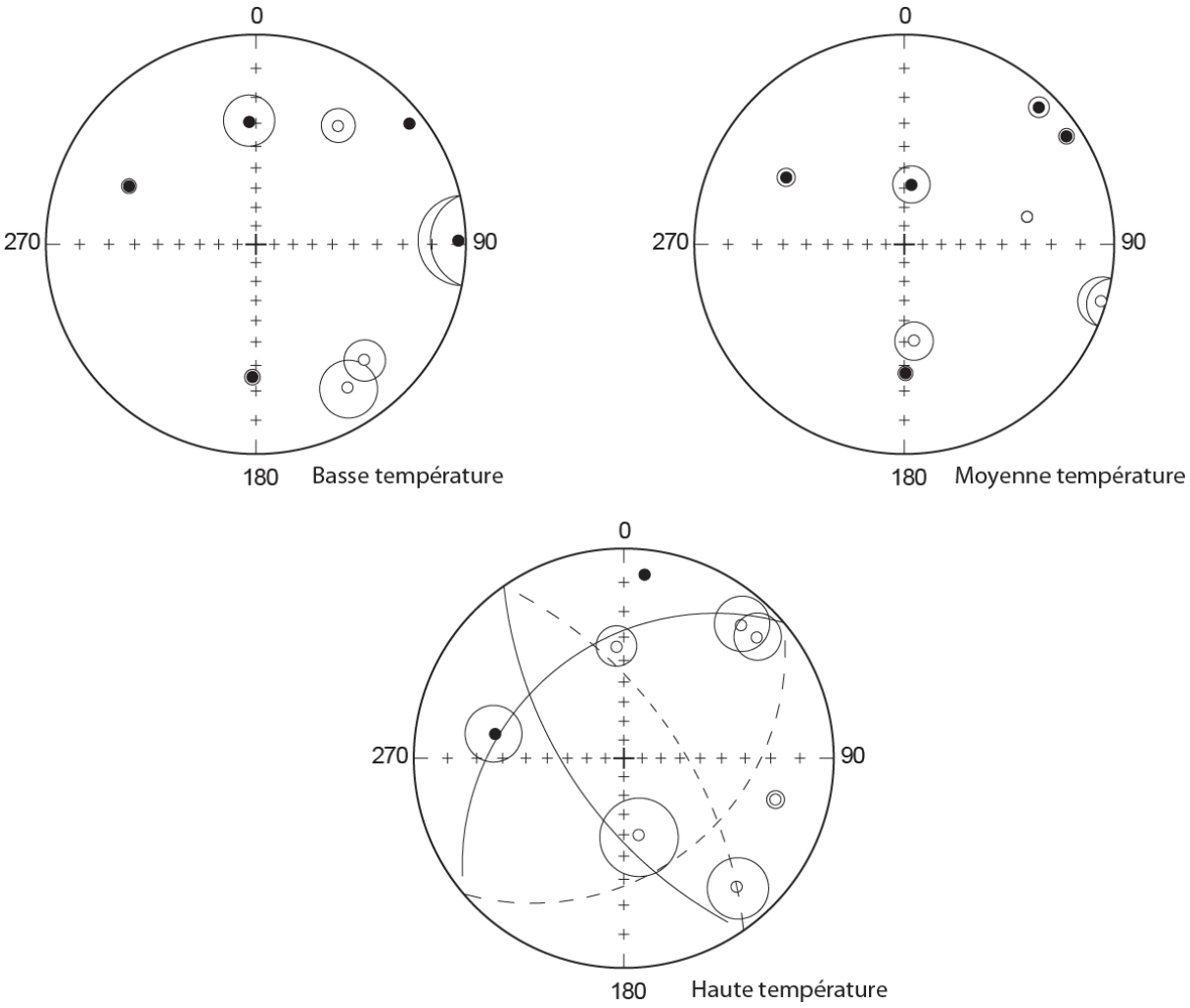


Figure 85. Représentation des directions d'aimantation portées par les différentes composantes magnétiques de basse, moyenne et haute température des échantillons de PJAP2 (Quesnel et al., 2015).

5.3. Plateau de Gertrude (GERT1 et GERT2)

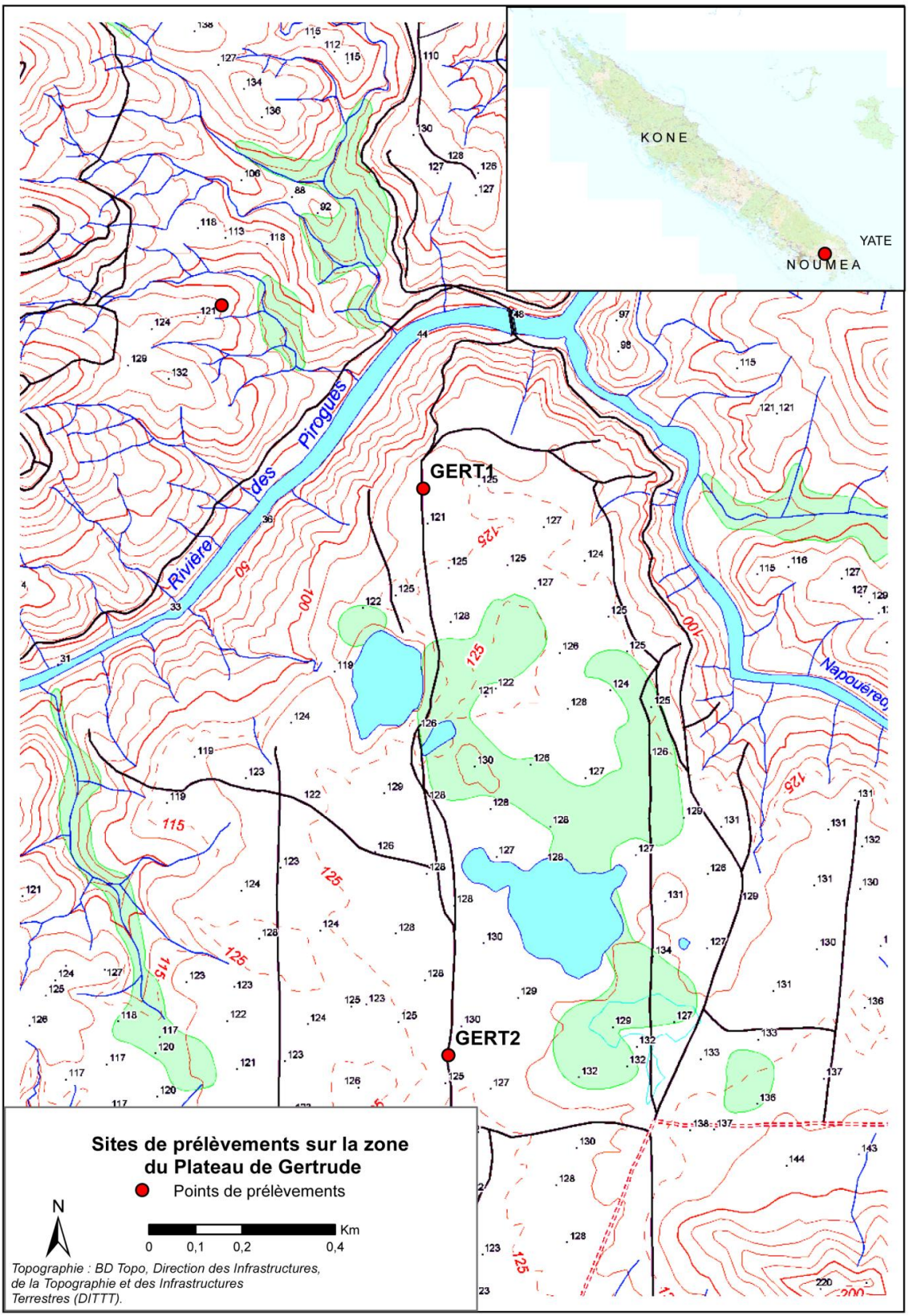


Figure 86. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme sur le Plateau de Gertrude (Quesnel et al., 2015).

5.3.1. GERT1

5.3.1.1. Sites d'échantillonnage

Le Plateau de Gertrude est situé dans la partie centrale du bassin de la rivière des Pirogues. Au niveau du site de prélèvement de GERT1 (Figure 86), 7 dalles différentes ont été échantillonnées sur une surface d'environ 10 mètres par 2 mètres. Les sites ont été choisis le plus loin possible des dolines présentes sur le plateau pour éviter d'éventuels basculements des dalles échantillonnées. Huit échantillons provenant de ce site ont été analysés à Fontainebleau (Tableau 17).

Echantillon	Faciès
GERT1-10	Cuirasse massive vermiforme à éléments grossiers de tailles différentes. Quelques trous millimétriques (1-5mm)
GERT1-14	
GERT1-15	
GERT1-16	
GERT1-17	
GERT1-21	
GERT1-29	
GERT1-30	

Tableau 17. Liste des échantillons de GERT1 retenus pour datation paléomagnétique (Quesnel et al., 2015).

L'un d'eux, GERT1-10 a été éliminé car il présentait un comportement anormal lors de la chauffe, c'est-à-dire que l'intensité de l'aimantation augmentait avec la chauffe, phénomène probablement lié à la recristallisation d'oxydes de fer au sein de l'échantillon (Figure 87).

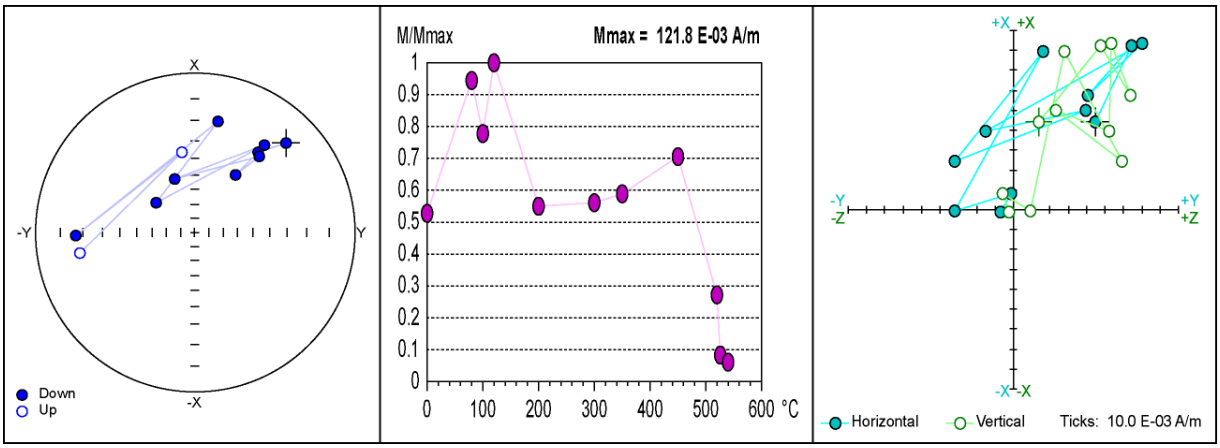


Figure 87. Représentation du comportement d'un échantillon de GERT1 au traitement de désaimantation thermique. Projection à aires conservées des directions d'aimantation à gauche, évolution du l'aimantation résiduelle de l'échantillon au centre, et diagramme de Zijderveld à droite.

5.3.1.2. Résultats paléomagnétiques

Les directions d'aimantation portées par la goethite et l'hématite sont très dispersées (Figure 88). La cuirasse est composée de nombreux éléments juxtaposés et se comporte du point de vue magnétique, comme un conglomérat. Dans ce cas, il est impossible d'obtenir une information sur l'âge de la formation.

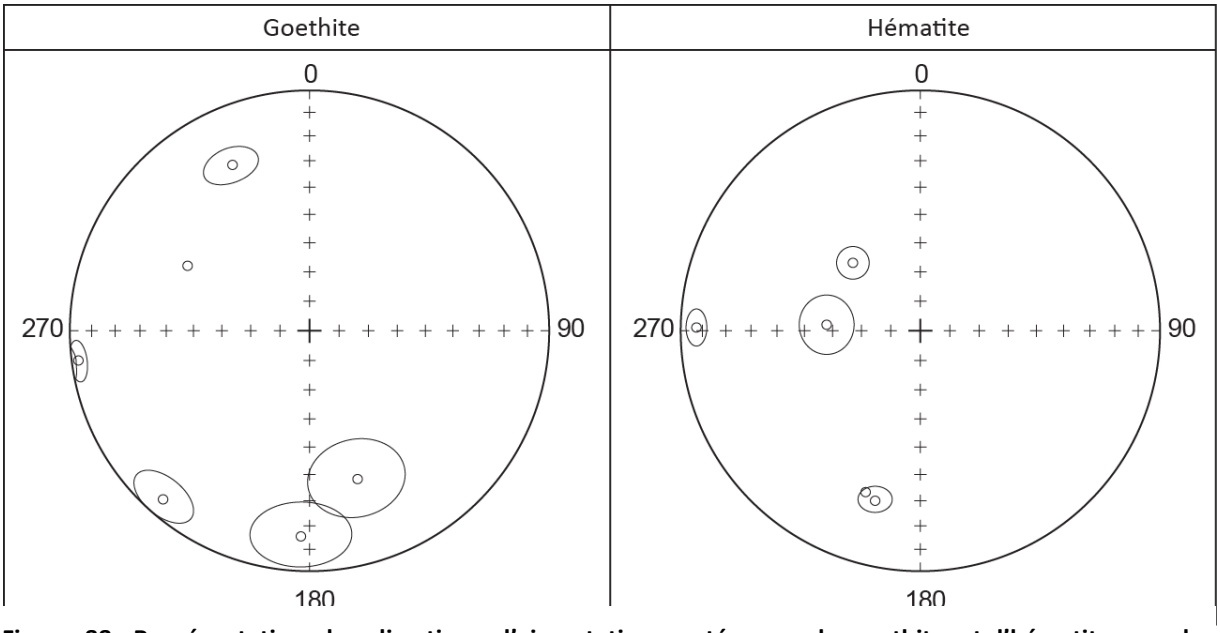


Figure 88. Représentation des directions d'aimantation portées par la goethite et l'hématite pou les échantillons de GERT1. Les symboles blancs correspondent à une direction normale, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.3.2. GERT2

5.3.2.1. Sites d'échantillonnage

Le site GERT2 (Figure 86) est situé à environ 2 kilomètres au Sud de GERT1 toujours au sommet du plateau cuirassé. Deux dalles y ont été échantillonnées et 13 échantillons ont été analysés (Tableau 18).

Echantillon	Faciès
GERT2-5	Cuirasse massive, pisolithique à ciment noir
GERT2-12	
GERT2-13	
GERT2-14	
GERT2-15	
GERT2-18	Cuirasse massive à gros nodules de latérite rouge, très indurée
GERT2-20	
GERT2-25	
GERT2-29	
GERT2-32	Cuirasse massive vermiforme
GERT2-33	
GERT2-34	
GERT2-37	

Tableau 18. Liste des échantillons retenus pour datation paléomagnétique sur le site de GERT2 (Quesnel et al., 2015).

5.3.2.2. Résultats paléomagnétiques

Deux composantes d'aimantation ont pu être isolées à partir des échantillons étudiés. La première de basse-moyenne température portée par la goethite et/ou la maghémite, tandis que la seconde de plus haute température est portée par l'hématite (Figure 89, n° 1 et 2). Les paramètres des directions moyennes d'aimantation et des PGV associés sont présentés dans le tableau ci-dessous (Tableau 19) :

	n	D	I	k	α_{95}	Lon	Lat	dp	dm
Basse-moyenne température	11	56,6	5	19	9,8	87	33,4	4,9	9,8
Haute température	7	52,8	5,5	21,4	13,4	86,5	37,1	6,7	13,4

Tableau 19. Paramètres et coordonnées géographiques de la direction moyenne d'aimantation pour GERT2. n= nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; D= déclinaison ; I= inclinaison ; k= paramètre de précision ; α_{95}= rayon du cône de confiance à 95% ; Lon= longitude du site ; Lat= latitude du site ; dp et dm= erreur autour de la position du pôle.

Lorsqu'on transforme ces moyennes en PGV, les pôles obtenus se situent très loin de la CDAP mais remarquablement groupés (Figure 89, n° 3 et 4). Le signal conservé est donc cohérent et identique pour les différentes températures. La raison pour laquelle le signal obtenu se retrouve si éloigné du signal attendu (sur la CDAP) reste inexpliquée à ce jour.

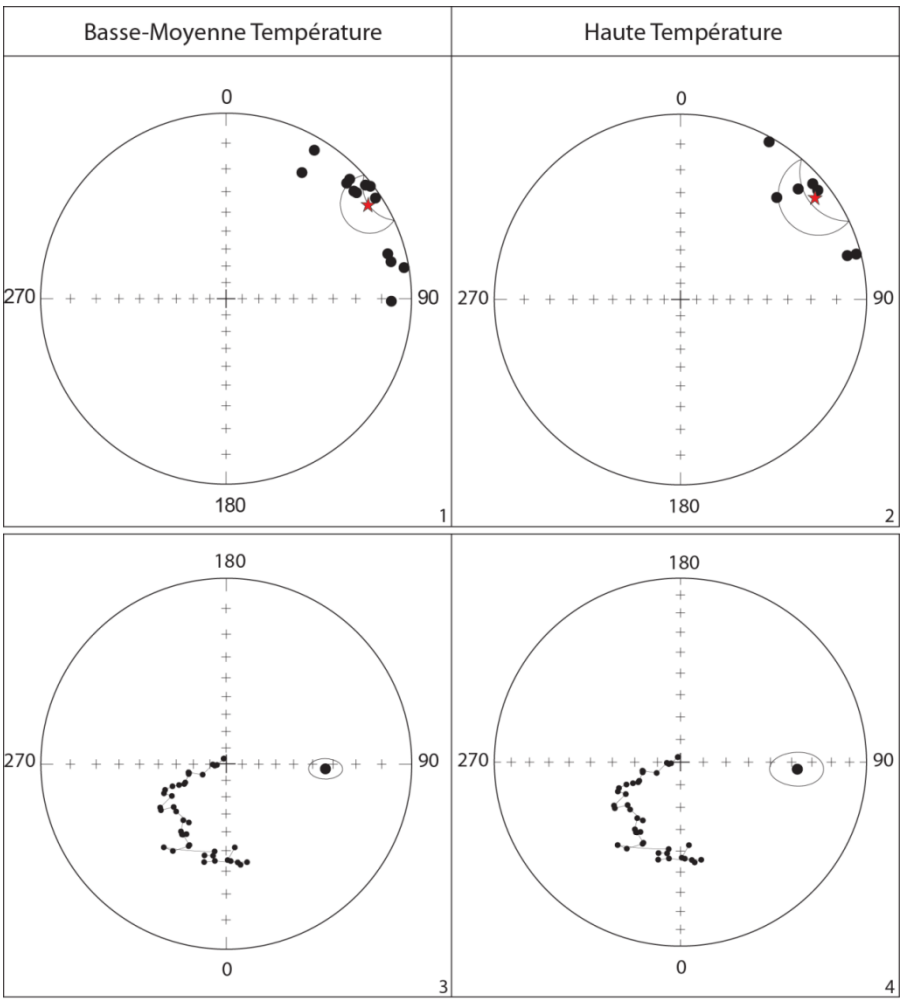


Figure 89. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (étoile rouge) pour les composantes de basse-moyenne et haute température (en haut), et comparaison du pôle géomagnétique virtuel à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les symboles noirs correspondent à des directions d'aimantation normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.4. Bois du Sud (BSC)

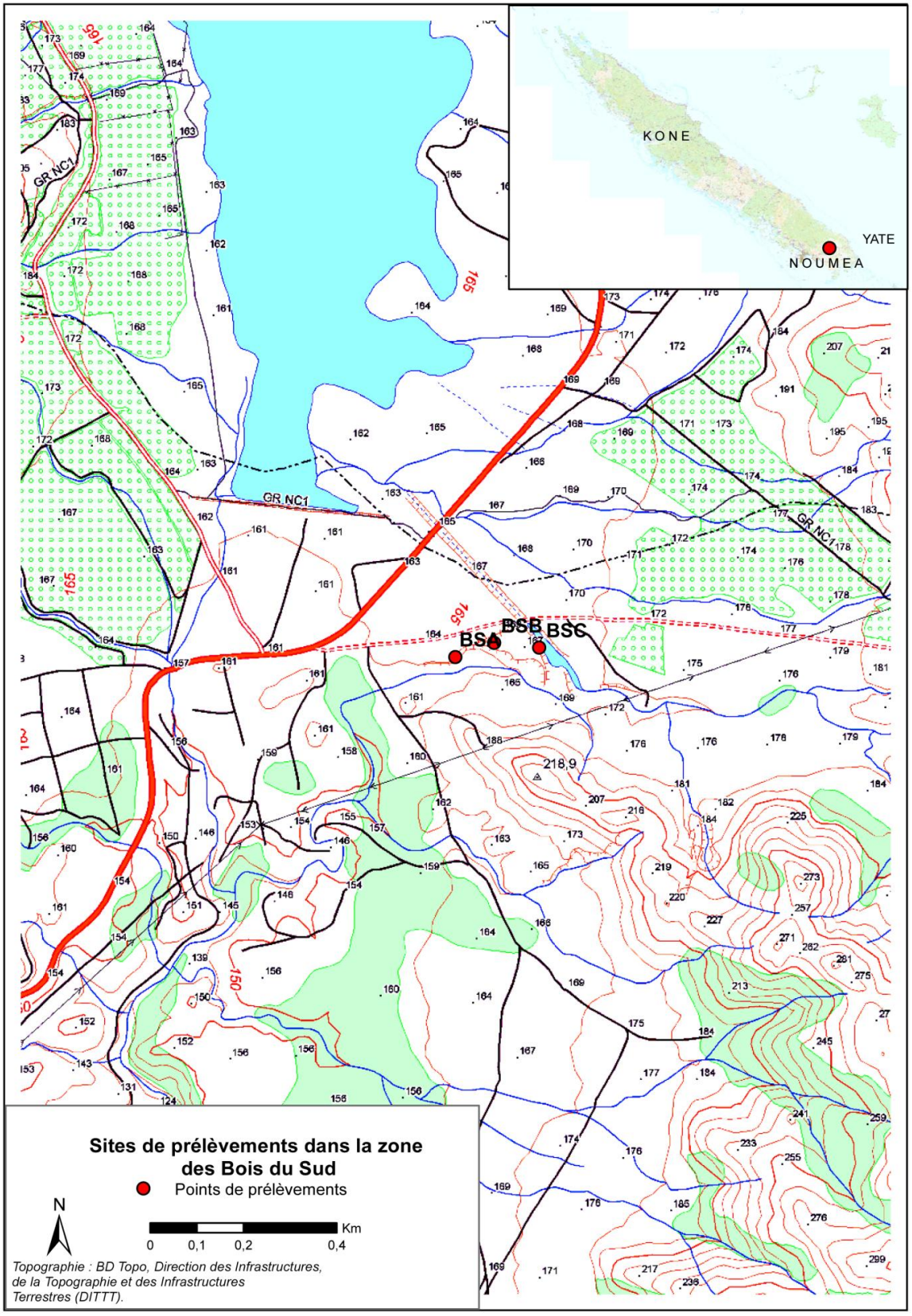


Figure 90. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme aux Bois du Sud (Quesnel et al., 2015).

5.4.1. Sites d'échantillonnage

Le site BSC correspond à une cuirasse très indurée située au sommet de la série sédimentaire fluvio-lacustre ; elle est semblable à ce qui peut être observé dans la vallée de la Napouéredjeine. Elle est localisée à l'entrée du camping des Bois du Sud, peu après le carrefour du parc de la Rivière Bleue (Figure 90). Le site BSC est le 3ème sous-site échantillonné aux Bois du Sud. Il a été choisi parce qu'il est représentatif des cuirasses sur la Formation Fluviatile du Grand Sud et qu'on disposait pour ce sous-site d'un plus grand nombre d'échantillons de qualité pour le traitement thermique que les autres. Quatorze échantillons ont été traités (Tableau 20).

Echantillon	Faciès
BSC-3	Cuirasse sur la Formation Fluviatile du Grand Sud. Sédiments bien cimentés par un ciment d'oxyde de fer. Faciès massif vermiforme.
BSC-4	
BSC-5	
BSC-7	
BSC-9	
BSC-10	
BSC-11	
BSC-12	
BSC-13	
BSC-14	
BSC-15	
BSC-19	
BSC-22	
BSC-23	

Tableau 20. Liste des échantillons de BSC retenus pour datation paléomagnétique (modifiée d'après Quesnel et al., 2015).

5.4.2. Résultats paléomagnétiques

Des directions moyennes d'aimantation ont été obtenues avec une bonne cohérence pour les basses et les basses et moyennes températures (Figure 91). Pour les hautes températures, le calcul de la moyenne et la transformation en pôle paléomagnétique ont aussi été réalisés, mais la dispersion importante des directions d'aimantation conduit à une assez forte incertitude sur la moyenne qui se répercute sur la détermination du pôle paléomagnétique. Les directions d'orientation des moyennes et pôles sont donnés dans le

Tableau 21, uniquement pour les basses et moyennes températures.

Tableau 21. Paramètres et coordonnées géographiques de la direction moyenne d'aimantation pour BSC. n= nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; D= déclinaison ; I= inclinaison ; k= paramètre de

	n	D	I	k	α_{95}	Pole (Lat)	Pole (Lon)	Dp	dm
Basse température	10	172,1	43,3	320,9	2,7	8,5	76,0	2,1	3,4
Moyenne température	13	168,2	45,7	69,5	5,1	14,5	72,3	4,1	6,5

précision ; α95= rayon du cône de confiance à 95%

Le pôle paléomagnétique trouvé est à peu près le même dans les deux cas, avec une faible incertitude (α95,

Tableau 21), mais qui ne tombe pas sur la courbe de dérive. Durant les campagnes d'échantillonnage puis d'étude paléomagnétique, ce phénomène a été observé à d'autres endroits comme le site GERT2 décrit précédemment, ou d'autres sites du bassin de la rivière des Pirogues (Feston Fb, Napo2 cf. Quesnel et al., 2008, Ricordel-Prognon et al., 2011). Ceci laisse à penser qu'il y a eu des perturbations du signal magnétique après formation de la cuirasse. Dans tous les cas, il n'est pas possible d'obtenir un âge pour les niveaux échantillonnés

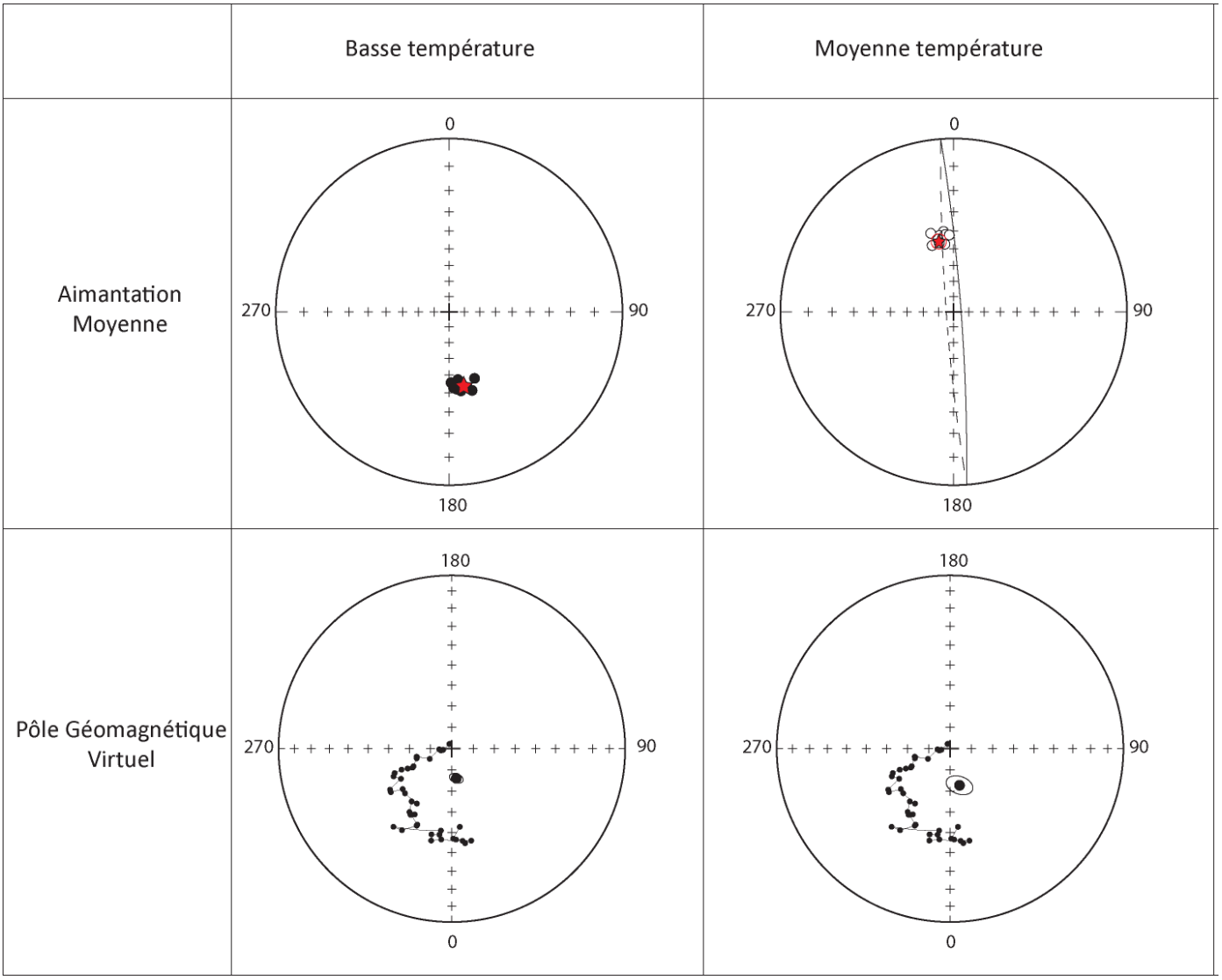


Figure 91. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (étoile rouge) pour les composantes de basse et moyenne température (en haut), et comparaison du pôle géomagnétique virtuel à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions d'aimantation inverses ou normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut, ou vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.5. Baie Nord (BN1)

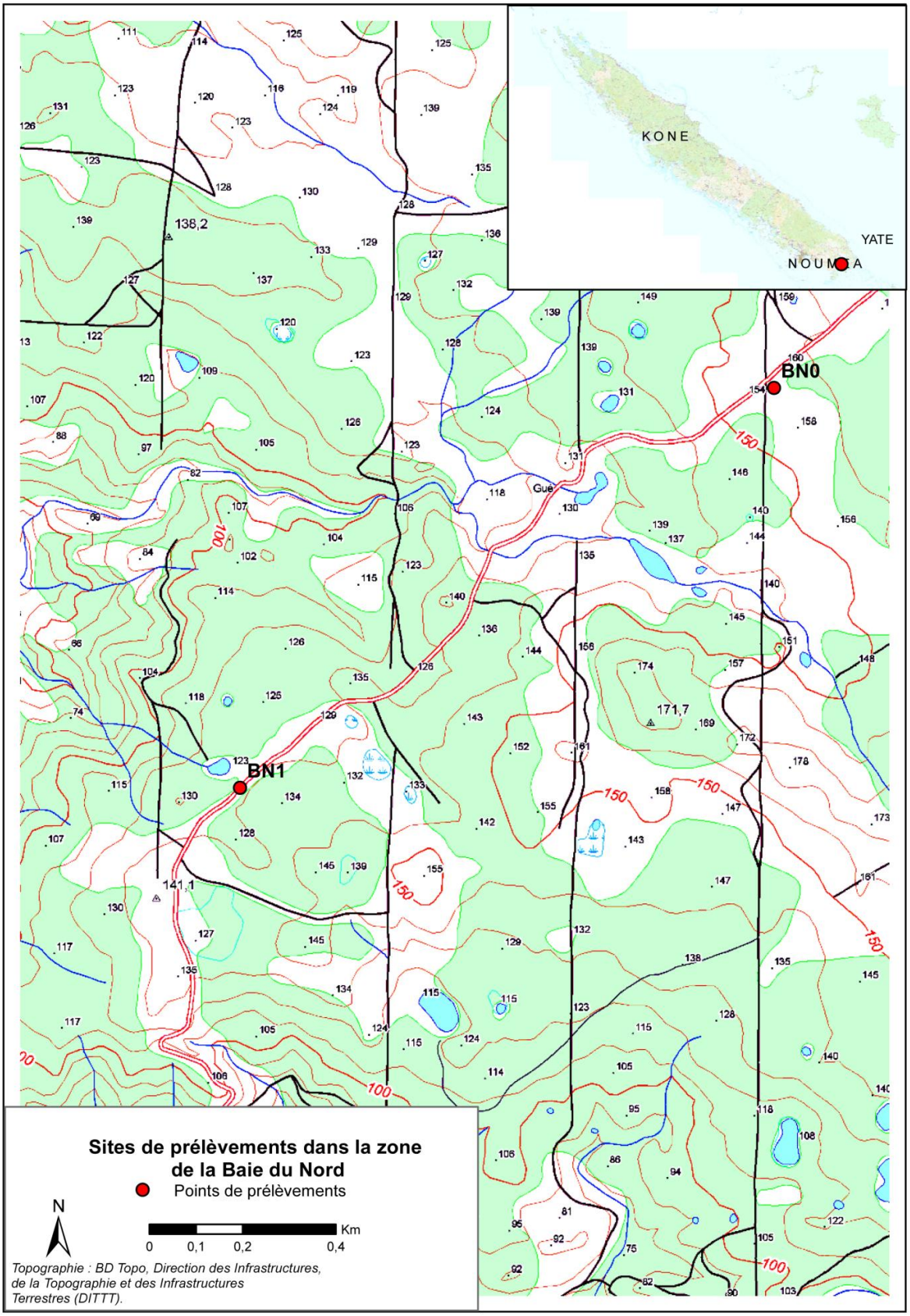


Figure 92. Carte de prélèvement pour datation par paléomagnétisme à la Baie Nord (Quesnel et al., 2015).

5.5.1. Sites d'échantillonnage

Des occurrences de sédiments fluviatiles ont été retrouvées dans un forage SLN (cf. chapitre 2) réalisé au niveau de la Baie Nord, à 1,8 km au nord de site d'échantillonnage paléomagnétique (BN0 et BN1). Une cuirasse uniforme est développée dans cette région au sommet des sédiments. Il était intéressant d'essayer de d'obtenir un minimum de dépôt pour ces sédiments.

Deux sites ont été échantillonnés sur la route de la Baie Nord, au sud-ouest de la base-vie de VALENC (Figure 92). Ces deux sites sont espacés d'un peu plus d'un kilomètre. Le site BN1 a été choisi pour les traitements car il présentait un plus grand nombre de carottes exploitables. Le niveau foré sur BN1 était une cuirasse latéritique sur péridotites entaillée d'environ 1,8 m sur 2 m, sur laquelle 5 sous-sites ont été répartis en surface et dans l'épaisseur de ce niveau. Quatorze échantillons ont été retenus puis traités (Tableau 22).

Echantillon	Faciès
BN1-001	Faciès massif vermiforme avec quelques pisolithes
BN1-005	
BN1-007	
BN1-008	
BN1-009	
BN1-011	
BN1-015	Faciès très massif
BN1-016	Faciès massif vermiforme
BN1-017	
BN1-021	
BN1-023	
BN1-025	Faciès massif vermiforme avec de petits trous
BN1-026	Faciès massif vermiforme
BN1-027	

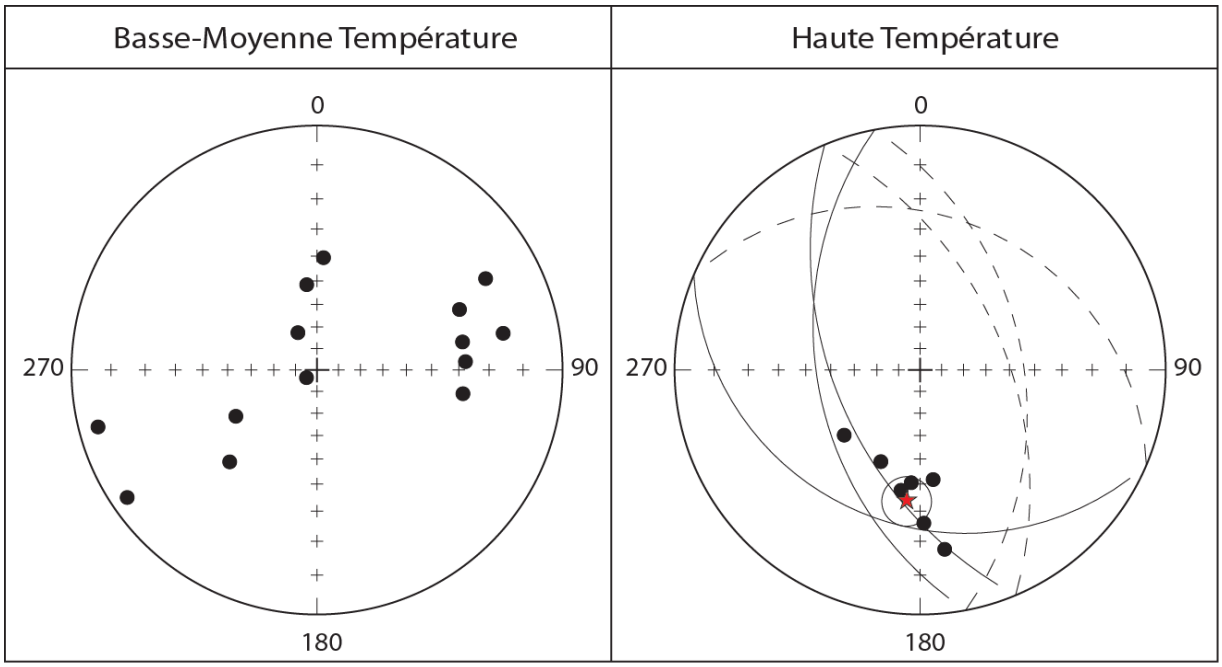
Tableau 22. Liste des échantillons de BN1 retenus pour datation paléomagnétique (Quesnel et al., 2015)

5.5.2. Résultats paléomagnétiques

Pour le site de BN1, il n'a été possible de déterminer une direction moyenne d'aimantation que pour le signal de haute température (Tableau 23) car les directions obtenues pour les basses et moyennes températures étaient dispersées (Figure 93)

	n	D	I	k	α_{95}	Pole (Lat)	Pole (Lon)	Dp	dm
Haute température	10	185,8	33,6	31,2	9	291,6	82,3	5,8	10,2

Tableau 23. Paramètres et coordonnées géographiques de la direction moyenne d'aimantation pour BSC. n= nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; D= déclinaison ; I= inclinaison ; k= paramètre de précision ; α_{95}= rayon du cône de confiance à 95% ; Lon= longitude du site ; Lat= latitude du site ; dp et dm= erreur autour de la position du pôle.



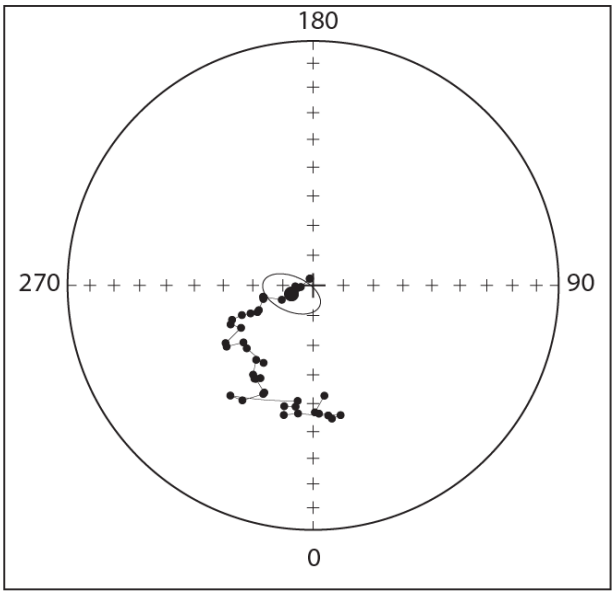


Figure 93. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (étoile rouge) pour les composantes de basse et moyenne température (en haut), et comparaison du pôle géomagnétique virtuel à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les symboles noirs correspondent à des directions d'aimantation inverses, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut (Quesnel et al., 2015).

Après transformation en PGV, le signal obtenu pour l'hématite se place parfaitement sur le pôle à 20 Ma. Le cône d'incertitude associé à la mesure englobe les pôles à 15 et 25 Ma. Il serait toutefois souhaitable que de nouveaux échantillons de ce site soient analysés afin d'affiner la précision de cette mesure. Néanmoins, cette dernière vient conforter les âges obtenus par Sevin et al. (2012) dans la région de Goro.

5.6. Col de la Laverie (LAV1)

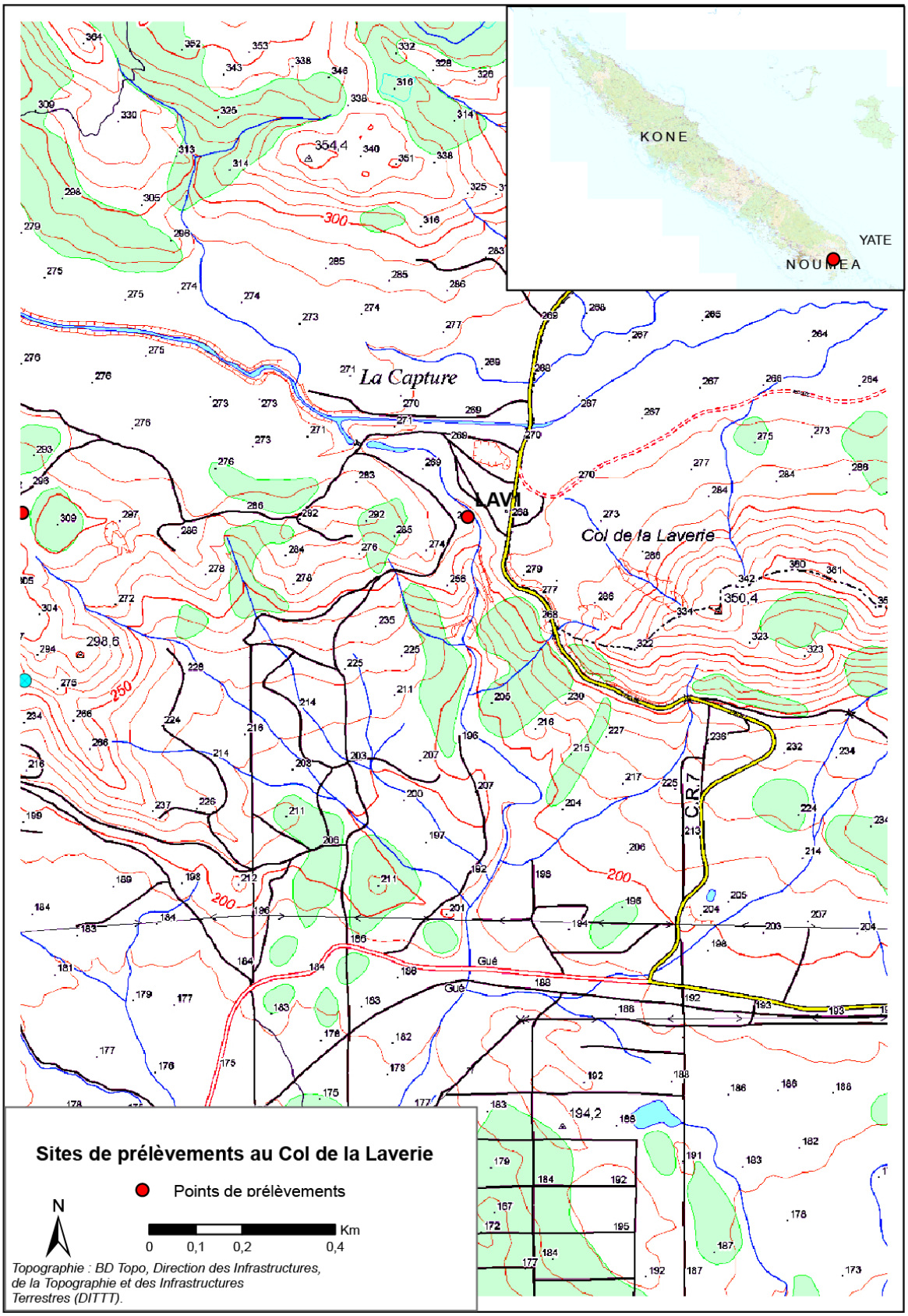


Figure 94. Carte de localisation du site de prélèvement du Col de la Laverie (Quesnel et al., 2015).

5.6.1. Sites d'échantillonnage

Le site LAV1 a été choisi sur la bordure sud-ouest de la Plaine des Lacs. Quarante-six échantillons ont été prélevés, répartis sur cinq dalles. Treize d'entre eux, prélevés sur la cuirasse latéritique en place ont été sélectionnés pour le traitement du signal paléomagnétique.

Echantillon	Faciès
LAV-003	Faciès vermiforme avec quelques nodules et éléments figurés.
LAV-013	
LAV-014	
LAV-017	
LAV-020	
LAV-021A	
LAV-021B	
LAV-022	
LAV-023	
LAV-028	Faciès vermiforme, massif, pisolitique.
LAV-033	
LAV-035	
LAV-041	

Tableau 24. Liste des échantillons retenus pour le traitement paléomagnétique (Quesnel et al., 2015).

5.6.2. Résultats paléomagnétiques

Sur les 13 échantillons analysés, deux composantes ont pu être isolées. Une première de moyenne température (désaimantation aux alentours de 300°C) portée par de la maghémite, et une seconde de haute température portée par l'hématite (Figure 95). Ces directions d'aimantation présentent des valeurs bien définies, mais dispersées. Les deux polarités sont présentes. Des grands cercles moyens ont dû être calculés, et indiquent que plusieurs directions d'aimantation sont probablement superposées, d'où l'imprécision des résultats. Ces moyennes, une fois transformées en pôle paléomagnétique ne tombent pas sur la courbe de dérive apparente du pôle.

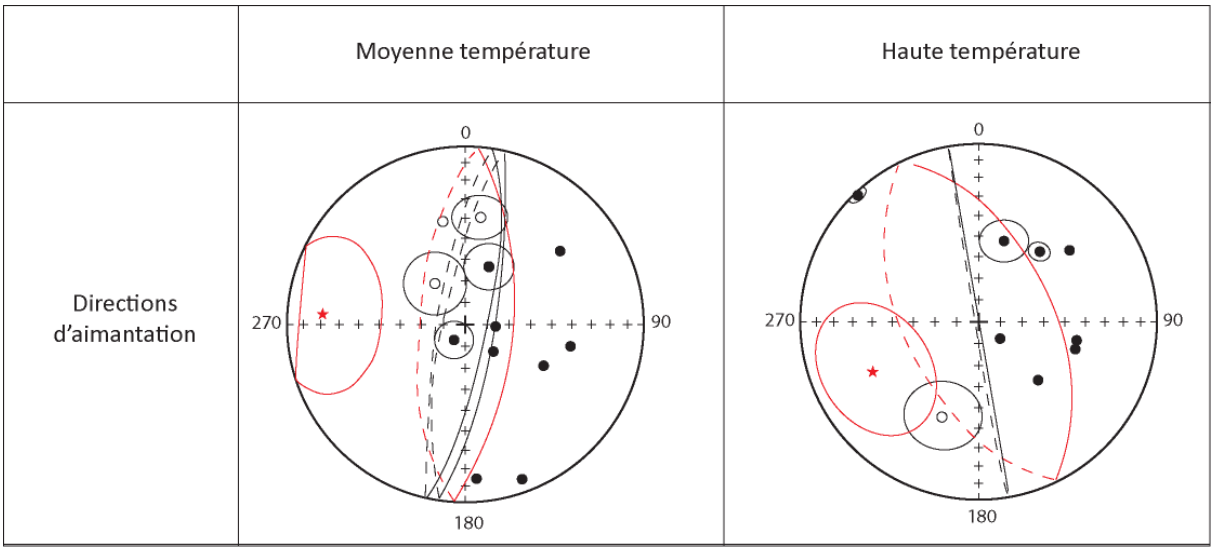


Figure 95. Projection des directions d'aimantation et positionnement de la moyenne (grand cercle moyen rouge et son pôle représenté par l'étoile rouge) pour les composantes de moyenne et haute température. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions inverses ou normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut, ou vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.7. Grand Lac (GL1)

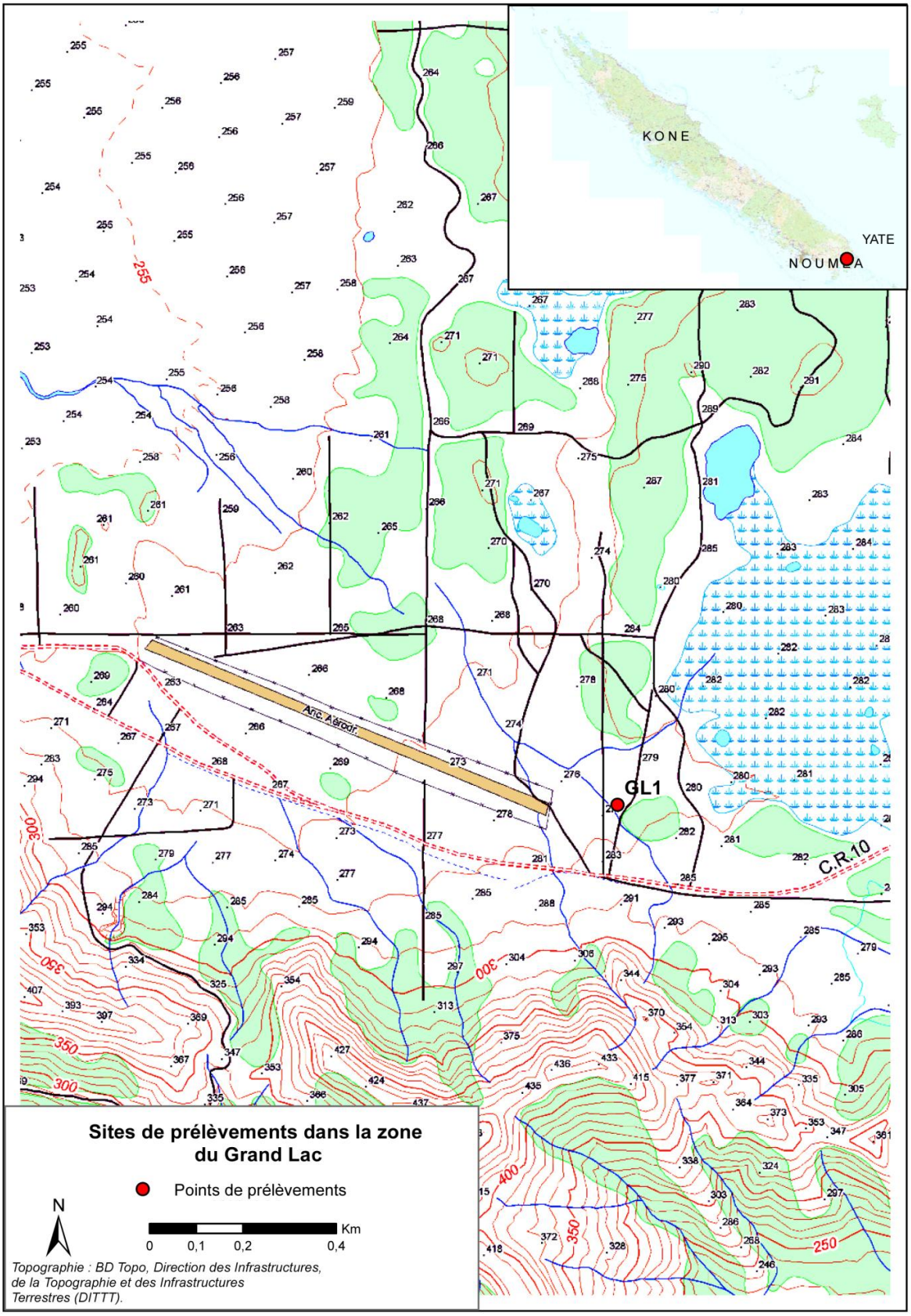


Figure 96. Carte de localisation du site d'échantillonnage GL1 dans la Plaine des Lacs (Quesnel et al., 2015).

5.7.1. Sites d'échantillonnage

Trente-quatre échantillons ont été prélevés dans la Plaine des Lacs en bordure d'une grande doline à fond plat. Dix-huit échantillons ont été choisis pour le traitement paléomagnétique (Tableau 25). Il s'agit d'une cuirasse massive au faciès vermiforme comprenant de nombreux éléments plus grossiers. Telle que cartographiée, cette cuirasse semble coiffer un profil d'altération *in situ*. Sur la cartographie géologique à 1/50000e, cette cuirasse est indiquée comme étant au sommet de latérites *in situ*. Cependant, la mise en corrélation des forages réalisés dans la plaine des lacs montre une continuité de la morphologie du substrat de part et d'autre de la limite supposée entre latérites en place et sédiments. Aussi, est-il probable que l'interprétation « profil d'altération en place » soit erronée auquel cas cette cuirasse, comme d'autres surmonterait des sédiments appartenant à la Formation Fluviatile du Grand Sud.

Echantillon	Faciès
GL-002	Cuirasse massive vermiforme à éléments (nodules ferrugineux, latérite rouge non indurée)
GL-004	
GL-006	
GL-007	
GL-013	
GL-014	
GL-015	
GL-020	
GL-023	
GL-025	
GL-026	
GL-027A	
GL-027B	
GL-028	
GL-029	

GL-030	
GL-032	
GL-033	

Tableau 25. Liste des échantillons analysés du site du Grand Lac. (Quesnel et al., 2015).

5.7.2. Résultats paléomagnétiques

Sur les échantillons analysés, un seul signal de haute température porté par l'hématite a pu être isolé, malheureusement, bien que les directions d'aimantation soient bien définies, ces dernières sont dispersées, ce qui marque probablement un comportement conglomératique sur le plan paléomagnétique. Une telle distribution est rédhibitoire en ce qui concerne le calcul de la direction moyenne et sa projection sur la CDAP.

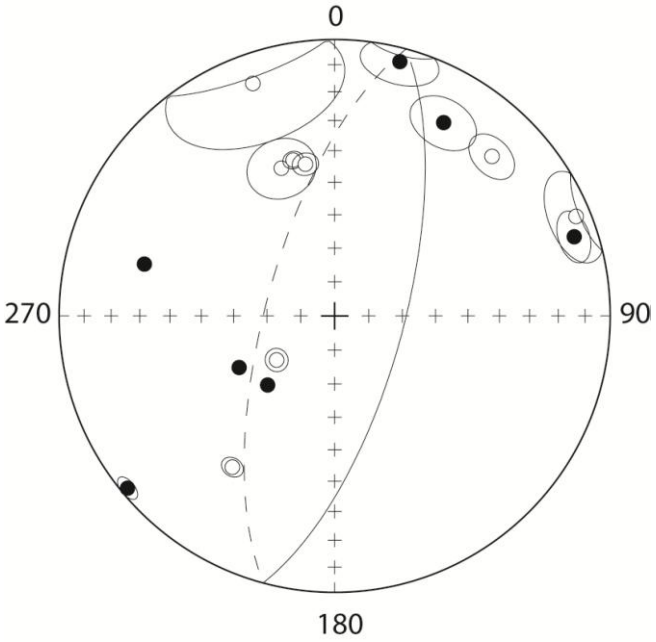


Figure 97. Projection à aires conservées des directions d'aimantation obtenues sur le site de GL1. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions inverses ou normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut, ou vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.8. Eperon de la Rivière des Lacs (ERL1)

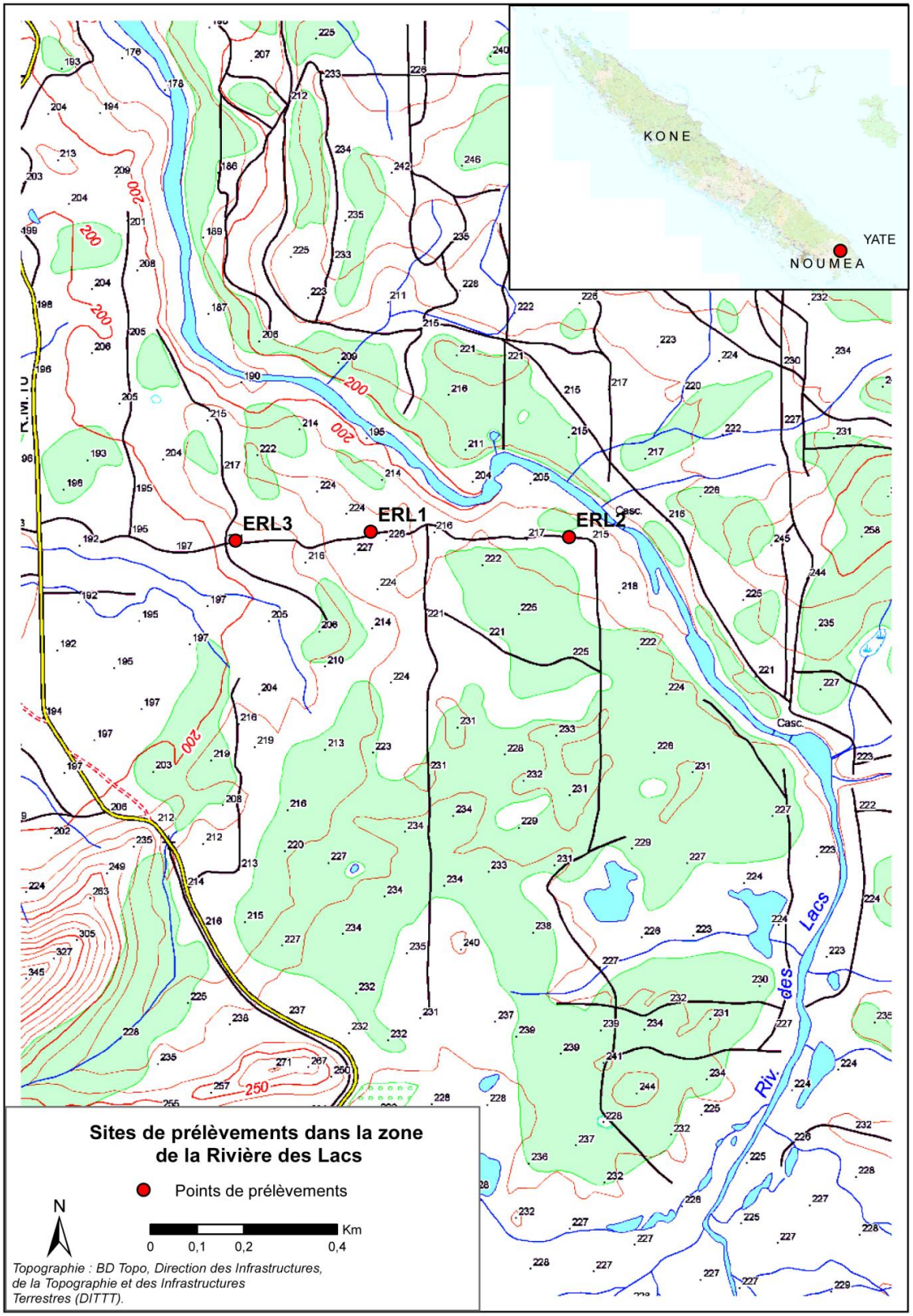


Figure 98. Localisation des sites d'échantillonnage de la Rivière des Lacs (Quesnel et al., 2015).

5.8.1. Sites d'échantillonnage

Trois sous-sites ont été prélevés dans la cuirasse latéritique d'un profil *in situ* au niveau d'un éperon (interfluve assez étroit) au-dessus de la rivière des lacs (Figure 98). Les échantillons du site ERL1 ont été choisis pour les analyses paléomagnétiques et sur les 35 échantillons qui y ont été prélevés, 14 ont subi le traitement thermique pour analyse (Tableau 26).

Echantillon	Faciès
ERL1-004	Faciès très massif, vermiforme (trous assez gros). Nodules de latérite rouge induré inclus dans la cuirasse.
ERL1-010	
ERL1-015	
ERL1-018	
ERL1-019	
ERL1-020	
ERL1-021	
ERL1-024	
ERL1-025	
ERL1-029	
ERL1-031	
ERL1-032	
ERL1-034	

Tableau 26. Liste des échantillons analysés du site de la Rivière des Lacs (ERL pour éperon de la Rivière des Lacs) Quesnel et al. (2015).

5.8.2. Résultats paléomagnétiques

Sur les échantillons analysés, deux signaux ont été extraits ; l'un de moyenne température porté par la maghémite, et l'autre de haute température porté par l'hématite. Les directions sont bien à très bien définies, mais en raison de leur dispersion aucune moyenne ne peut être calculée (Figure 99). Ce genre de signal s'apparente à un conglomérat sur le plan paléomagnétique et serait probablement lié à des éléments colluvionnés intégrés à cette cuirasse, ce qui nécessite par ailleurs de vérifier au microscope si les échantillons présentent des signes de remaniement.

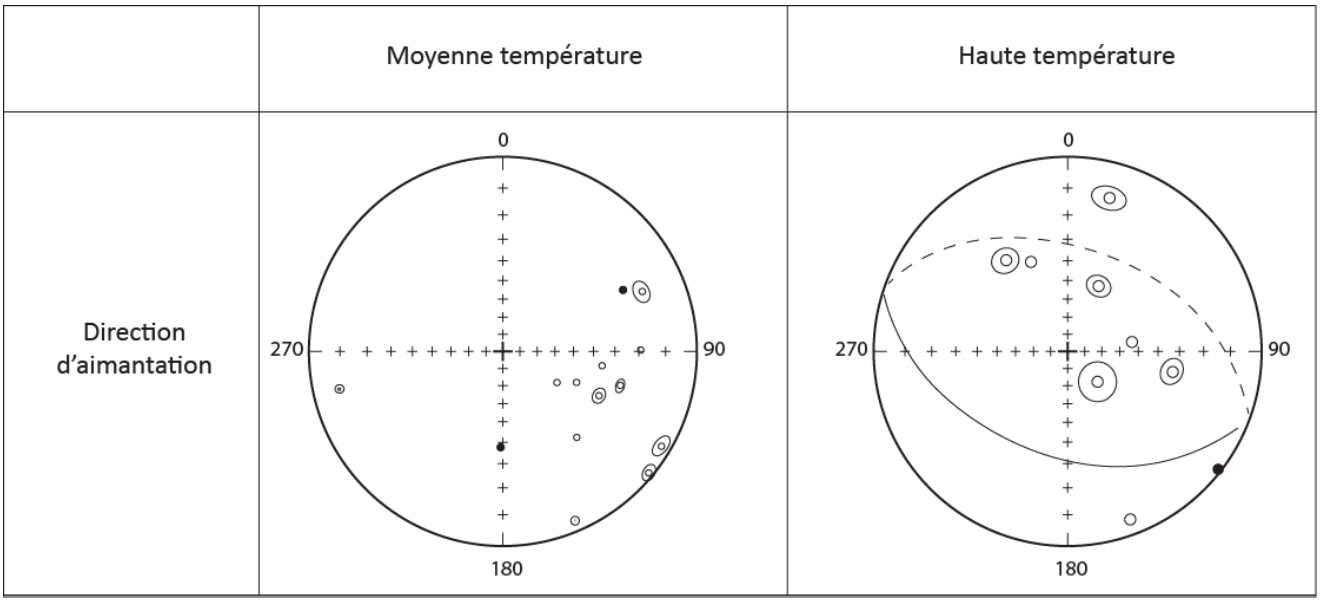


Figure 99. Projection à aires conservées des directions d'aimantation obtenues sur le site d'ERL1. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions inverses ou normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut, ou vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.9. Oasis (OAS)

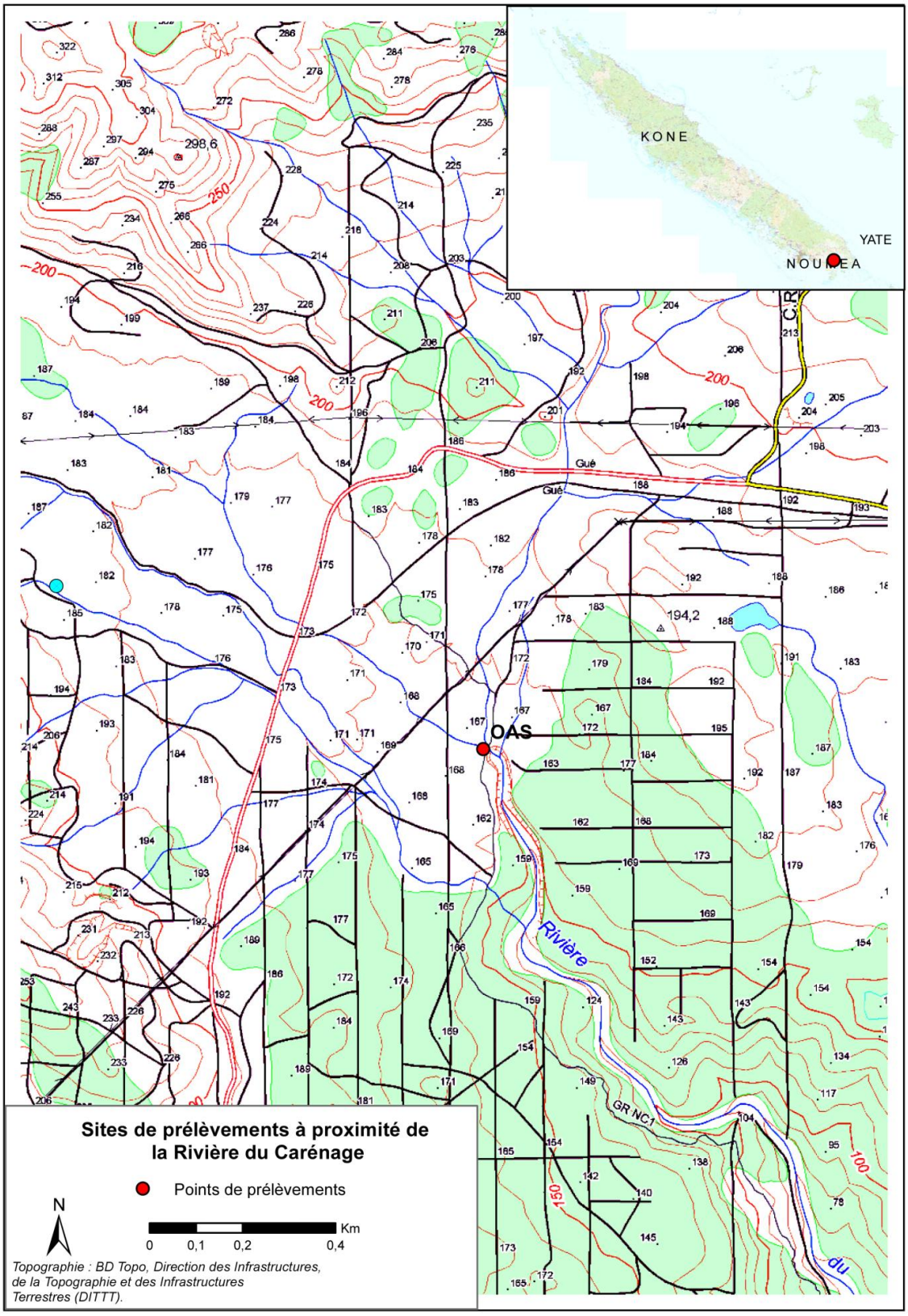


Figure 100. Localisation du site d'échantillonnage au lieu-dit de l'Oasis sur le circuit du GR NC1 (Quesnel et al., 2015).

5.9.1. Sites d'échantillonnage

Le site de l'Oasis, se situe le long de la rivière du Carénage, au sud-ouest des lacs, au niveau d'une cascade qui entaille des dépôts fluviatiles et *in situ* sur plusieurs mètres. Cinquante-et-un échantillons ont été prélevés à cet endroit, répartis sur cinq dalles. Parmi ces échantillons, 13 ont été analysés pour le paléomagnétisme (Tableau 27).

Echantillon	Faciès
OAS-010	Massif vermiforme, gros trous
OAS-027	Massif vermiforme à éléments
OAS-028	
OAS-029	
OAS-030	
OAS-032	
OAS-033	
OAS-034	
OAS-041	
OAS-043	
OAS-046	
OAS-047	
OAS-051	

Tableau 27. Liste des échantillons analysés du site de l'Oasis (Quesnel et al., 2015).

5.9.2. Résultats paléomagnétiques

Sur le site de l'Oasis, seule la composante de haute température portée par l'hématite a pu être isolée. Les directions d'aimantation sont bien définies, mais dispersées (Figure 101), ce qui traduit un comportement de type conglomérat sur le plan paléomagnétique. Par ailleurs, il est à noter que la cuirasse est développée sur des sédiments fluviatiles, auquel cas plusieurs enregistrements paléomagnétiques peuvent se superposer. Dans ce cas, beaucoup de directions présentent une inclinaison faible, point qui sera discuté plus loin dans ce chapitre.

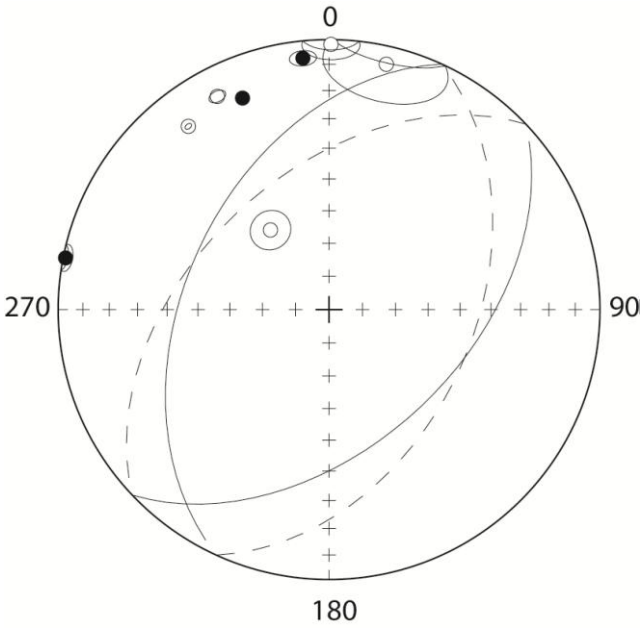
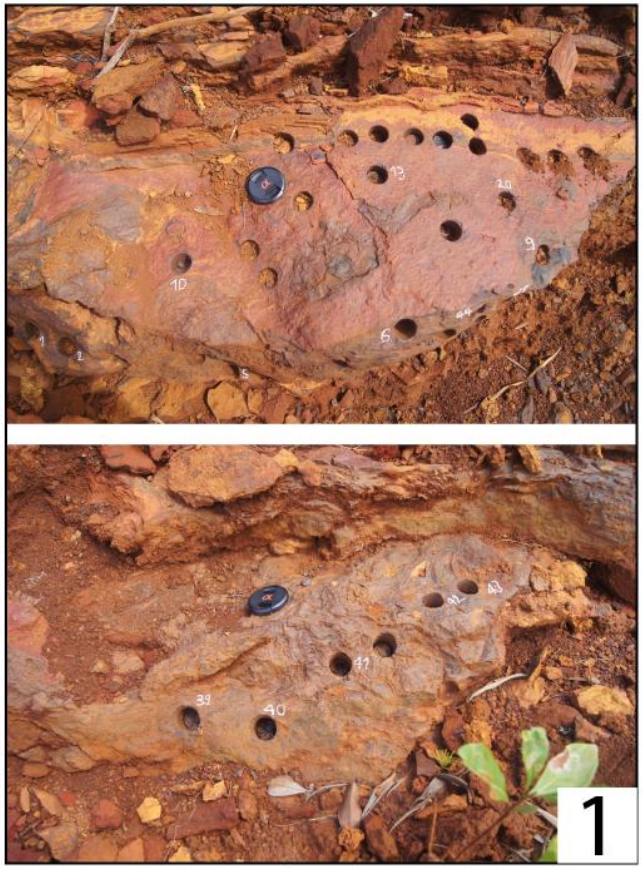


Figure 101. Projection à aires conservées des directions d'aimantation sur le site de l'Oasis. Les symboles noirs ou blancs correspondent respectivement à des directions inverses ou normales, c'est à dire que le vecteur aimantation pointe vers le haut, ou vers le bas (Quesnel et al., 2015).

5.10. Autres résultats

Quelques datations par paléomagnétisme avaient déjà été obtenus pour la Formation Fluviatile du Grand Sud (Quesnel *et al.* 2008, Ricordel-Prognon *et al.* 2011, Quesnel *et al.* 2013b). Le site qui avait été échantillonné était situé près de la confluence entre la rivière des Pirogues et la Napouéredjeine. Les échantillons ont été prélevés dans des cuirasses sommitales au faciès massif vermiforme à nodulaire, mais aussi dans des bancs ferrugineux massifs interstratifiés dans les séquences sédimentaires fluviatiles (Figure 102).

Sur les 10 échantillons analysés, 7 avaient enregistré un signal de haute température. Le pôle paléomagnétique obtenu est proche du pôle à 20 Ma (Figure 103), mais avec une incertitude très large incluant les pôles à 10 et 15 Ma.



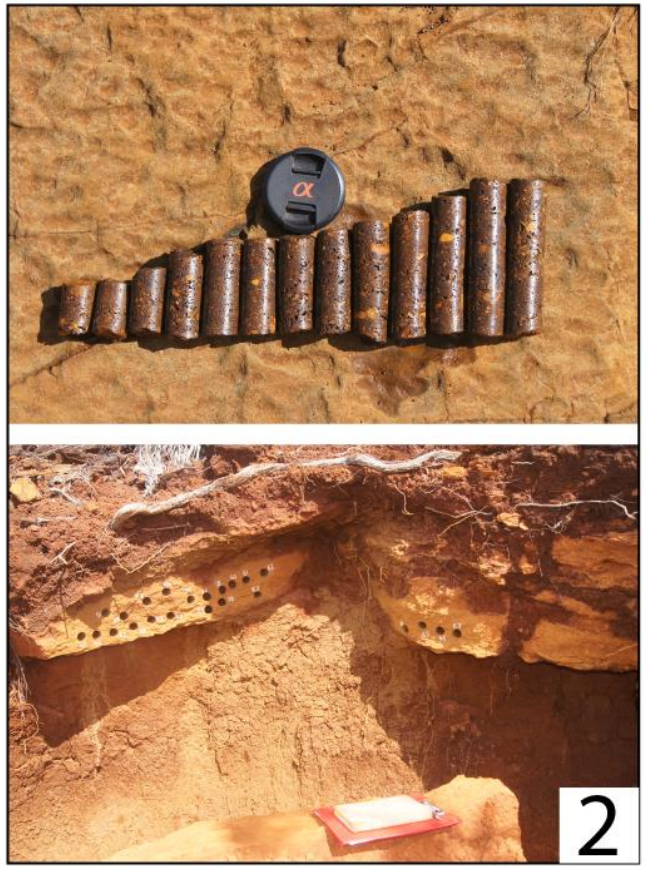


Figure 102. Panorama d'un affleurement le long de la Napouéredjeine. Les niveaux jaunâtres et orange foncé représentent deux faciès différents illustrés par les photographies 1 et 2. En 1), le faciès observé est plus fin, massif et sans éléments figurés. Il correspond très probablement à l'induration par cémentation d'oxyde de fer d'un niveau de granulométrie fine. A l'inverse, le niveau 2) est clairement composé de sédiments grossiers cimentés par les oxydes de fer (Photos : F. Quesnel).

Un âge entre 10 et 20 Ma avait donc été retenu. Des compléments d'échantillonnage ont été effectués pour améliorer ces résultats. Ces échantillons ont été préparés, mais n'ont malheureusement pas pu être traités faute de temps.

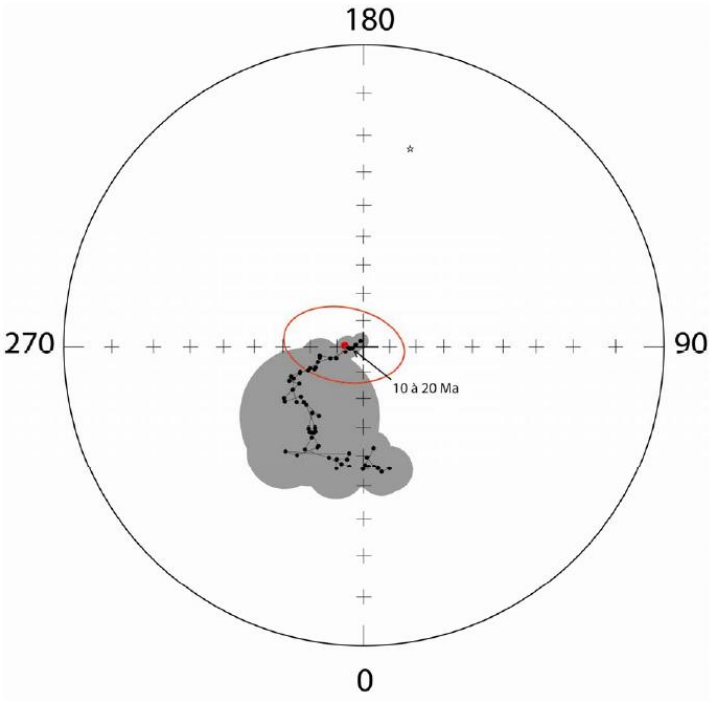


Figure 103. Pôle géomagnétique virtuel obtenu sur les niveaux indurés au sommet du remplissage fluviatile de la Napouéredjeine (Quesnel et al., 2013).

6. Discussion et conclusions

L'étude paléomagnétique de la Formation Fluviatile du Grand Sud de Nouvelle-Calédonie a portée sur 10 sites dont les résultats sont synthétisés dans le tableau suivant (Tableau 28). Rappelons que cette étude de datation par paléomagnétisme s'est voulue exploratoire. La représentativité statistique des résultats peut être remise en question par rapport au nombre d'échantillon traité par site, cependant le choix de tester un maximum de sites a permis ensuite de déterminer les sites sur lesquels l'échantillonnage et l'analyse sont à poursuivre pour affiner la précision des résultats et ceux pour lesquels il est inutile d'insister.

Site	Objet daté	Résultat
GERT1	Cuirasse sur Fm Fluvio-lacustre du Grand Sud	Résultats dispersés
GERT2		Signaux moyenne et haute température regroupés, mais hors CDAP. Faible inclinaison
PJAP1		Goethite : signal hors CDAP, mais bien défini. Hématite : âge à 0-5 Ma sans correction de pendage, 25 Ma avec correction de pendage.
PJAP2		Signal de basse température dispersé. Signal de haute température hors CDAP, faible inclinaison.
BSC		Signal de moyenne température regroupé mais hors CDAP. Signal haute température dispersé.
ERL	Cuirasse latéritique	Signaux de moyenne et haute température dispersés
LAV1		Signaux de moyenne et haute température bien définis, mais dispersés.
OAS	Cuirasse sur sédiments fluviatiles	Signal de haute température bien défini, mais dispersé, inclinaison faible.
GL1	Cuirasse *in situ*	Signal de l'hématite bien défini, mais dispersé.
BN1	Cuirasse latéritique	Signal de la maghémite dispersé. Signal de l'hématite : âge à 20 Ma

Tableau 28. Présentation synthétique des résultats paléomagnétiques obtenus.

Malgré le soin apporté au choix des sites de prélèvement le signal paléomagnétique obtenu dans la plupart des sites étudiés est dispersé. Ce comportement conglomératique sur le plan paléomagnétique reflète le comportement du sédiment fluviatile originel ou des colluvions déposées sur les pentes, ce qui pourrait indiquer que la cimentation n'a pas été suffisamment poussée pour réimprégner entièrement les sédiments et effacer le signal d'origine.

D'autres sites présentaient des directions d'aimantations bien définies, mais des pôles qui ne sont pas situés sur la courbe de dérive apparente du pôle et présentent une faible inclinaison. Deux causes principales peuvent être évoquées pour expliquer ce phénomène, la première serait liée à un potentiel basculement de la zone d'étude, tandis que la seconde serait directement liée à des phénomènes de compaction du sédiment. Dans le premier cas,

un basculement de plus de 20° couplé à une rotation d'environ 30° devraient être envisagés, ce qui est hautement improbable compte tenu de l'absence de déformation visible. Concernant la seconde solution, la réduction de l'inclinaison pourrait être liée à la compaction des sédiments (Hodych & Bijaksana 1993, Kodama & Davi 1995, Tauxe *et al.* 2008). Cette éventualité ne rend cependant pas compte de la différence de déclinaison.

La datation par paléomagnétisme a permis de mettre en évidence un âge de 25 Ma à PJAP1, confirmant ainsi l'âge avancé par Chardon et al. (2006). Cet âge vient par ailleurs conforter les résultats obtenus au niveau de la Napouéredjeine sur un banc ferrugineux (banc Ff à 20 Ma) et sur la cuirasse latéritique affectant la Formation Fluviatile du Grand Sud (entre 10 et 20 Ma) (Quesnel *et al.* 2008, Ricordel-Prognon *et al.* 2011, Quesnel *et al.* 2013b, Bailly *et al.* 2014). Ces datations ont pu être obtenues car la cimentation ferrugineuse a été suffisamment poussée pour réimprégner complètement le sédiment et effacer le signal préalablement enregistré par les grains magnétiques. Ces dernières permettent aussi de situer la mise en place de la Formation Fluviatile du bassin de la Rivière des Pirogues dans l'intervalle Oligocène supérieur- Miocène moyen (entre 15 et 25 Ma), ce qui est en accord avec les hypothèses de Chardon et Chevillotte (2006). Pour autant, compte tenu du faible nombre de données disponibles, il n'est pas encore possible d'établir avec certitude une corrélation entre ces sédiments et la Formation (supérieure) de Népoui d'âge Miocène inférieur (22-17,5 Ma ; Sevin et al., 2014) bien qu'elle soit particulièrement tentante, ou celle du Goa N'Doro où les analyses se sont révélées décevantes (Ricordel-Prognon et al. 2011). Il est donc nécessaire de poursuivre les analyses et de traiter un plus grand nombre d'échantillons afin de réduire l'incertitude sur les mesures et de disposer de plus de calages.

Du point de vue stratigraphique, les niveaux datés de PJAP1 sont situés à une altitude d'un peu moins de 100 m tandis que les niveaux prélevés à la Napouéredjeine sont situés à une altitude proche de 120 m. Par ailleurs, le plateau cuirassé du Pont des Japonais présente une légère pente vers le sud (<1%). La différence d'âge obtenue pour ces niveaux d'altitude différente est peut être liée à la pétrographie de ces niveaux. En effet, le niveau de PJAP1 est très fin, et aucun grain n'est visible, à la différence des niveaux de la Napouéredjeine, qui contiennent des grains et pisolithes dont la taille peut atteindre jusqu'à 5 mm.

Par ailleurs, le postulat selon lequel il n'y a eu aucun mouvement relatif entre la Nouvelle-Calédonie et l'Australie depuis les derniers 30 Ma, demande à être vérifié. Il conviendrait alors d'établir une Courbe de Dérive Apparente du Pôle propre à la Nouvelle-Calédonie, ou tout du moins de vérifier cette hypothèse en analysant d'autres roches dont l'âge absolu est connu par d'autres méthodes de datation (radiochronologie, biostratigraphie), par exemple, les granitoïdes oligocènes et leur auréole métamorphique. Ceci est en cours de vérification à ce jour.

Il est important de retenir que les âges obtenus l'ont été soit sur une cuirasse sommitale, soit sur des niveaux interstratifiés dans la succession sédimentaire. Dans le premier cas, cela marque l'arrêt définitif de la sédimentation fluviatile, tandis que l'autre souligne un phénomène de cimentation épigénétique lié au battement de la nappe phréatique. Dans ce dernier cas, l'âge obtenu par paléomagnétisme ne marque pas une phase d'arrêt du système, comme c'est le cas pour les cuirasses, mais juste une pause dans la sédimentation. Il faut ainsi garder à l'esprit que ces niveaux interstratifiés peuvent se mettre en place à différents moments de l'histoire de la Formation Fluviatile du Grand Sud et donc, qu'il peut exister un décalage (non quantifié) entre les âges paléomagnétiques de ces niveaux indurés et des cuirasses sommitales, qui leur seront toujours plus jeunes.

Chapitre 4 : Interprétation sédimentaire et géodynamique

1. Analyse séquentielle des dépôts

La Formation Fluviatile du Grand Sud est accueillie au sein des plusieurs bassins au Sud de la Nouvelle-Calédonie. Pour autant, s'agit-il d'un seul ensemble sédimentaire? Durant cette étude, il a été choisi de considérer l'ensemble de ces sédiments comme faisant partie d'un seul et même ensemble pour plusieurs raisons. Tout d'abord, le régime fluviatile de mise en place des sédiments. En effet, bien qu'un doute persiste, faute de sondage disponible, sur le type de dépôt du bassin de la Plaine des Lacs, un régime fluviatile a été reconnu pour la majorité des autres bassins. Par ailleurs, les dépôts rencontrés présentent des faciès identiques, liés au remaniement de profils d'altération sur péridotites et roches feldspathiques associées (gabbros, filons). Ces dépôts ont subi une évolution sédimentaire et diagénétique identique (dépôts de faciès grossiers à fins, lits sédimentaires à feuilles, concrétions d'oxydes de fer, rhizoconcrétions, etc.), et ont été postérieurement altérés (galets et blocs altérés, cuirassement latéritique sommital). La similitude des faciès, leur encadrement par des événements identiques, conglomérat très grossier à la base et altération finale, justifient la corrélation entre les différents bassins et leur mise en place au cours d'un épisode unique.

En outre, même si les affleurements et forages ne sont pas très nombreux, l'examen attentif de l'ensemble des coupes levées permet de mettre en évidence une architecture sédimentaire assez simple et cohérente d'un bassin à l'autre (Figure 104 et Figure 105). En effet, l'analyse séquentielle révèle 2 unités majeures dans la série fluviatile :

- une unité inférieure, qui enchaîne les séquences grano- et/ou strato- décroissantes, avec ou sans conglomérat basal à très gros galets et où les faciès fins (de plaine d'inondation) semblent dominer ;
- une unité supérieure, qui enchaîne au contraire les séquences grano- et/ou strato-croissantes, et où les sables et conglomérats (à éléments plus petits que dans le conglomérat basal) dominent, la plupart du temps coiffée par la cuirasse latéritique sommitale.

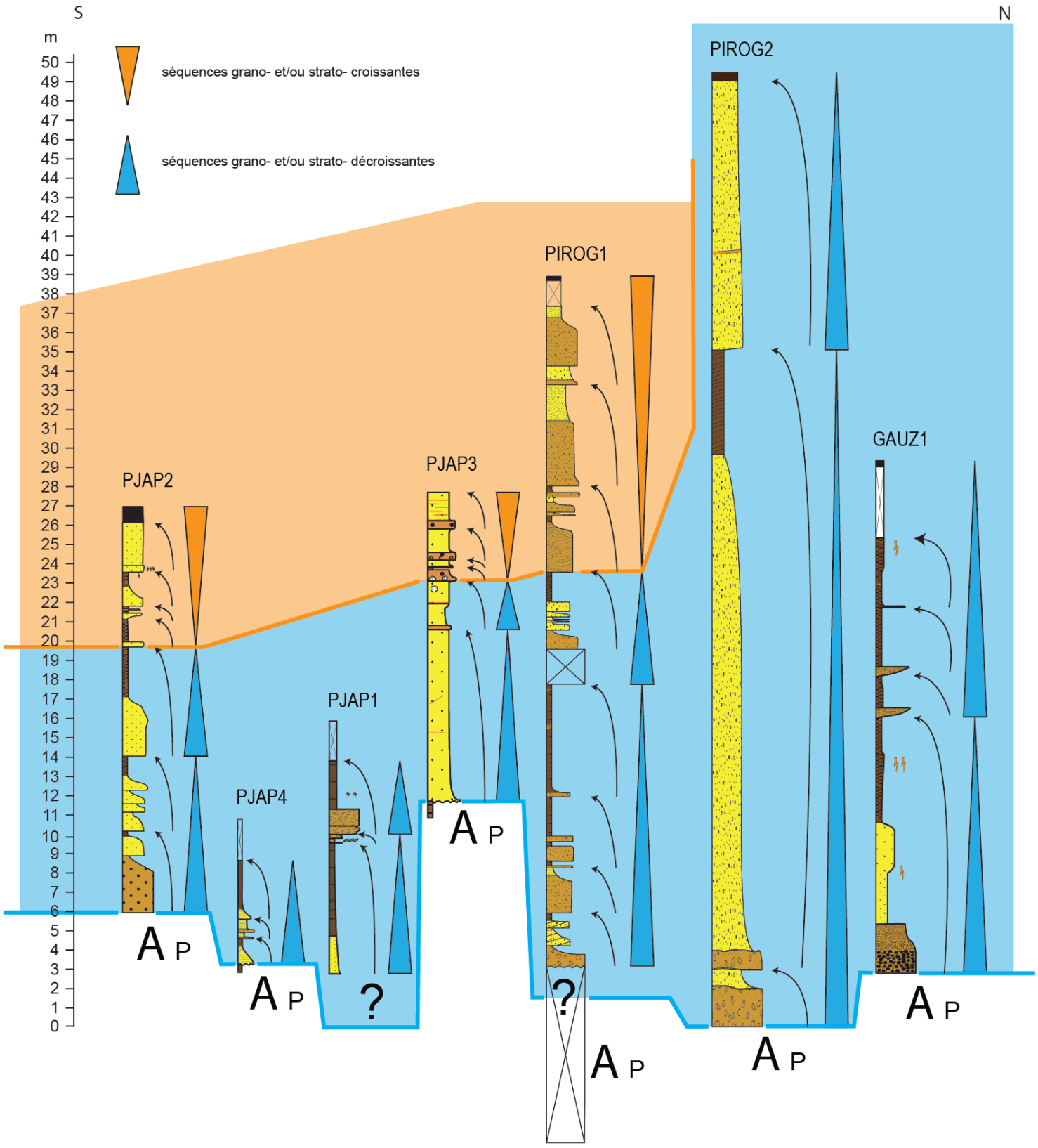


Figure 104. Evolution séquentielle et corrélations proposées pour le bassin de la Rivière des Pirogues. (F. Quesnel).

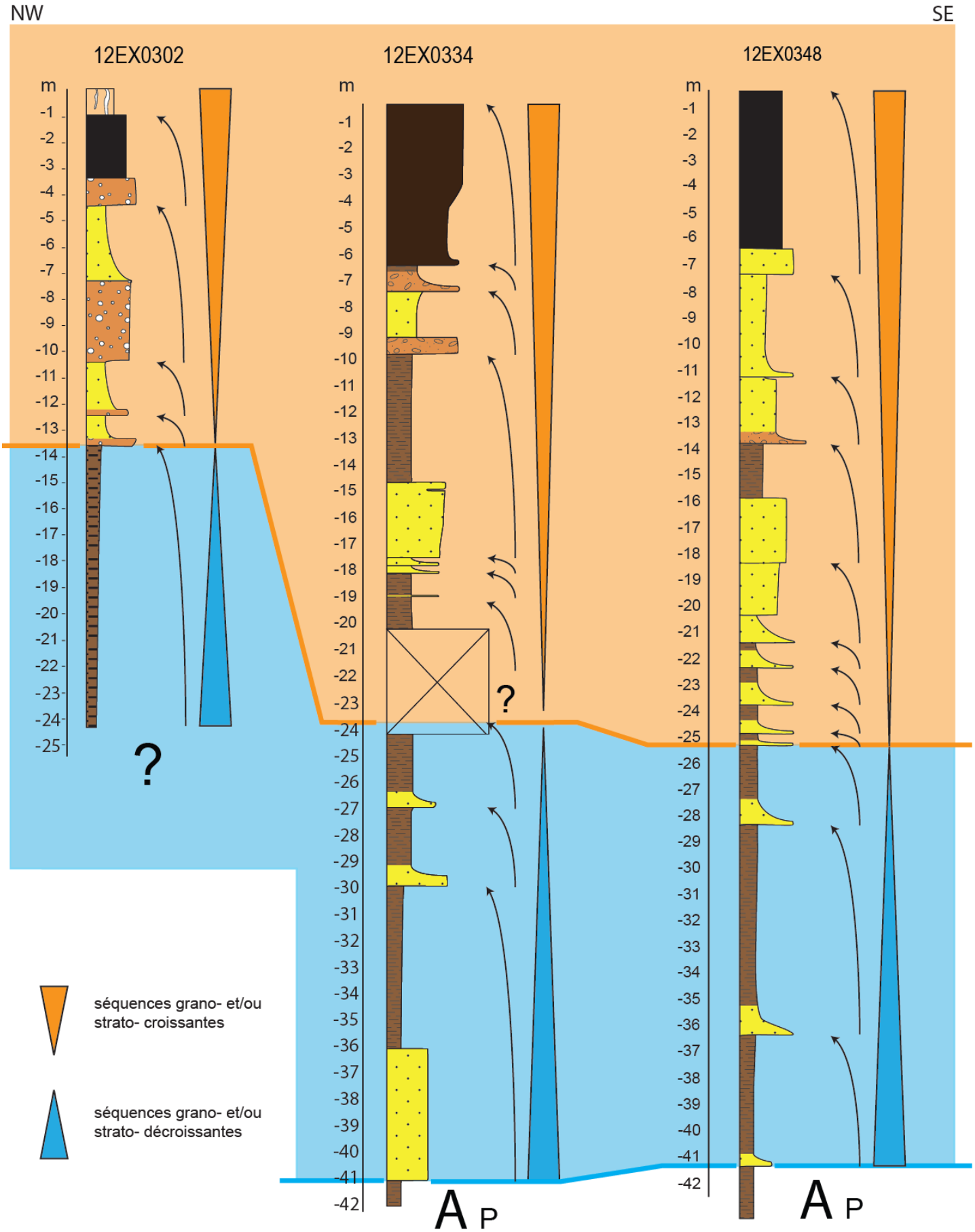


Figure 105. Evolution séquentielle et corrélations proposées pour le bassin de KO4. (F. Quesnel).

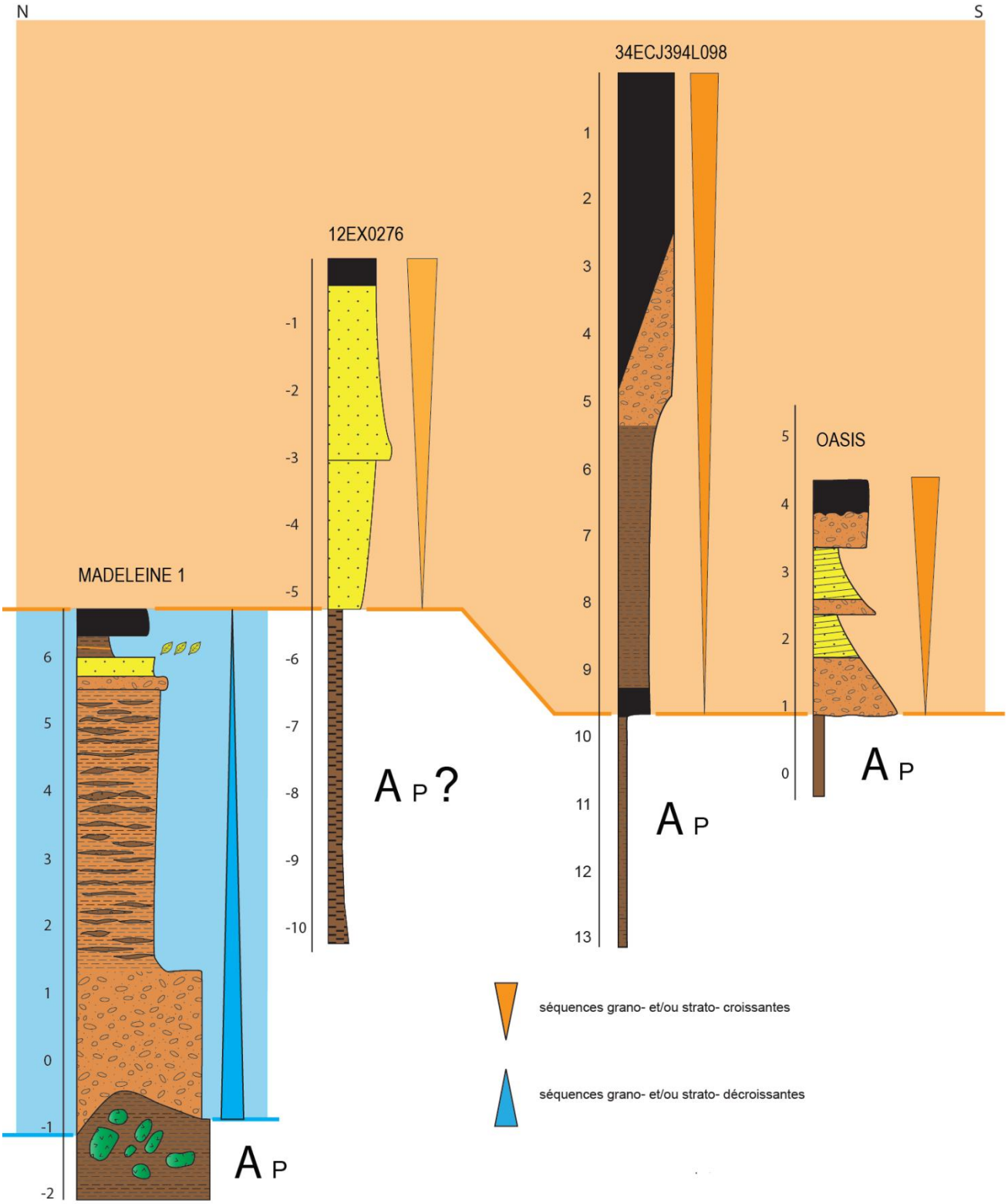


Figure 106. Evolution séquentielle et corrélations proposées pour les bassins de Plaine des Lacs et Baie Nord-Prony

Cette architecture sédimentaire semble généralisée dans toute la zone d'étude et l'on est tenté de supposer que chacune est *grosso modo* synchrone à l'échelle du Grand Sud. Les datations sont peu nombreuses, mais apportent néanmoins quelques calages : 25 Ma dans le lit à feuilles au sein de l'unité basale sur PJAP 1, 20 Ma dans un autre lit à feuilles de la même unité sur la coupe de la Napouéredjeine (Quesnel et al, 2013) et 10 à 20 Ma dans la cuirasse latéritique sommitale qui affecte l'unité supérieure. Les festons très jeunes (0-5 Ma) qui sont sécants à cette série fluviatile correspondent probablement aux battements de la nappe lors de la réincision de la série (Quesnel et al, 2013). Vues les épaisseurs préservées sur les coupes levées, 50 m maximum pour l'unité inférieure et 25 m maximum pour l'unité supérieure, il est évident que la subsidence n'était pas exceptionnelle et qu'il y a plus de temps non enregistré qu'enregistré sur cet intervalle de 15 Ma (25 -10 Ma), ce qui est normal en milieu fluviatile.

La deuxième unité, plus grossière, se termine par le comblement des bassins, (juste ?) avant l'émersion et la formation de la cuirasse latéritique. L'augmentation vers le haut de la granulométrie et de l'épaisseur des lits peut s'expliquer par un débit de la rivière plus élevé, soit en raison d'un relief plus accusé (mouvements tectoniques ?), soit en raison d'un renforcement de la pluviométrie (modification du climat ?).

Deux coupes assez proches ne montrent que l'unité inférieure, GAUZ 1 et PIROG 2, ce qui pourrait indiquer une évolution particulière dans ce secteur, par exemple une sédimentation plus forte pendant le dépôt de l'unité inférieure, qui aurait entièrement rempli la paléovallée (notamment sur PIROG2 très riche en sable), à tel point qu'il n'y aurait plus eu d'espace disponible pour accueillir le dépôt de l'unité supérieure. Une hypothèse alternative serait que la deuxième unité s'y serait déposée, mais aurait été érodée ensuite. Sans ligne sismique ou autre imagerie géophysique, avec si peu de coupes et forages, il est difficile d'affiner plus avant la géométrie des corps sédimentaires et est impossible d'en dire plus sur l'évolution sédimentaire.

2. Problématique : Eustatisme vs. Géodynamique

L'enregistrement sédimentaire que constitue la Formation Fluviatile du Grand Sud résulte d'évènements attribuables à la tectonique et/ou au climat, et qui ont affecté cette formation depuis sa mise en place jusqu'à l'actuel.

Dès la fin de l'obduction, une première phase de soulèvement isostatique a probablement eu lieu. Cette phase serait responsable de l'émersion de la Ride de Norfolk (Lagabrielle *et al.* 2005, Lagabrielle & Chauvet 2008, Quesnel *et al.* 2013a). Certains auteurs évoquent un amincissement de la ride par des détachements extensifs localisés sur les bordures de l'île (Chevillotte *et al.* 2005, Lagabrielle *et al.* 2005, Lagabrielle & Chauvet 2008). Cette première étape probablement associée à une intense érosion limitant le développement de tout régolithe, a été suivie d'une période de quiescence tectonique correspondant pour partie à l'épisode chaud de la fin de l'Oligocène : le Late Oligocene Warm Event ou LOWE (Zachos *et al.* 2001, Zachos *et al.* 2008). La coïncidence de cet épisode climatique et de la migration vers le Nord de la plaque australienne portant la Ride de Norfolk permet l'installation d'un climat tropical responsable dès le Miocène inférieur du premier développement corallien en Australie(Hopley *et al.* 2007) et en Nouvelle-Calédonie(Sevin *et al.* 2014).

La période chaude de l'Oligocène est marquée par le développement des premiers profils d'altération sur péridotite. La fin de ce premier épisode d'altération est enregistrée par les âges paléomagnétiques fin-Oligocène (~25 Ma) obtenus sur les cuirasses de Tiébaghi et de Goro ; Sevin et al, 2012), et par le remaniement de ce premier régolithe dans les sédiments miocène inférieur de Népoui vers 22 à 19 Ma (Sevin et al, 2014).

Le remaniement des produits d'altération, ainsi que la localisation de la Formation Fluviatile du Grand Sud au-dessus de profils tronqués-mais en place-, marquent la postériorité de cette dernière par rapport à l'épisode d'altération précoce.

En dépit de leur relative imprécision, l'âge paléomagnétique de 25Ma), obtenu sur un banc ferrugineux au sein de la Formation Fluviatile du Grand Sud (PJAP 1) indique que les sédiments se sont mis en place à cet endroit avant 25 Ma, c'est-à-dire durant l'Oligocène supérieur. Ceci est calé sur le site de PJAP 1, mais au moins un des bancs ferrugineux est plus jeune sur la coupe de la Napouéredjeine (20 Ma, Quesnel et al, 2013), ce qui indique que le processus de sédimentation a continué durant le Miocène inférieur. L'âge des cuirasses

latéritiques coiffant la Formation Fluviatile du Grand Sud est enfin de 10 à 20 Ma au sommet de coupe de la Napouéredjeine, indiquant que le bassin était rempli et définitivement émergé vers 10 Ma. A proximité cependant des profils d'altération se formaient aux dépens des péridotites à 25, 20, 10-15, 10 et 0-5 Ma (âges obtenus sur les sites de Goro 1 à 5, à Baie Nord et à Prony : Ricordel-Prognon et al, 2011, Sevin et al, 2012, Bailly et al, 2014 et Quesnel et al, 2015). Le bassin était donc constamment entouré de zones émergées, l'évolution de la paléogéographie ne peut être reconstituée avec plus de détails en raison du nombre encore trop faible de datations.

Au Nord-Ouest de la Grande Terre, les travaux de Sevin et al. (2014),suite à la découverte par sondage d'environ 120 mètres de calcaire corallien sous le conglomérat de Népoui, ont permis la réinterprétation de ce conglomérat auparavant considéré comme la base d'une transgression marine Miocène (Coudray 1976b).Désormais, le conglomérat intercalé entre deux épisodes de sédimentation calcaire néritique, est interprété comme l'enregistrement d'un soulèvement brutal mais de courte durée en rapport possible avec la rupture vers 22 Ma du panneau plongeant de l'ancienne subduction éocène.

A partir du Miocène moyen, une nouvelle phase de quiescence tectonique débute. Elle coïncide avec le MMCO (Middle Miocene Climatic Optimum, Zachos et *al.* 2008) . On peut attribuer à cet épisode la nouvelle phase d'altération contribuant à la poursuite du cuirassement dans les zones de basse altitude comme la région de Goro (Sud) ou au développement de nouvelles cuirasses latéritiques comme semblent l'indiquer les datations paléomagnétiques à ~10 et ~15 Ma de la Napouéredjeine. Des processus similaires de cuirassement ont été rapportés en Australie durant cet intervalle (Heim *et al.* 2006, Smith *et al.* 2009, Vasconcelos *et al.* 2013). Par ailleurs, le MMCO correspond à un intervalle où le niveau marin atteint une cote supérieure de 50 m par rapport à son niveau actuel. C'est probablement durant cette transgression que se sont déposés les calcaires bioclastiques de la Formation de Népoui (datés entre 17,5 et 19 Ma) qui se retrouvent actuellement à une altitude maximale de 48 m. Cette transgression est suivie par une régression du niveau marin jusqu'à la cote 0 m vers 13 Ma (Chapitre 1, figure 4). Cette importante régression pourrait suffire à expliquer la reprise en érosion de la Formation Fluviatile du Grand Sud et probablement même le surcreusement observé dans le bassin de la Rivière des Pirogues.

Depuis 2-3 Ma, la Nouvelle-Calédonie et les îles Loyauté sont essentiellement influencées par le bombement de la plaque australienne à l'approche de la zone de subduction du Vanuatu (Dubois *et al.* 1974). Cette zone de voussure est marquée par l'émersion et la surrection oblique des Iles Loyauté, dont l'altitude maximale atteint actuellement environ 40 m à Ouvéa, 105 m à Lifou, 85 m à Tiga et 138mà Maré. Ouvéa est légèrement inclinée vers l'Ouest, tandis que Maré est passée du côté est du bombement (Dubois *et al.* 1974)et présente une nette inclinaison vers l'Est (138 m à l'ouest, 80m à l'Est). Sur l'île des Pins et la Grande Terre, la subduction du Vanuatu est responsable de l'émersion du récif frangeant de l'île des Pins (20m à l'Est et 10 m à l'Ouest) et de l'inclinaison vers le Sud du récif soulevé Unia-Goro daté à 125 ka(Cabioch *et al.* 1996),dont l'altitude atteint environ 10 m dans la région d'Unia pour s'ennoyer progressivement vers le Sud et vers le Nord.

Le soulèvement du Sud de la Grande Terre pourrait être en partie responsable du soulèvement du bloc structural d'Unia et à une échelle plus large de l'asymétrie générale de la Grande Terre. Il serait également à l'origine de la modification des réseaux hydrographiques(captures et inversion du sens d'écoulement, (Chevillotte *et al.* 2005).

D'importantes baisses du niveau marin (jusqu'à -120 m) ont eu lieu durant le Quaternaire, cependant les zones influencées directement par l'érosion liée aux variations eustatiques semblent confinées aux régions côtières de la Grande Terre et à son lagon (Chevillotte 2005, Chevillotte *et al.* 2005).Les zones situées plus à l'intérieur des terres, comme certains bassins perchés contenant la Formation Fluviatile du Grand Sud (Creek Pernod, Netcha, Plaine des Lacs et KO4) semblent avoir été préservées de l'érosion. Ces variations eustatiques modifient les profils d'équilibre des rivières et ont été à l'origine de reprise d'érosion, qui explique probablement la réincision des dépôts sédimentaires du bassin de la Rivière des Pirogues et de la Yaté.

3. Chronologie événementielle et calages chronologiques

Depuis l'obduction éocène et plus spécifiquement durant les derniers 25 Ma, seuls deux évènements tectoniques majeurs ont été enregistrés en Nouvelle-Calédonie. Ce sont la rupture du panneau plongeant de la subduction Eocène vers 22Ma (Sevin *et al.* 2014), et le bombement lithosphérique né de la subduction de la plaque Australienne sous l'arc du Vanuatu. Cette dernière qui a débuté vers 10 Ma (Auzende *et al.* 1995), affecte les Loyauté

depuis 2-3 Ma. Dans le Sud la Grande Terre, l'effet du bombement commence à peine à se faire sentir.

Les dépôts fluviatiles sont installés dans des bassins dont les directions coïncident avec les grandes familles de fractures connues en Nouvelle-Calédonie (N10° et N130°), ce qui marque l'antériorité de ces fractures par rapport à la sédimentation fluviatile. Sur l'ensemble des bassins, aucun décalage visible n'affecte ces dépôts, ce qui signifie que ces failles sont restées inactives depuis la mise en place des sédiments.

Le bloc d'Unia est un bloc surélevé d'une altitude moyenne de 500 m environ (600 m vers Unia au Nord, 500 m à Yaté et 400 m à Goro), délimité sur sa bordure sud par un ensemble de failles orientées grossièrement N130. Ce bloc limite au NE l'extension des sédiments fluviatiles et semble avoir établi un barrage à la sédimentation.

Le bloc d'Unia est bordé au NE et au SE par un récif frangeant holocène daté de 125 000 ans (Cabioch *et al.* 1996). Ce récif est soulevé d'environ10 m dans la région de Yaté et s'ennoie progressivement vers le NW et le SW. Le récif frangeant surélevé n'est pas affectée par les failles bordières du bloc, ce qui implique que leur activité est antérieure à 125ka.

Ainsi, le jeu de ce système de failles est antérieur au dépôt de la Formation Fluviatile du Grand Sud qu'il semble par ailleurs avoir contrôlé, et *a fortiori* antérieur au bombement lithosphérique qui surélève l'ensemble Unia-Goro/récif frangeant de quelques mètres. L'axe du bombement lithosphérique a été modélisé par Dubois et al. (1974) et la modélisation correspondant le mieux aux données de terrain est celle qui situe l'axe du bombement à environ 140 km de la fosse de subduction, entre Maré et Lifou. Le soulèvement modélisé s'atténue à mesure que l'on s'éloigne de cet axe en direction de la Grande Terre (Figure 107), pour atteindre une dizaine de mètres à la côte, valeur remarquablement proche de celle observée sur le récif holocène (8 m). Les effets du bombement lithosphérique sont donc encore très limités sur la Grande Terre, ce qui suggère un soulèvement du bloc Unia-Goro en au moins deux temps.

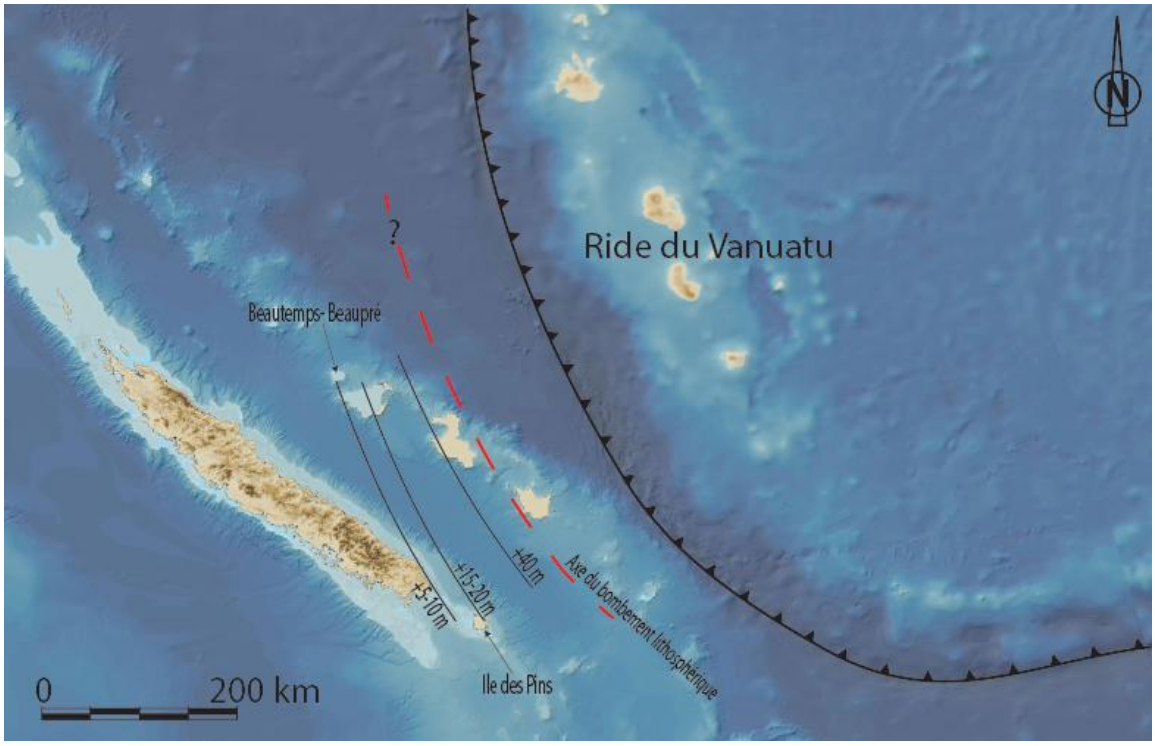


Figure 107. Représentation schématique de l'axe du bombement lithosphérique associé à la subduction du Vanuatu et de l'intensité du soulèvement des plateformes récifales en Nouvelle-Calédonie. (Fond topographique : Direction des Technologies et des Services de l'Information ; données concernant la subduction de Dubois et al. 1974).

4. Contrôles tectoniques de l'érosion I

Les datations paléomagnétiques ont permis de mettre en évidence des âges anciens à 20-25 Ma sur les niveaux indurés interstratifiés au sein de la Formation Fluviatile du Grand Sud. Les seuls évènements tectoniques correspondant à cet intervalle de temps sont :

- Un soulèvement dû à l'effet thermique de la mise en place des granitoïdes de Saint-Louis et Koum à la limite Oligocène-Miocène (25-30 Ma) (Barbarand et Gautheron *in* Quesnel et al. 2012 et Quesnel et al, in prep),qui serait contemporain de l'incision des vallées ou du bassin dans lesquels se sont déposés les premiers sédiments fluviatiles (PJAP 1) et la formation des cuirasses latéritiques datées à 25 Ma dans la région de Goro (Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Sevin et al., 2012).
- La déchirure puis la rupture du panneau plongeant de la subduction Eocène (Sevin et al., 2014).
- la collision du plateau d'Ontong-Java provoquant une déflexion de la trajectoire de la plaque Australienne vers 26-23 Ma (Knesel *et al.* 2008)

Dans la première hypothèse, les données thermochronologiques de Barbarand et Gautheron *in* Quesnel *et al.* (2012) mettent en évidence une mise à l'affleurement très rapide des granitoïdes de Saint-Louis et Koum, très peu après leur mise en place, ce qui suggère une érosion rapide des terrains sus-jacents. Cependant, compte tenu de la taille des plutons oligocènes (Saint-Louis environ 3 x 1,7 km ; Koum environ 6 x 2 km) l'effet n'est pas comparable à la mise en place d'un batholite. Tout au plus peut-on envisager un effet thermique local qui ne peut pas rendre compte du soulèvement d'ensemble de la Grande Terre.

Un épisode d'érosion violent et de courte durée est enregistré par les conglomérats de Népoui au Nord-Ouest de la Grande Terre vers 22 Ma (Sevin et al. 2014). Cette érosion intervient après une période de subsidence de la côte ouest marquée par la mise en place de 120 m de calcaires récifaux inexistants sur la côte est. L'association constante de ces calcaires et d'un détritisme nourri par les produits issus de l'altération latéritique indique qu'un régolithe était en cours d'érosion, tandis que la côte ouest était en subsidence(Sevin et al., 2014).L'épisode d'érosion violente interprété comme résultant de la rupture du panneau plongeant de la subduction éocène intervient vers 22 Ma, la subsidence de la côte ouest et l'érosion supposée synchrone de la partie centrale de l'île (Ricordel-Prognon et al, 2011) résulteraient de la déchirure progressive du slab.

La collision du plateau d'Ontong Java avec la subduction péri-Pacifique à la latitude des îles Salomon vers 26 Ma(Holm *et al.* 2013)aurait eu des répercussions jusque dans la mer de Tasman avec la déflexion vers l'Ouest des alignements de points chauds entre 26 et 23 Ma (Knesel et al, 2008). Un tel événement pourrait tout aussi bien rendre compte de l'érosion qui se produit au même moment.

Quelle qu'en soit la cause, le seul épisode tectonique d'importance susceptible d'engendrer une érosion significative en Nouvelle-Calédonie se situe entre l'Oligocène supérieure et le Miocène inférieur.

5. Contrôles tectoniques de la sédimentation (pièges)

La morphologie du Massif du Sud présente quelques particularités qui avaient fait l'objet d'une publication de Moutte et Paris (1977). Ces derniers avaient noté que la partie orientale était la seule qui présentait des reliques de la partie supérieure de l'ophiolite (gabbros cumulats et roches calco-alcalines intrusives). Cette partie du massif étant limitée sur ses bordures ouest et est par deux zones de fracturation majeures (accidents Koum-Col de Plum à l'Ouest et Koum-Yaté-Goro à l'Est) (Figure 108), ces auteurs avaient évoqué un effondrement de la partie centrale. Par ailleurs, des études gravimétriques(Crenn 1953, Collot *et al.* 1982) avaient révélé la présence d'une forte anomalie positive (> 100mgals) sous cette région (Figure 4).

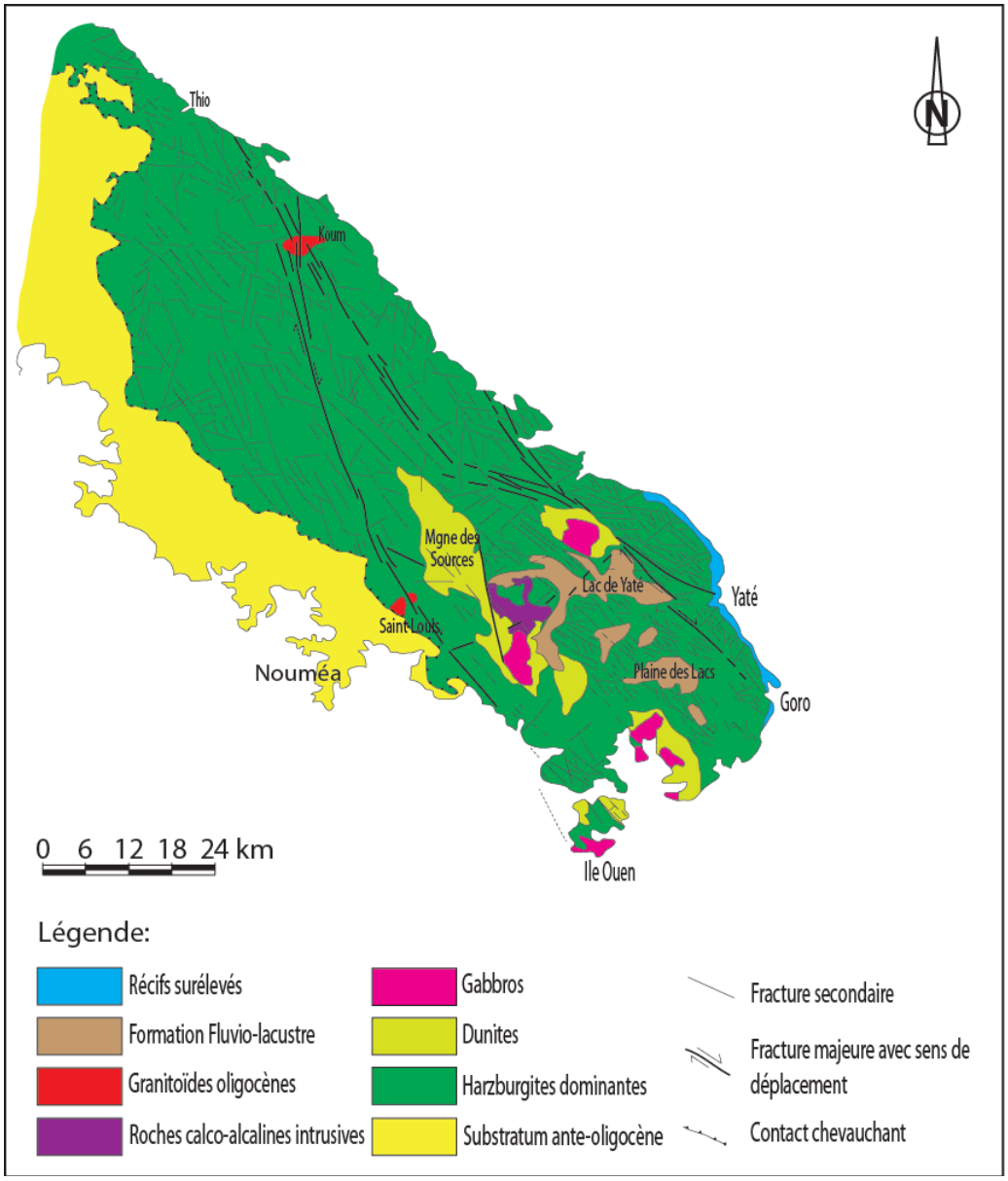


Figure 108. Structure de la nappe ophiolitique dans le Massif du Sud (modifiée de Moutte et Paris, 1977).

D’après Moutte et Paris (1977), cette anomalie gravimétrique pouvait être expliquée par un épaississement de la Nappe des Péridotites, cependant, une remontée du manteau asthénosphérique en réponse à l’effondrement du bloc pourrait aussi bien l’expliquer. Prinzhofer(1981) avait supposé l’existence d’une faille entre le massif de la Montagne des Sources et Ouénarou du fait d’une variation rapide de la topographie, passant d’un milieu montagneux à des plaines perchées, avec un très fort dénivelé (± 800m). Les granitoïdes de Saint-Louis et de Koum sont affectés par l’accident Koum-Col de Plum sur les cartes géologiques, ce qui implique un jeu ou rejeu de cette zone de fracture après la mise en place des plutons, c'est-à-dire vers l’Oligocène terminal, ou au tout début du Miocène. Cet intervalle de temps coïncide d’ailleurs à peu de choses près, avec la période durant laquelle s’est effectuée la déchirure, puis la rupture du panneau plongeant de la subduction éocène (Sevin *et al.* 2014), ce qui place donc le mouvement du bloc effondré dans un contexte tectonique actif.

Ce contexte tectonique actif correspond par ailleurs parfaitement avec la zone d’accumulation de la Formation Fluviatile du Grand Sud et pourrait être la raison principale de l’accumulation des sédiments, en créant les espaces nécessaires à leur accumulation et potentiellement leur préservation, et ce dès avant 25 Ma. A l’heure actuelle, les surfaces d’altération du Massif du Sud présentent globalement une pente vers le SE (Figure 109). Il en est de même pour les surfaces altérées du bloc supposé effondré, ce qui laisse penser que la partie sud-est se serait plus enfoncée que le centre du bloc. Ce type de mouvement en ciseau pourrait aussi être responsable de l’apparente disparition des bordures ceinturant les dépôts fluviatiles dans l’extrême Sud-Est du Massif du Sud (KO4, Port Boisé ?)

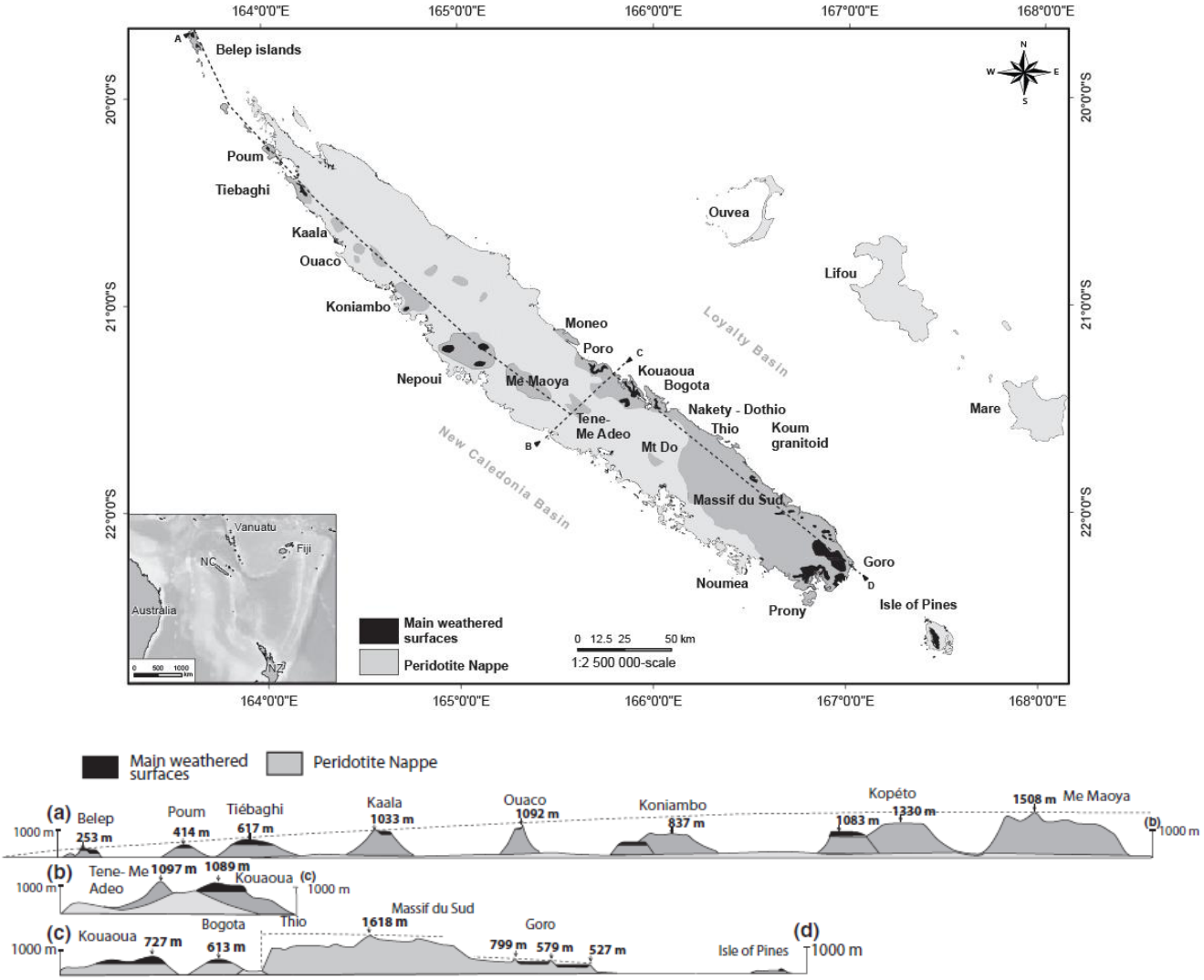


Figure 109. Carte géologique et coupe illustrant l'étagement des principales surfaces d'altération. Exagération verticale x10 (modifié de Sevin et al. 2012).

Ces différentes observations conduisent à penser que le dépôt et la préservation des sédiments fluviatiles de la Formation Fluviatile du Grand Sud résultent d'une phase endoréique transitoire dans l'histoire des bassins. Cette phase commence probablement assez tôt, vers la fin de l'Oligocène, peu avant 25 Ma, et serait responsable de l'abaissement des vallées et anciens réseaux hydrographiques qui serviront par la suite de réservoirs pour les sédiments fluviatiles. Le bassin serait rempli vers 15 à 10 Ma au plus tard, âge de la cuirasse latéritique qui le coiffe.

L'hypothèse du bloc effondré repose en partie sur l'existence et le jeu des réseaux de failles décrochantes orientés N160 (la présence de l'anomalie gravimétrique positive n'étant pas à négliger). Bien que des linéaments N160 soient observés sur les photographies aériennes, les

failles ne sont pas observables sur le terrain la plupart du temps. Un travail d'investigation supplémentaire devra être envisagé pour confirmer l'existence et le jeu de ces failles.

6. Contrôles climatiques de l'altération

L'altération sur péridotites nécessite un climat chaud et humide pour mener à la formation de gisements de nickel. Les paramètres climatiques ont d'ailleurs été précisés récemment par les travaux de Freyssinet et al.,(2005) et de Thorne et al. (2012). Ainsi, la formation des gisements de nickel nécessite des précipitations supérieures à 1000 mm/an, des températures du mois le plus froid comprises entre 15 et 27°C, et du mois le plus chaud comprises entre 22 et 31°C. A l'heure actuelle, la Nouvelle-Calédonie remplit toujours les critères nécessaires à la formation des gisements de nickel avec une pluviométrie de 1325 mm/an pour des températures de 19,2°C en période froide (juillet-août), et de 25,9°C en période chaude (février) (Maitrepierre & Caudmont 2007).

Les paléoclimats ayant affecté la Nouvelle-Calédonie ne sont pas bien connus. L'existence de calcaires coralliens dans la région de Népoui (Coudray 1976b, Sevin *et al.* 2014) permet d'indiquer que l'île était déjà sous des conditions climatiques tropicales depuis le Miocène. L'analogie avec les construction récifales australiennes vient d'ailleurs corroborer ce fait (Hopley *et al.* 2007).

Deux intervalles chauds ont aussi été identifiés à l'échelle mondiale et coïncident avec la période sur laquelle porte cette étude. Il s'agit du Late Oligocene Warm Event (LOWE), un épisode global de réchauffement initié aux environs de 26,5 Ma et qui se termine vers 24 Ma (Villa & Persico 2006, Alegret *et al.* 2008) ; et du Middle Miocene Climatic Optimum (MMCO) qui porte sur l'intervalle 16.8 -14,7 Ma. Ces deux intervalles représentent probablement des moments particulièrement propices à l'altération des roches en Nouvelle-Calédonie, et certaines des cuirasses latéritiques datées par paléomagnétisme sont contemporaines à Tiébaghi et Goro. Toutefois d'autres âges de cuirasses latéritiques obtenus sur la Grande Terre se situent en dehors de ces intervalles (Ricordel-Prognon et al, 2011, Sevin et al, 2012, Bailly et al, 2014 ; Quesnel et al, 2015). Il n'est donc pas exclu que l'altération ait pu se faire n'importe quand depuis 25 Ma, pourvu que le climat soit resté tropical suffisamment humide.

Durant le Quaternaire, les épisodes de glaciations aux pôles ont probablement abouti à des périodes plus sèches non propices à l'altération en Nouvelle Calédonie, en raison des températures plus basses et de précipitations moins abondantes.

7. Contrôles tectoniques et climatiques de l'érosion II

Comme il a été discuté au point 3 de ce chapitre, la tectonique récente est marquée depuis peu par l'influence du bombement lithosphérique associé à la subduction du Vanuatu, qui provoque la surélévation du récif frangeant entre Unia et Yaté daté à 125 ka d'environ 10 mètres(Cabioch *et al.* 1996). Les effets de ces mouvements tectoniques récents sont visibles dans les profils longitudinaux des rivières actuelles où l'érosion est encore active à ce jour. Les rivières de la côte est du Massif du Sud (Figure 110) présentent des profils très pentus presque convexes pour certains, avec des abrupts de plusieurs mètres.

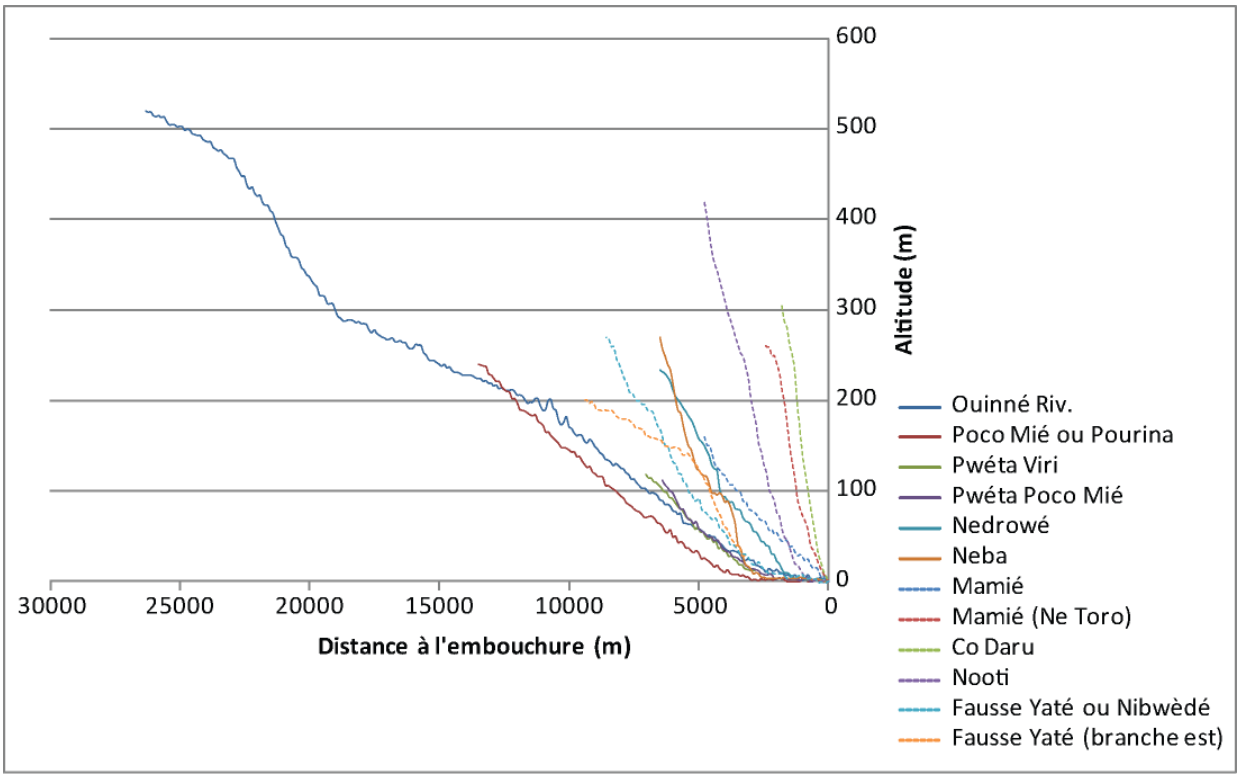


Figure 110. Profils longitudinaux des rivières situées sur la côte sud-est de la Nouvelle-Calédonie, au niveau du bloc Goro-Unia.

A l'inverse, les profils longitudinaux des rivières situées sur la côte ouest semblent plus matures et présentent des profils globalement concaves, mais marqué par la présence de

nombreuses marches d'escalier soulignant que ces rivières non plus n'ont pas atteint un profil d'équilibre (Figure 111).

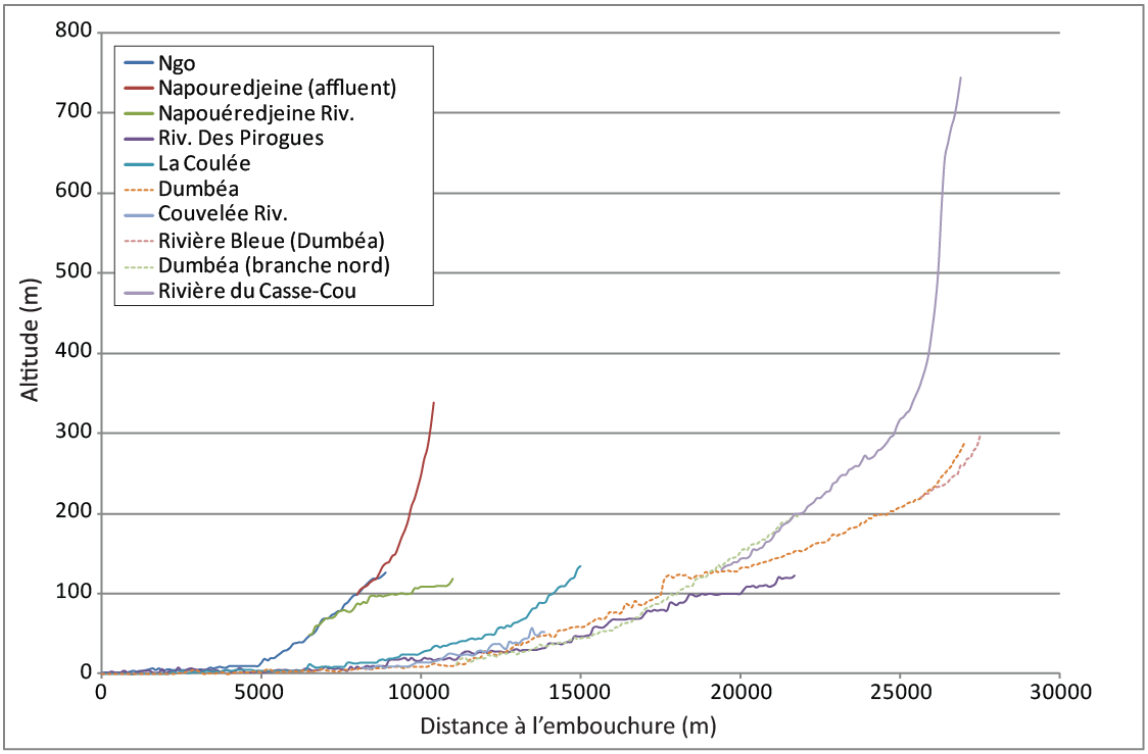


Figure 111. Profils longitudinaux des rivières présentes sur la côte sud-ouest de Nouvelle-Calédonie.

L'écoulement des cours d'eau dans la région centrale du Massif du Sud est fortement marqué par la présence des bassins contenant la Formation Fluviatile du Grand Sud (Figure 112). Au niveau de ces bassins, le profil des cours d'eau passe à l'horizontale, avant de redevenir nettement plus pentu par la suite et se jeter en mer. Ceci marque d'autant plus le fait que ces bassins ne sont actuellement pas à l'équilibre et que leur morphologie semble être une morphologie d'équilibre héritée d'une phase plus ancienne, et non pas une morphologie d'équilibre récente.

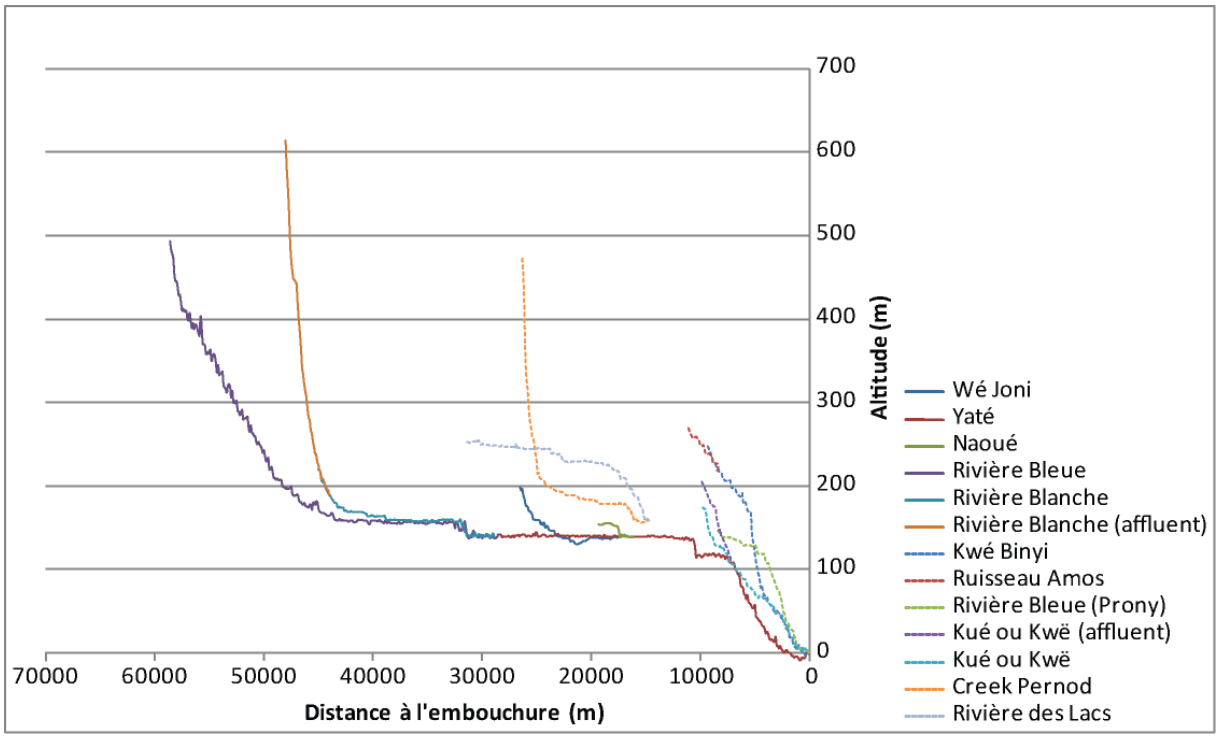


Figure 112. Profils longitudinaux des rivières s'écoulant dans la partie centrale du Massif du Sud.

L'influence de l'eustatisme au cours du Quaternaire a été abordée à la fin du chapitre 1 de ce manuscrit. Les glaciations quaternaires ont bien joué un rôle dans le contrôle de l'érosion récente, de par les importantes régressions marines engendrées (Chapitre 1, Figure 5). Durant les derniers 300 ka, le niveau marin a atteint des cotes inférieures de 80 à 120 m par rapport au niveau actuel. Ces variations du niveau marin ont contribué à la morphologie actuelle du fond du lagon (Chevillotte *et al.* 2005) et à une reprise générale de l'érosion à cause de la modification des profils d'équilibre des rivières.

Chapitre 5 : Conclusions et perspectives

Le présent travail a permis d'acquérir de nouvelles données concernant la Formation Fluviatile du Grand Sud, sans doute l'une des dernières formations sédimentaires de Nouvelle-Calédonie les moins étudiées. Les données acquises ont permis de resituer ces sédiments au sein de l'histoire post-obduction. Cependant de nombreux points n'ont pas pu être abordés ou se sont avérés réfractaires à l'étude, avec les outils disponibles. Aussi de nouvelles investigations seraient-elles nécessaires pour avancer dans la connaissance encore incomplète de ces sédiments continentaux.

1. Apports sur la connaissance du remplissage sédimentaire

L'analyse des différents sous-bassins met en évidence l'existence d'un réseau hydrographique préexistant, développé le long de fractures affectant la Nappe des Péridotites. Ce réseau a été colmaté par des produits issus des profils latéritiques remaniés. Cette étude confirme les travaux les plus récents (Quesnel et al, 2013) et met en avant le caractère exclusivement fluviatile du remplissage de la plupart des bassins. Les seuls dépôts lacustres avérés sont ceux présents dans les lacs actuels. Cependant, le bassin de la Plaine des Lacs, l'un des plus importants en surface, reste mal caractérisé en raison de l'absence de données de sondages utilisables.

La succession sédimentaire a été décrite essentiellement dans le bassin de la rivière des Pirogues, au sein duquel de bonnes coupes ont été dégagées par l'érosion. Le bassin de KO4 a permis également de disposer de quelques coupes au moyen des sondages réalisés par l'opérateur minier VALE-NC. Les sédiments de la Formation Fluviatile du Grand Sud sont constitués de matériaux provenant de l'érosion du régolithe développé sur péridotites et roches feldspathiques (gabbro ou filons). Leur épaisseur peut varier de quarante à soixante mètres environ dans les bassins étudiés, et jusqu'à quatre-vingt mètres d'après Trescases (1975) et Guillon et Trescases (1976) dans le marais de la Rivière Blanche. La succession commence par un niveau conglomératique très grossier, marquant un régime torrentiel. La taille des blocs de ce conglomérat, plurimétrique en amont, se réduit vers le Sud, tout en gardant un caractère grossier très marqué (blocs/galets décimétriques). L'énergie du milieu diminue par la suite et des occurrences de matériaux grossiers ne se retrouvent dans la sédimentation que sous forme de chenaux conglomératiques peu épais (1 m à 1,5 m au

maximum). Plusieurs séquences grano-décroissantes sont ainsi observées dans le remplissage des différents bassins étudiés, probablement liées à des phénomènes de crue.

La Formation est marquée par la présence de bancs ferrugineux intercalés dans les sédiments. Ces niveaux correspondent à des arrêts de la sédimentation pendant lesquels les battements de la nappe phréatique provoquent la dissolution/précipitation d'oxydes de fer (goethite essentiellement), en raison de la disponibilité plus ou moins grande en oxygène des eaux circulantes. Le rôle de la matière organique dissoute dans la genèse de ces concrétions est probablement déterminant, mais demande à être précisé. On note également sous ces niveaux fins de très nombreuses rhizoconcrétions tubulaires ou bulbeuses signalant une zone sensible aux fluctuations de la nappe phréatique et parfois l'installation d'une végétation arborée représentée par des souches oxydées.

La préservation de matériel végétal est une caractéristique particulièrement intéressante de la Formation Fluviatile du Grand Sud. Des fragments de tissus végétaux ou de racines sont ferruginisés (oxydés) dans certains niveaux grossiers. Dans des niveaux plus fins à l'origine (silts, argiles), de nombreuses empreintes de feuilles sont préservées également (ex : PJAP1, La Madeleine). Cette paléoflore en cours d'étude par des paléobotanistes devrait permettre à termes de mieux définir le paléo-environnement de dépôt de la Formation et surtout les conditions d'installation d'une végétation qui rappelons-le, est caractérisée encore aujourd'hui par un taux d'endémisme très élevé, en raison notamment de la chimie très particulière des sols. Des investigations sur la présence de micro-organismes fossilisés (bactéries, mycètes) pourraient apporter des éléments précieux pour la compréhension des mécanismes d'adaptation des plantes à un environnement chimiquement hostile.

Des concrétionnements sécants et plus ou moins concentriques apparaissent dans certains niveaux fins du bassin de la rivière des Pirogues. Ces structures dont la concavité est toujours tournée vers le haut se superposent à la stratification, qu'elles masquent presque complètement. A l'affleurement, elles se manifestent par une induration en « pelure d'oignon ». Ces concrétions probablement en rapport avec la circulation d'eau au sein du sédiment, sont assez semblables aux anneaux de Liesegang associés à l'oxydo-réduction du fer dans certaines roches poreuses en voie d'altération. Ces structures mériteraient une

attention particulière pour déterminer leur mode de formation, ainsi que celui des pseudo-stratifications.

2. Age de la Formation Fluviatile du Grand Sud

La datation indirecte par le paléomagnétisme a permis d'attribuer un âge aux cuirasses latéritiques sommitales de quelques profils d'altération sur péridotites (Sevin *et al.* 2012). Son application aux bancs concrétionnés et cuirasses latéritiques affectant la Formation Fluviatile du Grand Sud a permis de mettre en évidence une évolution polyphasée. Des âges oligocène (25 Ma), miocènes (10-20 Ma) et plus récents (0-5 Ma) jalonnent non seulement le dépôt de la Formation, mais aussi peut-être, l'existence d'évènements climatiques distincts.

La phase d'émersion et concrétionnement datée la plus ancienne dans la Formation est –aux incertitudes de la méthode près- très proche de celle durant laquelle se sont constituées les cuirasses latéritiques du plateau de Tiébaghi et d'un replat de Goro (Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Sevin et al, 2012). Elle peut éventuellement être mise en relation avec l'optimum climatique de la fin de l'Oligocène. Cette phase suit aussi de peu l'émersion de la Nouvelle-Calédonie après l'obduction. Si ces âges étaient confirmés par d'autres datations, ils placeraient l'épisode d'érosion antérieur aux premiers sédiments fluviatiles avant 25 Ma, donc vraisemblablement au contemporain de la mise en place des petits plutons granitiques de Saint-Louis et de Koum.

Ensuite, les âges aux alentours de 20 Ma des bancs ferrugineux (Napouéredjeine, Quesnel et al, 2013) et cuirasses latéritiques (Baie Nord et Prony 2, Quesnel et al, 2015 et ce travail) seraient proches de l'évènement qui au Miocène inférieur, a induit le dépôt des conglomérats de Népoui (22 Ma, Sevin et al, 2014). Les âges miocènes (15 à 10 Ma) pourraient enfin être mis en relation avec le réchauffement global du Miocène moyen vers 15 Ma.

Les âges les plus récents (0-5 Ma) correspondent à des concrétions qui sont différentes sur le plan pétrographique (Ricordel-Prognon *in* Quesnel et al , 2013). Ils marquent l'influence du battement de la nappe phréatique lors de la réincision de la Formation, qui permet le développement de concrétions à différents niveaux du

remplissage. Cette dernière peut être mise en relation avec le refroidissement global du Plio-pléistocène. La réincision du réseau hydrographique pendant les régressions eustatiques liées aux glaciations quaternaires a également joué un rôle dans l'assèchement partiel des nappes phréatiques et l'arrêt du développement des cuirasses.

Tous les âges ainsi obtenus sont limités au bassin de la rivière des Pirogues et n'ont pas pu être vérifiés dans les autres bassins. Dans ces derniers, les données paléomagnétiques étaient dispersées, ne se positionnaient pas sur la courbe de dérive du pôle, ou présentaient une trop faible inclinaison (shallowing ?). Les tentatives de datation devraient être poursuivies malgré tout avec un plus grand nombre d'échantillons et sur de nouveaux sites, dans des bancs concrétionnés ou des cuirasses latéritiques en place, afin d'affiner les résultats obtenus sur les sites de la rivière des Pirogues. Pour les bassins où aucune datation n'a été obtenue, de nouvelles méthodes de datation devraient être envisagées (K/Ar ou $^{40}Ar/^{39}Ar$ sous réserve de trouver les phases minérales adéquates ; poursuivre avec la méthode (U-Th)/He).

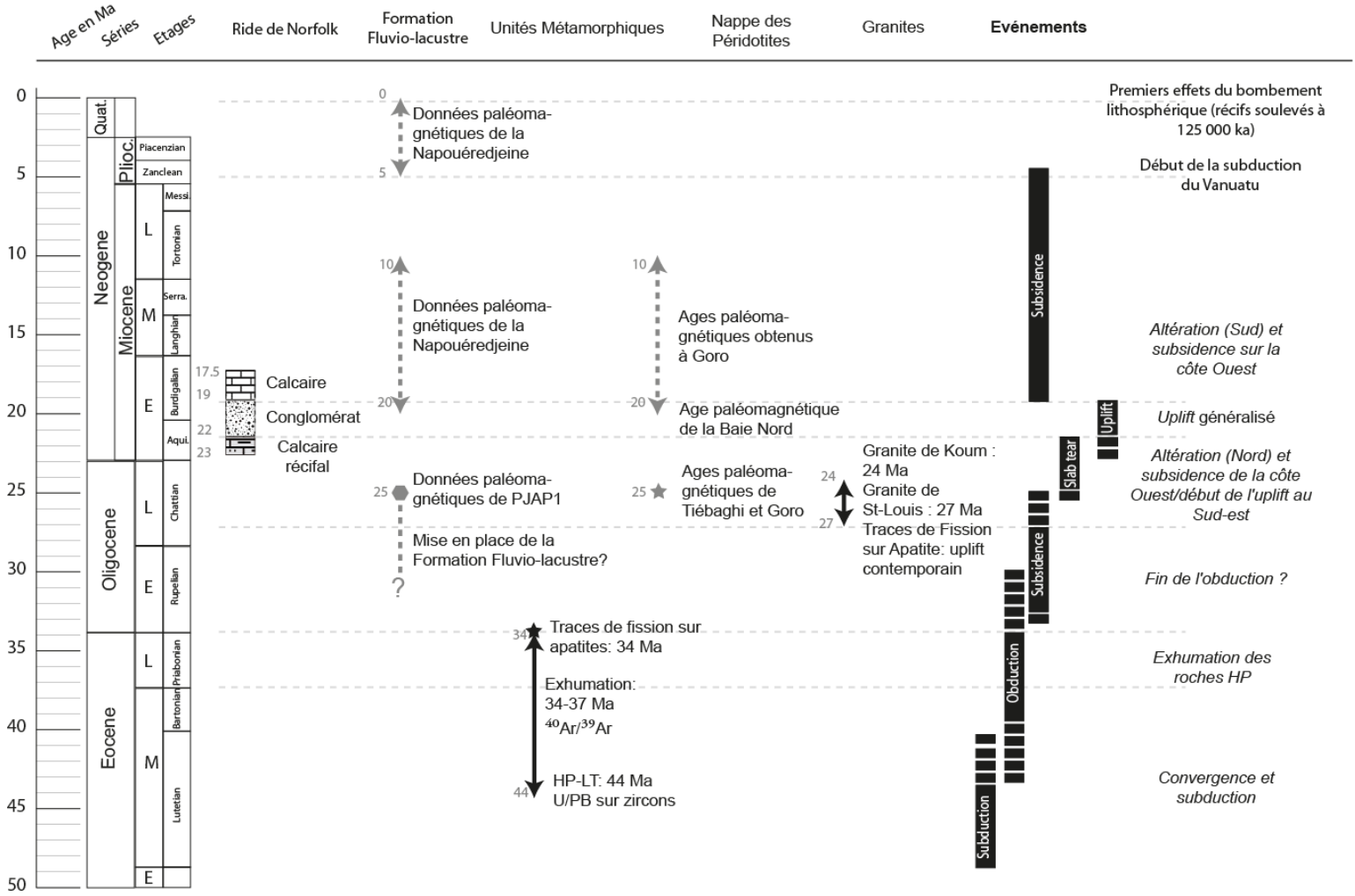


Figure 113. Représentation synthétique des différents âges obtenus en Nouvelle-Calédonie via diverses méthodes et comparaison aux principaux événements affectant la Nouvelle-Calédonie (modifiée de Sevin et al., 2014).

3. Minéralisation en nickel dans les sédiments de la Formation Fluviatile du Grand Sud

Le croisement des analyses de teneur en nickel dans les sédiments les plus fins de la rivière des Pirogues, avec les données de Trescases (1975), Bourdon et Podwojewski (1988) et les informations obtenues des géologues de VALE-NC permettent d'affirmer que les sédiments de la Formation ne sont que peu ou pas minéralisés en nickel. Plusieurs raisons peuvent être avancées pour expliquer cela. Tout d'abord, la granulométrie relativement grossière des sédiments signifie que les phases les plus fines ont été éliminées par tri sélectif ; or ce sont ces phases fines qui, dans les latérites, portent l'essentiel de la minéralisation. En outre, une telle granulométrie ne facilite pas l'adsorption du nickel à la surface des grains. Par ailleurs, la Formation remanie essentiellement les parties supérieures du profil d'altération (les latérites rouges et la cuirasse) pauvres, voire très pauvres en nickel. Enfin, la partie supérieure du remplissage a été altérée à son tour, ce qui a pu réduire encore la teneur en nickel. De ce fait, les sédiments de la Formation Fluviatile du Grand Sud ne semblent pas constituer un minerai, mais plutôt un masque stérile recouvrant des gisements potentiels.

4. Perspectives

Afin d'affiner la connaissance de la Formation Fluviatile du Grand Sud, l'acquisition de nouvelles données est nécessaire, sur les bassins qui ne présentent pas d'affleurement à ce jour, notamment la Plaine des Lacs et le creek Pernod. Des investigations géophysiques, notamment par sismique légère ou par sondage électrique pourraient être envisagées, afin de déterminer la structure du bedrock et l'organisation du remplissage à l'échelle du bassin. Un ou des forages carottés permetrai(en)t aussi de vérifier la nature des sédiments, leur état réduit ou oxydé et de reconstituer l'évolution des milieux de dépôts, voire de la végétation si l'on y trouvait des argiles réduites avec pollen et spores ou des bancs concrétionnés à feuilles fossiles.

Bien que le paléomagnétisme ait permis d'obtenir des résultats intéressants, il se pourrait qu'à cause de la remobilisation et de la précipitation toujours active des oxydes de fer, elle ne soit pas la plus appropriée. De nouvelles méthodes de datation doivent donc être recherchées. A ce propos, des échantillons de niveaux argileux à kaolinite sont actuellement en cours d'analyse pour un essai de datation par la méthode de spectrométrie RPE

(Résonance Paramagnétique des Electrons ; Thierry Allard, IMPMC, Universités de Paris 6 et 7). Cette méthode permet en effet dans certains cas d'arriver à une datation des argiles en étudiant l'accumulation de certains défauts dans le système cristallin. Cette méthode est cependant appliquée pour la première fois à des argiles re-sédimentées.

L'âge de la Formation fluviatile du Goa N'Doro située dans la région de Kouaoua demeure inconnu à ce jour. L'étude de cette Formation potentiellement contemporaine du Fluvio-lacustre revêt une grande importance pour la compréhension de l'évolution de la Nouvelle-Calédonie.

Bibliographie

ACTON G. D. & KETTLES W. A. 1996. Geologic and palaeomagnetic constraints on the formation of weathered profiles near Inverell, Eastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **126**, 211-225.

AITCHISON J., CLARKE G., MEFFRE S. & CLUZEL D. 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. *Geology* **23**, 161-164.

AITCHISON J. C., IRELAND T. R., CLARKE G. L., CLUZEL D., DAVIS A. M. & MEFFRE S. 1998. Regional implication of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. *Tectonophysics* **299**, 10.

ALEGRET L., CRUZ L. E., FENERO R., MOLINA E., ORTIZ S. & THOMAS E. 2008. Effects of the Oligocene climatic events on the foraminiferal record from Fuente Caldera section (Spain, western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **269**, 94-102.

ALI J. R. & AITCHISON J. C. 2000. Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models. *Earth and Planetary Science Letters* **177**, 153-161.

AUZENDE J.-M., VAN DE BEUQUE S., RÉGNIER M., LAFOY Y. & SYMONDS P. 2000. Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French–Australian seismic transect. *Marine Geology* **162**, 225-236.

AUZENDE J. M., HEY R. N., PELLETIER B., ROULAND D., LAFOY Y., GRACIA E. & HUCHON P. 1995. Propagating rift west of the Fiji Archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **100**, 17823-17835.

AVIAS J. 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic new caledonian massives. *Tectonophysics* **4**, 531-541.

BAILLY L., AMBROSI J. P., BARBARAND J., BEAUVAIS A., CLUZEL D., LEROUGE C., QUESNEL F., RAMANAÏDOU E., RICORDEL-PROGNON C., RUFFET G., SEVIN B., WELLS M. & YANS J. 2014. Projet NICKAL: "Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni", rapport final, 402pp, BRGM/RP-63 482-FR.

BALDWIN S. L., RAWLING T. & FITZGERALD P. G. 2007. Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: Implications formiddle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific, in Cloos, M., Carlson, W.D., Gilbert, M.C., Liou, J.G., and Sorensen, S.S., eds., Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A tibute to W.G. Ernst. *Geological Society of America* **419**, 18.

BITOUN G. & RECY J. 1982. Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie.

BLOTT S. J. & PYE K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, 1237-1248.

BOGGS S. 2006. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Pearson Prentice Hall.

BOURDON E. & PODWOJEWSKI P. 1988. Morphopédologie des formations superficielles dans le Sud de la Nouvelle-Calédonie (Rivière des Pirogues, Plaine des Lacs).

BROVARONE A. V. & AGARD P. 2013. True metamorphic isograds or tectonically sliced metamorphic sequence? New high-spatial resolution petrological data for the New Caledonia case study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **166**, 451-469.

BRYAN S., CONSTANTINE A., STEPHENS C., EWART A., SCHÖN R. & PARIANOS J. 1997. Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: implications for the break-up of eastern Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters* **153**, 85-102.

BUTLER R. F. 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. *Electronic edition*, 23-23.

CABIOCH G., RECY J., JOUANNIC C. & TURPIN L. 1996. Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal. *Bull. Soc. géol. France* **t.167**, 729-742.

CARROUE J. 1972. Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50000: feuille Pouembout. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans France*.

CARSON C., POWELL R. & CLARKE G. 1999. Calculated mineral equilibria for eclogites in CaO–Na 2 O–FeO–MgO–Al 2 O 3–SiO 2–H 2 O: application to the Pouébo Terrane, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **17**, 9-24.

CHARDON D. & CHEVILLOTTE V. 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. *Tectonophysics* **420**, 473-491.

CHEN Y., COGNÉ J.-P. & COURTILLOT V. 1992. New Cretaceous paleomagnetic poles from the Tarim Basin, Northwestern China. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 17-38.

CHEVILLOTTE V. 2005. Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré - Exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). Thèse. Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa (unpubl.).

CHEVILLOTTE V., CHARDON D., BEAUVAIS A., MAURIZOT P. & COLIN F. 2006. Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology* **81**, 361-375.

CHEVILLOTTE V., DOUILLET P., CABIOCH G., LAFOY Y., LAGABRIELLE Y. & MAURIZOT P. 2005. Évolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant les derniers cycles glaciaires. *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 695-701.

CLARKE G., AITCHISON J. & CLUZEL D. 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal. *Journal of Petrology* **38**, 843-876.

CLUZEL D., ADAMS C., MEFFRE S., CAMPBELL H. & MAURIZOT P. 2010. Discovery of early cretaceous rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb zircon age constraints on the transition from subduction to marginal breakup in the Southwest Pacific. *The Journal of Geology* **118**, 381-397.

CLUZEL D., ADAMS C. J., MAURIZOT P. & MEFFRE S. 2011. Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. *Tectonophysics* **501**, 17-27.

CLUZEL D., AITCHISON J. C. & PICARD C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* **340**, 23-59.

CLUZEL D., BOSCH D., PAQUETTE J. L., LEMENNICIER Y., MONTJOIE P. & MENOT R. P. 2005. Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off. *Island Arc* **14**, 254-271.

CLUZEL D., JOURDAN F., MEFFRE S., MAURIZOT P. & LESIMPLE S. 2012a. The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite: 40Ar/39Ar, U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge. *Tectonics* **31**.

CLUZEL D., MAURIZOT P., COLLOT J. & SEVIN B. 2012b. An outline of the Geology of New Caledonia;from Permian-Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution. *Episodes* **35**, 15-15.

CLUZEL D. & MEFFRE S. 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest): un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U・Pb sur les zircons détritiques. *Comptes Rendus Geoscience* **334**, 867-874.

CLUZEL D., MEFFRE S., MAURIZOT P. & CRAWFORD A. J. 2006. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova* **18**, 395-402.

CLUZEL D. & VIGIER B. 2008. Syntectonic Mobility of Supergene Nickel Ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from Garnierite Veins and Faulted Regolith. *Resource Geology* **58**, 161-170.

COGNÉ J. 2003. PaleoMac: a Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **4**.

COJAN I. & RENARD M. 2006. *Sédimentologie-2ème édition*. Dunod.

COLLOT J.-Y., MALAHOFF A., RÉCY J., LATHAM G. & MISSÈGUE F. 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. *Tectonics* **6**, 215-232.

COLLOT J.-Y., MISSÈGUE F. & MALAHOFF A. 1982. Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie: enracinement des péridotites. *Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, edited by: Equipe de Géologie-Géophysique ORSTOM Nouméa, Trav. Doc. ORSTOM* **147**, 549-564.

COLLOT J., GELI L., LAFOY Y., VIALLY R., CLUZEL D., KLINGELHOEFER F. & NOUZÉ H. 2008. Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific. *Tectonics* **27**.

COLLOT J., VENDE-LECLERC M., ROUILLARD P., LAFOY Y. & GELI L. 2011. *Structual provinces of the Southwest Pacific Map, Geological Survey of New Caledonia- DIMENC, IFREMER*.

COUDRAY J. 1976a. *Recherches sur le néogène et le quaternaire marin de la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène* (Fondation edition). (Vol. 8).

COUDRAY J. 1976b. *Recherches sur le néogène et le quaternaire marin de la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène* (Fondation Singer-Polignac edition). (Expéditions françaises sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, Vol. 8).

CRAWFORD A., MEFFRE S. & SYMONDS P. 2003. 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold Belt System. *Geological Society of America Special Papers* **372**, 383-403.

CRENN Y. 1953. Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géophys.* **9**, 291-299.

DUBOIS J., LAUNAY J. & RECY J. 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics* **24**, 133-150.

ENKIN R. J., YANG Z., CHEN Y. & COURTILLOT V. 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **97**, 13953-13989.

FALVEY D. A. 1979. Paleomagnetic Results from the New Caledonia Laterites. Preliminary Report. University of Sydney, unpublished report.

FISHER R. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* **217**, 295-305.

FITZHERBERT J., CLARKE G. & POWELL R. 2003. Lawsonite–omphacite-bearing metabasites of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: evidence for disrupted blueschist-to eclogite-facies conditions. *Journal of Petrology* **44**, 1805-1831.

FITZHERBERT J., CLARKE G. & POWELL R. 2005. Preferential retrogression of high-< i> P</i> metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia. *Lithos* **83**, 67-96.

FOLCHER N., SEVIN B., QUESNEL F., LIGNIER V., ALLENBACH M., MAURIZOT P. & CLUZEL D. 2015. Neogene terrestrial sediments: a record of the post-obduction history of New Caledonia. *Australian Journal of Earth Sciences* **62**, 479-492.

FOLK R. L. & WARD W. C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* **27**.

FOURNIER J., BONNOT-COURTOIS C., PARIS R., VOLDOIRE O. & LE VOT M. 2012. Analyses granulométriques, principes et méthodes. *CNRS, Dinard*.

FREYSSINET P., BUTT C., MORRIS R. & PIANTONE P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* **1**, 681-722.

FUJIOKA T. & CHAPPELL J. 2010. History of Australian aridity: chronology in the evolution of arid landscapes. *Geological Society, London, Special Publications* **346**, 121-139.

GAINA C., MÜLLER R. D., ROYER J.-Y., STOCK J., HARDEBECK J. & SYMONDS P. 1998. The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. *Journal of Geophysical Research B* **103**, 12413-12433.

GEHRING A., KELLER P. & HELLER F. 1992. Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (Western Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **95**, 33-40.

GHENT E., RODDICK J. & BLACK P. 1994. 40Ar/39Ar dating of white micas from the epidote to the omphacite zones, northern New Caledonia: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* **31**, 995-1001.

GUILLON J. H. & TRESCASES J. J. 1976. *Carte géologique à l'échelle du 1/50000. Notice explicative sur la feuille de Saint-Louis. BRGM, Orléans, France, 42 p.*

HALL R. 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences* **20**, 353-431.

HANSEN J., SATO M., RUSSELL G. & KHARECHA P. 2013. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **371**, 20120294.

HARGRAVES R., DAWSON E. & HOUTEN F. 1987. Palaeomagnetism and age of mid-Palaeozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. *Geophysical Journal International* **90**, 705-729.

HEIM J. A., VASCONCELOS P. M., SHUSTER D. L., FARLEY K. A. & BROADBENT G. 2006. Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite, Hamersley province, Australia. *Geology* **34**, 173-176.

HODYCH J. P. & BIJAKSANA S. 1993. Can remanence anisotropy detect paleomagnetic inclination shallowing due to compaction? A case study using Cretaceous deep-sea limestones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **98**, 22429-22441.

HOLM R. J., SPANDLER C. & RICHARDS S. W. 2013. Melanesian arc far-field response to collision of the Ontong Java Plateau: Geochronology and petrogenesis of the Simuku Igneous Complex, New Britain, Papua New Guinea. *Tectonophysics* **603**, 189-212.

HOPLEY D., SMITHERS S. G. & PARNELL K. 2007. *The geomorphology of the Great Barrier Reef: development, diversity and change*. Cambridge University Press.

IDNURM M. & SCHMIDT P. 1986. Palaeomagnetic dating of weathered profiles. *Memoirs of the Geological Survey of India* **120**, 79-89.

JONES T. D., RIDGWELL A., LUNT D., MASLIN M., SCHMIDT D. & VALDES P. 2010. A Palaeogene perspective on climate sensitivity and methane hydrate instability. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **368**, 2395-2415.

KENNETT J. & STOTT L. 1991. Abrupt deep sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene.

KIRSCHVINK J. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International* **62**, 699-718.

KLINGELHOEFER F., LAFOY Y., COLLOT J., COSQUER E., GELI L., NOUZE H. & VIALLY R. 2007. Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from wide-angle and reflection seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **112**.

KNESEL K. M., COHEN B. E., VASCONCELOS P. M. & THIEDE D. S. 2008. Rapid change in drift of the Australian plate records collision with Ontong Java plateau. *Nature* **454**, 754-757.

KODAMA K. & DAVI J. 1995. A compaction correction for the paleomagnetism of the Cretaceous Pigeon Point Formation of California. *Tectonics* **14**, 1153-1164.

LAGABRIELLE Y. & CHAUVET A. 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia. *Bull. Soc. géol. Fr.* **179 n°3**, 315-329.

LAGABRIELLE Y., MAURIZOT P., LAFOY Y., CABIOCH G., PELLETIER B., REGNIER M., WABETE I. & CALMANT S. 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics* **403**, 1-28.

LATHAM M. 1986. *Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie : genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé*. Editions de l'ORSTOM, Paris.

LEEDER M. R. 1982. *Sedimentology: process and product*. Chapman & Hall.

LEGUERE J. 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle Calédonie. Thèse. *University of Montpellier, France, 95p*.

MAITREPIERRE L. & CAUDMONT S. 2007. Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie. *Météo-France—Direction interrégionale de Nouvelle-Calédonie et de Wallis et Futuna* **130**.

MARCHESI C., GARRIDO C. J., GODARD M., BELLEY F. & FERRÉ E. 2009. Migration and accumulation of ultra-depleted subduction-related melts in the Massif du Sud ophiolite (New Caledonia). *Chemical Geology* **266**, 171-186.

MARTIN H. 1977. Tertiary stratigraphic palynology of the Murray Basin in New South Wales. 1. the Hay Balranald Wakool Districts. *Journal and proceedings*.

MAURIZOT P. 2011. First sedimentary record of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the 'Montagnes Blanches' nappe. *Bulletin de la Societe Geologique de France* **182**, 479-491.

MAURIZOT P., CABIOCH G., FOURNIER F., LEONIDE P., SEBIH S., ROUILLARD P., MONTAGGIONI L., COLLOT J., MARTIN-GARIN B., CHAPRONIERE G., BRAGA J. C. & SEVIN B. 2016. Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). *Sedimentary Geology* **331**, 42-62.

MAURIZOT P. & VENDE-LECLERC M. 2009. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/500000. *Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie, Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Nouméa*.

MCFADDEN P. & MCELHINNY M. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters* **87**, 161-172.

MCGOWRAN B., HOLDGATE G., LI Q. & GALLAGHER S. 2004. Cenozoic stratigraphic succession in southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* **51**, 459-496.

MEFFRE S. 1995. *The development of island arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia*. University of Sydney.

MEFFRE S., AITCHISON J. C. & CRAWFORD A. J. 1996. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. *Tectonics* **15**, 67-83.

MOUTTE J. & PARIS J. 1977. Observations nouvelles sur le Grand Massif ultramafique du Sud de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. sect. IV* **1**, 43-51.

NICHOLS G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

NICHOLSON K., MAURIZOT P., BLACK P., PICARD C., SIMONETTI A., STEWART A. & ALEXANDER A. 2011. Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. *Lithos* **125**, 659-674.

NOTT J., YOUNG R. & IDNURM M. 1991. Sedimentology, weathering, age and geomorphological significance of Tertiary sediments on the far south coast of New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences* **38**, 357-373.

ORLOFF O. 1968. Étude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala. Thèse, Université de Montpellier (unpubl.).

ORLOFF O. & GONORD H. 1968. Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur le massif du N'goa Doro. *C. R. Acad. Sci. Paris* **série D, t. 267**, 5-8.

PAQUETTE J.-L. & CLUZEL D. 2006. U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. *International Journal of Earth Sciences* **96**, 613-622.

PARIS J. P. 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie, Un essai de synthèse. *Mémoires du BRGM* **113**, 267.

PRINZHOFER A. 1981. Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique, le massif du sud (Nouvelle-Calédonie). La transition manteau-croûte en milieu océanique. Thèse. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, France (unpubl.).

PRINZHOFER A. 1987. Processus de fusion dans les zones d'extension océaniques et continentales. *Université de Paris VII* **237**.

PRINZHOFER A., NICOLAS A., CASSARD D., MOUTTE J., LEBLANC M., PARIS J. & RABINOVITCH M. 1980. Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust. *Tectonophysics* **69**, 85-112.

QUESNEL B., GAUTIER P., BOULVAIS P., CATHELINEAU M., MAURIZOT P., CLUZEL D., ULRICH M., GUILLOT S., LESIMPLE S. & COUTEAU C. 2013a. Syn-tectonic, meteoric water–derived carbonation of the New Caledonia peridotite nappe. *Geology* **41**, 1063-1066.

QUESNEL F., MAURIZOT P., RICORDEL-PROGNON C., LUCIEN K., YANS J. & BARBARAND J. 2008. Appui scientifique à la cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie)- Rapport intermédiaire, phase 1 (2007-2008)- BRGM/RP-56650-FR.

QUESNEL F., RICORDEL-PROGNON C., FOLCHER N. & SEVIN B. 2015a. Pétrographie et datation par paléomagnétisme des latérites et sédiments du Sud de la Grande-Terre (Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 5. BRGM/RP- ?????- FR. ??

QUESNEL F., RICORDEL-PROGNON C., FOLCHER N., SEVIN B. & MENGIN M. 2015b. Pétrographie et datation par paléomagnétisme des latérites et sédiments du Sud de la Grande-Terre (Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 5. BRGM/RP- 64902- FR, 45 p et 65 p d'annexes.

QUESNEL F., RICORDEL-PROGNON C., SEVIN B., ALIZERT L. & MAURIZOT P. 2013b. Pétrographie et datation par paléomagnétisme des latérites et sédiments du Sud de la Grande-Terre (Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 4. BRGM/RP- 62974-FR.

QUESNEL F., RICORDEL-PROGNON C., SEVIN B., LESIMPLE S. & MAURIZOT P. 2011. Appui scientifique à la cartographie du régolithe (Grande Terre de la Nouvelle-Calédonie)- Rapport intermédiaire, phase 2 (2008-2010). BRGM/RP- 59561-FR.

REGNIER M. 1988. Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia determined from P-wave receiver function: evidence for a fossil subduction zone. *Geophysical Journal International* **95**, 561-577.

RICORDEL-PROGNON C. 2007. Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif Central et de ses bordures: implications géodynamiques. Thèse. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (unpubl.).

RICORDEL-PROGNON C., QUESNEL F., SEVIN B., ALIZERT L. & MAURIZOT P. 2011. Appui scientifique à la cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie)- Rapport intermédiaire, phase 3. BRGM/ RP-60159-FR.

RICORDEL-PROGNON C., LAGROIX F., MOREAU M. G. & THIRY M. 2010. Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: paleomagnetic datings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **115**.

SCHELLART W. P., LISTER G. S. & TOY V. G. 2006. A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. *Earth-Science Reviews* **76**, 191-233.

SCHMIDT P. & OLLIER C. 1988. Palaeomagnetic dating of late Cretaceous to early Tertiary weathering in New England, NSW, Australia. *Earth-Science Reviews* **25**, 363-371.

SCHMIDT P., PRASAD V. & RAMAM P. 1983. Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **44**, 185-202.

SDROLIAS M., MÜLLER R. & GAINA C. 2003. Tectonic evolution of the southwest Pacific using constraints from backarc basins. *Geological Society of America Special Papers* **372**, 343-359.

SEVIN B. 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: Localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères. Thèse. Université de la Nouvelle Calédonie, Nouméa (unpubl.).

SEVIN B., CLUZEL D., MAURIZOT P., RICORDEL-PROGNON C., CHAPRONIERE G., FOLCHER N. & QUESNEL F. 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. *Tectonics* **33**, 1787-1801.

SEVIN B., RICORDEL-PROGNON C., QUESNEL F., CLUZEL D., LESIMPLE S. & MAURIZOT P. 2012. First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre'. *Terra Nova* **24**, 77-85.

SMITH M., PILLANS B. & MCQUEEN K. 2009. Paleomagnetic evidence for periods of intense oxidative weathering, McKinnons mine, Cobar, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences* **56**, 201-212.

SOURDAT M., MAHÉ J. & DELAUNE M. 1975. Etudes granulométriques par les méthodes classiques et par l'analyse factorielle des correspondances: application aux formations superficielles du Sud-Ouest de Madagascar. *Cahiers ORSTOM. Série Géologie* **7**, 125-143.

SPANDLER C. 2005. Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: Insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP) dating of eclogite facies rocks from New Caledonia. *Tectonics* **24**.

STEVENSON J., GILLESPIE R., HOPE G., JACOBSEN G., FALLON S. & LEVCHENKO V. 2010. The archaic and puzzling record of Lake Xere Wapo, New Caledonia.

STEVENSON J. & HOPE G. 2005. A comparison of late Quaternary forest changes in New Caledonia and northeastern Australia. *Quaternary Research* **64**, 372-383.

STOW D. A. 2005. *Sedimentary rocks in the field: A color Guide*. Gulf Professional Publishing.

TAUXE L., KODAMA K. P. & KENT D. V. 2008. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: A comparative approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **169**, 152-165.

THÉVENIAUT H. & FREYSSINET P. 1999. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **148**, 209-231.

THÉVENIAUT H. & FREYSSINET P. 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **178**, 91-117.

THORNE R. L., ROBERTS S. & HERRINGTON R. 2012. Climate change and the formation of nickel laterite deposits. *Geology* **40**, 331-334.

TRESCASES J. J. 1969. Premières observations sur altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.* **I,1**, 27-57.

TRESCASES J. J. 1975. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale : formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Thèse de doctorat en Sciences Naturelles. Université Louis Pasteur, Strasbourg (unpubl.).

TUCKER M. E. 2011. *Sedimentary rocks in the field: a practical guide* (Vol. 38). John Wiley & Sons.

ULRICH M., PICARD C., GUILLOT S., CHAUVEL C., CLUZEL D. & MEFFRE S. 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos* **115**, 223-236.

VAN DE BEUQUE S. 1999. Evolution Géologique du domaine péri-Calédonien (Sud-Ouest Pacifique). Université de Bretagne Occidentale, Brest, France (unpubl.).

VASCONCELOS P. M., HEIM J. A., FARLEY K. A., MONTEIRO H. & WALTENBERG K. 2013. 40Ar/39Ar and (U–Th)/He – 4He/3He geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **117**, 283-312.

VILLA G. & PERSICO D. 2006. Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **231**, 110-119.

WESTPHAL M. & PFAFF H. (Editors) 1986. *Paléomagnétisme et magnétisme des roches* (Doin Editeurs edition).

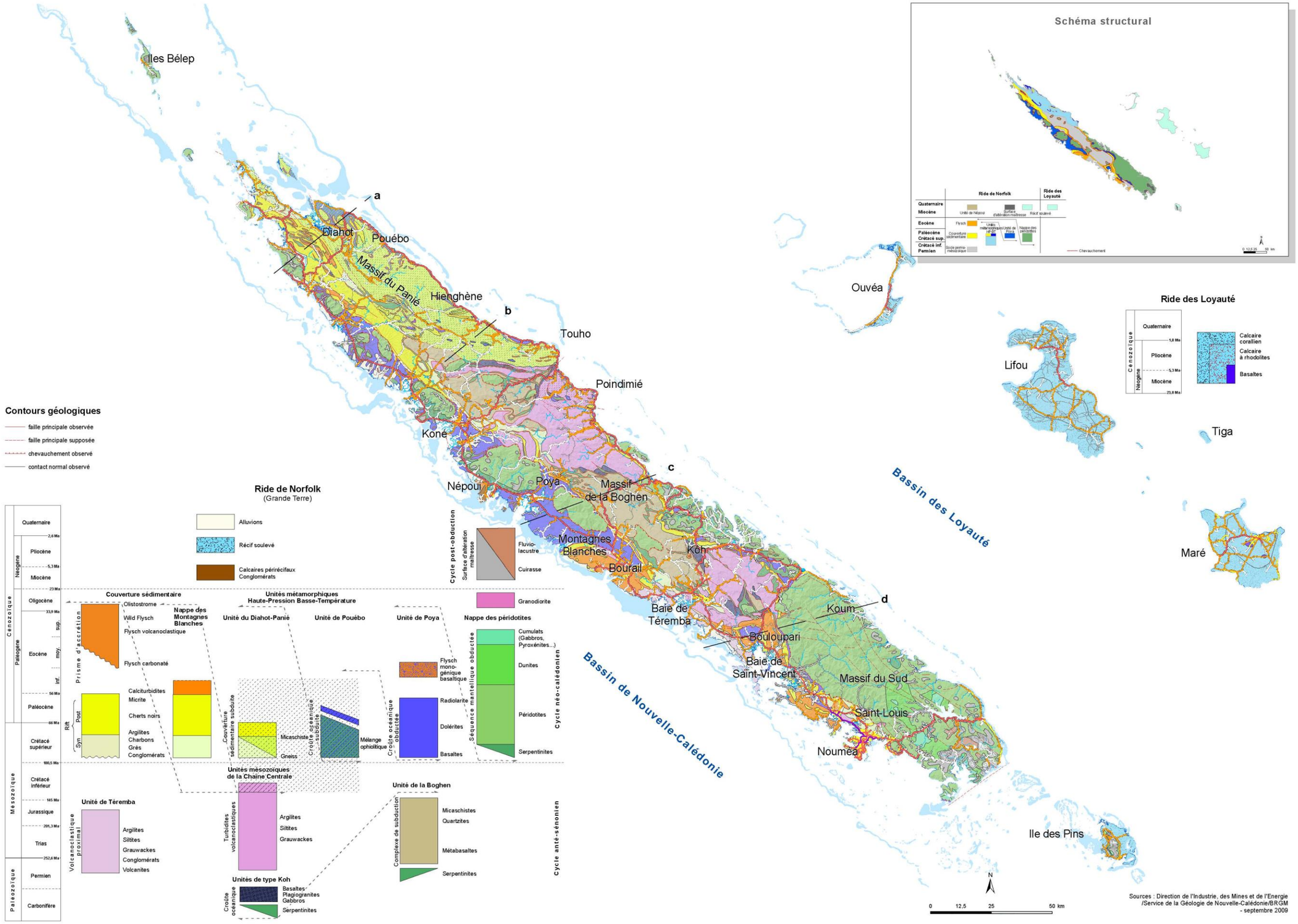
WIRTHMANN A. 1965. Die reliefentwicklung von Neukaledonien: Deutscher Tagungsber u. *Wiesenschaftliche Abhandlung des Dr. Geographen-Tages Boschum*, 323-325.

ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E. & BILLUPS K. 2001. Trends, Rhythms and aberrations in global climate 65Ma to Present. *Science* **292**, 686-693.

ZACHOS J. C., DICKENS G. R. & ZEEBE R. E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* **451**, 279-283.

ZIJDERVELD J. 1967. *AC demagnetization of rocks: Analysis of results, Methods in Paleomagnetism DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286*. Elsevier, New York.

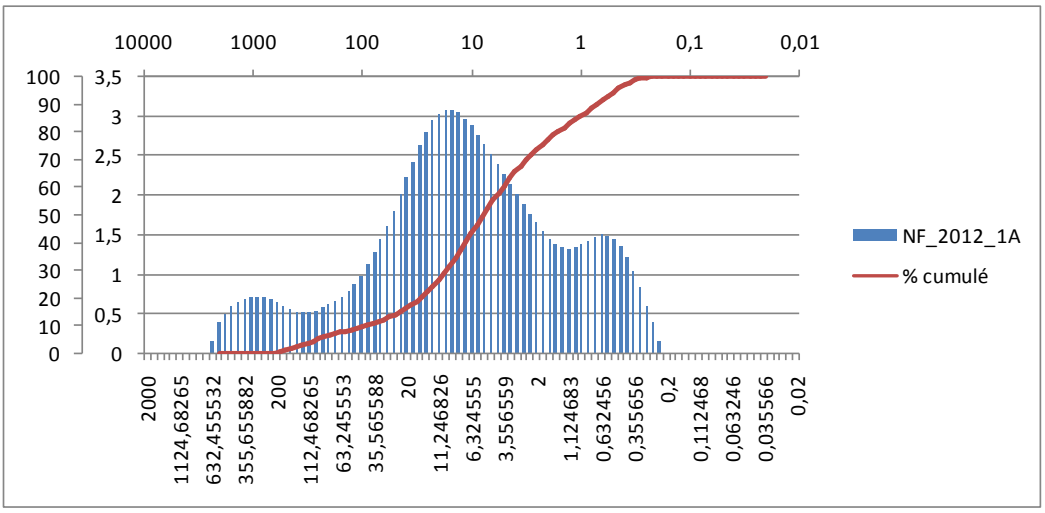
Annexe 1: Carte géologique détaillée de la Nouvelle-Calédonie

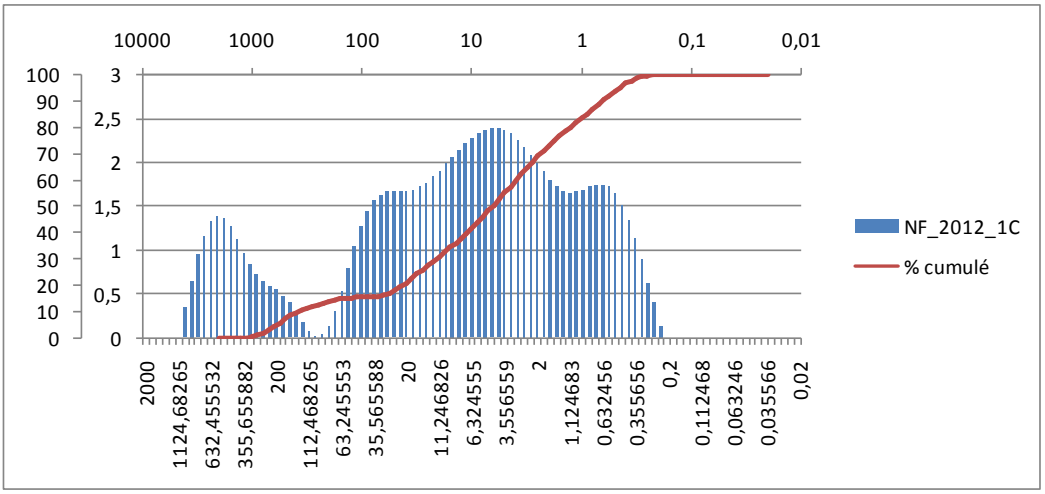


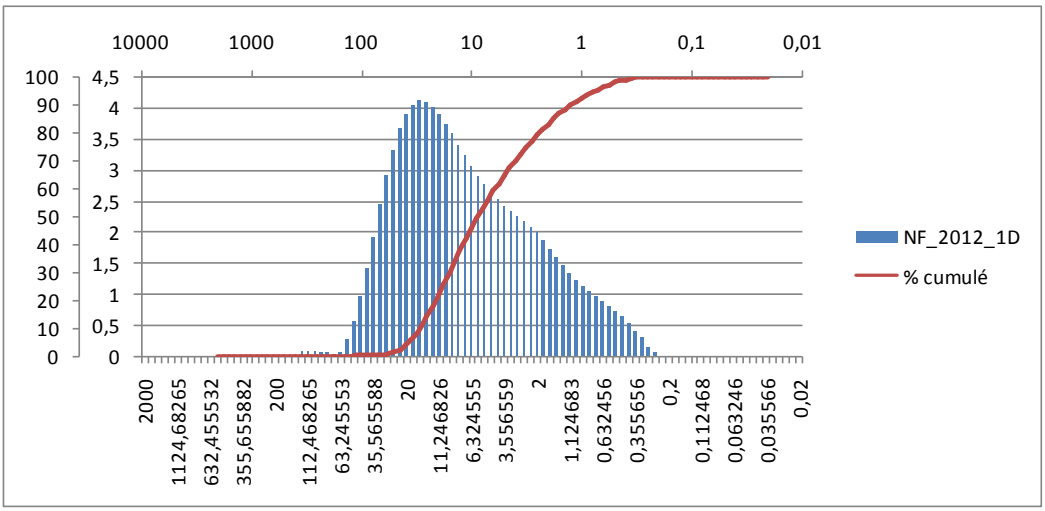
Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/500000, d'après Maurizot et Vendé-Leclerc (2009).

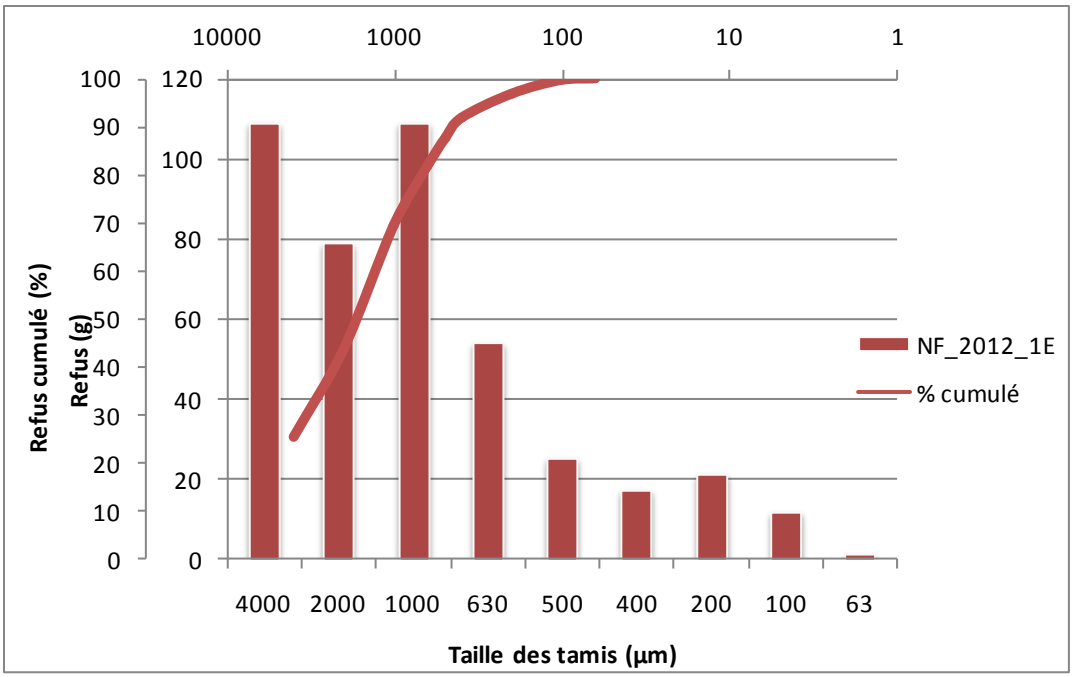
Annexe 2: Résultats d'analyses granulométriques

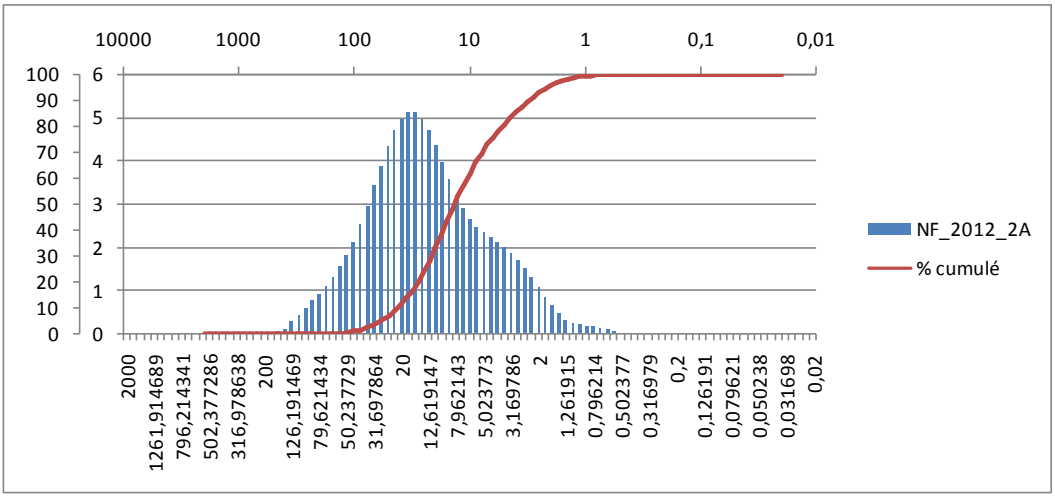
Coupe de PIROG1 :

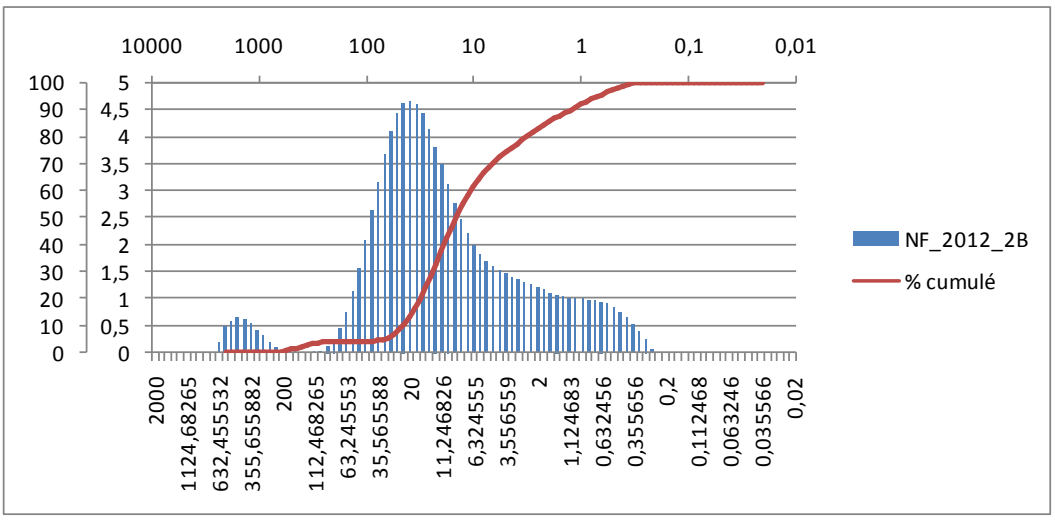


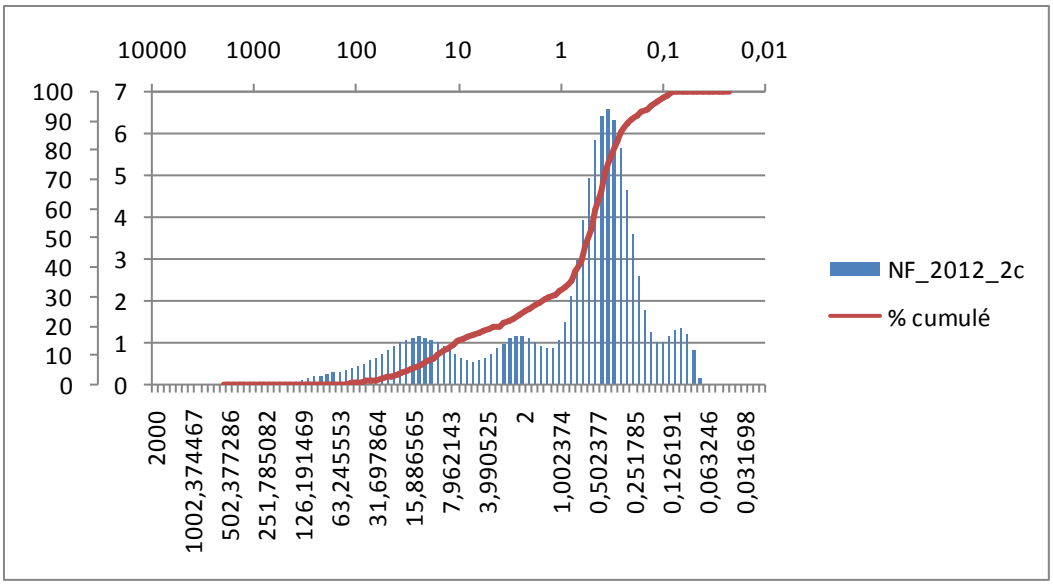


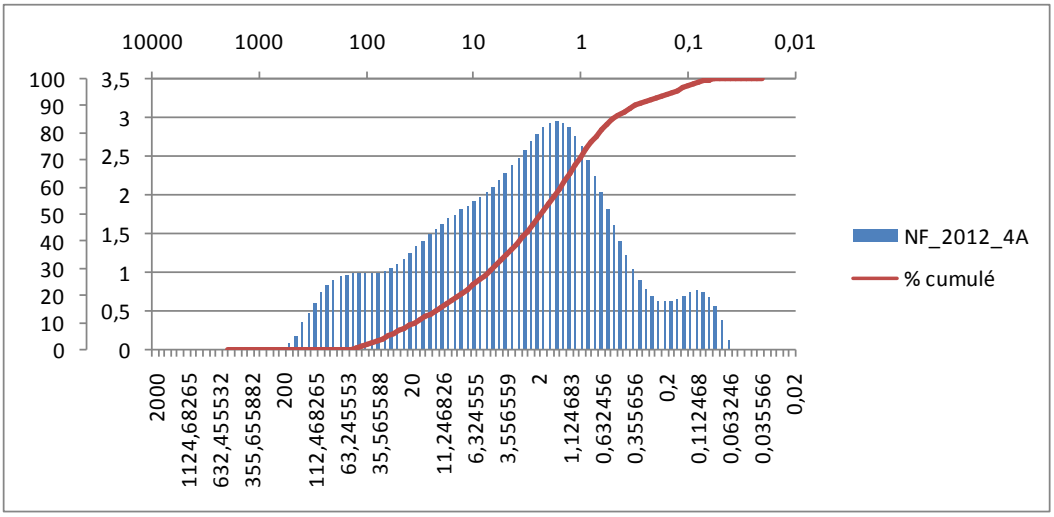


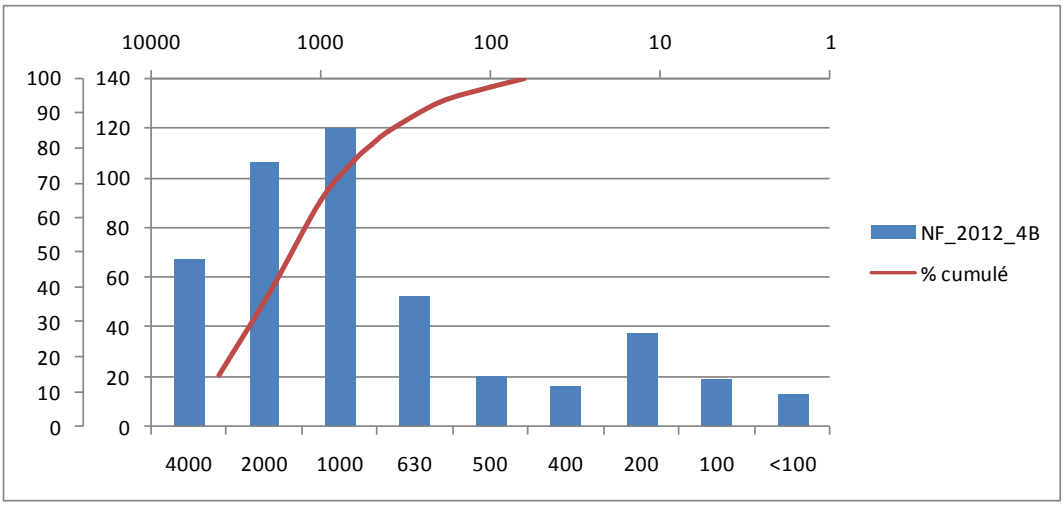

10000
1000
100
10
1
Refus cumulé (%)
Refus (g)
NF_2012_1E
% cumulé
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
63
Taille des tamis (µm)

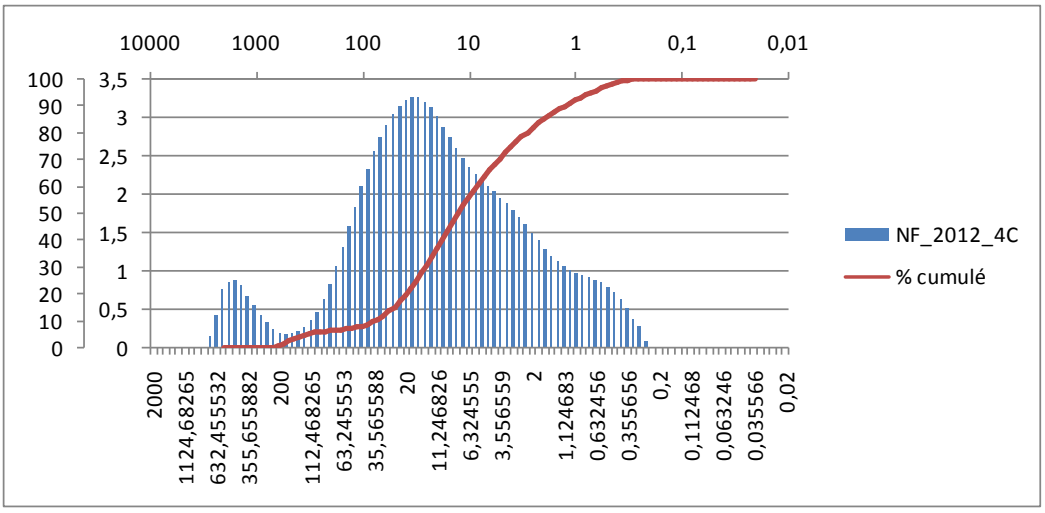

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
NF_2012_2A
% cumulé

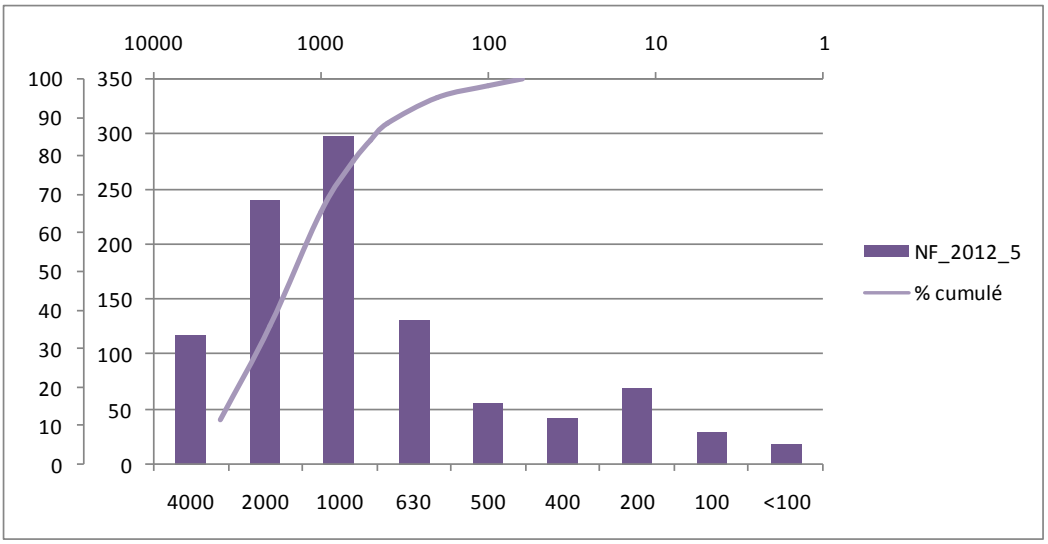

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
NF_2012_2B
% cumulé

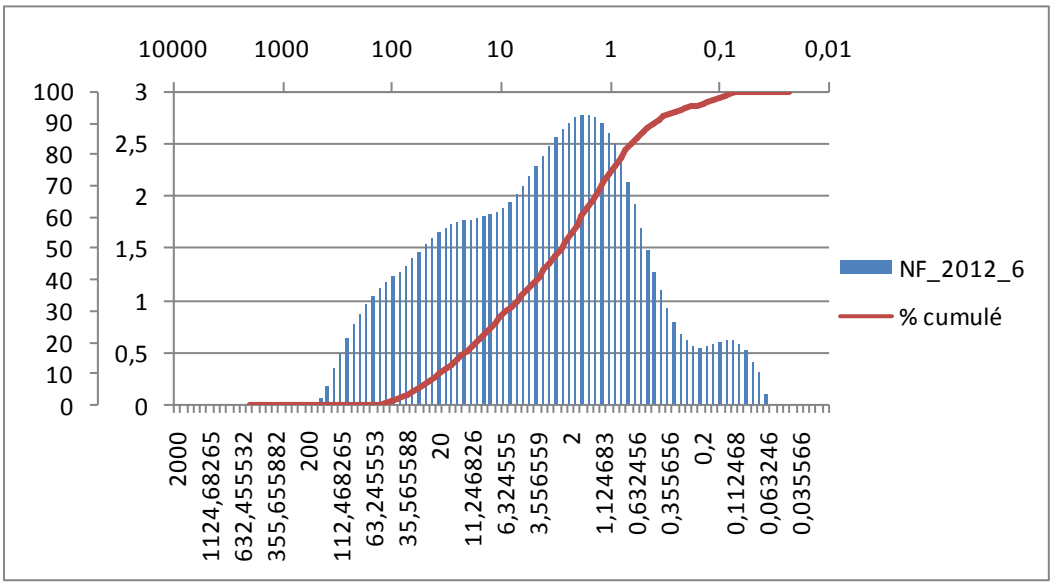

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
7
6
5
4
3
2
1
0
2000
1002,374467
502,377286
251,785082
126,191469
63,245553
31,697864
15,886565
7,962143
3,990525
2
1,002374
0,502377
0,251785
0,126191
0,063246
0,031698
NF_2012_2c
% cumulé

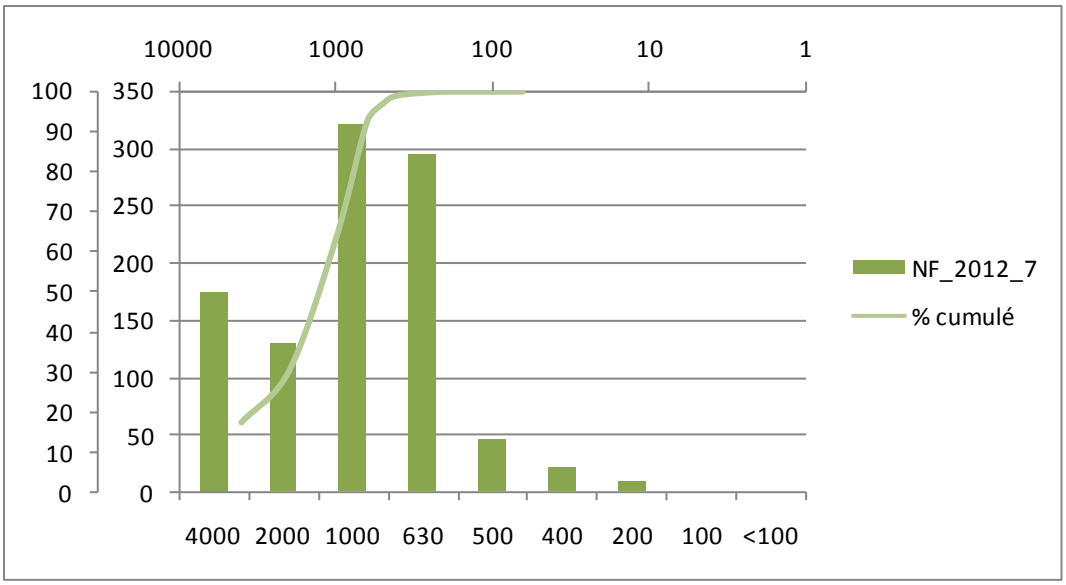

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
1124,68265
632,455532
355,655882
200
112,468265
63,245553
35,565588
20
11,246826
6,324555
3,556559
2
1,124683
0,632456
0,355656
0,2
0,112468
0,063246
0,035566
0,02
NF_2012_4A
% cumulé

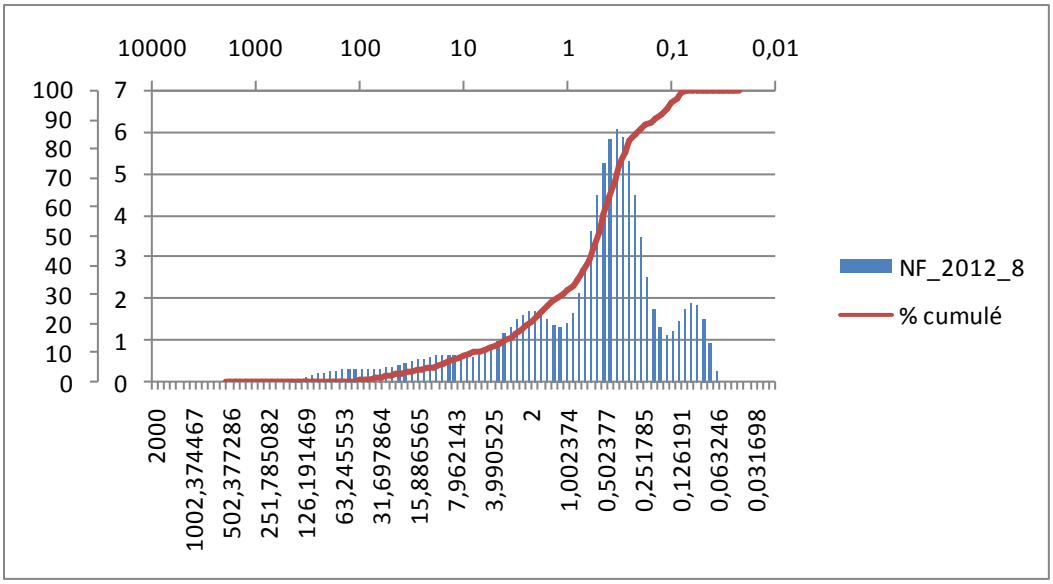

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
140
120
100
80
60
40
20
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_4B
% cumulé

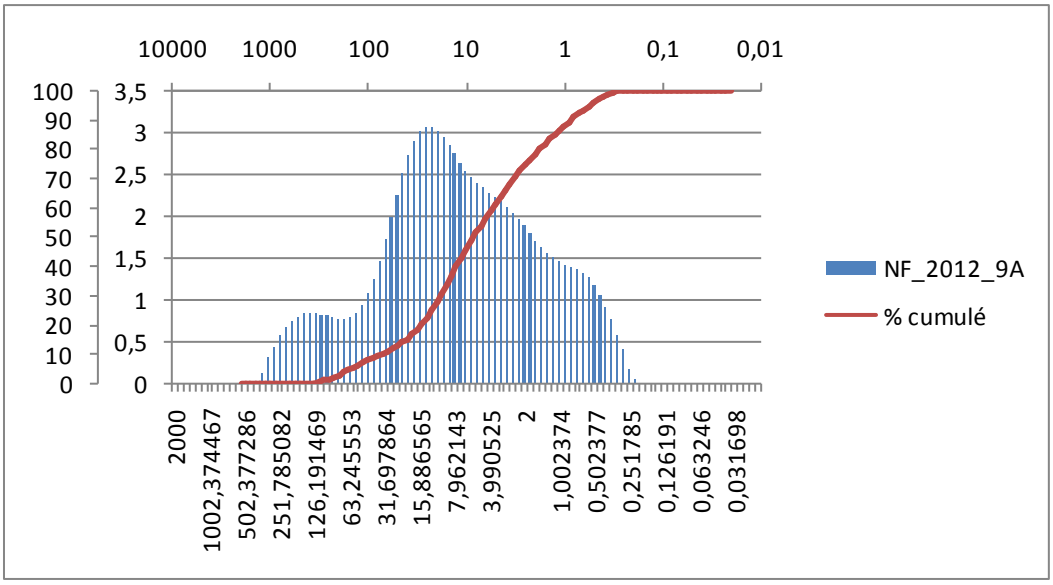

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
1124,68265
632,455532
355,655882
200
112,468265
63,245553
35,565588
20
11,246826
6,324555
3,556559
2
1,124683
0,632456
0,355656
0,2
0,112468
0,063246
0,035566
0,02
NF_2012_4C
% cumulé

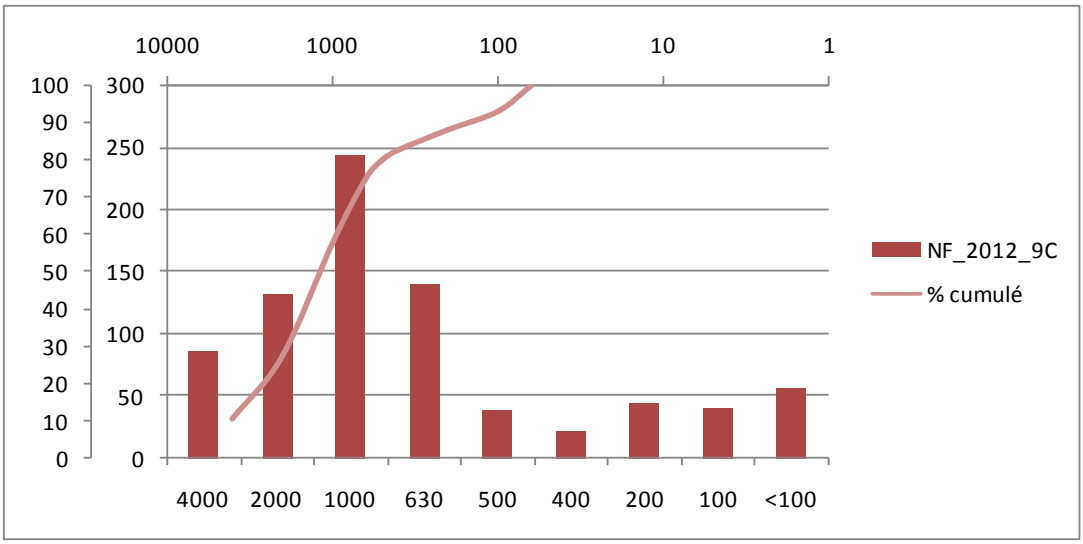

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
350
300
250
200
150
100
50
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_5
% cumulé

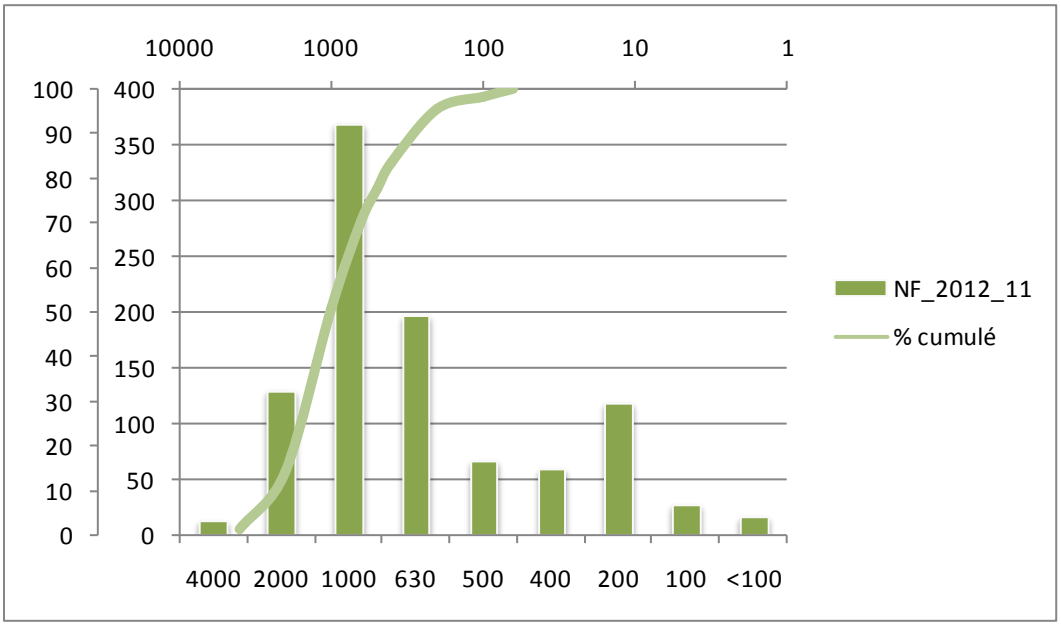

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
1124,68265
632,455532
355,655882
200
112,468265
63,245553
35,565588
20
11,246826
6,324555
3,556559
2
1,124683
0,632456
0,355656
0,2
0,112468
0,063246
0,035566
NF_2012_6
% cumulé

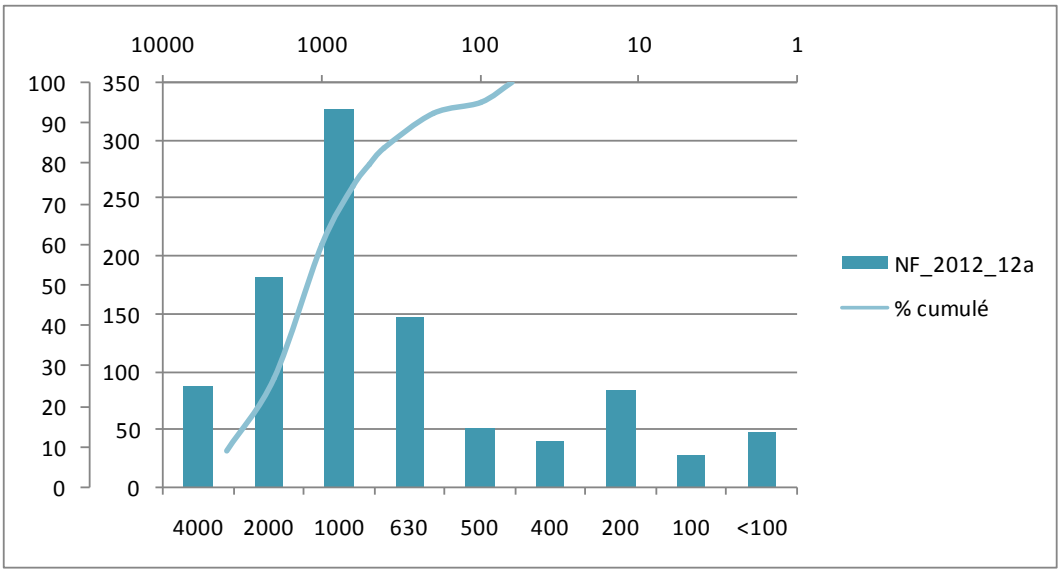

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
350
300
250
200
150
100
50
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_7
% cumulé

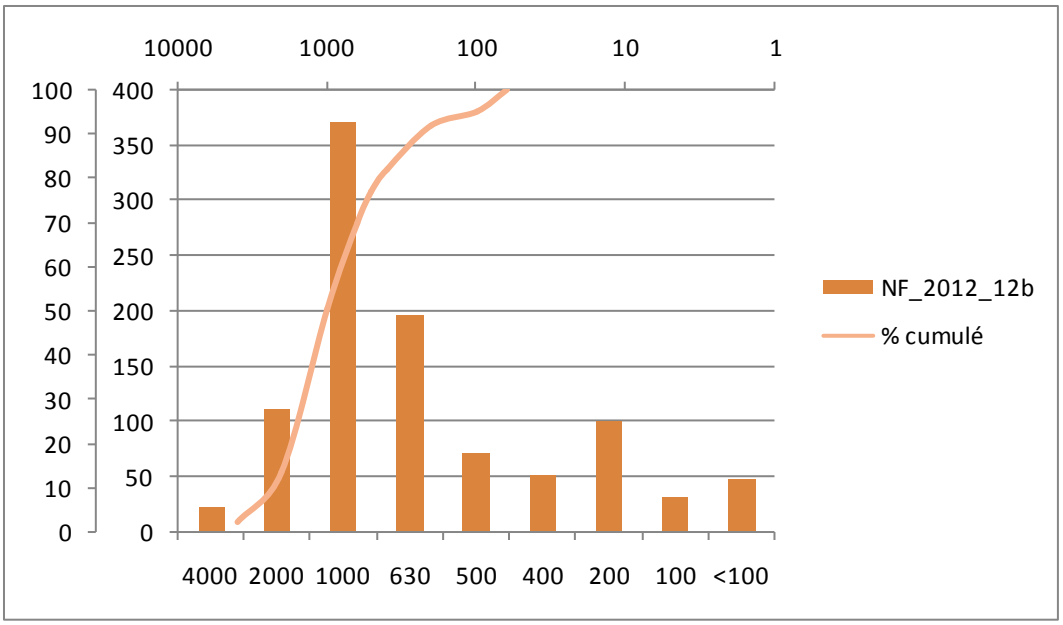

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
7
6
5
4
3
2
1
0
2000
1002,374467
502,377286
251,785082
126,191469
63,245553
31,697864
15,886565
7,962143
3,990525
2
1,002374
0,502377
0,251785
0,126191
0,063246
0,031698
NF_2012_8
% cumulé


10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
1002,374467
502,377286
251,785082
126,191469
63,245553
31,697864
15,886565
7,962143
3,990525
2
1,002374
0,502377
0,251785
0,126191
0,063246
0,031698
NF_2012_9A
% cumulé

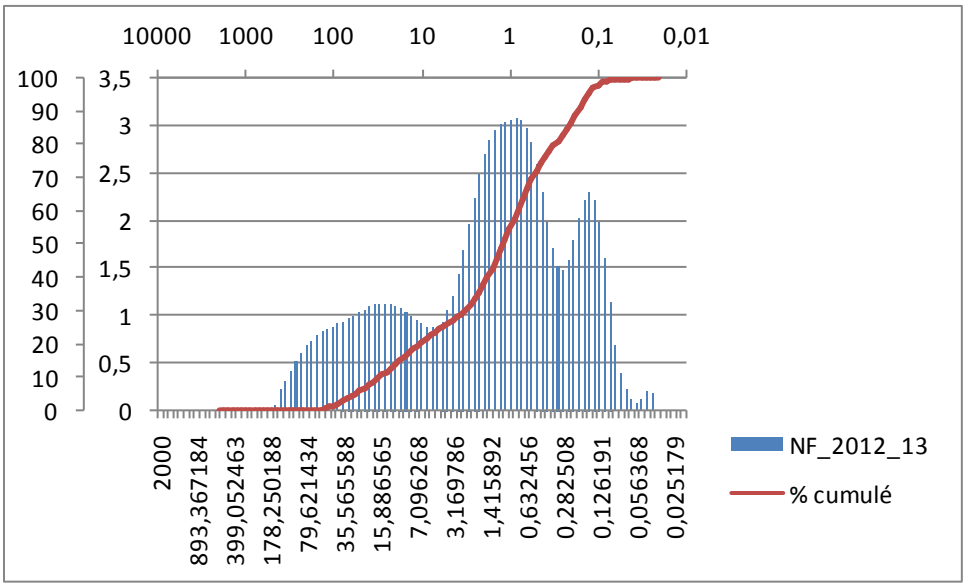

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
300
250
200
150
100
50
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_9C
% cumulé

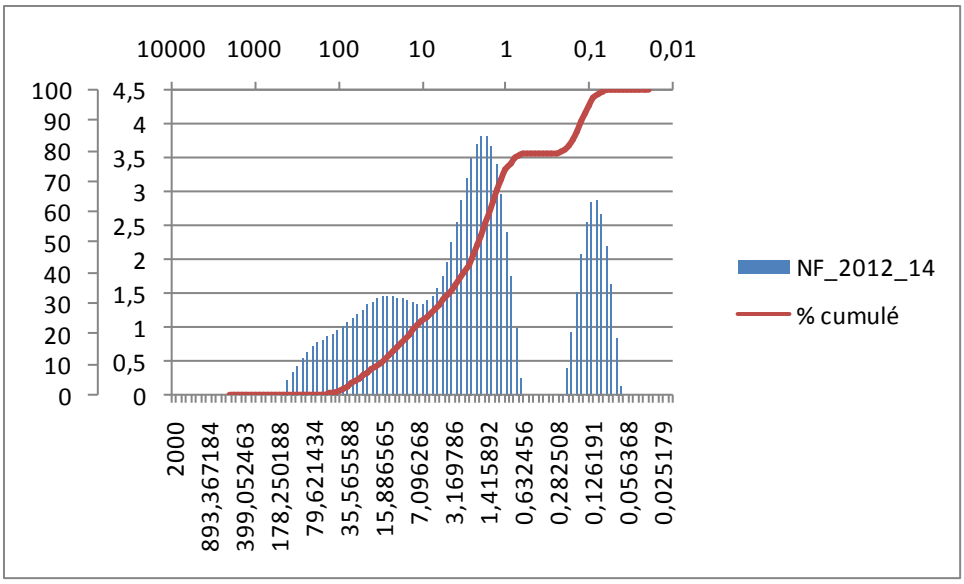

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
400
350
300
250
200
150
100
50
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_11
% cumulé

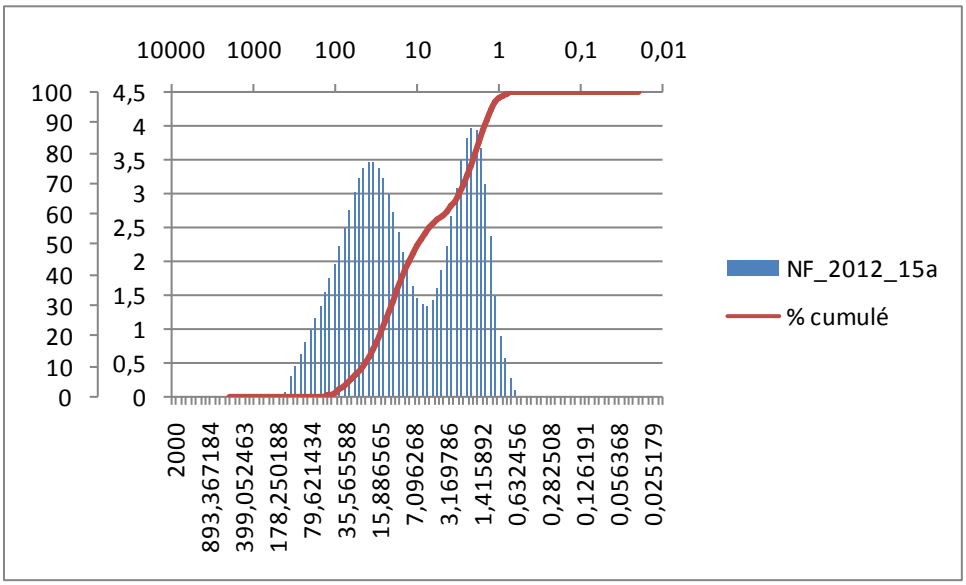

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
350
300
250
200
150
100
50
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_12a
% cumulé

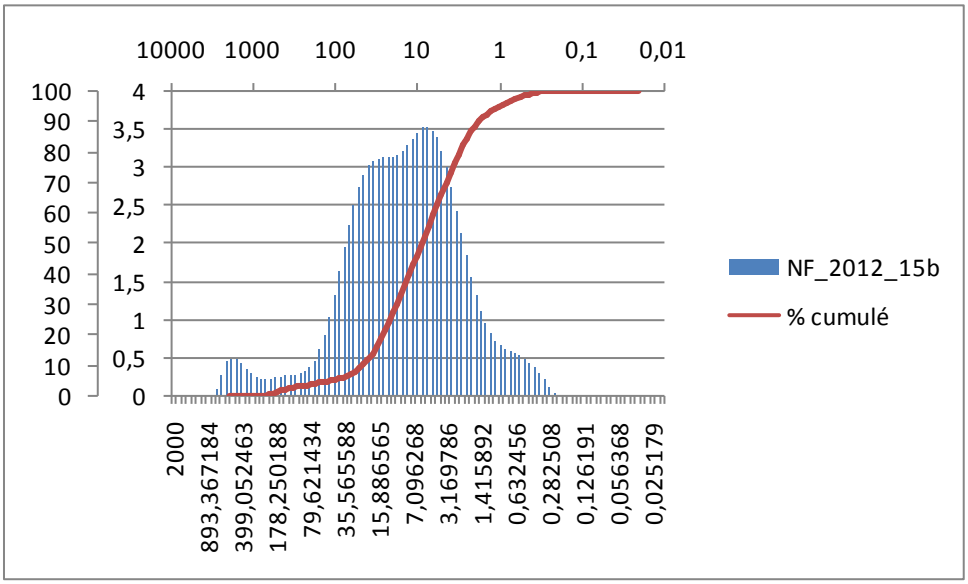


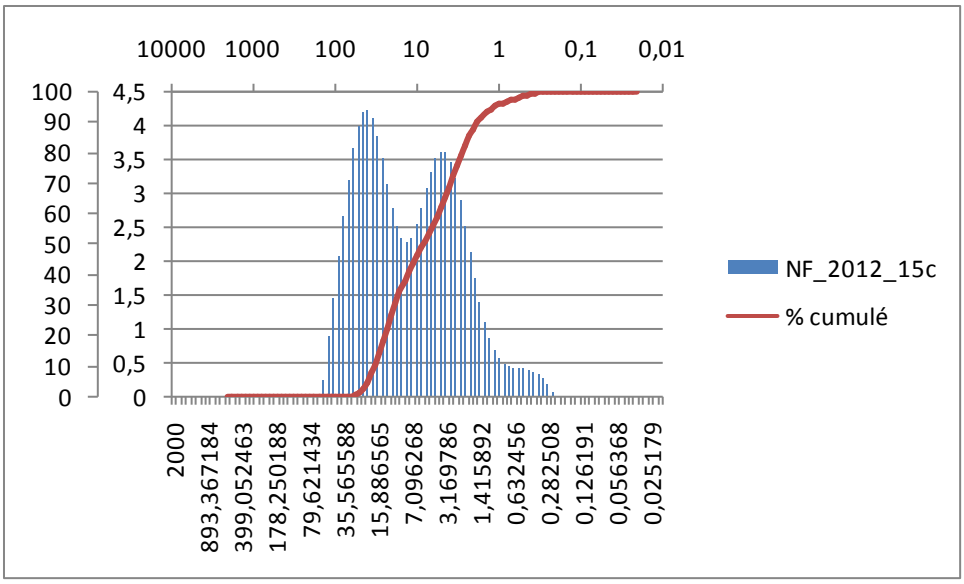
Coupe de GAUZ1

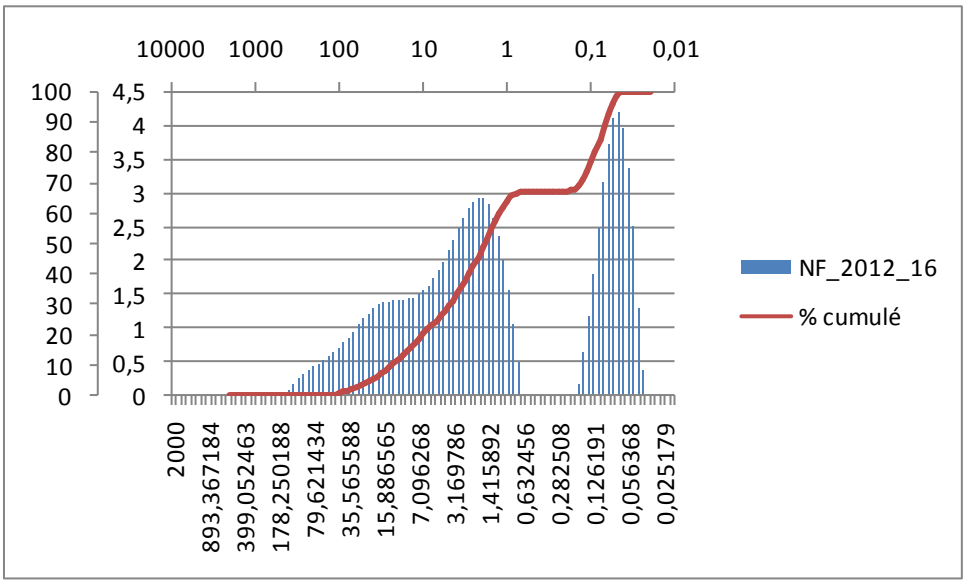


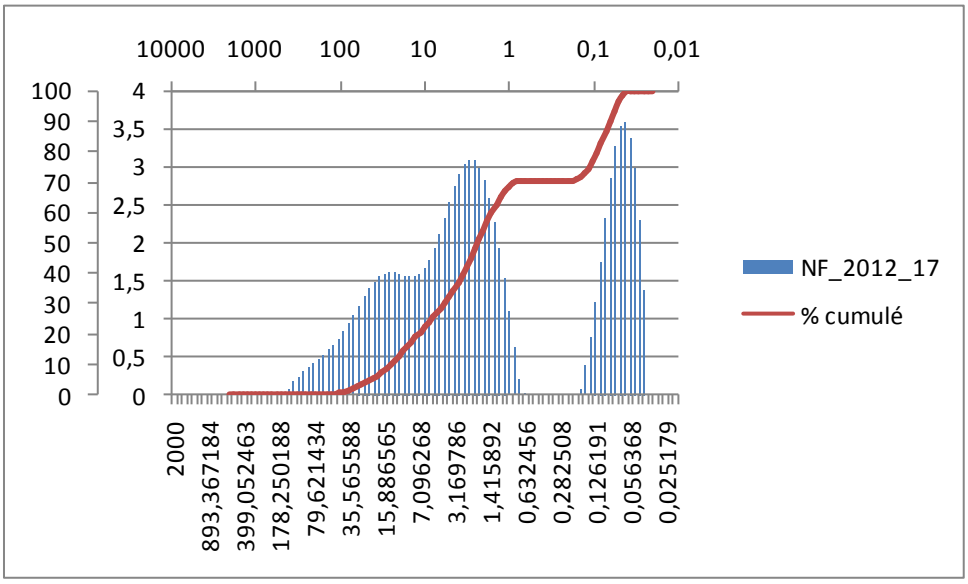

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_14
% cumulé

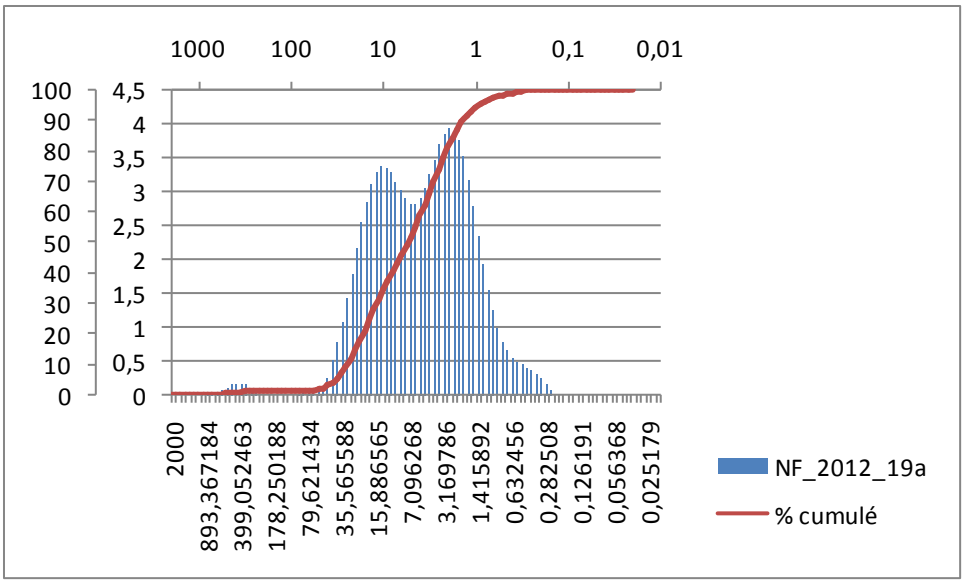

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_15a
% cumulé

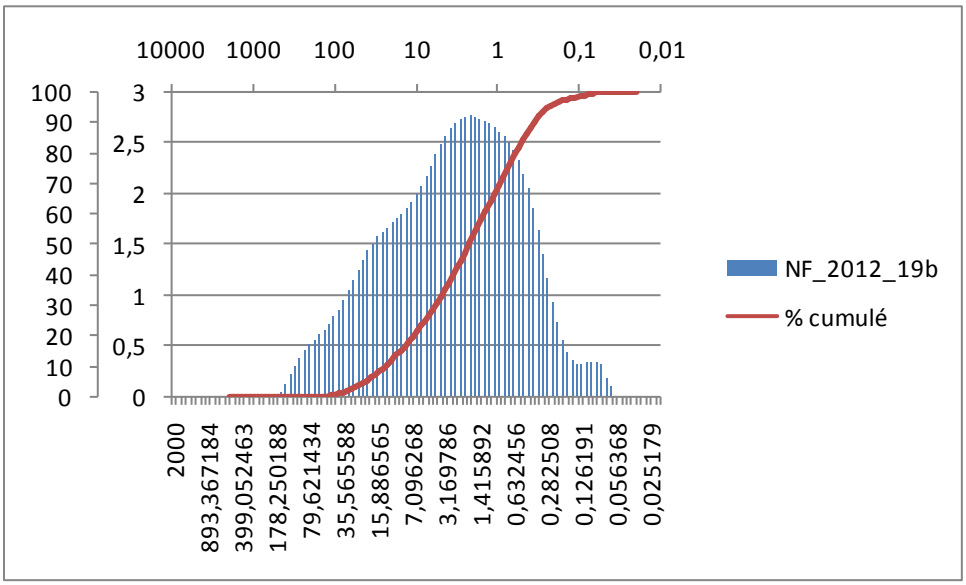

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_15b
% cumulé

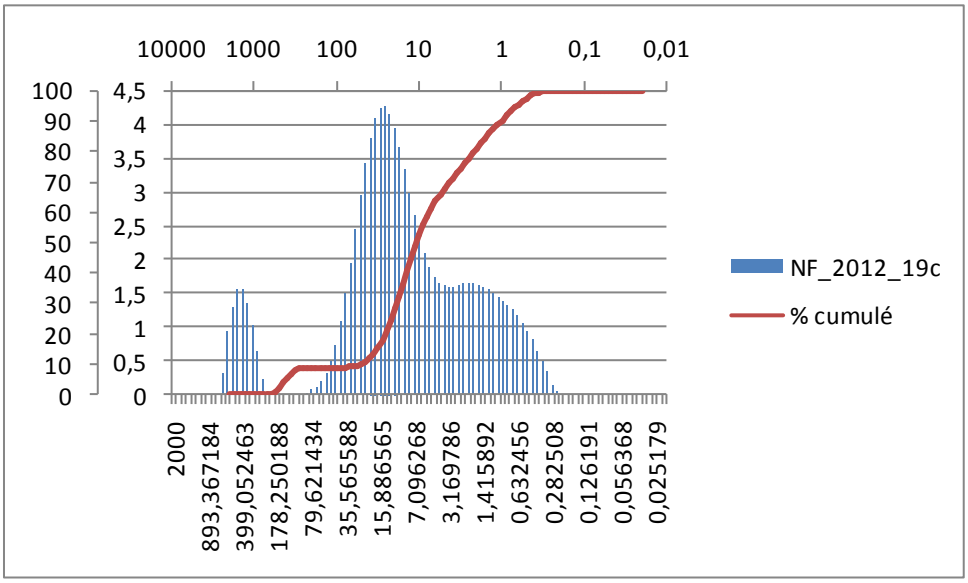

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_15c
% cumulé

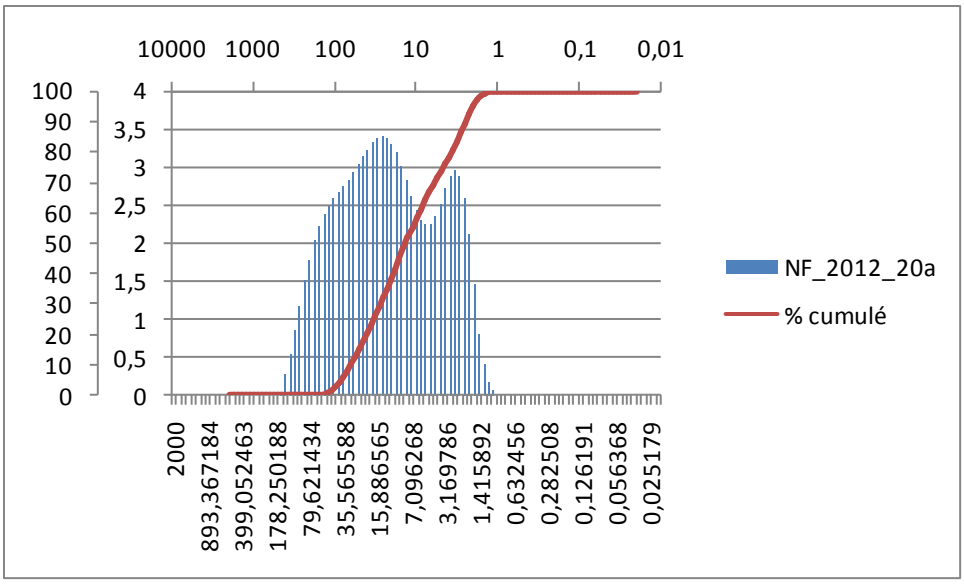

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_16
% cumulé

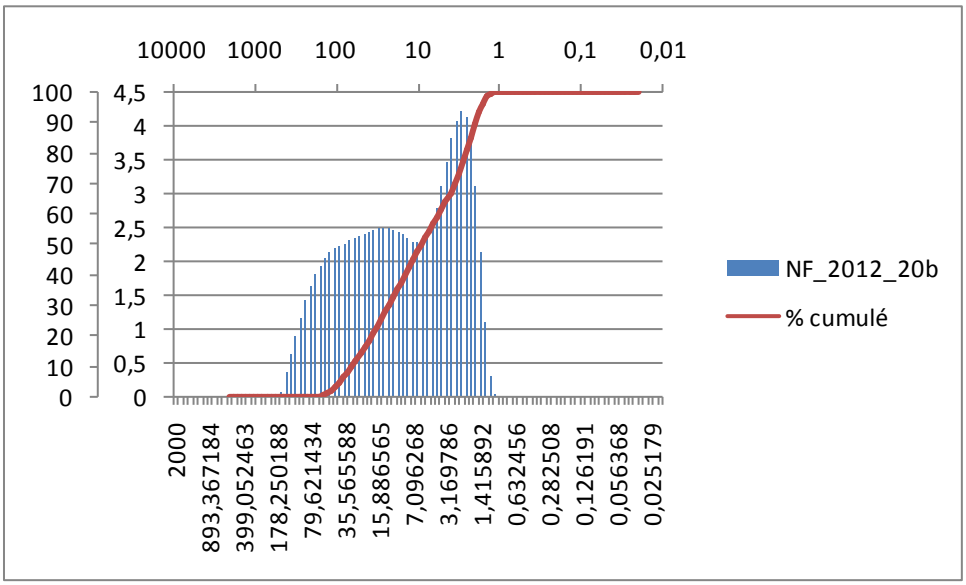

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_17
% cumulé

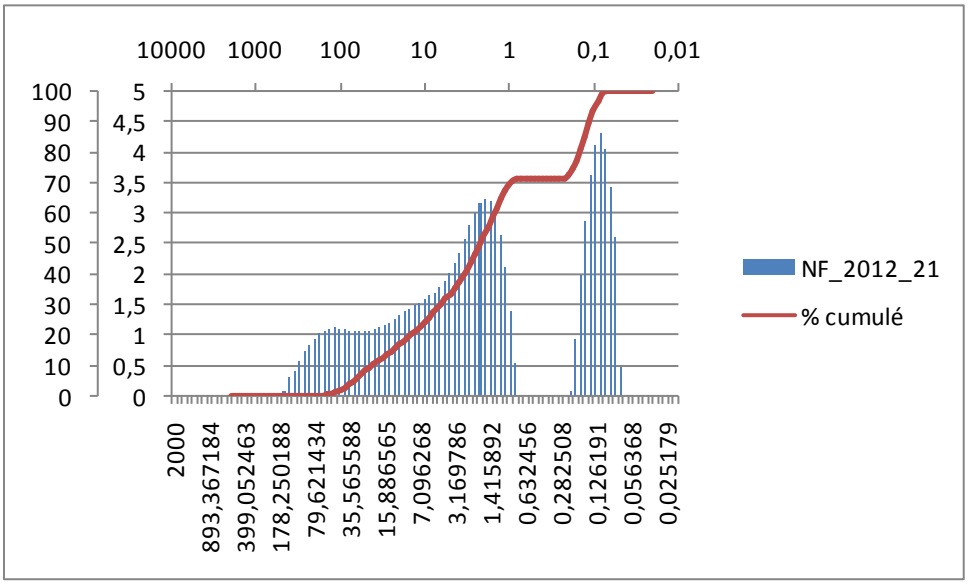

1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_19a
% cumulé


10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_19b
% cumulé

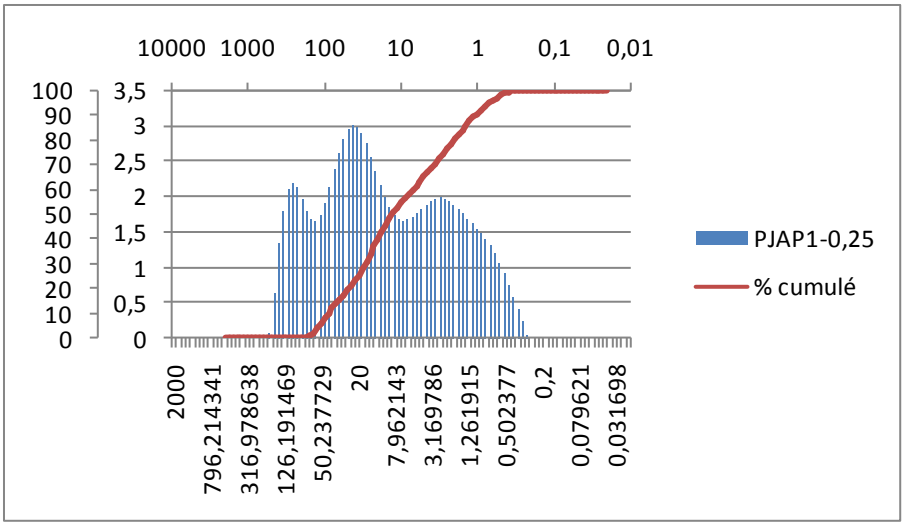

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_19c
% cumulé

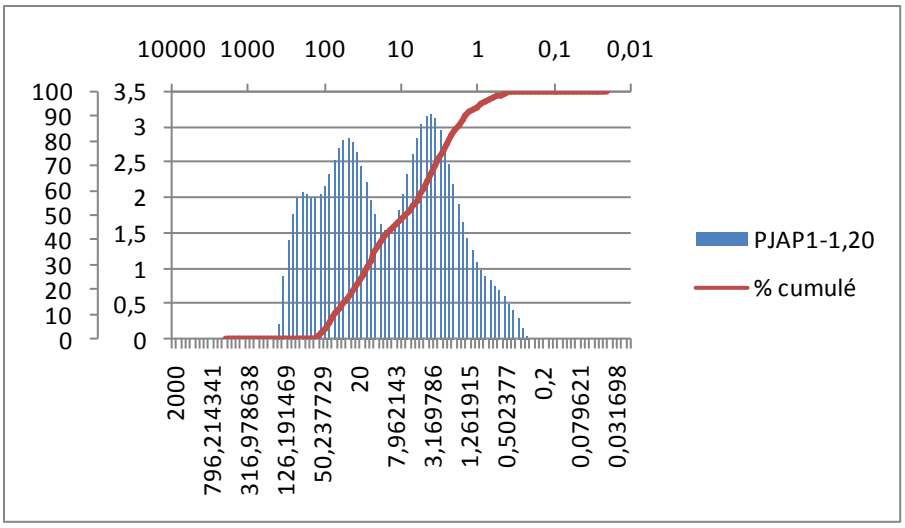

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_20a
% cumulé

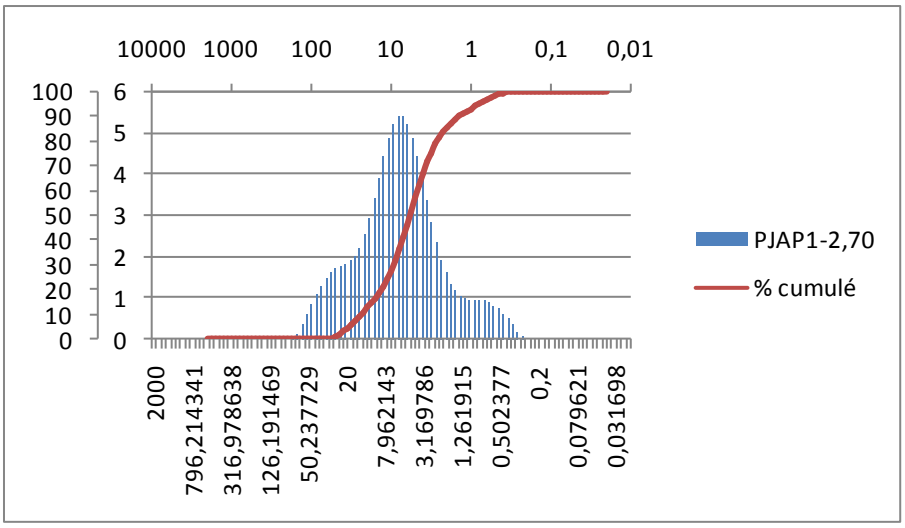

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_20b
% cumulé

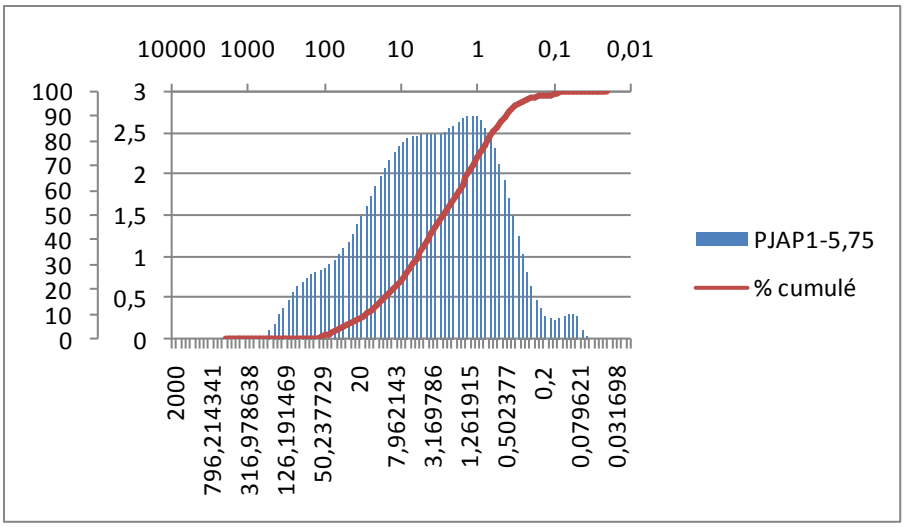

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
5 4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_21
% cumulé

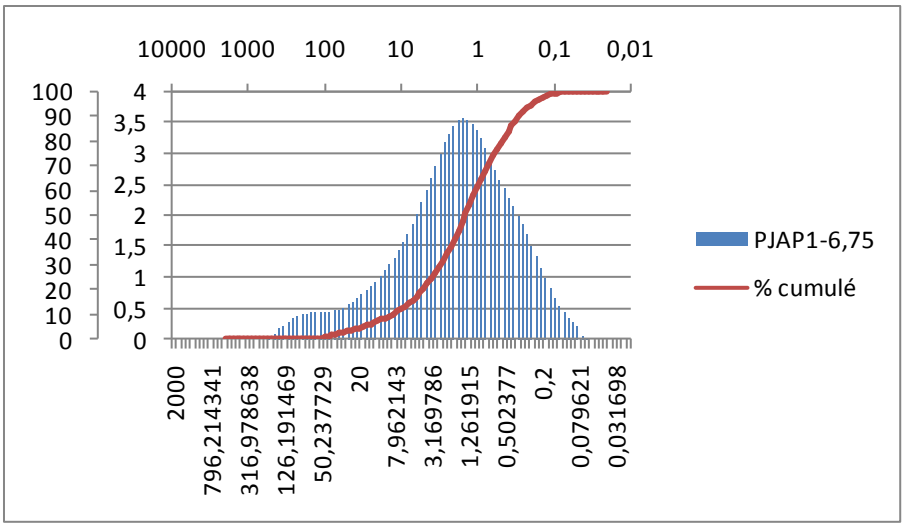
Coupe de PJAP1



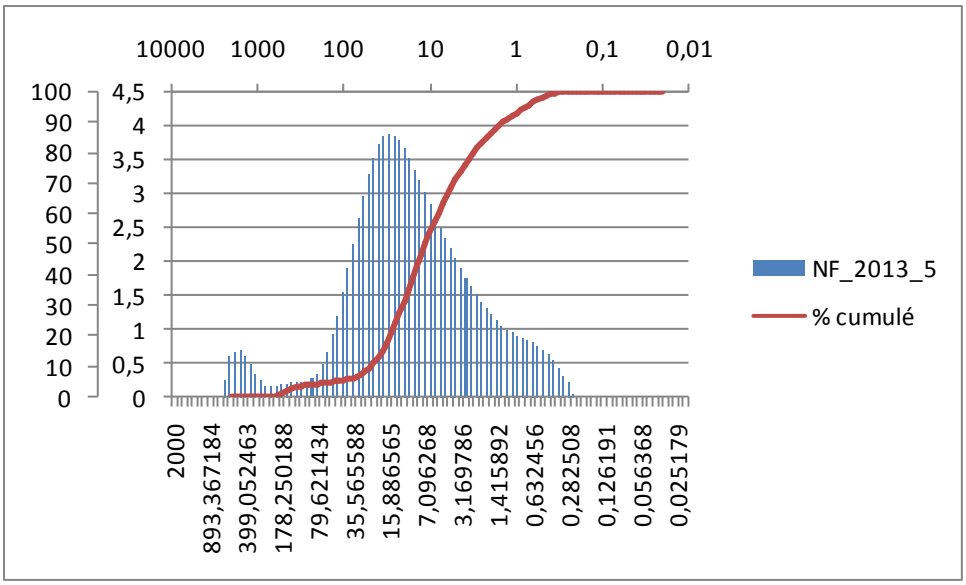


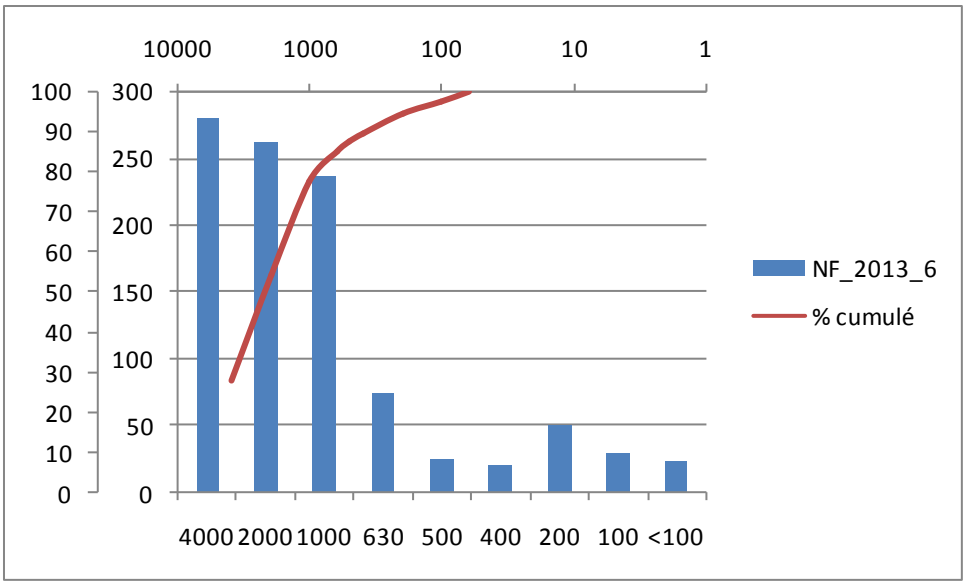


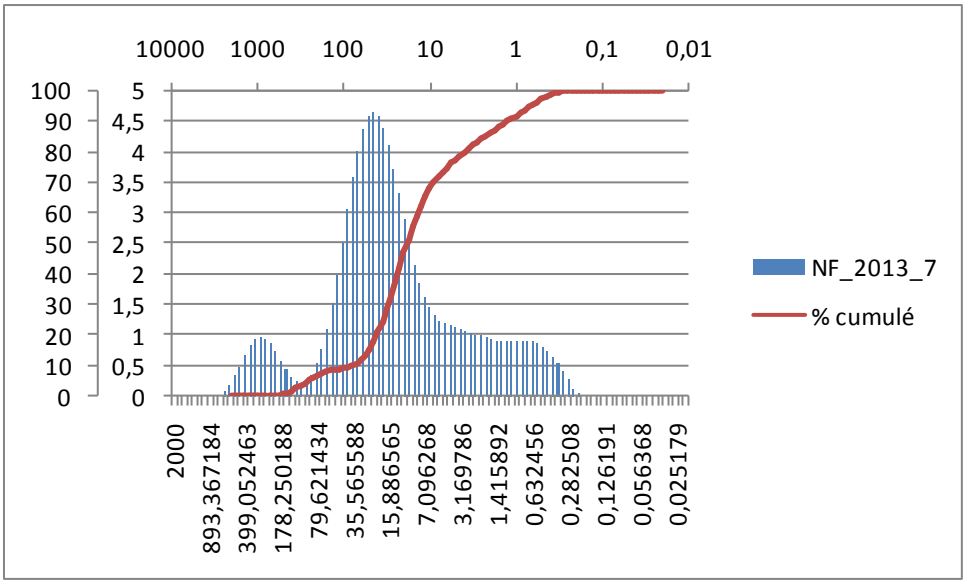




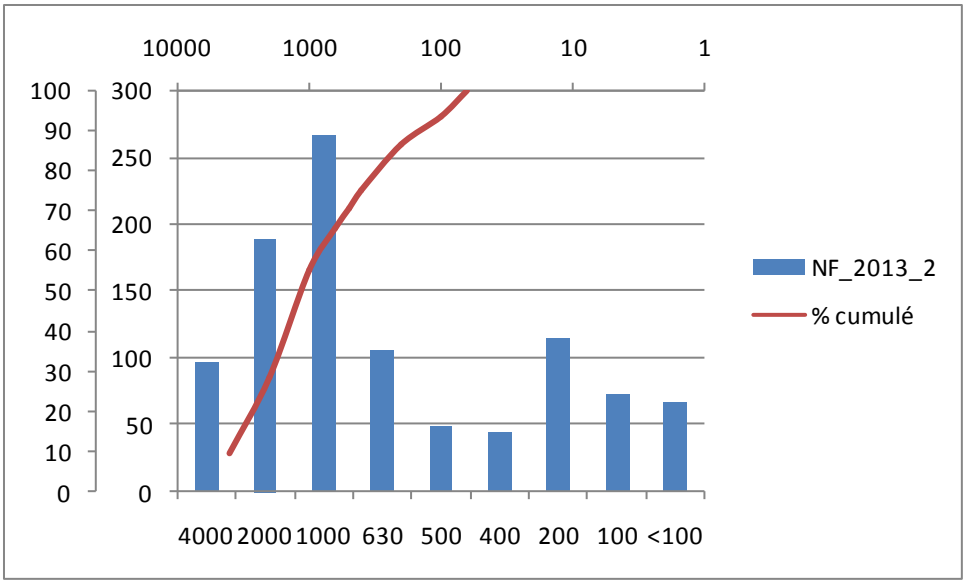
Coupe de PJAP2

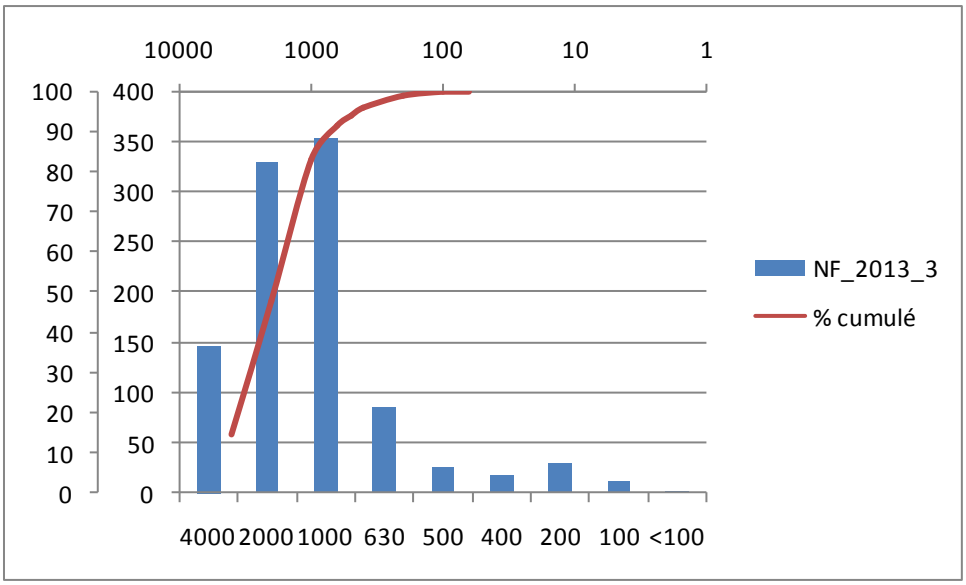


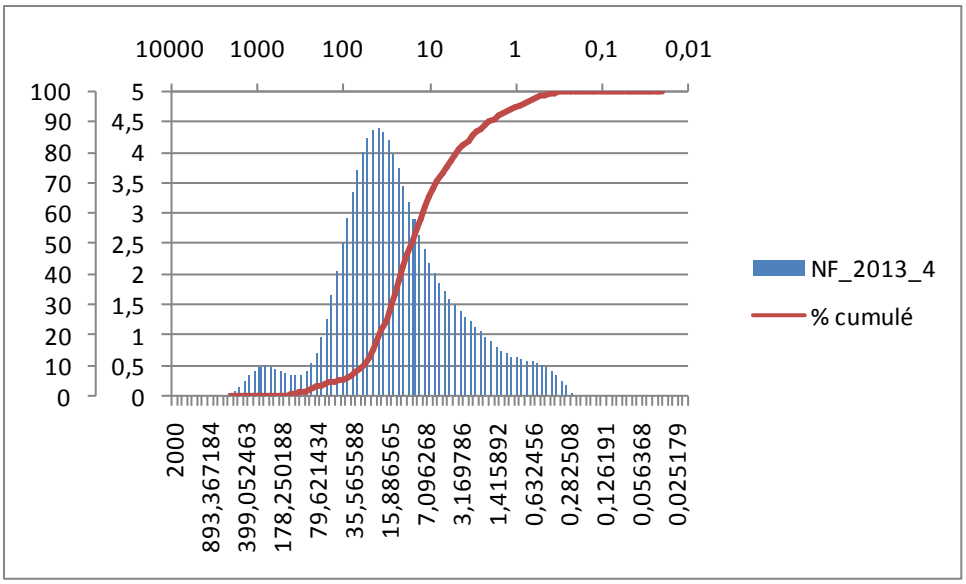

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
300
250
200
150
100
50
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2013_6
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
5
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2013_7
% cumulé

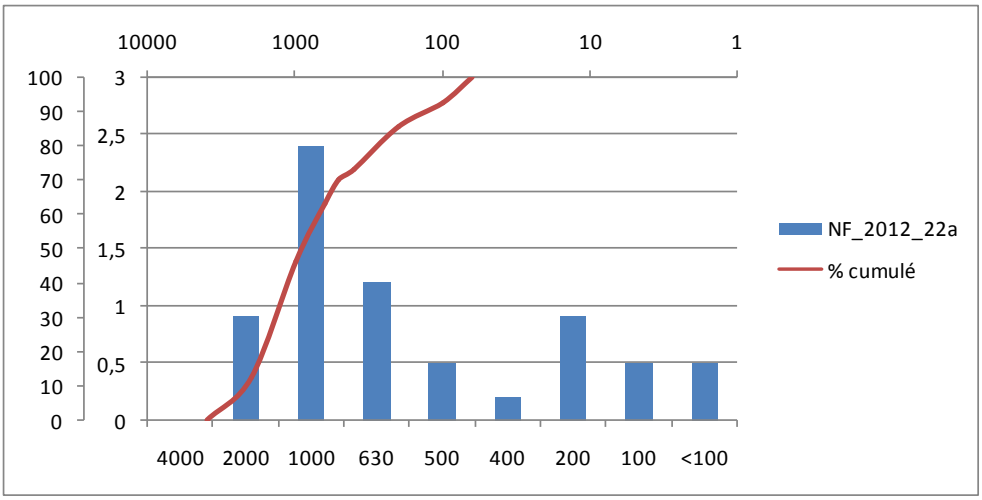
Coupe de PJAP3

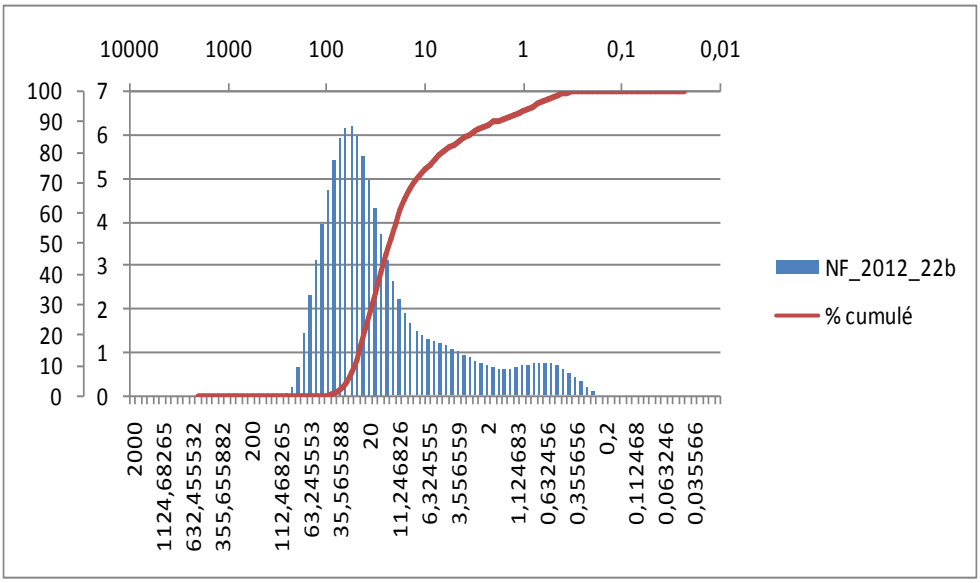


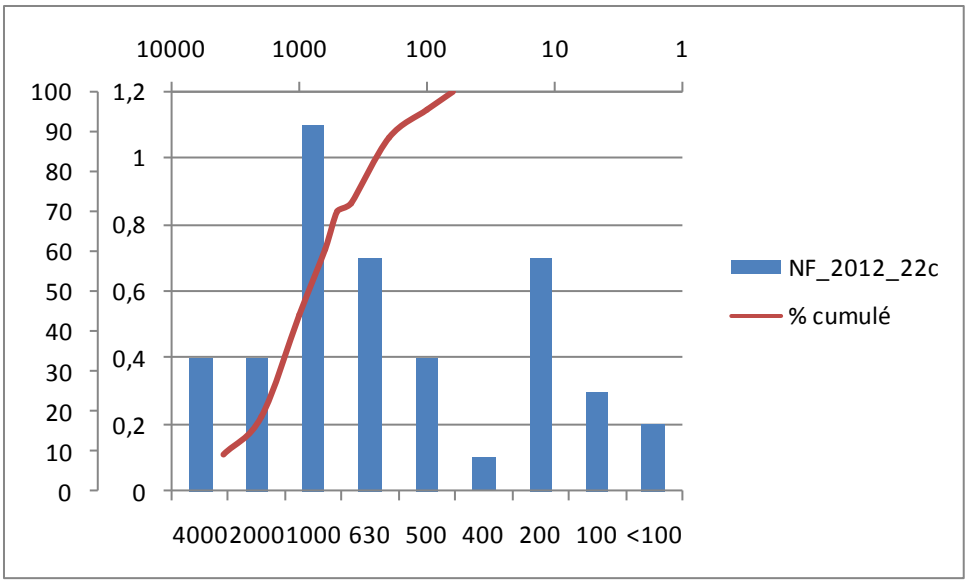


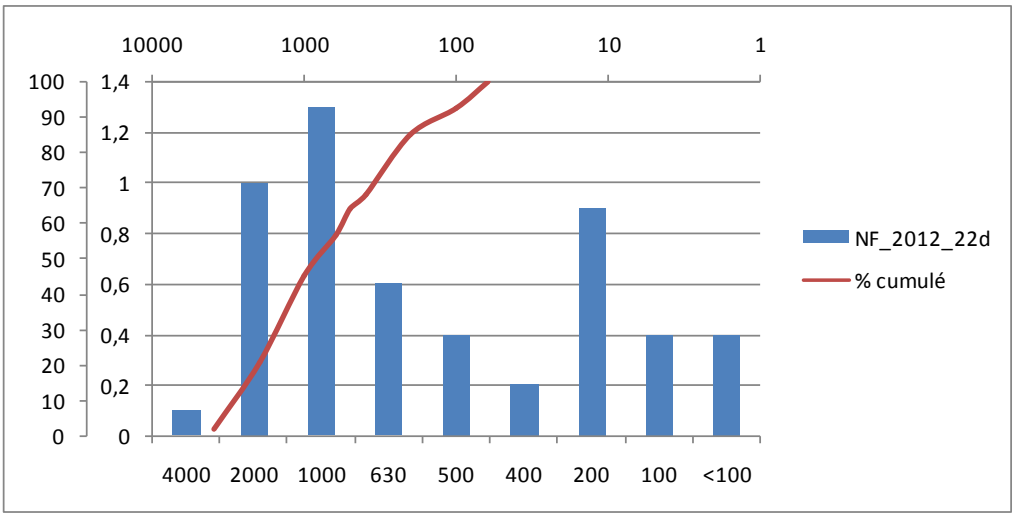


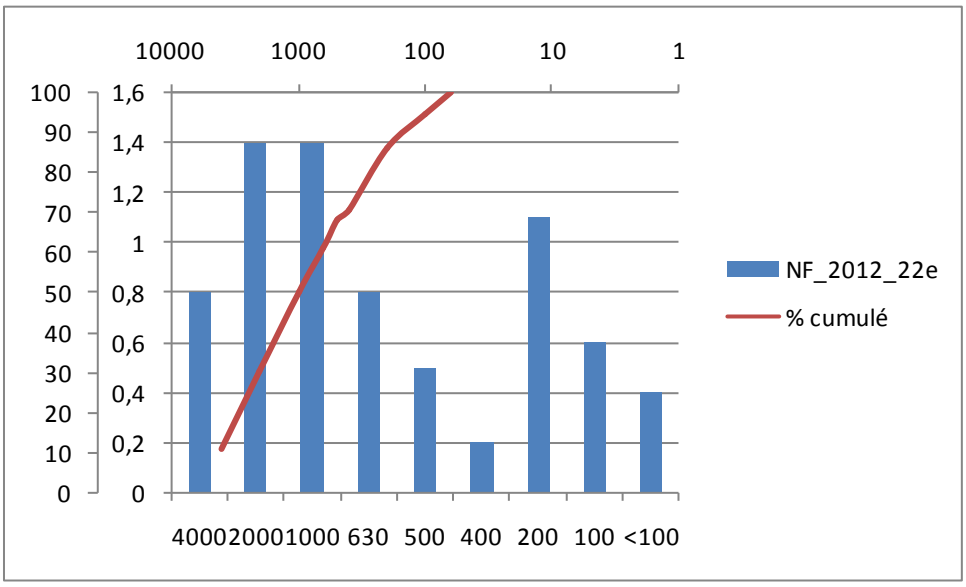
Sondage 12EXO276

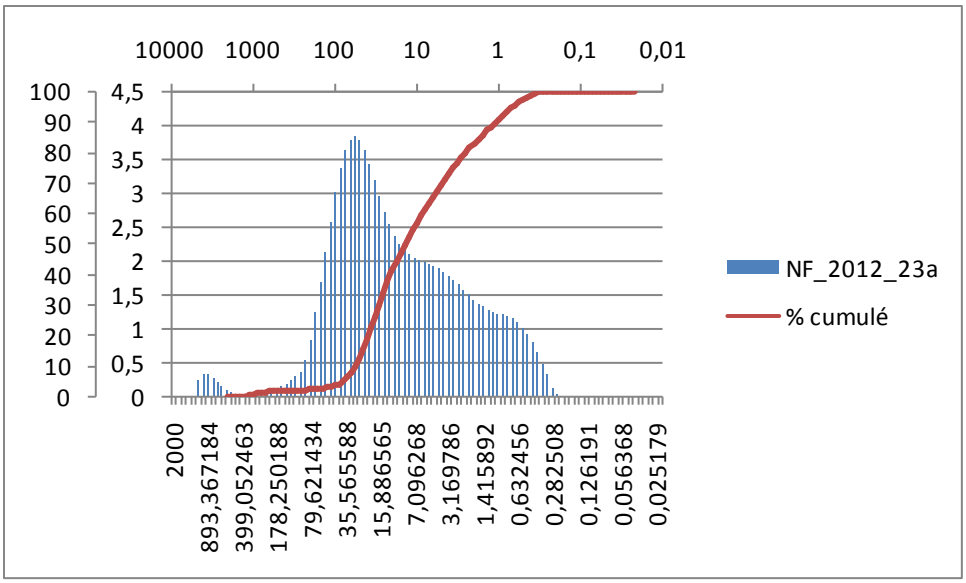


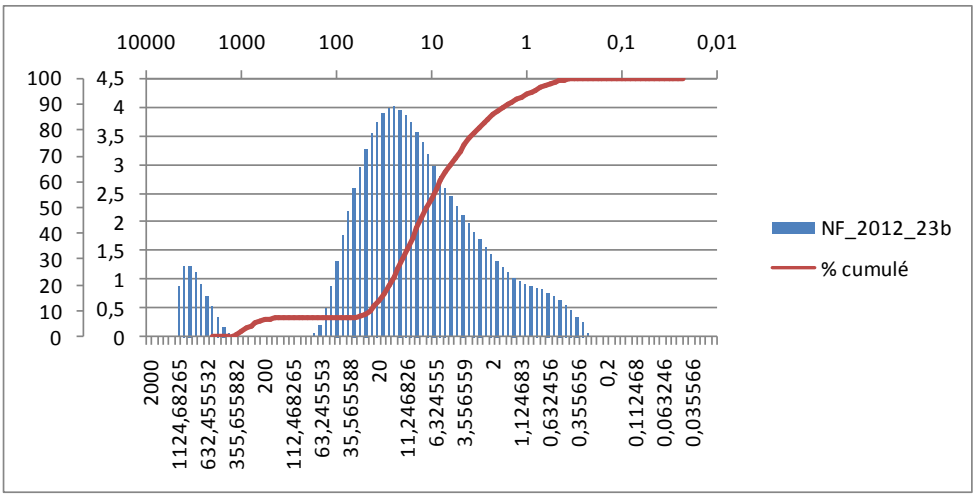


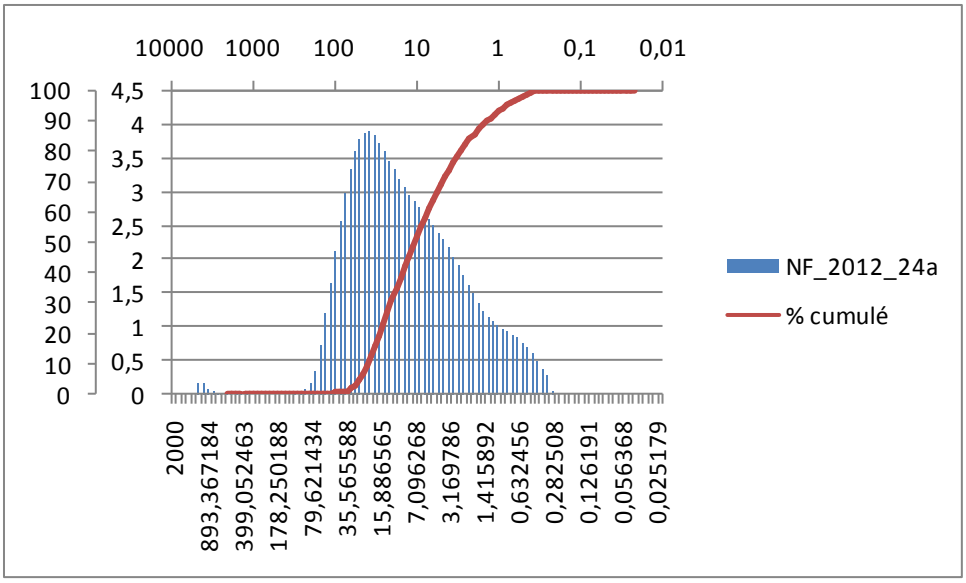

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2012_22c
% cumulé

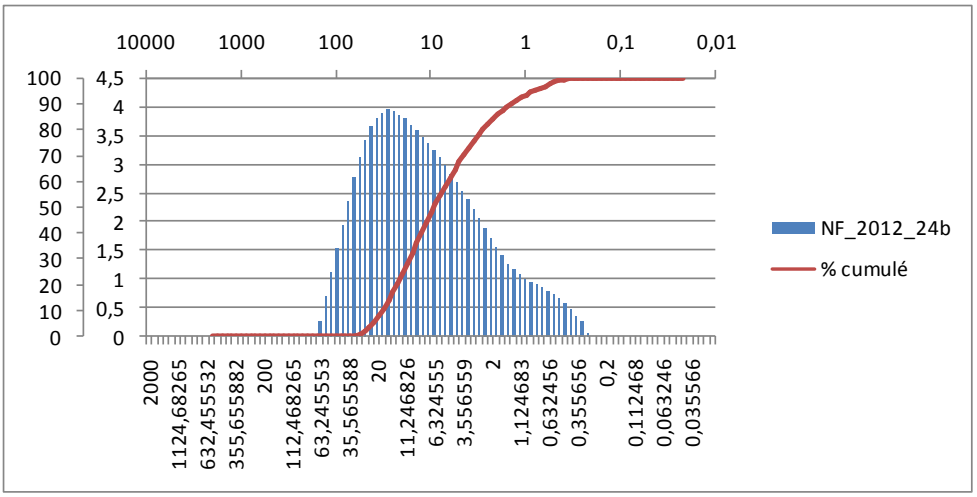

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2012_22d
% cumulé

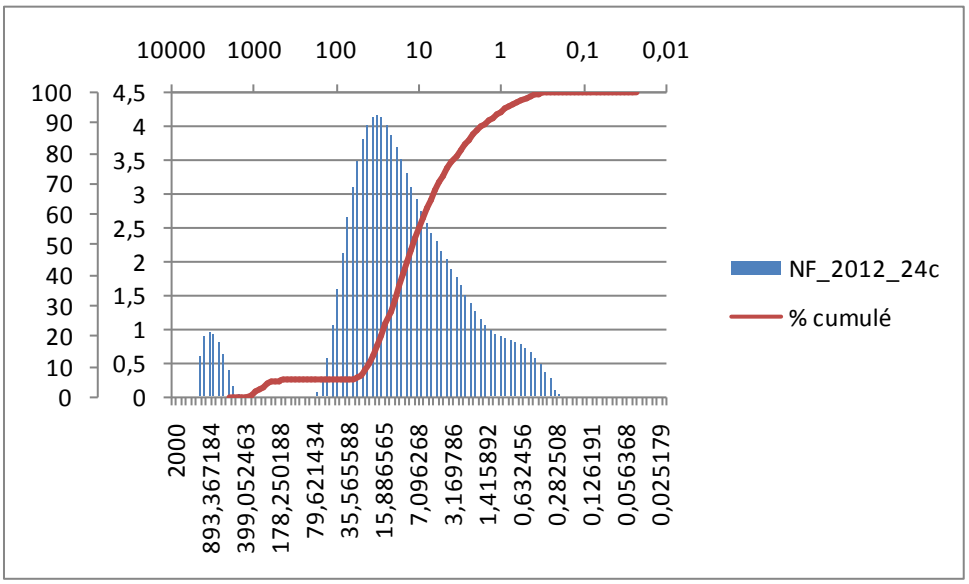

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
1,6
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2012_22e
% cumulé

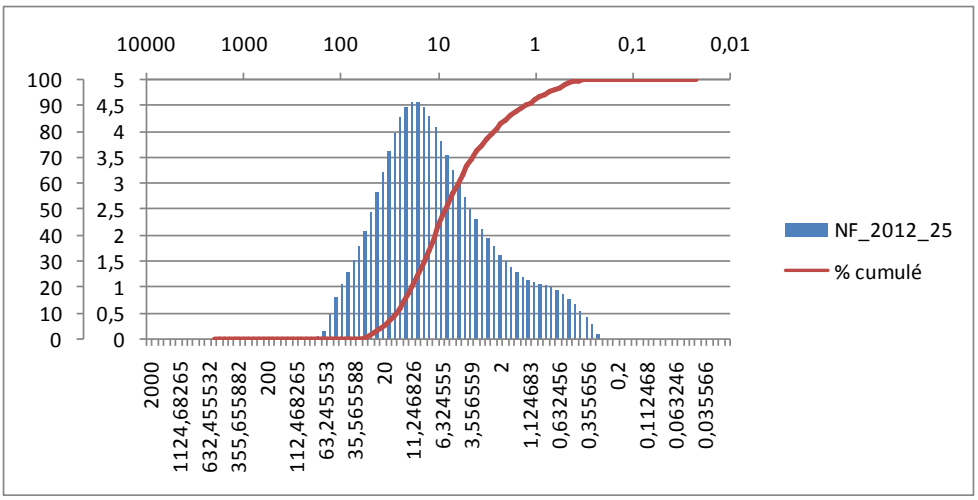

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_23a
% cumulé

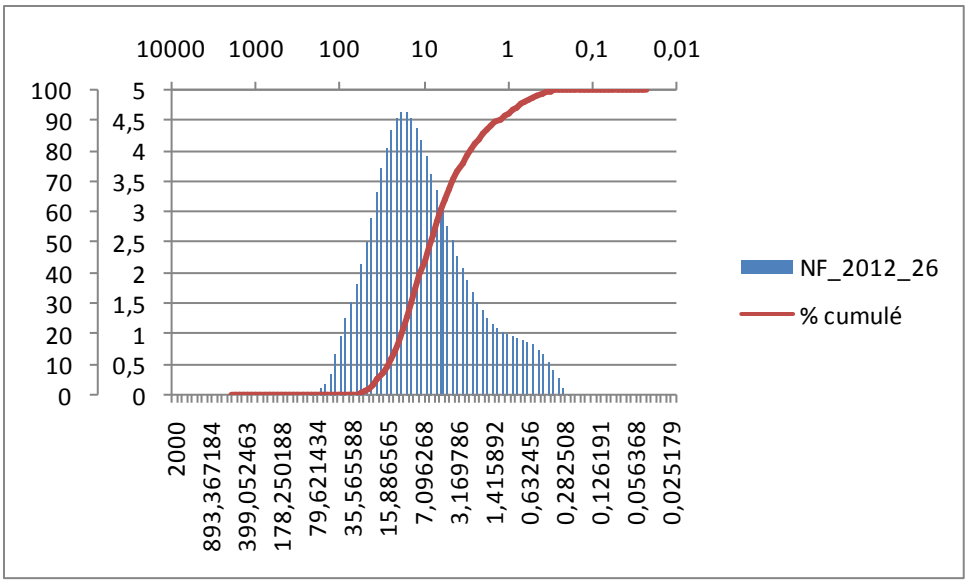

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 1124,68265 632,455532 355,655882 200 112,468265 63,245553 35,565588 20 11,246826 6,324555 3,556559 2 1,124683 0,632456 0,355656 0,2 0,112468 0,063246 0,035566
NF_2012_23b
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_24a
% cumulé

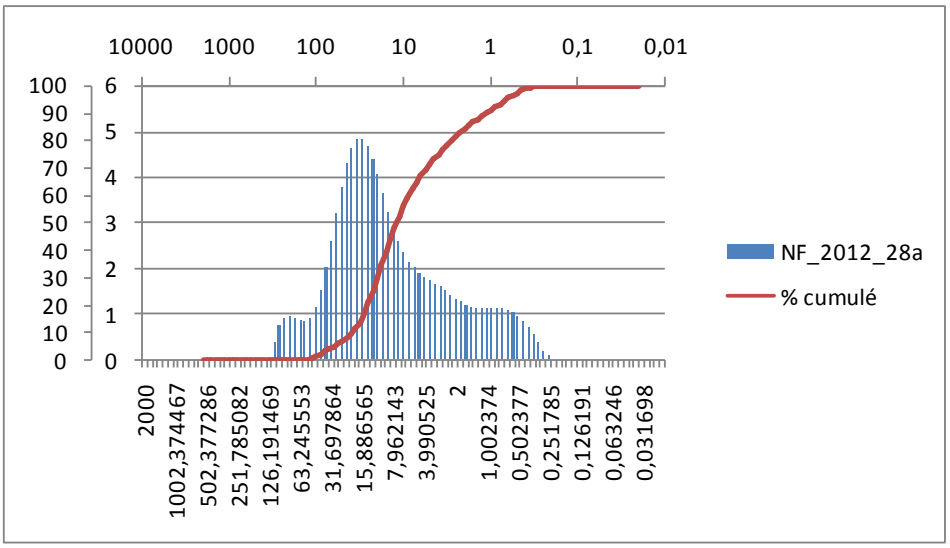

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
1124,68265
632,455532
355,655882
200
112,468265
63,245553
35,565588
20
11,246826
6,324555
3,556559
2
1,124683
0,632456
0,355656
0,2
0,112468
0,063246
0,035566
NF_2012_24b
% cumulé

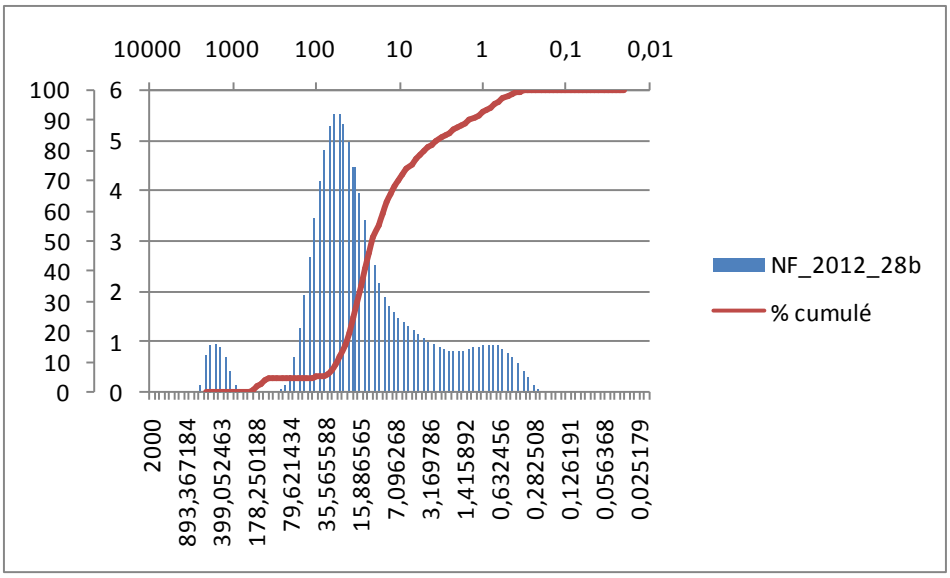

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_24c
% cumulé

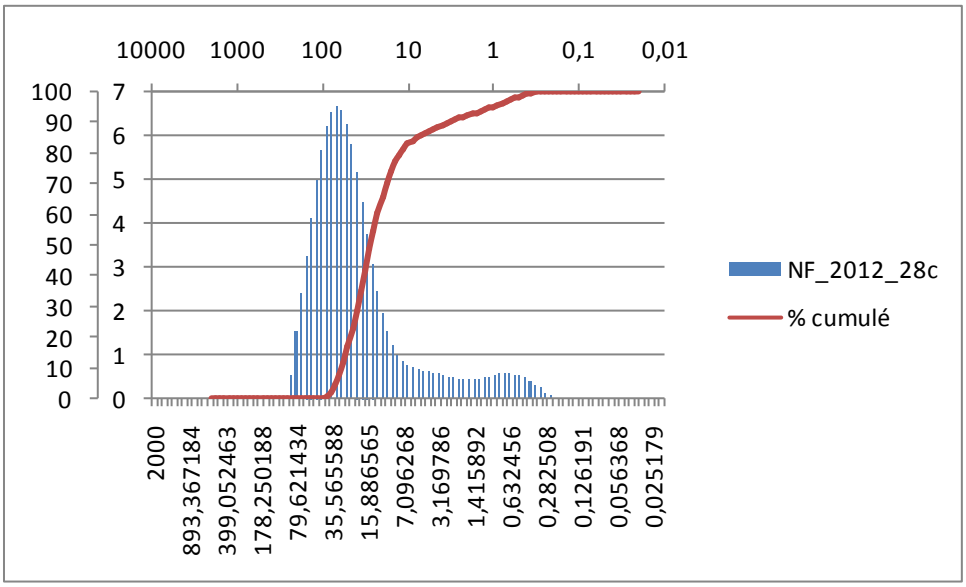

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
5
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
1124,68265
632,455532
355,655882
200
112,468265
63,245553
35,565588
20
11,246826
6,324555
3,556559
2
1,124683
0,632456
0,355656
0,2
0,112468
0,063246
0,035566
NF_2012_25
% cumulé

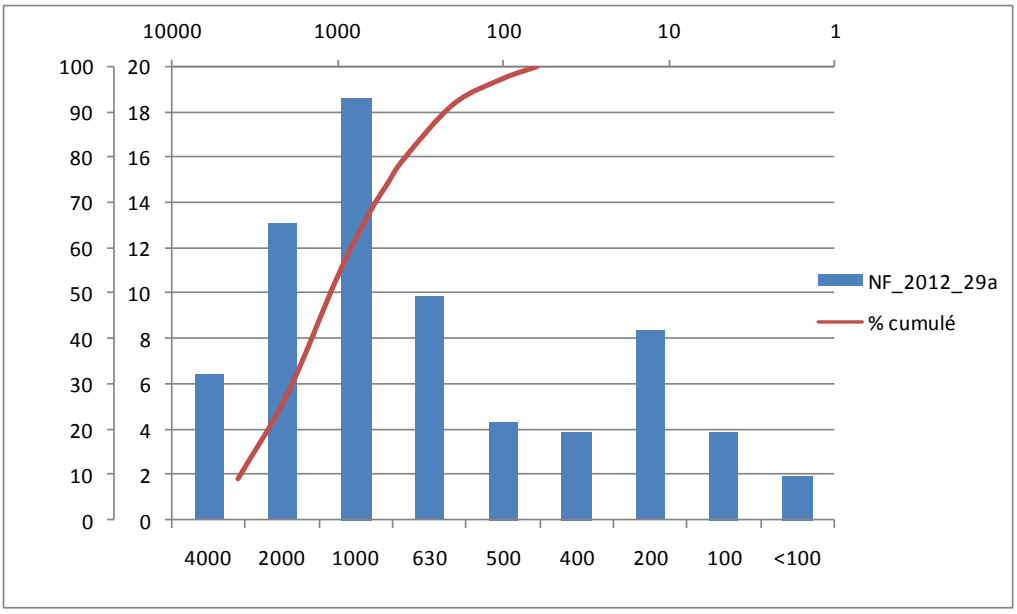


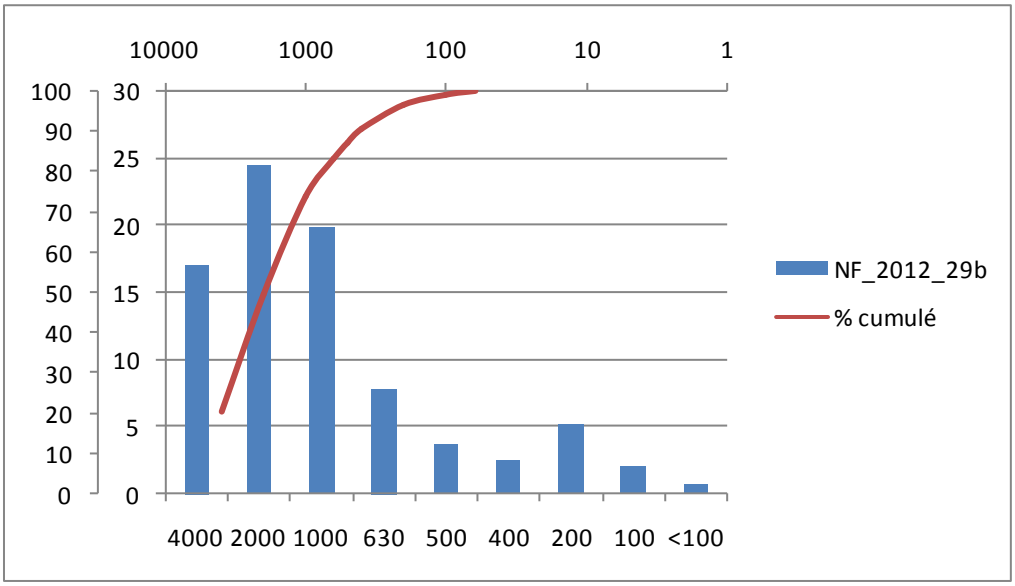
Sondage 12EXO302

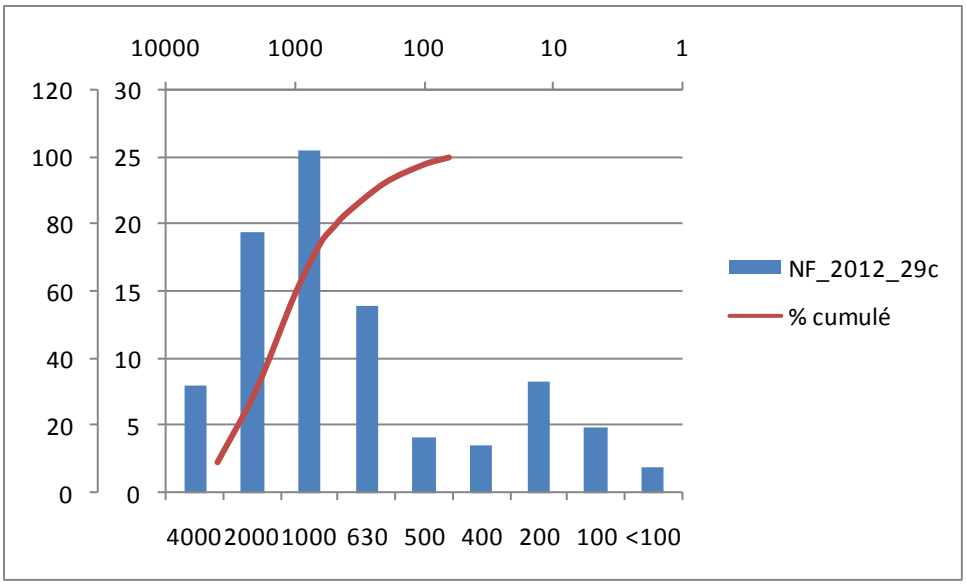


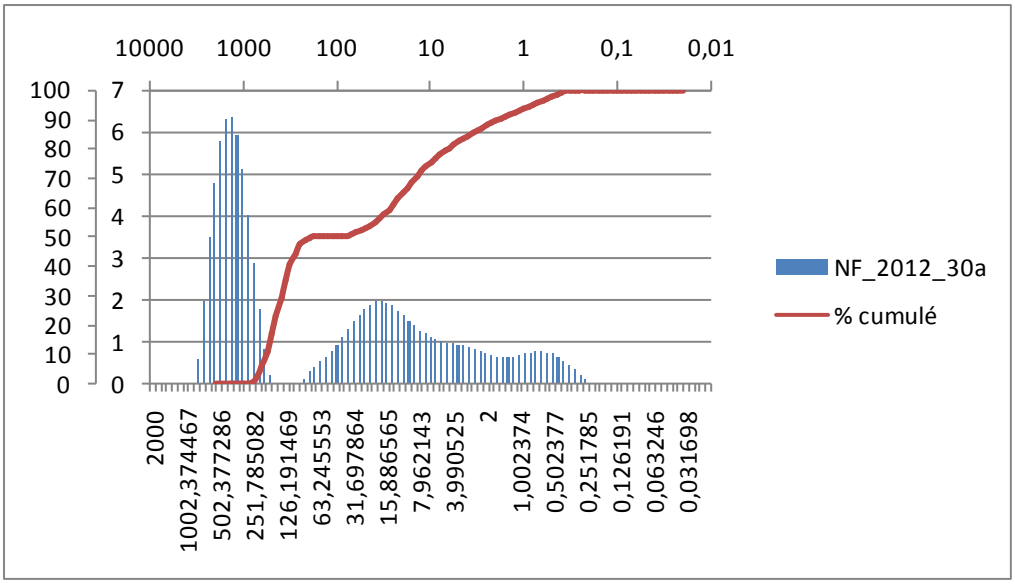

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
6
5
4
3
2
1
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_28b
% cumulé

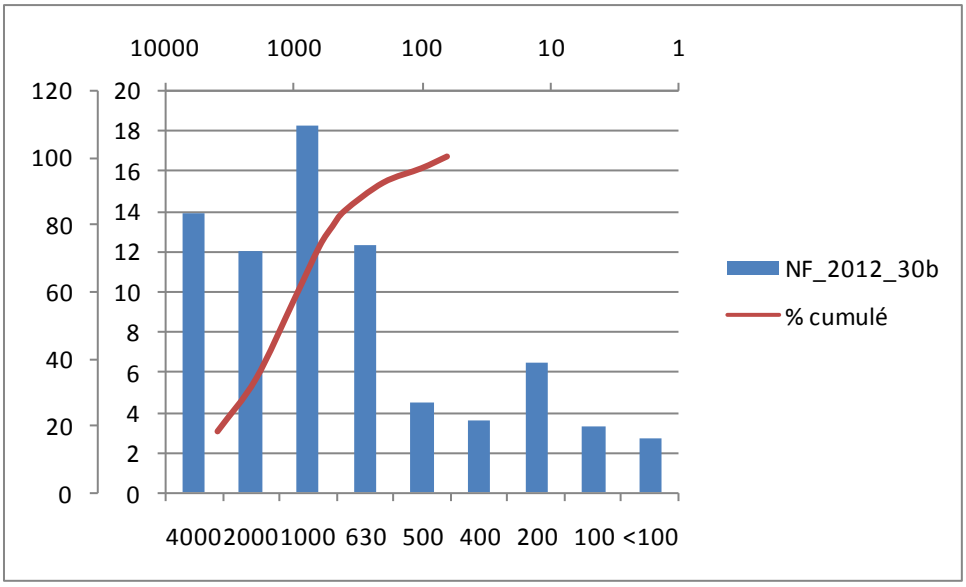

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
7
6
5
4
3
2
1
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_28c
% cumulé

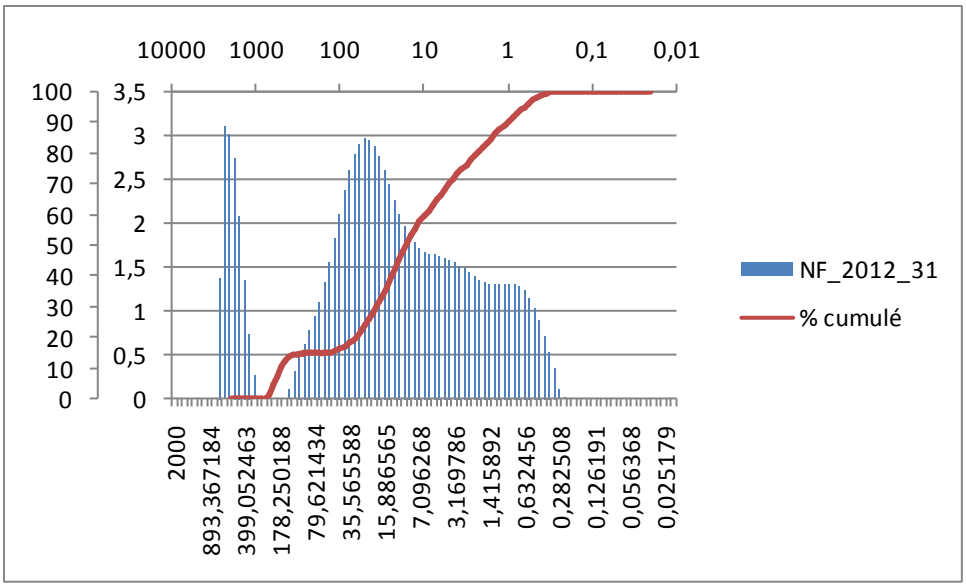

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
4000
2000
1000
630
500
400
200
100
<100
NF_2012_29a
% cumulé

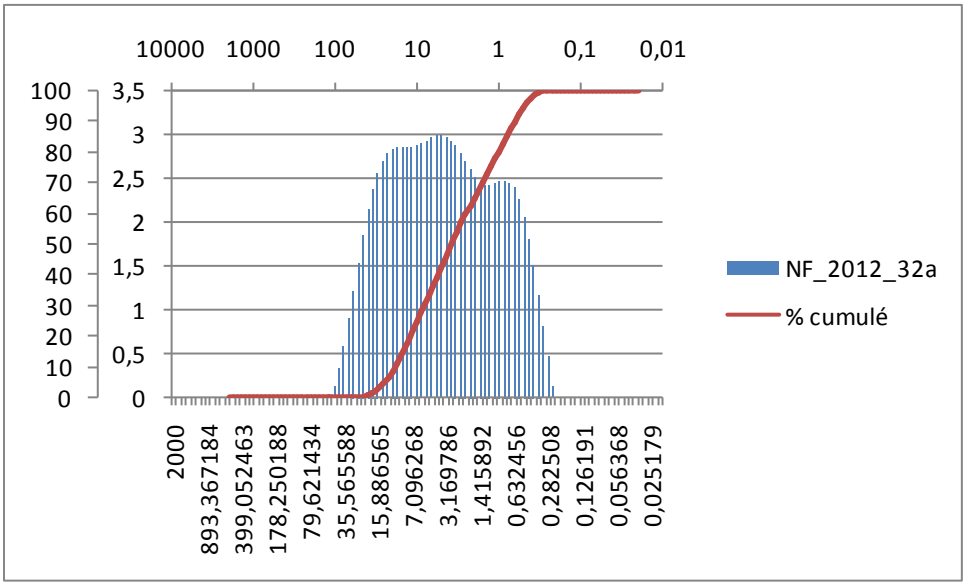

10000
1000
100
10
1
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
30
25
20
15
10
5
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2012_29b
% cumulé

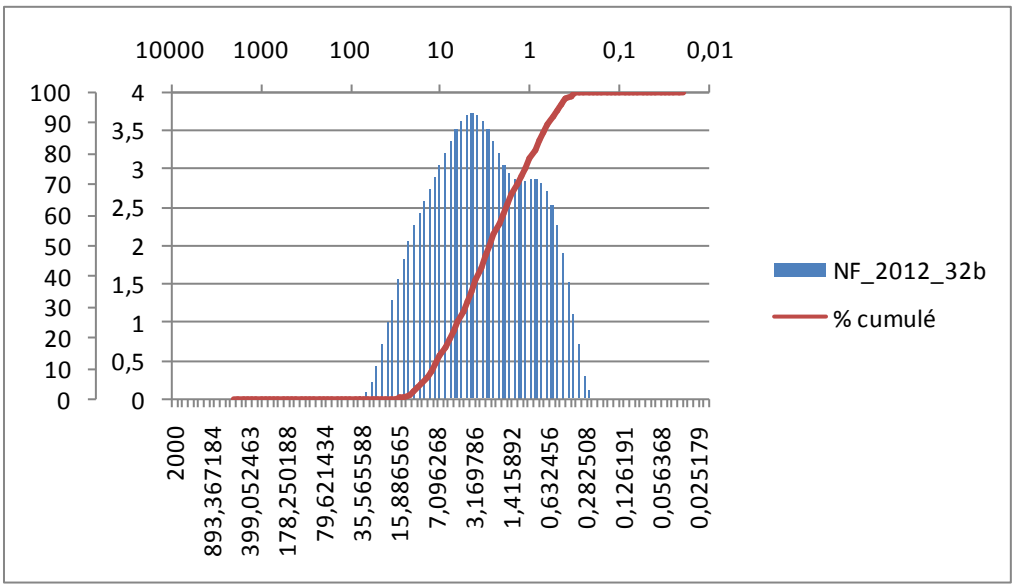

10000
1000
100
10
1
120
100
80
60
40
20
0
30
25
20
15
10
5
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2012_29c
% cumulé

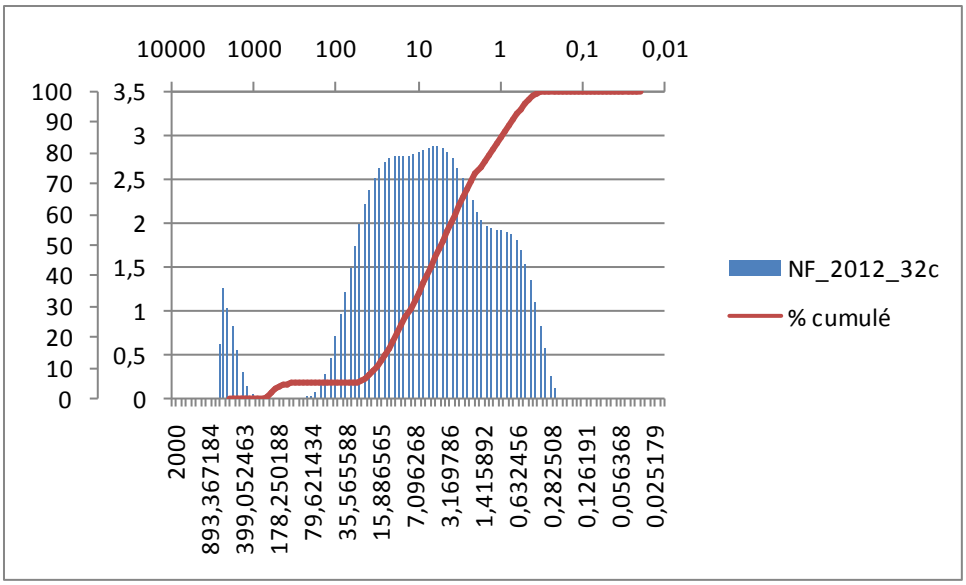

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
7
6
5
4
3
2
1
0
2000
1002,374467
502,377286
251,785082
126,191469
63,245553
31,697864
15,886565
7,962143
3,990525
2
1,002374
0,502377
0,251785
0,126191
0,063246
0,031698
NF_2012_30a
% cumulé

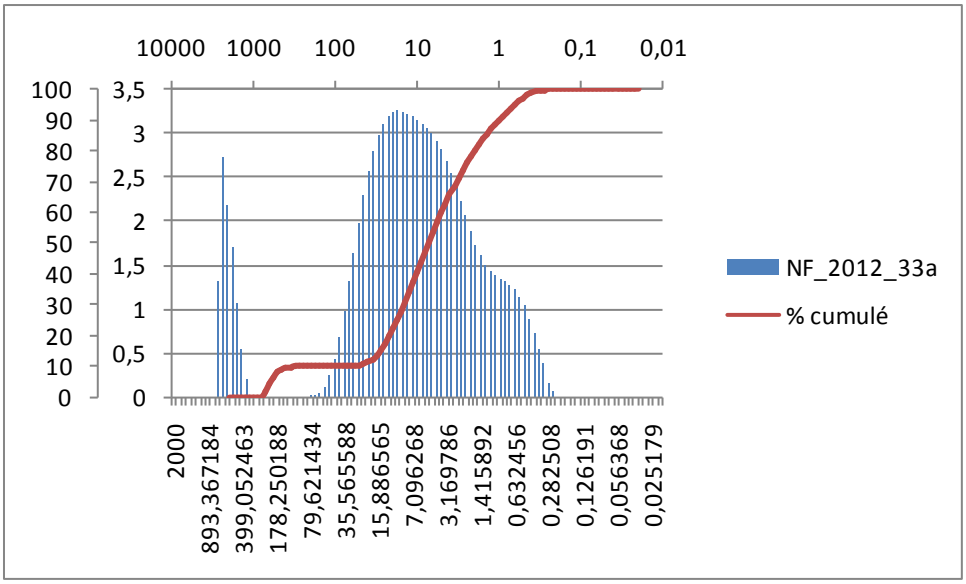

10000
1000
100
10
1
120
100
80
60
40
20
0
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
4000 2000 1000 630 500 400 200 100 <100
NF_2012_30b
% cumulé

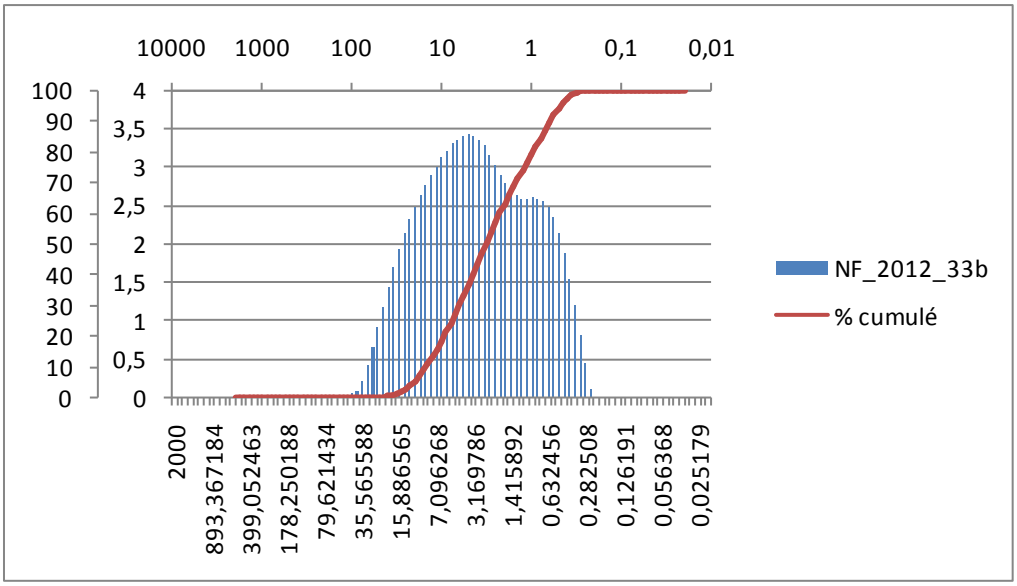

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_31
% cumulé

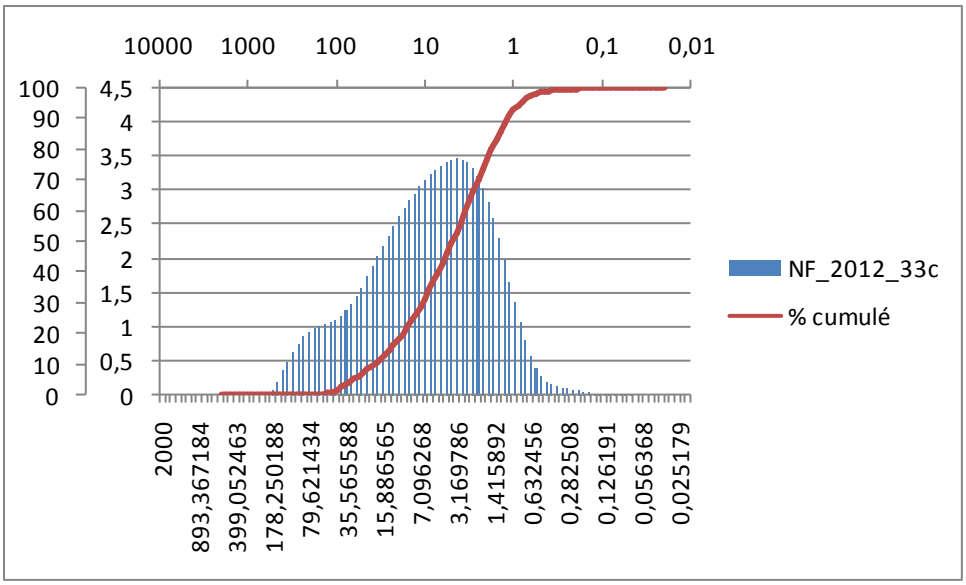

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_32a
% cumulé

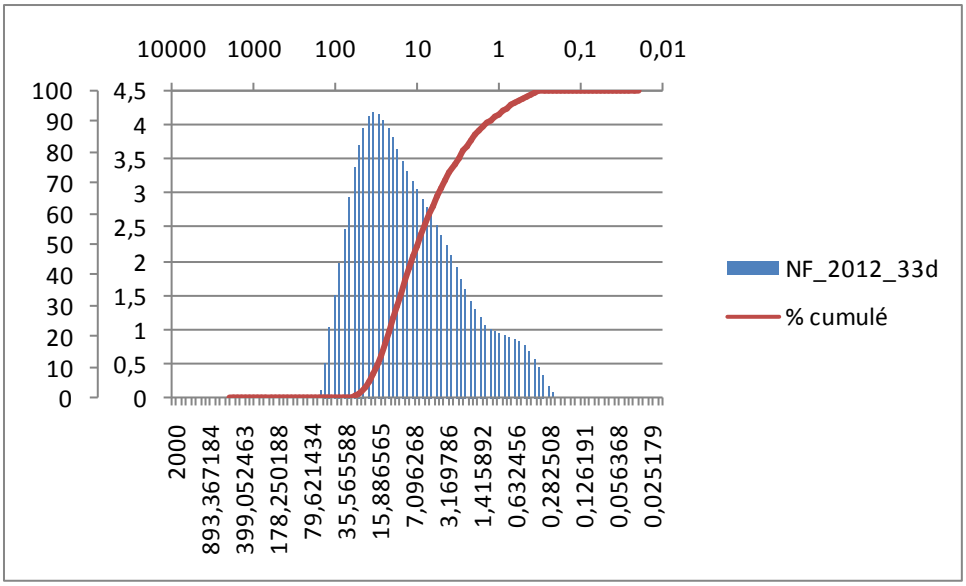

10000
1000
100
10
1
0,1
0,01
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
2000
893,367184
399,052463
178,250188
79,621434
35,565588
15,886565
7,096268
3,169786
1,415892
0,632456
0,282508
0,126191
0,056368
0,025179
NF_2012_32b
% cumulé

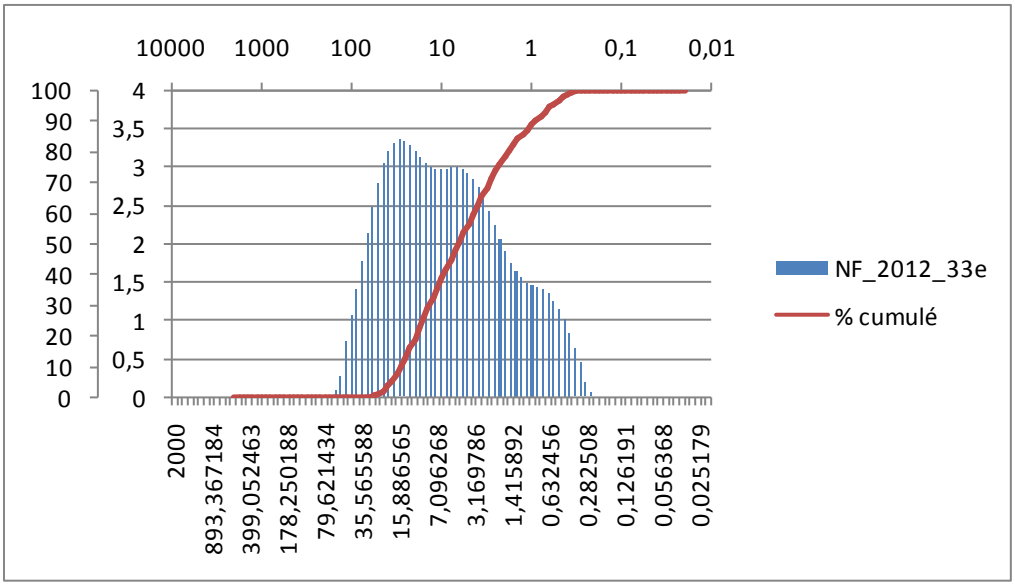

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_32c
% cumulé

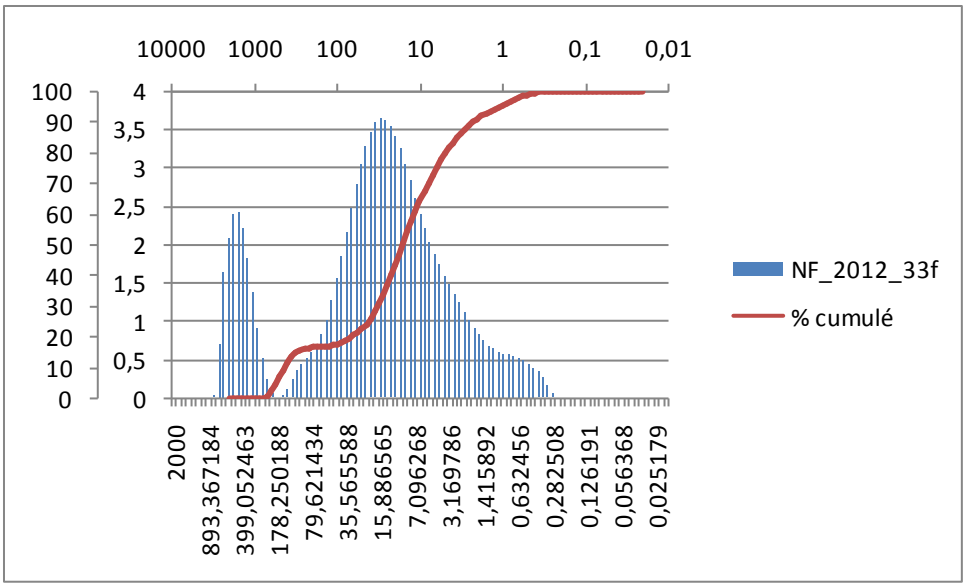

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33a
% cumulé

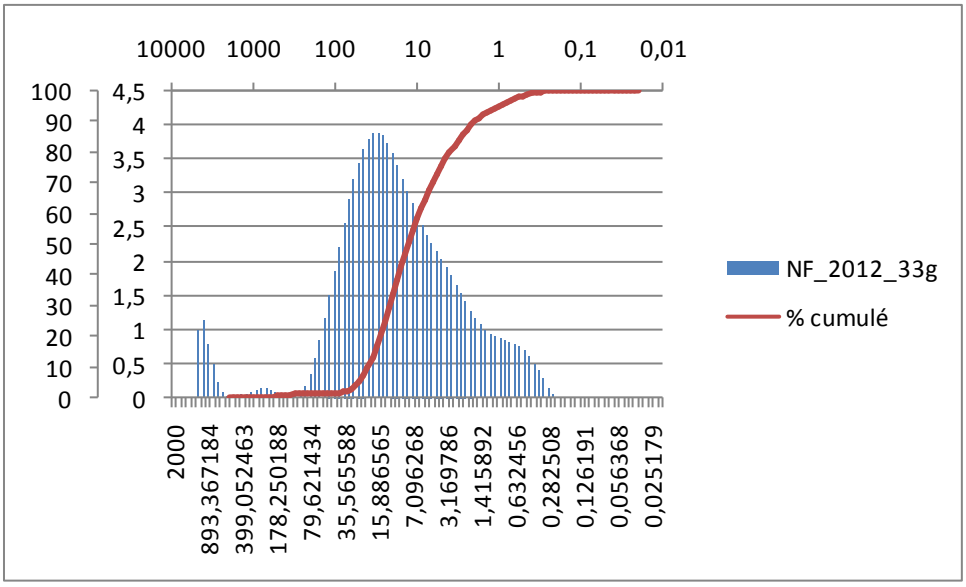

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33b
% cumulé

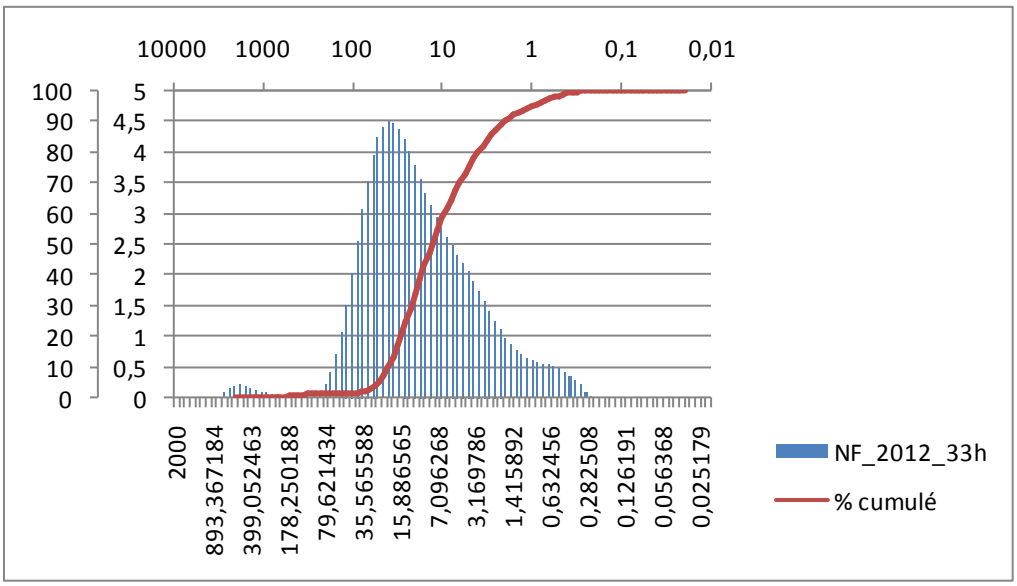

10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33c
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33d
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33e
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33f
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33g
% cumulé


10000 1000 100 10 1 0,1 0,01
100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0
5 4,5 4 3,5 3 2,5 2 1,5 1 0,5 0
2000 893,367184 399,052463 178,250188 79,621434 35,565588 15,886565 7,096268 3,169786 1,415892 0,632456 0,282508 0,126191 0,056368 0,025179
NF_2012_33h
% cumulé

Annexe 3 : Paramètres graphiques calculés par analyse granulométrique

1. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de PIROG1 :

	NF_2012_2A		NF_2012_1A		NF_2012_1C		NF_2012_1D		NF_2012_2B	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
1	100,24	3,32	563,68	0,83	893,37	0,16	56,37	4,15	563,68	0,83
5	63,25	3,98	282,51	1,82	632,46	0,66	39,91	4,65	70,96	3,82
10	44,77	4,48	100,24	3,32	399,05	1,33	31,70	4,98	50,24	4,32
16	35,57	4,81	39,91	4,65	70,96	3,82	25,18	5,31	39,91	4,65
25	25,18	5,31	22,44	5,48	31,70	4,98	20,00	5,64	28,25	5,15
50	14,16	6,14	7,96	6,97	7,10	7,14	8,93	6,81	15,89	5,98
75	7,10	7,14	2,52	8,63	2,00	8,97	3,17	8,30	5,02	7,64
84	4,48	7,80	1,26	9,63	1,00	9,96	2,00	8,97	2,52	8,63
90	3,17	8,30	0,71	10,46	0,71	10,46	1,26	9,63	1,26	9,63
95	2,24	8,80	0,50	10,96	0,50	10,96	0,80	10,29	0,71	10,46
99	1,12	9,80	0,32	11,62	0,32	11,62	0,45	11,13	0,40	11,29
Moyenne (ϕ reconverti en µm)	13,11	6,25	7,37	7,08	7,96	6,97	7,66	7,03	11,69	6,42
Médiane (µm)	14,16		7,96		7,10		8,93		15,89	
So (ϕ)	1,48	Poorly sorted	2,63	Very poorly sorted	3,10	Very poorly sorted	1,77	Poorly sorted	2,00	Very poorly sorted
Sk (ϕ)	0,11	Fine skewed	-0,03	Symmetrical	-0,17	Coarse skewed	0,21	Fine skewed	0,34	Very fine skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,08	Mesokurtic	1,19	Leptokurtic	1,06	Mesokurtic	0,87	Platykurtic	1,09	Mesokurtic

NF_2012_4A		NF_2012_4C		NF_2012_9A		NF_2012_6		NF_2012_8		NF_2012_2C	
µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
126,19	2,99	632,46	0,66	282,51	1,82	112,47	3,15	89,34	3,48	79,62	3,65
70,96	3,82	355,66	1,49	158,87	2,65	63,25	3,98	22,44	5,48	31,70	4,98
39,91	4,65	79,62	3,65	79,62	3,65	39,91	4,65	8,93	6,81	17,83	5,81
20,00	5,64	50,24	4,32	39,91	4,65	22,44	5,48	3,56	8,14	8,93	6,81
10,02	6,64	31,70	4,98	25,18	5,31	12,62	6,31	1,78	9,13	2,24	8,80
2,52	8,63	14,16	6,14	8,93	6,81	2,83	8,47	0,56	10,79	0,56	10,79
0,89	10,13	3,99	7,97	2,52	8,63	1,00	9,96	0,32	11,62	0,36	11,46
0,56	10,79	2,24	8,80	1,42	9,46	0,63	10,63	0,25	11,96	0,28	11,79
0,36	11,46	1,42	9,46	0,89	10,13	0,40	11,29	0,16	12,62	0,22	12,12
0,16	12,62	0,71	10,46	0,56	10,79	0,20	12,29	0,11	13,12	0,14	12,79
0,08	13,62	0,40	11,29	0,36	11,46	0,09	13,45	0,08	13,62	0,10	13,28
3,05	8,36	11,69	6,42	7,96	6,97	3,42	8,19	0,80	10,29	1,12	9,80
2,52		14,16		8,93		2,83		0,56		0,56	
2,62	Very poorly sorted	2,48	Very poorly sorted	2,44	Very poorly sorted	2,55	Very poorly sorted	2,11	Very poorly sorted	2,43	Very poorly sorted
-0,13	Coarse skewed	0,07	Symmetrical	0,04	Symmetrical	-0,12	Coarse skewed	-0,39	Very coarse skewed	-0,54	Very coarse skewed
1,03	Mesokurtic	1,23	Leptokurtic	1,00	Mesokurtic	0,93	Mesokurtic	1,26	Leptokurtic	1,20	Leptokurtic

Tamisage	NF_2012_4B	NF_2012_9C	NF_2012_7	NF_2012_5	NF_2012_12a	NF_2012_12b	NF_2012_1E	NF_2012_11
Quantile	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
25	3,2	2,1	2,5	2,8	2,2	1,7	4,3	1,8
50	1,8	1,2	1,4	1,5	1,3	1	2,3	1
75	0,8	0,7	0,85	0,75	0,63	0,5	1,8	0,55

Médiane (mm)	2,00	1,20	1,40	1,50	1,30	1,00	2,30	1,00
So	2,52	1,73	1,71	1,93	1,87	1,84	1,55	1,81
ast	0,63	1,02	1,08	0,93	0,82	0,85	1,46	0,99

2. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de GAUZ1:

	NF_2012_13		NF_2012_14		NF_2012_15a		NF_2012_15b		NF_2012_15c		NF_2012_16	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
1	112,468265	3,152410119	126,191469	2,986313713	112,468265	3,152410119	563,676586	0,827060453	56,367659	4,148988537	100,237447	3,318506519
5	63,245553	3,982892147	63,245553	3,982892147	70,962678	3,816795734	126,191469	2,986313713	39,905246	4,647277772	44,774423	4,481181349
10	31,697864	4,979470564	35,565588	4,813374174	50,237729	4,315084941	50,237729	4,315084941	35,565588	4,813374174	25,178508	5,311663394
16	17,825019	5,809952575	20	5,64385619	35,565588	4,813374174	35,565588	4,813374174	28,250751	5,14556697	15,886565	5,976048972
25	6,324555	7,30482031	10,023745	6,640434571	25,178508	5,311663394	22,440369	5,477759791	22,440369	5,477759791	7,096268	7,138723789
50	1,261915	9,630169548	2,244037	8,799687821	10,023745	6,640434571	8,933672	6,806530998	8,933672	6,806530998	2	8,965784285
75	0,447744	11,12503828	1,002374	9,962363386	2,517851	8,633591374	3,990525	7,969205722	3,556559	8,135302188	0,112468	13,1181978
84	0,251785	11,95552004	0,17825	12,4538103	1,782502	9,131880589	2,825075	8,467495116	2,517851	8,633591374	0,089337	13,45038267
90	0,17825	12,4538103	0,126191	12,95210336	1,588656	9,29797752	2	8,965784285	1,782502	9,131880589	0,070963	13,78257347
95	0,141589	12,78600319	0,112468	13,1181978	1,261915	9,630169548	1,124683	9,79626586	1,124683	9,79626586	0,063246	13,94866624
99	0,089337	13,45038267	0,089337	13,45038267	1,002374	9,962363386	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828	0,050238	14,28086144

Moyenne (µm et ϕ)	1,78250184	9,131880722	1,99999933	8,965784771	8,59732497	6,861896445	9,6463569	6,695800096	8,59732496	6,861896447	1,41589307	9,464071974
Médiane (µm)	1,261915		2,244037		10,023745		8,933672		8,933672		2	
So (ϕ)	2,87019657	Very poorly sorted	3,08662575	Very poorly sorted	1,96044082	Poorly sorted	1,94534117	Poorly sorted	1,65215581	Poorly sorted	3,30305083	Very poorly sorted
Sk (ϕ)	-0,26313079	Coarse skewed	0,00931295	Symmetrical	0,09120877	Symmetrical	-0,10643017	Coarse skewed	0,10445465	Fine skewed	0,12631503	Fine skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	0,94440485	Mesokurtic	1,12704936	Leptokurtic	0,7172131	Platykurtic	1,12021857	Leptokurtic	0,79405733	Platykurtic	0,64890603	Very platykurtic

NF_2012_17		NF_2012_19a		NF_2012_19b		NF_2012_19c		NF_2012_20a		NF_2012_20b		NF_2012_21	
µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
100,237447	3,318506519	355,655882	1,491446071	100,237447	3,318506519	632,455532	0,660964048	126,191469	2,986313713	141,589157	2,820217308	126,191469	2,986313713
44,774423	4,481181349	35,565588	4,813374174	44,774423	4,481181349	447,744228	1,159253261	89,336718	3,484602935	89,336718	3,484602935	70,962678	3,816795734
25,178508	5,311663394	25,178508	5,311663394	25,178508	5,311663394	56,367659	4,148988537	70,962678	3,816795734	63,245553	3,982892147	44,774423	4,481181349
15,886565	5,976048972	20	5,64385619	15,886565	5,976048972	31,697864	4,979470564	50,237729	4,315084941	50,237729	4,315084941	22,440369	5,477759791
8,933672	6,806530998	14,158916	6,142145372	8,933672	6,806530998	22,440369	5,477759791	35,565588	4,813374174	31,697864	4,979470564	10,023745	6,640434571
2,517851	8,633591374	5,636766	7,470916607	2,517851	8,633591374	11,246826	6,474338278	14,158916	6,142145372	8,933672	6,806530998	2,244037	8,799687821
0,112468	13,1181978	2,517851	8,633591374	0,796214	10,29455614	3,169786	8,301398841	5,023773	7,637013007	3,169786	8,301398841	0,17825	12,4538103
0,079621	13,61649148	2	8,965784285	0,563677	10,79284368	1,782502	9,131880589	3,169786	8,301398841	2,517851	8,633591374	0,141589	12,78600319
0,063246	13,94866624	1,415892	9,46407306	0,399052	11,29113562	1,124683	9,79626586	2,517851	8,633591374	2	8,965784285	0,112468	13,1181978
0,056368	14,11476409	1,002374	9,962363386	0,251785	11,95552004	0,709627	10,46065148	2	8,965784285	1,782502	9,131880589	0,100237	13,28429724
0,044774	14,44697926	0,447744	11,12503828	0,100237	13,28429724	0,399052	11,29113562	1,588656	9,29797752	1,415892	9,46407306	0,089337	13,45038267

1,47128188	9,40871061	6,08643982	7,360185694	2,82507586	8,467494675	8,59732478	6,861896477	13,1128366	6,252876385	10,415897	6,585069104	1,92470057	9,021150268
2,517851		5,636766		2,517851		11,246826		14,158916		8,933672		2,244037	
3,36974438	Very poorly sorted	1,6106319	Poorly sorted	2,33667424	Very poorly sorted	2,44740527	Very poorly sorted	1,8270605	Poorly sorted	1,93527474	Poorly sorted	3,26153078	Very poorly sorted
0,22113942	Fine skewed	-0,06612895	Symmetrical	-0,10727975	Coarse skewed	0,06857137	Symmetrical	0,05681821	Symmetrical	-0,16515839	Coarse skewed	0,01913923	Symmetrical
0,62553835	Very platykurtic	0,84699467	Platykurtic	0,87822003	Platykurtic	1,35004807	Leptokurtic	0,79556414	Platykurtic	0,69672126	Platykurtic	0,66744758	Very platykurtic

3. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de PJAP1 :

	PJAP1-0,25		PJAP1-1,20		PJAP1-2,70		PJAP1-5,75		PJAP1-6,75	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
1	158,865647	2,654120904	141,589157	2,820217308	56,367659	4,148988537	112,468265	3,152410119	100,237447	3,318506519
5	126,191469	2,986313713	100,237447	3,318506519	35,565588	4,813374174	56,367659	4,148988537	35,565588	4,813374174
10	100,237447	3,318506519	79,621434	3,650699335	25,178508	5,311663394	31,697864	4,979470564	14,158916	6,142145372
16	63,245553	3,982892147	56,367659	4,148988537	17,825019	5,809952575	17,825019	5,809952575	7,096268	7,138723789
25	39,905246	4,647277772	35,565588	4,813374174	11,246826	6,474338278	10,023745	6,640434571	3,990525	7,969205722
50	14,158916	6,142145372	10,023745	6,640434571	6,324555	7,30482031	2,825075	8,467495116	1,588656	9,29797752
75	2,825075	8,467495116	3,169786	8,301398841	3,556559	8,135302188	1,002374	9,962363386	0,632456	10,62674726
84	1,588656	9,29797752	2,244037	8,799687821	2,244037	8,799687821	0,632456	10,62674726	0,399052	11,29113562
90	1,124683	9,79626586	1,588656	9,29797752	1,415892	9,46407306	0,447744	11,12503828	0,282508	11,78942066
95	0,709627	10,46065148	0,893367	10,12845942	0,796214	10,29455614	0,316979	11,62332512	0,2	12,28771238
99	0,447744	11,12503828	0,502377	10,95894196	0,447744	11,12503828	0,100237	13,28429724	0,112468	13,1181978

Moyenne (ϕ reconverti en µm)	11,2468255	6,474338347	10,8233908	6,529703643	6,32455533	7,304820236	3,16978715	8,301398319	1,65080759	9,242612311
Médiane (µm)	14,158916		10,023745		6,324555		2,825075		1,588656	
So (ϕ)	2,46124676	Very poorly sorted	2,19448587	Very poorly sorted	1,57791593	Poorly sorted	2,33667391	Very poorly sorted	2,17057844	Very poorly sorted
Sk (ϕ)	0,1715278	Fine skewed	-0,02351913	Symmetrical	0,04545455	Symmetrical	-0,12950218	Coarse skewed	-0,11999995	Coarse skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	0,80185312	Platykurtic	0,80015613	Platykurtic	1,35245928	Leptokurtic	0,92213075	Mesokurtic	1,15266434	Leptokurtic

4. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de PJAP2 :

	NF_2013_5		NF_2013_7	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ
1	563,676586	0,82706045	502,377286	0,993156858
5	158,865647	2,6541209	282,507509	1,82363888
10	50,237729	4,31508494	89,336718	3,484602935
16	35,565588	4,81337417	50,237729	4,315084941
25	25,178508	5,31166339	35,565588	4,813374174
50	12,619147	6,3082418	20	5,64385619
75	4,477442	7,80310954	6,324555	7,30482031
84	2,517851	8,63359137	2,825075	8,467495116
90	1,415892	9,46407306	1,261915	9,630169548
95	0,796214	10,2945561	0,709627	10,46065148
99	0,399052	11,2911356	0,399052	11,29113562

Moyenne (ϕ reconverti en µm)	10,4158969	6,58506911	14,1589156	6,142145416
Médiane (µm)	12,619147		20	
So (ϕ)	2,112696	Very poorly so	2,34674082	Very poorly sorted
Sk (ϕ)	0,13043482	Fine skewed	0,23769229	Fine skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,25683066	Leptokurtic	1,42076492	Leptokurtic

Tamisage	NF_2013_6
Quantile	mm
25	4
50	2,5
75	1,3
Médiane (mm)	2,5
So	1,75411604
ast	0,832

5. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de PJAP3 :

	NF_2013_4	
Quantile	µm	ϕ
1	355,655882	1,491446071
5	126,191469	2,986313713
10	63,245553	3,982892147
16	44,774423	4,481181349
25	35,565588	4,813374174
50	17,825019	5,809952575
75	7,096268	7,138723789
84	3,556559	8,135302188
90	2,244037	8,799687821
95	1,002374	9,962363386
99	0,447744	11,12503828

Moyenne (ϕ reconverti en µm)	14,15891601	6,142145371
Médiane (µm)	17,825019	
So (ϕ)	1,970507433	Poorly sorted
Sk (ϕ)	0,23160177	Fine skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,229508343	Leptokurtic

Tamisage	NF_2013_2	NF_2013_3
Quantile	mm	mm
25	2	3,1
50	1	1,1
75	0,4	0,4

Médiane (mm)	1	1,1
So	2,24	2,78
ast	0,80	1,02

6. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de 12EXO302 :

	NF_2012_28a		NF_2012_28b		NF_2012_28c		NF_2012_30a		NF_2012_31		NF_2012_32a		NF_2012_32b	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
1	112,468265	3,152410119	563,676586	0,827060453	89,336718	3,484602935	796,214341	0,328771238	796,214341	0,328771238	39,905246	4,647277772	25,178508	5,311663394
5	63,245553	3,982892147	100,237447	3,318506519	70,962678	3,816795734	709,626778	0,494867644	632,455532	0,660964048	25,178508	5,311663394	17,825019	5,809952575
10	39,905246	4,647277772	56,367659	4,148988537	63,245553	3,982892147	632,455532	0,660964048	563,676586	0,827060453	20	5,64385619	12,619147	6,308241796
16	31,697864	4,979470564	44,774423	4,481181349	56,367659	4,148988537	563,676586	0,827060453	112,468265	3,152410119	15,886565	5,976048972	10,023745	6,640434571
25	25,178508	5,311663394	35,565588	4,813374174	44,774423	4,481181349	447,744228	1,159253261	50,237729	4,315084941	10,023745	6,640434571	7,096268	7,138723789
50	12,619147	6,308241796	22,440369	5,477759791	28,250751	5,14556697	100,237447	3,318506519	17,825019	5,809952575	3,990525	7,969205722	3,169786	8,301398841
75	3,990525	7,969205722	7,962143	6,972627502	15,886565	5,976048972	11,246826	6,474338278	3,556559	8,135302188	1,415892	9,46407306	1,261915	9,630169548
84	2,244037	8,799687821	3,556559	8,135302188	10,023745	6,640434571	4,477442	7,803109541	1,782502	9,131880589	0,893367	10,12845942	0,893367	10,12845942
90	1,124683	9,79626586	1,415892	9,46407306	3,556559	8,135302188	2	8,965784285	1,124683	9,79626586	0,632456	10,62674726	0,632456	10,62674726
95	0,709627	10,46065148	0,796214	10,29455614	1,124683	9,79626586	0,796214	10,29455614	0,709627	10,46065148	0,502377	10,95894196	0,502377	10,95894196
99	0,399052	11,29113562	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828	0,399052	11,29113562	0,399052	11,29113562	0,355656	11,45722988	0,355656	11,45722988

Moyenne (ϕ reconverti en µm)	9,64635714	6,69580006	15,2884457	6,031414443	25,1785086	5,31166336	63,2455519	3,982892171	15,2884459	6,031414428	3,84028376	8,02457137	3,05044561	8,356764276
Médiane (µm)	12,619147		22,440369		28,250751		100,237447		17,825019		3,990525		3,169786	
So (ϕ)	1,936533	Poorly sorted	1,97050743	Poorly sorted	1,52884183	Poorly sorted	3,22881356	Very poorly sorted	2,97966874	Very poorly sorted	1,89375088	Poorly sorted	1,65215612	Poorly sorted
Sk (ϕ)	0,29319953	Fine skewed	0,41774894	Very fine skewed	0,37777775	Very fine skewed	0,35472157	Very fine skewed	0,0301318	Symmetrical	0,04941192	Symmetrical	0,03993858	Symmetrical
Kurtosis (Kg en ϕ)	0,9989754	Mesokurtic	1,32408583	Leptokurtic	1,63934416	Very leptokurtic	0,75563528	Very poorly sorted	1,05131857	Mesokurtic	0,81967236	Platykurtic	0,84699478	Platykurtic

NF_2012_32c		NF_2012_33a		NF_2012_33b		NF_2012_33c		NF_2012_33d		NF_2012_33e		NF_2012_33f	
µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
709,626778	0,494867644	796,214341	0,328771238	31,697864	4,979470564	126,191469	2,986313713	56,367659	4,148988537	56,367659	4,148988537	709,626778	0,494867644
70,962678	3,816795734	632,455532	0,660964048	22,440369	5,477759791	70,962678	3,816795734	44,774423	4,481181349	39,905246	4,647277772	563,676586	0,827060453
35,565588	4,813374174	56,367659	4,148988537	15,886565	5,976048972	39,905246	4,647277772	35,565588	4,813374174	28,250751	5,14556697	447,744228	1,159253261
25,178508	5,311663394	28,250751	5,14556697	11,246826	6,474338278	25,178508	5,311663394	28,250751	5,14556697	22,440369	5,477759791	282,507509	1,82363888
15,886565	5,976048972	17,825019	5,809952575	7,962143	6,972627502	14,158916	6,142145372	22,440369	5,477759791	17,825019	5,809952575	44,774423	4,481181349
5,636766	7,470916607	7,962143	6,972627502	3,556559	8,135302188	5,023773	7,637013007	10,023745	6,640434571	7,096268	7,138723789	17,825019	5,809952575
2	8,965784285	2,825075	8,467495116	1,261915	9,630169548	2,244037	8,799687821	3,990525	7,969205722	2,517851	8,633591374	7,096268	7,138723789
1,124683	9,79626586	1,588656	9,29797752	0,893367	10,12845942	1,588656	9,29797752	2,244037	8,799687821	1,588656	9,29797752	3,990525	7,969205722
0,796214	10,29455614	1,002374	9,962363386	0,632456	10,62674726	1,261915	9,630169548	1,415892	9,46407306	1,002374	9,962363386	2,517851	8,633591374
0,563677	10,79284368	0,709627	10,46065148	0,502377	10,95894196	0,893367	10,12845942	0,796214	10,29455614	0,632456	10,62674726	1,124683	9,79626586
0,399052	11,29113562	0,399052	11,29113562	0,355656	11,45722988	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828	0,399052	11,29113562	0,502377	10,95894196

5,42454575	7,526281953	7,09626697	7,138723998	3,29379551	8,246033294	5,85728859	7,415551307	8,59732492	6,861896454	6,32455475	7,304820367	27,1871288	5,200932393
5,636766		7,962143		3,556559		5,023773		10,023745		7,096268		17,825019	
2,17812758	Very poorly sorted	2,52290376	Very poorly sorted	1,74401243	Poorly sorted	1,95289121	Poorly sorted	1,79434458	Poorly sorted	1,86103466	Poorly sorted	2,89536223	Very poorly sorted
-0,00529112	Symmetrical	-0,08406781	Symmetrical	0,06060621	Symmetrical	-0,18859638	Coarse skewed	0,21948057	Fine skewed	0,14855072	Fine skewed	-0,20420424	Coarse skewed
0,956284	Very platykurtic	1,51127039	Very leptokurtic	0,84528715	Platykurtic	0,97336071	Mesokurtic	0,95628431	Mesokurtic	0,86788801	Platykurtic	1,38319667	Leptokurtic

	NF_2012_33g		NF_2012_33h	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ
1	1124,68265	-0,169517976	447,744228	1,159253261
5	89,336718	3,484602935	56,367659	4,148988537
10	50,237729	4,315084941	44,774423	4,481181349
16	39,905246	4,647277772	35,565588	4,813374174
25	28,250751	5,14556697	28,250751	5,14556697
50	12,619147	6,308241796	14,158916	6,142145372
75	4,477442	7,803109541	5,636766	7,470916607
84	2,517851	8,633591374	3,556559	8,135302188
90	1,588656	9,29797752	2,244037	8,799687821
95	0,796214	10,29455614	1,124683	9,79626586
99	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828

Moyenne (ϕ reconverti en µm)	10,82339079	6,529703647	12,14404419	6,363607245
Médiane (µm)	12,619147		14,158916	
So (ϕ)	2,028389492	Very poorly sorted	1,686130083	Poorly sorted
Sk (ϕ)	0,168699221	Fine skewed	0,247058802	Fine skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,050204975	Mesokurtic	0,995316095	Mesokurtic

Tamisage	NF_2012_30b	NF_2012_29c	NF_2012_29b	NF_2012_29a
Quantile	mm	mm	mm	mm
25	4	2	4	2,1
50	1	1	2	1,5
75	0,63	0,63	1	0,5

Médiane (mm)	1,30	1,20	2,00	1,50
So	2,18	1,83	2,00	2,05
ast	1,12	0,92	1,00	0,47

7. Paramètres graphiques calculés pour les échantillons de 12EXO276

	NF_2012_22b		NF_2012_23a		NF_2012_23b		NF_2012_24a		NF_2012_24b	
Quantile	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
1	79,621434	3,650699335	893,367184	0,162674834	1124,68265	-0,169517976	79,621434	3,650699335	63,245553	3,982892147
5	63,245553	3,982892147	79,621434	3,650699335	796,214341	0,328771238	50,237729	4,315084941	44,774423	4,481181349
10	56,367659	4,148988537	56,367659	4,148988537	50,237729	4,315084941	39,905246	4,647277772	35,565588	4,813374174
16	50,237729	4,315084941	44,774423	4,481181349	35,565588	4,813374174	31,697864	4,979470564	28,250751	5,14556697
25	39,905246	4,647277772	35,565588	4,813374174	25,178508	5,311663394	25,178508	5,311663394	20	5,64385619
50	25,178508	5,311663394	14,158916	6,142145372	11,246826	6,474338278	11,246826	6,474338278	10,023745	6,640434571
75	10,023745	6,640434571	3,556559	8,135302188	4,477442	7,803109541	3,990525	7,969205722	3,990525	7,969205722
84	4,477442	7,803109541	2	8,965784285	2,825075	8,467495116	2,517851	8,633591374	2,517851	8,633591374
90	2	8,965784285	1,124683	9,79626586	1,588656	9,29797752	1,415892	9,46407306	1,588656	9,29797752
95	0,796214	10,29455614	0,709627	10,46065148	0,893367	10,12845942	0,796214	10,29455614	0,893367	10,12845942
99	0,399052	11,29113562	0,399052	11,29113562	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828

Moyenne (ϕ reconverti en µm)	17,82501838	5,809952625	10,82339063	6,529703669	10,4158964	6,585069189	9,64635706	6,695800072	8,93367216	6,806530972
Médiane (µm)	25,178508		14,158916		11,246826		11,246826		10,023745	
So (ϕ)	1,828318876	Poorly sorted	2,152961664	Very poorly sorted	2,39833147	Very poorly sorted	1,81951069	Poorly sorted	1,72765429	Poorly sorted
Sk (ϕ)	0,503759419	Very fine skewed	0,263775958	Fine skewed	-0,0816641	Symmetrical	0,22979798	Fine skewed	0,18907566	Fine skewed
Kurtosis (Kg en ϕ)	1,297814372	Leptokurtic	0,840163899	Platykurtic	1,61202186	Very leptokurtic	0,9221313	Mesokurtic	0,99531627	Mesokurtic

NF_2012_24c		NF_2012_25		NF_2012_26	
µm	ϕ	µm	ϕ	µm	ϕ
1124,68265	-0,169517976	56,367659	4,148988537	56,367659	4,148988537
632,455532	0,660964048	39,905246	4,647277772	39,905246	4,647277772
44,774423	4,481181349	28,250751	5,14556697	28,250751	5,14556697
35,565588	4,813374174	22,440369	5,477759791	22,440369	5,477759791
25,178508	5,311663394	17,825019	5,809952575	17,825019	5,809952575
12,619147	6,308241796	8,933672	6,806530998	8,933672	6,806530998
4,477442	7,803109541	3,556559	8,135302188	3,990525	7,969205722
2,825075	8,467495116	2,244037	8,799687821	2,517851	8,633591374
1,588656	9,29797752	1,415892	9,46407306	1,415892	9,46407306
0,893367	10,12845942	0,796214	10,29455614	0,796214	10,29455614
0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828	0,447744	11,12503828

10,8233904	6,529703695	7,66237384	7,02799287	7,96214363	6,972627387
12,619147		8,933672		8,933672	
2,34799923	Very poorly sorted	1,68613025	Poorly sorted	1,64460613	Poorly sorted
-0,00558211	Symmetrical	0,21764711	Fine skewed	0,19659447	Fine skewed
1,55737705	Very leptokurtic	0,99531629	Mesokurtic	1,07187911	Mesokurtic

Tamisage	NF_2012_22a	NF_2012_22c	NF_2012_22d	NF_2012_22e
Quantile	mm	mm	mm	mm
25	1,6	1,7	1,7	2,5
50	0,9	0,9	0,85	1
75	0,35	0,35	0,3	0,35

Médiane (mm)	0,9	0,9	0,85	1
So	2,138	2,204	2,380	2,673
ast	0,691	0,735	0,706	0,875

Annexe 4 : Articles et communications

T5S4_O4

Iron-rich terrestrial sediments, a new tool for understanding the post-obduction history of New-Caledonia (Southwest Pacific)

Folcher, Nicolas[1], Sevin, Brice[1, 2], Maurizot, Pierre[2, 3] and Cluzel, Dominique[1]
[1] *Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia,*
[2] *Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia.*
[3] *BRGM New Caledonia, 1 ter, rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia.*

After the Late Eocene obduction, New-Caledonia has been actively eroded and weathered. Tertiary erosion is partly responsible for the present morphology of the ophiolite dominated by peridotite, which is characterized by a large coherent southeastern unit called "Massif du Sud", and several isolated klippes spread along the West Coast.

The first post-obduction sediments known in New-Caledonia are of Lower Miocene age and located on the West Coast near Nepoui. The post-obduction sequence starts with a recently discovered, 120m thick, coralline formation followed by an erosional phase marked by a coarse conglomerate that contains boulders of peridotite, supergene silica, iron crust and coral as well. In turn, the conglomerate is overlain by Early Miocene carbonate sands and infratidal limestone that record short-lived marine invasion.

Apart from these marine, dominantly carbonated sediments, iron-rich terrestrial sediments accumulated in lowlands of the "Massif du Sud". These sediments of still unknown age, started with a coarse torrential conglomerate (1-3m thick) followed by red-color siltstone and argillite. These low energy sediments formed in alluvial plains and swamps locally marked by long-term palustrine vegetation settlement, which is highlighted by iron-encrusted roots and fossil trunks in living position. On top of these sediments (10-70m thick), iron crusts (1-2m thick) developed. The fine-grained iron-rich sediments mainly derive from erosion of weathered peridotite (silica and iron oxi-hydroxides) and gabbro (gibbsite, halloysite and kaolinite).

Finally, these sediments were partly eroded by rivers, which were probably very similar to that of present day watersheds. Therefore, these sediments record a five-step evolution with:

1. a weathering period associated with regolith development.
2. a dramatical erosion forming v-shaped hydrographic network.
3. a filling-up period with fine-grained ferruginous sediments and swamp settlement.
4. renewed weathering that probably continued until Recent
5. a final, possibly polyphase erosion in connection with eustatic and/or tectonic events, which led to the present river network.
6.

The study of these sediments and their environment is new in New-Caledonia and has opened the way to further studies, especially in the fields of palaeobotanics, palynology and regolith dating (palaeomagnetic methods), which are in progress.

Geophysical Research Abstracts
Vol. 16, EGU2014-16018-2, 2014
EGU General Assembly 2014
© Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.

Neogene weathering and terrestrial sedimentation in southern New Caledonia; inference on post-obduction tectonics and climate change

Nicolas Folcher (1), Caroline Ricordel-Prognon (2,3), Brice Sevin (1,4), Pierre Maurizot (5), Dominique Cluzel (1), Florence Quesnel (2,3)

(1) Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia (nicolas.folcher@univ-nc.nc), (2) BRGM (French Geological Survey), Georesources Division, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia, (3) UMR 7327 du CNRS/Université d'Orléans/BRGM, 1A rue de la Férollerie, F-45071, Orléans, France, (4) Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia, (5) BRGM New Caledonia, 1 ter, rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia

Iron-rich sediments that fill up karst-like depressions and paleo-valleys in southern New Caledonia are mainly composed of re-sedimented laterite and saprolite. These fluvial sediments come from the erosion of an older regolith that developed upon peridotites and gabbros of the Peridotite Nappe during Late Oligocene times. At the bottom, conglomeratic facies fill incised valleys and contain some metre-size cobbles of ferricrete that record dissection of pre-existing weathering profiles and were deposited in alluvial fan environment. The basal conglomerate is overlain by sand, then dominantly silty fluvial sediments 40 to 50 m thick, with a few thin conglomerate channels. Brutal grain size reduction suggests that erosion was short-lived and followed by quiescence.
Multiple interbedded ferruginous duricrusts and rhizocretions made of goethite (and secondary hematite) and liesegang rings reveal iron mobility and several iron oxi-hydroxides concretion/ cementation episodes alternating with sedimentation, probably as a consequence of water table variations. The top of the succession is overlain by a weathering profile and capped by a nodular lateritic ferricrete.
Finally, reactivated erosion profoundly incised the fluvial succession and locally reached the bedrock which today crops out upstream along the main river beds.
In southern New Caledonia some ferricretes and ferruginous duricrusts have been dated at -25 Ma and -20 to -10 Ma by paleomagnetic method (in progress). They could be correlated to some warming events of the Late Oligocene and Early Miocene or to the Middle Miocene Climatic Optimum. Erosion that predates the accumulation of terrestrial sediments may be tentatively correlated to the uplift that accompanied the emplacement of the Saint-Louis and Koum plutons, and some internal dissection episodes could be related to the Lower Miocene post-obduction slab break off. The final erosion is most probably related to the southward tilt of New Caledonia due to Recent SW Pacific tectonics and to sea level drops during the Quaternary as well.

Synthesis of ages obtained by paleomagnetism on ferricretes and iron-rich sediments of New Caledonia. Implications on the morphogenesis of Grande-Terre

Caroline Prognon [1] , Brice Sevin [2] , Nicolas Folcher [3] , Pierre Maurizot [1] , Dominique Cluzel [4] , Florence Quesnel [5] Détails

1 BRGM - Bureau de Recherches Géologiques et Minières
2 Geological Survey of New Caledonia
3 PPME - EA 3325 - Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement
4 PPME - EA-3325 - Pôle Pluridisciplinaire de la Matière er de l'Environnement
5 GéoRessources / Géologie de l'Aménagement des Territoires
BRGM - Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Abstract : Although the description of the emplacement and the weathering of the New Caledonia peridotites are well documented, the reconstruction of the planation surfaces formed upon the ultrabasic massifs are poorly documented. Ambiguities remain on the timing and modality of weathering and related supergene nickel ore. The data and interpretations presented here are based on paleomagnetic analysis of lateritic ferricretes and fluvial sediments. In Tiébaghi an age of 25 Ma has been obtained along a section crossing the plateau. Well constrained ages of 0-5 Ma to 25 Ma have been obtained in Goro, highlighting possible stepped paleosurfaces. The Tiébaghi Massif displays a single episode of ferricrete development during latest Oligocene times, whereas the Goro site reveals several episodes of ferricrete development from latest Oligocene to Pliocene-Quaternary times. Samples from the Kopeto-Boulinda Massif and lower Nepoui surfaces have been further studied; they could not be dated by paleomagnetism, except the silico-ferruginous matrix of the Nepoui conglomerate giving an age close to 10-25 Ma. This age is rather imprecise but 1) the weathering of the fluvial conglomerates fossilized by the silicification followed their deposition and 2) the conglomerates are locally interstratified in Lower Miocene marine limestones. Moreover the detailed petrographic study of the ferricretes confirms rearrangements of nodules and pisolites, more important in the upper parts of the toposequence, where they also follow the smooth slopes of the topography. They probably result from the dismantling of early lateritic ferricrete and laterites capping a former landscape. All the data can be interpreted in reconstructing a fossil paleolandscape in New Caledonia triggered by a Lower Miocene uplift, responsible for the drastic erosion of the oldest profiles, the creation of highly incised river systems and the deposition of coarse fluvial conglomerates. In the Fluvio-lacustrine Fm of the southern Grande Terre, new paleomagnetic data enable to reconstruct old (25 to 15 Ma) ferruginisation episodes interstratified within fluvial units, while younger (0-5 Ma) secondary concretioning phases are also recorded. They could be attributable to recent incision of the succession, until the creation of the current hydrographic network.

Type de document : Communication dans un congrès

Article publié dans l'Australian Journal of Earth Sciences

Australian Journal of Earth Sciences (2015)
http://dx.doi.org/10.1080/08120099.2015.1049207

Neogene terrestrial sediments: a record of the post-obduction history of New Caledonia

N. FOLCHER[1]*, B. SEVIN[1,2], F. QUESNEL[3,4], V. LIGNIER[1], M. ALLENBACH[1], P. MAURIZOT[2] AND D. CLUZEL[1]

[1]*Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia*
[2]*Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia*
[3]*BRGM (French Geological Survey), Georesources Division, 3 avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex, France*
[4]*UMR 7327 du CNRS/Université d'Orléans/BRGM, 1A rue de la Férollerie, F-45071, Orléans, France*

The poorly studied iron-rich terrestrial sediments, referred to as the Fluvio-lacustrine Formation, that crop out in the southern part of the Grande Terre of New Caledonia document the last 25 Ma of the geological history of the island. The age of this formation, which is mainly derived from the erosion of an ultramafic regolith, is not tightly constrained yet; however, it has recorded several episodes of post-obduction erosion and sedimentary infill preceded and followed by weathering and reactivated erosion. A correlation with early Miocene slab break-off, which may have triggered a first stage of erosion marked by coarse conglomerate, is suggested. Thereafter, sediments filled topographic lows and were in turn weathered during an interval of tectonic quiescence. Finally, Holocene sea-level drop and southward tilt of southern New Caledonia, owing to the involvement of eastern Australian Plate in the New Hebrides (Vanuatu) subduction zone, locally changed the drainage pattern and deeply eroded the sediments.

KEYWORDS: Fluvio-lacustrine Formation, terrestrial sediments, regolith, New Caledonia, uplift, eustatism, obduction.

INTRODUCTION

In New Caledonia, the time span between the earliest known (Aquitanian) post-obduction marine sediments (Grekoff & Gubler 1951) and Holocene uplifted reef of the island (Cabioch *et al.* 1996) is poorly documented. With no offshore core data, only scarce terrestrial sediments witness this time interval. In spite of irregular distribution and insufficient age constraints, these sediments are of crucial importance to unravel the evolution of this poorly known interval. In addition, they overlie and potentially hide supergene nickel ore deposits; hence their recognition and distribution may be of some economic importance.

Post-obduction terrestrial sediments have already been described in the middle part of the island, near Népoui (Coudray 1976; Paris 1981; Sevin *et al.* 2014) and Kouaoua (Orloff 1968). The Miocene age of the Népoui marine sediments has been clearly established using micropaleontological evidence (Grekoff & Gubler 1951; Coudray 1976; Sevin *et al.* 2014). The Goa N'Doro Formation near Kouaoua, which in contrast contains no fossils, is considered to be older than the Népoui series on the basis of paleosurface correlation and hence has been correlated to the late Oligocene (Chardon & Chevillotte 2006) without any additional evidence such as geochronological data.

Typically red terrestrial sediments, referred to as the Fluvio-lacustrine Formation crop out in the south of the island and are so far undated. They result from the erosion of weathering profiles developed upon peridotites and gabbros (Guillon *et al.* 1972; Quesnel *et al.* 2008). The cause of the erosion is still debated, and may be tectonic (Chardon & Chevillotte 2006), eustatic (Chevillotte *et al.* 2006) or both. The tectonic interpretation invokes vertical uplift owing to post-obduction regional extension associated with tectonic thinning of the Peridotite Nappe (Lagabrielle *et al.* 2005; Lagabrielle & Chauvet 2008). However, long-term crustal thinning is not a common feature in subduction/obduction complexes, in which isostatic equilibrium is re-established rather shortly after obduction (e.g. in Oman; see Butt & Cluzel 2013). In a second model, Chardon & Chevillotte (2006) and Chevillotte *et al.* (2006) proposed that erosion was

*Corresponding author: nicolas.folcher@etudiant.univ-nc.nc
© 2015 Geological Society of Australia

Article publié dans Tectonics (co-auteur)

AGU PUBLICATIONS

Tectonics

RESEARCH ARTICLE
10.1002/2014TC003588

Key Points:
- The Lower Miocene erosion was due to uplift subsequent to slab break-off
- The erosion of regolith and the Népoui conglomerate are influenced by uplift
- The Népoui conglomerate is interpreted differently from previous authors

Correspondence to:
B. Sevin,
brice.sevin@gouv.nc

Citation:
Sevin, B., D. Cluzel, P. Maurizot, C. Ricordel-Prognon, G. Chaproniere, N. Folcher, and F. Quesnel (2014), A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia, *Tectonics*, *33*, 1787–1801, doi:10.1002/2014TC003588.

Received 19 MAR 2014
Accepted 26 AUG 2014
Accepted article online 29 AUG 2014
Published online 25 SEP 2014

A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia

Brice Sevin[1,2], Dominique Cluzel[2], Pierre Maurizot[3], Caroline Ricordel-Prognon[4,5], George Chaproniere[6], Nicolas Folcher[2], and Florence Quesnel[4,5]

[1]Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, Nouméa, New Caledonia, [2]Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia, [3]BRGM New Caledonia, Nouméa, New Caledonia, [4]BRGM (French Geological Survey), Georesources Division, Nouméa, New Caledonia, [5]UMR 7327 du CNRS/Université d'Orléans/BRGM, Orléans, France, [6]Research School of Earth Sciences, Australia National University, Canberra, ACT, Australia

Abstract A lower Miocene coarse conglomerate that crops out in the Népoui Peninsula does not represent the base of the marine transgression that followed obduction in New Caledonia. Instead, the conglomeratic alluvial fan that contains peridotite cobbles and reworked weathering products records a short-lived episode of terrestrial erosion intercalated between two intervals of subsidence marked by marine carbonate deposition. Considering the Miocene sea level evolution reported in the literature, it is concluded that neither lower Miocene transgression nor erosion were driven by sea level variation. In contrast, a southeastward propagating slab tear that initiated at the latitude of the high pressure/low temperature metamorphic complex of northern New Caledonia likely generated east to west tilting of New Caledonia, subsidence along the West Coast and hence fringing reef development together with moderate erosion of older regolith. Coincidence between conglomerate deposition and hence prominent erosion that closely followed emplacement of postobduction granitoids influenced by a slab window suggests a genetic link. Therefore, it is concluded that short-lived lower Miocene erosion was due to slab breakoff and subsequent uplift that occurred at ~ 22 Ma. Lower Miocene erosion profoundly dissected the Peridotite Nappe and in the northern half of New Caledonia only left isolated klippes along the West Coast.

1. Introduction

About one third of the main island of New Caledonia ("Grande Terre") is covered by an ultramafic unit termed Peridotite Nappe (Figure 1); this allochthonous terrane [*Avias*, 1967] was tectonically emplaced by obduction [*Collot et al.*, 1987] during latest Eocene or earliest Oligocene times. The Peridotite Nappe is important not only because it represents one of the largest terranes of New Caledonia but also because it hosts one of the world's largest supergene nickel deposits, formed by the weathering of peridotites.

A relatively clear picture of the preobduction history of New Caledonia is provided by marine foreland and piggyback basins [*Cluzel et al.*, 1998, 2001; *Maurizot*, 2011]. Preobduction tectonothermal evolution is recorded by lower Eocene lenses of high-temperature amphibolites that occur at the base of the ultramafic rocks, and middle to upper Eocene HP-LT eclogite-blueschist complex of northern New Caledonia. These metamorphic rocks record the birth of a northeast dipping subduction zone, its cooling through time, and the exhumation of deeply buried rocks that preceded and accompanied obduction [*Baldwin et al.*, 2007; *Clarke et al.*, 1997; *Cluzel et al.*, 2012; *Spandler et al.*, 2005]. Obduction in New Caledonia is not tightly time constrained by field evidence; it occurred after the Late Priabonian (circa 34 Ma), age of the youngest preobduction sediments [*Cluzel et al.*, 1998], and prior to the intrusion of the upper Oligocene Saint Louis granodiorite (circa 27 Ma) [*Paquette and Cluzel*, 2007], which crosscuts the basal thrust of the Peridotite Nappe and its autochthonous basement as well.

Unconformable postobduction marine sediments are restricted to a narrow coastal area and did not deposit before the early Miocene [*Coudray*, 1976] (Figure 1). Apatite fission track thermochronological data suggest that exhumation of the high-pressure metamorphic complex through the fore-arc mantle was already completed by as early as the Eocene-Oligocene boundary (34 ± 4 Ma) [*Baldwin et al.*, 2007]; conversely, some

©2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.