Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie : Localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères

Brice Sevin

▶ **To cite this version:**

Brice Sevin. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie : Localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères. Minéralogie. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2014. Français. NNT : 2014NCAL0067 . tel-02962128

HAL Id: tel-02962128
https://unc.hal.science/tel-02962128

Submitted on 9 Oct 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.

Université de Nouvelle-Calédonie, Département Sciences et Techniques
Service géologique de Nouvelle-Calédonie

CARTOGRAPHIE DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE DE NOUVELLE-CALEDONIE : Localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères

par Brice Sevin

Soutenue le 25 juillet 2014 devant la commission d'examen

Pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Université de Nouvelle-Calédonie
Discipline : Science de l'Univers

CHEN Y.	Professeur, Univ. Orléans	Examinateur
QUESNEL F.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Examinateur
ROBINEAU B.	MCF-Chercheur, SGNC	Examinateur
YANS J.	Professeur, Univ. Namur	Examinateur
THEVENIAUT H.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Rapporteur
RAMANAIDOU E.	Ingénieur-Chercheur, CSIRO	Rapporteur
CLUZEL D.	Professeur, UNC	Directeur
MAURIZOT P.	Ingénieur-Chercheur, SGNC	Directeur
BAILLY L.	Ingénieur-Chercheur, BRGM	Invité
AMBROSI J-P.	Ingénieur-Chercheur, CEREGE	Invité

Cette thèse a été préparée conjointement au Service Géologique de Nouvelle-Calédonie (SGNC), service de la Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie de Nouvelle-Calédonie (DIMENC), ainsi qu'au laboratoire du Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement (PPME) de l'Université de la Nouvelle-Calédonie (UNC).
Le BRGM a largement contribué à la réalisation de cette thèse.

ADRESSES POSTALES :
SGNC : 1 ter, rue Unger, BP 465, 98 845 Nouméa Cedex - Nouvelle-Calédonie ;
PPME : Université de la Nouvelle-Calédonie, BPR4, 98 851 Nouméa Cedex - Nouvelle-Calédonie ;
BRGM : 3, avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex - France.

SITES WEB:
SGNC : www.dimenc.gouv.nc ;
PPME : www.ppme.univ-nc.nc ;
BRGM : www.brgm.fr

Photo de couverture : L. Alizert

RESUME

Cette thèse a pour sujet l'étude du régolithe développé sur les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Dès l'Oligocène, la Nappe des Péridotites est soumise à l'altération supergène sous climat tropical humide. Le manteau d'altération (régolithe) qui se développe est le siège de phénomènes géologiques dont l'un des plus remarquables est l'enrichissement des teneurs en Ni et Co.

Ce régolithe très particulier, que constituent les profils latéritiques sur roches ultrabasiques, a été largement étudié par le passé, surtout pour son intérêt économique. Une synthèse des connaissances a été réalisée. De nombreuses données acquises durant cette thèse permettent de mieux cerner l'évolution minéralogique, géochimique et géologique des profils d'altération. Un apport important sur la connaissance des saprolites fines (ou latérites), peu étudiées, a été réalisé.

La cartographie des formations ultrabasiques et de leur manteau d'altération (1/ 50 000) s'appuie sur des observations de terrain classiques, et fait appel à la géomorphologie, l'analyse structurale, l'altérologie, l'hydrogéologie, etc.. Afin d'améliorer la couverture cartographique sur des zones difficiles d'accès, de nouveaux outils ont été évalués. Le premier outil, la télédetection hyperspectrale, a permis avec succès de cartographier des zones de sols nus, mais aussi de réaliser des cartes minéralogiques ayant un intérêt pour la prospection minière (carte de répartition des oxy-hydroxydes de fer, carte du taux de serpentinisation). La deuxième méthode utilise quant à elle la spectrométrie gamma au sol, pour cartographier le cortège d'intrusif de l'ophiolite.

L'âge de formation des manteaux d'altération reste difficile à établir. Le recours à une méthode de datation par paléomagnétisme a permis pour la première fois d'attribuer un âge aux cuirasses sommitales des profils. Les âges les plus anciens obtenus (- 25 Ma) montrent que l'altération a débuté dès l'Oligocène supérieur à Thiébaghi et Goro, aux deux extrémités de la Grande Terre, mais qu'elle s'est interrompue à Thiébagi et qu'elle s'est poursuivie jusqu'à la période actuelle dans le Sud du Massif du Sud (Goro).. L'étude pétrographique et paléomagnétique des cuirasses des klippes de la côte ouest montrent la difficulté de retrouver des témoins de la surface oligocène sur ces massifs. Les observations géomorphologiques témoignent d'un démantèlement avancé de ces massifs sous l'effet de mouvements verticaux importants.

Une vision globale des évènements « post-obduction » peut-être proposée par l'étude complémentaire des (i) sédiments post-obduction (Népoui principalement) et des (ii) granitoïdes oligocènes. En effet, la découverte récente d'un calcaire d'âge Miocène inférieur sous le conglomérat de Pindaï (Groupe de Népoui) permet de réévaluer précisément l'âge de dépôt de ce conglomérat torrentiel, constitué principalement d'éléments des profils d'altération oligocènes. L'âge obtenu est très proche de de celui du granite de Koum ayant subi une exhumation rapide (données traces de fissions sur apatite). L'ensemble des données convergent vers une cause tectonique plutôt qu'eustatique pour expliquer les mouvements verticaux importants responsables de la géomorphologie actuelle de la Ride de Norfolk. La rupture de la plaque plongeante, responsable de l'obduction, a permis la mise en place du granitoïde de Koum et le soulèvement de la Ride, à la faveur de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique permettant la remontée de manteau.

Le taux de surrection différent entre le Nord et le Sud de la Grande Terre est responsable de la configuration actuelle des massifs de péridotite. Dans le Nord du Massif du Sud, la côte ouest et le Nord, les massifs sont montagneux et les gisements de nickel sont de type silicaté saprolitique (quelques plateaux présentent des latérites). Dans l'extrémité méridionale du Massif du Sud, les paysages sont des bassins et les gisements de nickel sont du type oxydé latéritique.

Le besoin de connaissance de la profession minière sur les gisements latéritiques a amené à proposer une typologie. Partant des premières observations géomorphologiques à grandes échelles (bassin/plateau du domaine montagneux) l'intégralité des paramètres influençant l'évolution et la genèse des latérites est passée en revue: paléoclimat, lithologie, structuration, hydrogéologie et durée de l'altération.

ABSTRACT

This work deals with regolith development on ultramafic rocks in New Caledonia. From the Oligocene on, the peridotite Nappe is subject to supergene weathering under wet tropical climate. The weathering mantle (regolith) that develops, led to geological phenomena of which the most remarkable are economic concentrations of Ni and Co.

This particular regolith developed on ultramafic rocks, has been extensively studied in the past, especially for its economic interest. A knowledge synthesis is presented. Data acquired during this work helps identifying the mineralogical, geochemical and geological evolution of weathering profiles. An important contribution to the knowledge of the less known fine saprolite (or laterite), has been done.

Mapping ultramafic units and their weathering mantle (1/50, 000) is based on usual field observations, geomorphology, structural analysis, alterology, hydrogeology, etc. To improve mapping in remote areas, new tools were assessed. The first tool, hyperspectral remote sensing, has been successful used on areas of bare soil, but also to perform mineralogical mapping having an interest in mineral exploration (mapping of distribution of iron oxy-hydroxides and of serpentinisation grade). The second method used is the gamma spectrometry to map the late-intrusive dyke network of the ophiolite.

The age of formation of the regolith remains difficult to establish. The use of an indirect method by paleomagnetic dating allows for the first time to assign an age to the top-most ferricrete of the weathering profiles. The oldest age obtained (- 25 Ma) shows that weathering began during Late Oligocene at Thiébaghi and Goro, at both ends of the Grande Terre, but ceased at Thiébagi while continuing up to the present period in the south of Massif du Sud (Goro). The paleomagnetic and petrographic study of ferricretes from the West Coast klippen, show the difficulty of finding remnants of the Oligocene surface on these units. Geomorphological observations show evidences of an early dismantling of the regolith on these units due to large vertical movements.

An overview of "post-obduction" events may be proposed by the further study of (i) post-obduction Oligocene sediments (Népoui series) and (ii) Late Oligocene granitoids. The recent discovery of an Early Miocene limestone unit of younger age below the Pindaï conglomerate (Népoui Group) allows to reassess precisely the time of deposition of this torrential conglomerate, consisting mainly of Oligocene regolith elements. Age obtained is very close to that of the Koum granite that has undergone a rapid exhumation (new apatite fission tracks data). A tectonic rather than eustatic cause explains better the large vertical movements responsible for the present geomorphology of the Norfolk Ridge. Slab break off of the overridden plate, responsible for the obduction, allowed the intrusion of Koum granitoid and the uplift of the ridge, during the opening of an asthenospheric window.

The different rate of uplift between the North and the South of Grande Terre is responsible for the present configuration of peridotite massifs. In the northern part of Massif du Sud, the West Coast and the North of Grande Terre, the ultramafic units are in a mountainous context and nickel deposits are of the saprolite silicate type (a few plateaus have also laterite deposits). In the southern part of Massif du Sud, in a context of basins, nickel deposits are of the oxide lateritic type.

The need of the mining profession for a better knowledge on lateritic deposits led to propose a typology. From the first large scale geomorphological observations (basin, plateau, mountainous area) all the parameters influencing the evolution and genesis of

laterites are reviewed: paleoclimate, lithology, structure, hydrogeology and duration of alteration.

SOMMAIRE

RESUME 5

ABSTRACT 7

SOMMAIRE 9

LISTE DES FIGURES 13

LISTE DES TABLEAUX 23

INTRODUCTION 26

1 L'ETUDE DU REGOLITHE 29
1.1 CONTEXTE 29
1.2 DEFINITIONS 29
1.3 LE PROFIL LATERITIQUE SUR ROCHES ULTRABASIQUES 35
2 IMPORTANCE DE L'ETUDE DU REGOLITHE DES MASSIFS ULTRABASIQUES EN NOUVELLE-CALEDONIE 38
2.1 CONTEXTE 38
2.2 RESSOURCES MINERALES 38
2.3 RISQUES 42
2.4 RESSOURCES EN EAU 44
3 PLAN DU MEMOIRE 46

APERCU DE LA GEOLOGIE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE 49

1 INTRODUCTION 49
2 LA NOUVELLE-CALEDONIE DANS LE CADRE DU PACIFIQUE SUD-OUEST 49
3 GEOLOGIE PRE-CRETACE INFERIEUR DE LA NOUVELLE-CALEDONIE, L'INTERVALLE DU GONDWANA 51
3.1 L'UNITE DE KOH- CHAINE CENTRALE 51
3.2 L'UNITE DE TEREMBA 51
3.3 L'UNITE DE LA BOGHEN (L'ANTE-PERMIEN DE PARIS, 1981) 54
3.4 RECONSTRUCTION DE LA MARGE ACTIVE DU SUD-EST DU GONDWANA EN NOUVELLE-CALEDONIE 54
4 INTERVALLE DU CRETACE SUPERIEUR- ÉOCENE , D'UN RIFTING MARGINAL A L'OBDUCTION 54
4.1 CRETACE SUPERIEUR : LE RIFTING MARGINAL 54
4.2 DU PALEOCENE A L'ÉOCENE INFERIEUR : SUBSIDENCE LENTE ET SEDIMENTATION PELAGIQUE 55
4.3 BASSINS AVANT PAYS EOCENES 55
5 LE COMPLEXE DE SUBDUCTION-OBDUCTION 56
5.1 LA NAPPE DES PERIDOTITES 56
5.2 L'UNITE DE POYA 58
5.3 L'UNITE DE KONE 59
5.4 LA NAPPE DES « MONTAGNES BLANCHES » 59
5.5 COMPLEXE METAMORPHIQUE ÉOCENE 59
5.6 LA RIDE DES LOYAUTE 60
6 DE L'OLIGOCENE JUSQU'A L'ACTUEL : L'INTERVALLE POST-OBDUCTION 60
6.1 LE PLUTONISME OLIGOCENE POST-OBDUCTION 60
6.2 L'EVOLUTION SUPERGENE : UNE HISTOIRE POLYPHASEE 61
6.3 LES DEPOTS SEDIMENTAIRES POST-OBDUCTION 61
6.4 TECTONIQUE D'AGE NEOGENE A ACTUEL ET MORPHOLOGIE ACTUELLE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE 62

LE REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE EN NOUVELLE-CALEDONIE 67

1 LE PROFIL LATERITIQUE **67**
1.1 INTRODUCTION 67
1.2 LE PROCESSUS DE METEORISATION 68
1.3 CONSTITUTION MINERALOGIQUE DU PROFIL 73
1.4 CONSTITUTION GEOCHIMIQUE DU PROFIL 90
1.5 LES DIFFERENTS FACIES DU PROFIL 96
2 LES FACTEURS INFLUENÇANT LA GENESE DU REGOLITHE **109**
2.1 LA LITHOLOGIE ET LA SERPENTINISATION 110
2.2 LES FACTEURS TECTONIQUES 119
2.3 LE KARST, L'HYDROLOGIE ET L'HYDROGEOLOGIE 147
2.4 L'EROSION 155
2.5 LA PALEOCLIMATOLOGIE ET L'EUSTATISME 155
3 LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES ASSOCIES **159**
3.1 GEOMORPHOLOGIE GENERALE DE LA NAPPE DES PERIDOTITES 159
3.2 GEOMORPHOLOGIE DES MASSIFS ET CHANTIERS 160
3.3 CONCLUSIONS 170

CARTOGRAPHIE ET CARACTERISATION DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE 173

1 INTRODUCTION **173**
2 LES FORMATIONS D'ALTERATION REPRESENTEES **173**
2.1 CUIRASSE EN PLACE 173
2.2 CUIRASSES DEMANTELEES 174
2.3 LATERITES EPAISSES 174
2.4 LATERITES MINCES 174
2.5 ZONES ROCHEUSES 175
2.6 FORMATIONS DE VERSANT 175
2.7 FORMATIONS ANCIENNES FLUVIO-LACUSTRES 175
2.8 ALLUVIONS RECENTES 176
3 DU LEVE A LA CARTE DU REGOLITHE **177**
3.1 LA CARTOGRAPHIE DE TERRAIN 177
3.2 L'ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE 177
3.3 L'OUTIL NUMERIQUE (SIG) 179
3.4 EDITION ET VALORISATION DE LA CARTE 180
4 LA TELEDETECTION HYPERSPECTRALE **185**
4.1 INTRODUCTION 185
4.2 BASES DE LA SPECTROSCOPIE 185
4.3 APPLICATIONS A LA TELEDETECTION 189
4.4 SPECTROSCOPIE DE TERRAIN 193
4.5 ACQUISITION DES DONNEES ET ANALYSE 195
4.6 METHODOLOGIE DE TRAITEMENT 199
4.7 CONCLUSION 213
5 L'OUTIL RADIOMETRIQUE **215**
5.1 INTRODUCTION 215
5.2 LA SPECTROMETRIE GAMMA 215
5.3 APPAREILLAGE MIS A DISPOSITION DU PROJET 217
5.4 TRAITEMENTS DES DONNEES 218
5.5 MESURES ACQUISES POUR LE PROJET 221
5.6 RESULTATS ACQUIS 222
5.7 CONCLUSIONS 255

DATATION DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE 259

1 INTRODUCTION **259**

2 PALEOMAGNETISME **259**
2.1 INTRODUCTION ... 259
2.2 THEORIE ... 263
2.3 PRELEVEMENTS ... 268
2.4 DETERMINATION DU SIGNAL PALEOMAGNETIQUE ... 272
2.5 TRAITEMENT DES DONNEES ... 275
2.6 TRANSFORMATION EN POLE PALEOMAGNETIQUE ET DATATION ... 275
3 ZONES D'ETUDES ET RESULTATS **276**
3.1 PRESENTATION DE L'ENSEMBLE DES RESULTATS ... 276
3.2 TIEBAGHI ... 278
3.3 GORO ... 289
3.4 AUTRES RESULTATS ... 302
3.5 CONCLUSIONS ... 305

EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE POST-OBDUCTION ... 311

4 INTRODUCTION **311**
5 LES EVENEMENTS « POST-OBDUCTION » **312**
5.1 LE DEVELOPPEMENT DU REGOLITHE ET L'INTERPRETATION DES REPLATS ... 312
5.2 LE PLUTONISME FINI-OLIGOCENE ... 313
5.3 LES SEDIMENTS POST-OBDUCTION ... 317
6 LA GEODYNAMIQUE ET LES MOUVEMENTS VERTICAUX DURANT L'INTERVALLE POST-OBDUCTION **330**
6.1 TECTONIQUE *VERSUS* EUSTATISME ... 330
6.2 LA DECHIRURE (SLAB TEAR) ET LA RUPTURE (SLAB BREAK-OFF) DE LA PLAQUE PLONGEANTE ... 332
7 CONCLUSIONS **334**

APPORTS POUR LA COMPREHENSION ET LA PROSPECTION DES GISEMENTS NICKELIFERES ... 339

8 INTRODUCTION **339**
9 LES MINERAIS ET LEUR TYPOLOGIE **339**
9.1 LES MINERAIS SAPROLITIQUES ... 340
9.2 LES MINERAIS LATERITIQUES ... 344
10 TYPOLOGIE DES PIEGES STRUCTURAUX **363**
11 APPORTS DE LA GEOPHYSIQUE ET DE LA TELEDETECTION **364**

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ... 369

1 INTRODUCTION **369**
2 SYNTHESE SUR LE REGOLITHE DEVELOPPE SUR MASSIFS ULTRABASIQUES **369**
3 CARTOGRAPHIE DU REGOLITHE **369**
4 LES DATATIONS PAR PALEOMAGNETISME **370**
5 LES EVENEMENTS « POST-OBDUCTION » **371**
6 LES GISEMENTS NICKELIFERES : TYPOLOGIE DES LATERITES **371**
7 PERSPECTIVES **372**

BIBLIOGRAPHIE ... 373

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Paramètres influençant la genèse, la différenciation et la distribution des différents profils d'altération, modifié de Quesnel (1997) *27*
Figure 2 - Projets rattachés à cette thèse *28*
Figure 3 - Influence des différentes interactions avec le régolithe (modifié de Taylor et Eggleton, 2001) *30*
Figure 4 - Le régolithe transporté et in situ, effets de l'eau souterraine, du biota et de l'amosphère (modifié de Taylor et Eggleton, 2001) *31*
Figure 5 - Répartition des principaux types daltération dans les paysages, modifié de Wyns (2002) *31*
Figure 6 - Carte de répartition des couvertures latéritiques, des bauxites et des principaux gisements de nickel, manganèse et fer latéritique, modifié de Tardy (1993) et de Jébrak et al.(2008) *33*
Figure 7 - Fabrication de briques de latérite dans la carrière d'Angadipuram en Inde (Photo : W. Schellmann) *34*
Figure 8 - Ressources naturelles et risques naturels associés au régolithe sur roches ultrabasiques de Nouvelles-Calédonie, modifié de Maurizot et al. (2011) *38*
Figure 9 - Sites d'activité du nickel en Nouvelle-Calédonie (2012) : sites miniers et usines métallurgiques *40*
Figure 10 - Vue du Mont-Dore, au Sud de Nouméa. En trait plein bleu, zones effondrées datant des années 1990; en trait pointillé bleu, phénomènes plus anciens (Photo : GéoEx©) *42*
Figure 11 - Amas de fibres plus ou moins souples issues de l'altération d'un plan à cristallisation fibro-lamellaire (Photo : D. Lahondère). *44*
Figure 12 - Perte au fond de la doline du "Trou du Tahitien", région de Goro (Photo : J. Jeanpert) *45*
Figure 13 - Carte bathymétrique du SW Pacifique, d'après M. Patriat (2014) *50*
Figure 14 - Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/ 500 000, d'après Maurizot et Vendé-Leclerc, (2009) *52*
Figure 15 - Evolution magmatique "idéale" d'après Bowen (1915) et nomenclature des roches correspondantes (à droite) *57*
Figure 16 - Modèle géodynamique de la Nouvelle-Calédonie du Paléocène jusqu'au Miocène (d'après Cluzel et al., 2012b) *64*
Figure 17 - Profil d'altération type sur roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, avec vocabulaires géologique, altérologique, minier calédonien, ainsi que les codes utilisés par les sociétés minières. Synthèse réalisé dans le cadre de cette étude *69*
Figure 18 - Les différents processus de l'altération chimique, d'après Scott et Pain (2009) *71*
Figure 19 - Apparition et disparition des principaux minéraux dans le profil d'altération sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie, selon cette étude *74*
Figure 20 - Minéraux les plus fréquents des produits d'altération sur roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, associés par diagrammes triangulaires *74*
Figure 21 - Ordre de stabilité des minéraux, selon Goldich (1938). La voie de gauche indique de bas en haut l'altérabilité des minéraux et la voie de droite indique de haut en bas la résistance des minéraux à l'altération *75*
Figure 22 - Transformation de la ferrihydrite en d'autres oxyhydroxydes de fer, modifié de Cornell et Schwertmann (1996) *76*
Figure 23 - Illuviations probables de ferrihydrite dans une cuirasse du massif de Tiébaghi, LTPA x200 (Photo : C. Ricordel-Prognon) *77*
Figure 24 - Genèse des oxydes ferriques (avec couleur des minéraux), modifié de Trolard et al. (2007) *77*
Figure 25 - Matrice goethitique (teinte rouille orangée) et nodules d'hématite altérés (noir à rougeâtre) en LTPNA X50, cuirasse de Goro *78*
Figure 26 - Matrice goethitique (blanc-gris bleuté) et nodules d'hématite (blanche à blanc-gris) altérés en LRPNA x50, cuirasse de Goro *78*
Figure 27 - Garniérite, Poro. Les deux teintes observables (vert bleuté et vert foncé) suggèrent un mélange de phase willemséite-népouite *81*
Figure 28 - Structure des argiles: (a) 1:1, (b) 2:1, (c) 2:2. Les ronds blancs représentent les anions, les triangles représentent les tétraèdres de silice et les ronds grisés les cations. Modifié de Scott et Pain, (2009) *82*
Figure 29 - Nontronite, ou "gley" de Tiébaghi (Photo : J. Jeanpert) *83*
Figure 30 - Halloysite (27,7 % Al2O3 et 1,22 % Ni), Goro (Photo : E. Ramanaidou) *84*

Figure 31 - Altération d'un dyke de wehrlite à plagioclase en gibbsite et olivines iddingsitisées en LPA x100, Goro (Photo : L. Bailly) *84*
Figure 32 - Niveau à oxydes de Mn et Co dans latérite de transition (Photo : L. Bailly) *86*
Figure 33 - Faciès de silice caverneuse *87*
Figure 34 - Semelle du massif de Koniambo (contact avec les Basaltes de Poya) avec veines de magnésite. (Photo : D. Lahondère) *87*
Figure 35 - Magnésite en amas crayeux, Népoui. (Photo : M. Vendé-Leclerc) *88*
Figure 36 - Sidérite, Tiébaghi. Champ : 4 mm. (Photo : S. Lesimple) *88*
Figure 37 - Rhodochrosite, Goro. Champ: 1 mm. (Photo : S. Lesimple) *89*
Figure 38 - Comportement des éléments majeurs Si, Fe et Mg au sein du profil latéritique ; des éléments mineurs Cr, Co, Mn et Al ; et le cas particulier du Ni.Il est à noter que Mg et Si sont en poids oxyde (modifié d'après Trescases, 1975) *91*
Figure 39 - Visulation des éléments des échantillons les plus profonds dans l'espace factoriel, des sondages de l'exercice minier à Goro, projet Nickal (2014) *93*
Figure 40 - Visulation des éléments des échantillons de surface dans l'espace factoriel, des sondages de l'exercice minier à Goro, projet Nickal (2014) *93*
Figure 41 - Détail de l'évolution chimique du Fe vs Si (a) et du Ni vs Mn (b) le long du profil latéritique. Les traits pleins sont des analyses ICP-AES obtenues sur une carotte du massif du Koniambo (Perrier et al., 2006a; Fandeur, 2009), les cercles et carrés sont des analyses DRX obtenues sur le massif du Koniambo (Dublet et al., 2012), et les étoiles et tiretés correspondent à des analyses obtenues sur des poudres de sondage par ICP-OES durant cette étude. Modifié de Dublet, et al. (2012). *94*
Figure 42 - Diagramme triangulaire de classification des chromites de différents échantillons de péridotites et dykes sains/altérés, projet Nickal (2010). Analyses par microsonde XS 50, intensité : 12 nA, courant d'accélération : 15 kV, temps de comptage : 10 s. *95*
Figure 43 - Les différents pièges du Ni dans le profil d'altération *96*
Figure 44 – Schéma montrant les différents fronts affectants le profil d'altération, avec enfoncement du profil *97*
Figure 45 - Roche mère en cours de saprolitisation. L'altération utilise les discontinuités: rubanement et diaclases (Photo : P. Maurizot) *97*
Figure 46 - Horizontalisation des structures dans la saprolite fine *98*
Figure 47 - Horizontalisation d'une cheminée de fer par effet de tassement dans la saprolite fine *99*
Figure 48 - Latérite rouge sur le Kopéto.Il est à noter l'absence de structures héritées (Photo : J. Collot) *99*
Figure 49 - Schéma théorique de formation possible de deux cuirasses d'altitude différentes formées à partir d'une seule surface (Boeglin et Probst, 1996). *101*
Figure 50 - Les carapaces ; a) faciès de carapace à l'affleurement avec structure étirée et des clastes de latérites ; b) détail d'un claste de latérite en cours de ferruginisation sur les bordures ; c) enracinement verticalisé des carapaces utilisant des structures héritées ; d) traces de végétaux pseudomorphosées par la goethite en LTPNA x100 ..... *104*
Figure 51 - Les cuirasses massives ; a) Faciès massif à l'affleurement ; b) grand minéral d'hématite au contact des différentes matrices en LTPNA x 50 ; c) grand minéral d'hématite au contact des différentes matrices en LRPNA x50 ..... *104*
Figure 52 - Les cuirasses nodulaires ; a) Carotte forée dans un faciès à grands nodules ; b) Exemple de lame mince réalisée dans un faciès de cuirasse nodulaire ; c) matrice à éléments nodulaires en LTPNA x50 ; d) Matrice à éléments nodulaires en LRPNA x50 ; e) matrice goethitique à éléments fins soudant les nodules hématitiques en LTPNA x50 ; f) matrice goethitique à éléments fins soudant les nodules hématitiques en LRPNA x50 ..... *105*
Figure 53 - Les cuirasses pisolithiques ; a) Bloc de cuirasse à pisolithes soudés ; b) exemple de lame mince réalisée dans une cuirasse pisolithique ; c) pisolithes soudés par une matrice à nodules en LTPNA x50 ; d) pisolithes soudés par une matrice à nodules en LRPNA x50 ; e) noyaux de goethite au coeur d'un pisolithe en fantôme en LTPNA x 12,5 ..... *106*
Figure 54 - Les cuirasses laminaires ; a) le faciès laminaire à l'affleurement dans une doline ; b) exemple d'algues en cours de pseudomorphose ; c) cloisonnement par de la goethite en LTPNA x50 ..... *107*
Figure 55 - Les cuirasses vermiformes ; a) le faciès vermiforme à l'affleurement ; b) exemple de lame mince réalisée dans une cuirasse vermiforme ; c) concrétion de goethite et liseré d'hématite autour d'un vide en LTPNA x200 ; d) concrétion de goethite et liseré d'hématite autour d'un vide en LRPNA x200 ..... *107*
Figure 56 - Evolution pétrographique des cuirasses de Nouvelle-Calédonie, d'après ce travail et la classification de Tardy (1993) *108*
Figure 57 - Horizon pisolithique ou grenaille des mineurs (Photo : S. Chevrel) *109*

Figure 58 - Nomenclature des roches contenant de l'olivine (Ol), de l'orthopyroxène (Opx), du clinopyroxène (Cpx) et du plagioclase (Pl) d'après Streckeisen (1976). Pour faciliter la lecture, les 4 faces du tétraèdre sont représentées sur le même plan 110
Figure 59 - a) Rubanement (S0), marqué par l'alternance de bancs harzburgitiques et dunitiques, parallèle à la foliation (S1). Les bancs dunitiques s'altèrent beaucoup plus vite que les harzburgites. b) L'altération semble contrôlée par le rubanement lorsque la fracturation est peu développée. (Photo : J-E. Winninger) .. 111
Figure 60 - Termes géologiques de description des différentes lithologies rencontrées sur massif minier de Nouvelle-Calédonie. En rouge, codes utilisés par les différentes sociétés minières. En bleu, paragénèses associées à ces lithologies 112
Figure 61 - Différentes lithologies rencontrées dans les massifs ultrabasiques. a) passe de dunite localement épaissie et digitée dans dans une harzburgite à rubanement pyroxénitique ; b) filon de gabbro recoupant des harzburgites (Photo : J-E. Winninger) ; c) wehrlites mouchetées d) Gabbro cumulat avec alternance de lits bien marquée (Photo : P. Maurizot) ; e) semelle serpentineuse à lizardite amygdalaire (Photo : D. Lahondère) ; f) filon de pyroxénite sain (Photo : J-E. Winnenger) 113
Figure 62 - Degrés de serpentinisation des péridotites, selon Orloff. En rouge, codes correspondants utilisés par différentes sociétés minières. En bleu, minéralogie associée à ces degrés de serpentinisation 115
Figure 63 - Injection de dyke de gabbro/wehrlite recoupant les harzburgites au niveau du col Paillard. (Photo : J. Jeanpert) 116
Figure 64 - Vue générale de la semelle de serpentinites mise en évidence lors des travaux d'aménagement de la baie de Vavouto 117
Figure 65 - Intrusif à composition acide sur le massif du Boulinda 118
Figure 66 - Schéma synthétique de la Nouvelle-Calédonie et coupes illustrant le rôle des détachements et des failles normales dans la distribution des péridotites et des de leur soubassement (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008) 120
Figure 67 - Scenario possible d'évolution du Sud de la Nouvelle-Calédonie après l'obduction (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008) 121
Figure 68 - Modèle du "break-off" du slab associé à la mise en place du granitoïde de Koum-Borindi, ainsi qu'un soulèvementde la Grande Terre, modifié de Cluzel, et al. (2005) 122
Figure 69 - Modèle du "roll-back" du slab associé à de l'extension. Modifié de Schellart et al. (2006). 122
Figure 70 - Les principales phases tectoniques affectant la Nouvelle-Calédonie (d'après Leguéré, 1976). 124
Figure 71 - Massif de Kopéto. Identification des structures linéamentaires à partir du MNT du massif. 126
Figure 72 - Massif de Kopéto. Projection stéréographique du rubanement et de la foliation à l'échelle du massif sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Diagramme de densité, iii) Rose des vents. 127
Figure 73 - Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans). 129
Figure 74 - Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des filons et filonnets serpentineux rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans). 130
Figure 75 – Schéma d'un exemple de fentes de tension serpentinisées en bordure et à remplissage de garniérite se développant au sein d'un filon de pyroxénite serpentinisé. 130
Figure 76 - Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesurés (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents 132
Figure 77 - Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse 133
Figure 78 - Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesurés (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents 134
Figure 79 - Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse 135
Figure 80 - Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents 137
Figure 81 - Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse 138
Figure 82 - Chantier Iris Païdi, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures

nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents 139
Figure 83 - a) Piège type dièdre. Ces pièges sont formés par l'intersection de failles serpentinisées ou silicifiées, et moyennement pentées. b) Piège type sillon. Ces pièges sont apparentés aux dièdres mais le pendage des structures les contrôlant est beaucoup plus abrupt 143
Figure 84 - Différentes observations réalisées par Leguéré (1976) sur les failles courbes-obliques- plates... 144
Figure 85 - Faille « courbe-oblique-plate » : a) Faille courbe d'origine gravitaires assistée par de la fracturation hydraulique induite par les circulations et les variations de pression des fluides du karst (Genna et al., 2005b). b) Faille de glissement accommodant la rupture de pente engendrée par une faille normale syn-altération (Cluzel et Vigier, 2008). c) Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas : Structure « oblique-plate » serpentinisée et minéralisée entrainant une différence d'altération de part et d'autre de la discontinuité. La partie sus-jacente est en effet nettement plus altérée et riche en minerai. d) Massif de Dunite 78 (Massif du Sud) : Grande structure E-W (« sillon ») recoupée par une structure oblique; ces deux plans sont très serpentinisés et minéralisés en nickel 146
Figure 86 - Eléments géomorphologiques d'un paysage karstique. (1) terrains non karstiques; (2) canyon; (3) reculée; (4) vallée sèche; (5) résurgence de rivière; (6) perte; (7) doline; (8) ouvala; (9) lapiaz; (10); aven; (11) grotte; (12) source vauclusienne; (13) rivière souterraine 147
Figure 87 - Evolution du modelé des péridotites (Trescases, 1975) 149
Figure 88 - Principales étapes de la morphogenèse des massifs de péridotites selon Genna (2005a). a) stade initial avec cloisions naissantes et cellules de résorption (dolines et poljés) ; b) stade terminal avec reliefs curvilignes et cellules de résorption abandonnées 150
Figure 89 - Exemple de linéaments associés aux dolines (Plaine des Lacs).Trois familles de structures bien connues en Nouvelle-Calédonie sont présentes : N20-30°, N170-180°, N120-130° 151
Figure 90 - Développement de dolines au croisement des structures d'ordre 1 et 2. Elles s'alignent en général suivant l'axe des structures du permière ordre. 151
Figure 91 - Coupe schématique d'une doline en domaine montagneux. Ces dolines surplombent le plus souvent des dièdres plus profonds et leur zone de sous-tirage semble être localisée au pied des parois les plus abruptes 152
Figure 92 - Schéma des écoulements karstiques tels qu'observés dans le Sud du Massif du Sud 152
Figure 93 - Morphologies karstiques associées aux péridotites : a) cellule d'altération dans le Sud (Photo : Vale NC) ; b) doline en coupe (Photo : P. Maurizot) ; c) conduit karstique dans la saprolite, Nakéty ; d) doline du Trou du Tahitien (Plaine des Lacs) ;e) fontis sur piste (Plaine des Lacs) (Photo : L. Bailly) ; f) perte (Boulinda) ; g) source (proximité de la Madeleine) ; h) conduit karstique vertical à Poro 154
Figure 94 - Evolution isotopique globale des eaux profondes, basée sur la compilation de données de plusieurs sites DSDP et ODP, avec évènements climatiques majeurs sur la période de l'Oligocène à l'actuel, modifié de Zachos (2001; 2008). La courbe noire lissée représente les valeurs moyennes de composition en δO^{18} des benthiques 157
Figure 95 - Variation du niveau marin au Tertiaire (selon de Boer et al., 2011) et optimums climatique (selon Zachos et al., 2001; 2008) 158
Figure 96 - Variation du niveau de la mer depuis les derniers 300 ka, Chevillotte et al., 2005 158
Figure 97 - Nappe des Péridotites et surfaces d'altération maîtresses. Les coupes AB, BC et CD sont représentées sur la figure 98 159
Figure 98 - Profils topographiques simplifiés illustrant les principales surfaces d'altération. Exagération verticale x10 160
Figure 99 - Morphologies observées en fonction de l'évolution du modelé karstique décrit par Trescases (1975) et des mouvements verticaux 161
Figure 100 - Terminologie d'un versant 162
Figure 101 - Cellule d'altération dans le Sud du Massif du Sud (Photo : Vale NC) 163
Figure 102 - Coupe morphologique de la région de Goro (100 000ème) 163
Figure 103 - Coupe morphologique du massif de Tiébaghi (100 000ème) 164
Figure 104 - Dôme de Tiébaghi vu du massif d'Etoile du Nord 164
Figure 105 - Coupe morphologique du massif du Kopéto (100 000ème) 165
Figure 106 - Vue d'une paléosurface correspondant au niveau III (Népouto) sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert) 166
Figure 107 - Doline au niveau d'une paléosurface correspondant au niveau III sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert) 166
Figure 108 - Coupe morphologique du massif du Koniambo (100 000ème) 167
Figure 109 - Massif du Koniambo. Vue général du plateau Trazy entaillé sur ses bords par de profondes lavakas (Photo : L. Bailly) 167

Figure 110 - Massif du Koniambo vu du Plateau de Tia (Photo : L. Alizert) *168*
Figure 111 - Plateau de Trazy sur le massif du Kopéto (Photo : L. Alizert) *168*
Figure 112 - Morphologies rencontrées sur les chantiers minier et leurs caractéristiques associés *170*
Figure 113 - Procédure de notation des stations GPS (numéro de 1→N) *177*
Figure 114 - Formes de la courbure *177*
Figure 115 - Comportement mécanique des matériaux constituant le profil, modifié de Maurizot (2002) *178*
Figure 116 - Amorce de cartographie du régolithe sur fond topographique. A droite, forme de "goutte" des latérites, à gauche forme losangique de la roche saine *178*
Figure 117 - Calcul de courbures de pente réalisé par SIG. On peut voir le résultat avec deux types de maille : 3x3 et 21x21. Il apparait que la maille 21x21 semble la plus adéquate de par sa ressemblance vis à vis de la carte géologique, d'arès Maurizot (2002) *180*
Figure 118 - Etat d'avancement du programme de cartographie "Régolithe" *183*
Figure 119 - Onde électromagnétique *186*
Figure 120 - Le spectre électromagnétique *186*
Figure 121 - Les types d'interactions possibles entre un rayonnement incident et une transition entre deux milieux de natures différentes : réflexion et/ou réfraction, diffusion et absorption *187*
Figure 122 - Interaction des ondes électromagnétiques avec la surface terrestre. *187*
Figure 123 - Extraction des paramètres biogéochimiques de la surface terrestre d'après leurs caractéristiques spectrales (modifié de Chevrel, 2012) *188*
Figure 124 - Signature spectrale de quelques minéraux caractéristiques (Chevrel, 2012) *189*
Figure 125- Méthodes d'acquisition de spectroradiométrie : proximale (terrain), aéroportée, satellitaire ... *190*
Figure 126 - Schéma d'un cube hyperspectral *191*
Figure 127 - Avion et capteur Hymap utilisés pour le projet *192*
Figure 128 - Spectre de garniérite mesuré en illumination artificielle (courbe rouge) et en illumination naturelle (courbe noire) avec l'ASD FieldSpec *193*
Figure 129 - ASD FieldSpec 3® en cours d'utilisation sur Goro (Photo : M. Despinoy) *194*
Figure 130 - Massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie (grisées) et les zones survolées par Hymap (rouge) *195*
Figure 131 - A gauche, le profil type d'altération sur massif ultrabasique de Nouvelle-Calédonie (dénomination selon les mineurs et géologues) et à droite, les spectres in situ correspondants acquis par le spectroradiomètre de terrain (Photos : S. Chevrel) *198*
Figure 132 - Diagramme des méthodes mises en place pour la cartographie du régolithe. En gris, les données collectées *199*
Figure 133 - Profils spectraux et zones d'absorption atmosphérique *201*
Figure 134 - Nuage de points du spectre TIE12a obtenu sur Tiébaghi (Cuirasse à lichens). *203*
Figure 135 - Classification des sols par le modèle Spectral Angle Mapper (SAM) – Transect de Tiébaghi *204*
Figure 136 - Exemple de spectre sur sol nus (HyMap) avec les zones intéressantes (rond rouge) à caractériser *206*
Figure 137 - Spectre de réflectance normalisé (A) sur la fenêtre de 758 nm à 1046 nm, le spectre continu (en bleu sur B) et le spectre d'approximation mathématique (en rouge sur B) *207*
Figure 138 - Résultats de traitements (taux d'oxyde de fer et de serpentine) sur l'image de Tiébaghi *209*
Figure 139 - Résultats de classification sur une des 2 images hyperspectrales de Tiébaghi *210*
Figure 140 - Coupe géologique réalisée à partir de la cartographie obtenue par la méthodologie à 7 classes *212*
Figure 141 - Spectromètre PGIS21 en opération en Nouvelle-Calédonie *216*
Figure 142 - Spectromètre gamma PGIS21 ..... *218*
Figure 143 - Exemple d'un spectre typique de rayonnement gamma *218*
Figure 144 - Exemple de spectre acquis pour le projet *219*
Figure 145 - Evolution de l'estimation de la précision de mesure en potassium, uranium et thorium en fonction du temps d'accumulation *220*
Figure 146 - (a) Evolution de la résolution (a) et de la position du pic (b) des spectres journaliers pour la fenêtre potassium *221*
Figure 147 - Diagramme des teneurs de potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour l'ensemble des mesures gammas spectrométriques réalisées en Nouvelle-Calédonie *223*
Figure 148 - Confrontation entre les analyses de laboratoire en abscisse et les mesures gamma spectrométriques de terrain en ordonnée, pour le potassium, le thorium et l'uranium *224*
Figure 149 - Description des trois chaînes radioactives naturelles représentées dans un diagramme neutron-proton, d'après Allègre (2005) *225*

Figure 150 - Effet de recul, figure tirée de Dosseto et al., 2008 ..... *226*
Figure 151 - Variation des rapports isotopiques de l'uranium en fonction du temps et de la granulométrie, d'après Dosseto et al. (2008) *227*
Figure 152 - Rapport isotopique ($^{234}U/^{238}U$) et concentration en uranium dans les roches et sédiments de Tiébaghi et de la rivière des Pirogues *228*
Figure 153 - Diagrammes binaires des teneurs en K, U, et Thpour les filons sains (points rouges), les filons altérés (points grenats) et la roche encaissante saine (points bleus) *230*
Figure 154 - Diagramme ternaire des concentrations relatives en potassium, uranium, thorium des péridotites du Massif du Sud *231*
Figure 155 - Carte géologique du site de la Rivière des Pirogues (Maurizot, 1993) *232*
Figure 156 - Répartition de l'échantillonnage sur le site de la Rivière des Pirogues *233*
Figure 157 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies sur le site de la Rivière des Pirogues *234*
Figure 158 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies sur le site de la Rivière des Pirogues (les ellipses ont un rayon égal à un demi écart type) *236*
Figure 159 - Carte radiométrique du potassium du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition *238*
Figure 160 - Carte radiométrique de l'uranium du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition *239*
Figure 161 - Carte radiométrique du thorium du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition *240*
Figure 162 - Carte radiométrique ternaire du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition *241*
Figure 163 - Anomalies positives en K reportées sur la carte géologique des filons *242*
Figure 164 - Anomalies positives en U et Th reportées sur la carte géologique des latérites *243*
Figure 165 - A gauche, grilles de valeurs radiométriques obtenues au sol sur le site de la Rivière des Pirogues, à droite, les variables correspondantes pour une acquisition aéroportée à 100 m de hauteur pour un volume de capteur de 16,8 l *247*
Figure 166 - A gauche, grilles de valeurs radiométriques obtenues au sol sur le site de la Rivière des Pirogues, à droite, les variables correspondantes pour une acquisition aéroportée à 80 m de hauteur pour un volume de capteur de 33,6 l *248*
Figure 167 - A gauche, grilles de valeurs radiométriques obtenues au sol sur le site de la Rivière des Pirogues, à droite, les variables correspondantes pour une acquisition aéroportée à 50 m de hauteur pour un volume de capteur de 50,4 l *249*
Figure 168 - Carte du potassium (a), de l'uranium (b), du thorium (c) et carte géologique (d) du site de la Rivière des Pirogues réalisées avec les enregistrements continus. Les points représentent les stations d'acquisition *250*
Figure 169 - Répartition de l'échantillonnage sur le site de Tiébaghi *252*
Figure 170 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies du site de Tiébaghi 253
Figure 171 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies sondées à Tiébaghi (les ellipses ont un rayon égal à un demi écart type) *255*
Figure 172 - Comparaison des courbes de dérive apparente du pôle de l'Europe, de l'Inde et de l'Australie entre 0 et 200 Ma, d'après Ricordel-Prognon (2007). *261*
Figure 173 - Evolution géodynamique du SW Pacifique durant l'intervalle post-obduction, modifié de Schellart (2006). Noter la position fixe de la Nouvelle-Calédonie par rapport à l'Australie durant cet intervalle. *262*
Figure 174 - Magnétisation : Aimantation induite vs. Champ magnétique. (a) Dia-magnétisme, avec une susceptibilité négative constante ; (b) Para-magnétisme, avec une susceptibilité positive constante ; (c) Ferro-magnétisme présentant un cycle d'hystérésis, avec une susceptibilité non constante. D'après Butler, 1998. *263*
Figure 175 - Les minéraux ferromagnétiques au sens large ont, suivant le minéral, un agencement des spins différent, d'après Souque (2006). *264*
Figure 176 - Définition des paramètres d'hystérésis (a) et allure de cycles d'hystérésis caractéristiques : (b) d'un échantillon au comportement paramagnétique; (c) d'un échantillon au comportement superparamagnétique, d'après Butler (1998) *266*

Figure 177 - Exemples de cycles d'hystérésis caractéristiques : a) d'hématite ; b) de magnétite ; c) d'un mélange hématite et magnétite ; d) d'un mélange de deux hématites de coercivités différentes, d'après Ricordel (2007). *267*
Figure 178 - (a) Exemple d'acquisition d'ARI par mesure linéraire (LAP) ; (b) Acquisition par une courbe à gradient, DP= Paramètre de dispersion ; (c) Acquisition standardisée selon échelle de probabilité (SAP). Modifié de Kruiver (2001). *268*
Figure 179 - Analyses des courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI) selon la méthode de Kruiver et al. (2001). Les courbes présentées sont relatives à un échantillon présentant deux composantes. La composante 1 (trait pointillé fin) correspond à de la magnétite (ARS=0.1 A/m, log(B1/2)=1.76, DP=0.48). La composante 2 correspond a de la goethite (trait pointillé épais) (ARS=0.1 mA/m, log(B1/2)=3.11, DP=0.19) (Kruiver et al., 2001). La somme des deux composantes est représentée par le trait gras. Elle est parfaitement corrélée avec les points de mesures (carrés vides). *268*
Figure 180 - Système d'orientation de l'échantillon collecté par la foreuse portative. Le schéma de gauche représente l'échantillon in situ. *L'axe z pointe au sein de l'affleurement ; l'axe x est le plan vertical ; l'axe y est le plan horizontal. Le schéma de droite présente les angles mesurés pour pouvoir orienter la carotte dans l'espace. Les angles mesurées à la boussole sont l'angle formé par z et la verticale, soit l'inclinaison ; et l'angle formé par l'axe x et le Nord. Modifié de Butler (1998).* *269*
Figure 181 - Prélèvement avec foreuse portative, foret lubrifié à l'eau. Wharf de Népoui (Photo : L. Alizert) *270*
Figure 182 - Mesure de l'orientation des échantillons pour étude paléomagnétiques. a) Mesure de la direction de la génératrice avec la boussole et son porte-boussole ; b) Mesure de l'inclinaison ; c) Prélèvement de la carotte ; d) Traçage de la génératrice (Photos : L. Alizert) *271*
Figure 183 - Mesure de l'ARN par un magnétomètre JR-5A spinner au Laboratoire de Paléomagnétisme de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans *272*
Figure 184 - Démagnétiseur LDA utilisé pour la chauffe des échantillons *272*
Figure 185 - Porte échantillon du magnétomètre JR-5A spinner *272*
Figure 186 - Création d'un diagramme de Zijderveld. On projette la trace du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux : un plan avec EW en x et NS en y, permettant d'obtenir la déclinaison; et un plan avec Haut-Bas en x et NS en y, permettant d'obtenir l'inclinaison. On rabat ensuite ces deux plans pour obtenir un diagramme de Zijderveld. Modifié de Ricordel-Prognon, 2007 ..... *273*
Figure 187 - Représentation d'une direction sur une projection à aires conservées. La déclinaison est mesurée autour du périmètre du cercle (sens horaire en partant du Nord) et l'inclinaison est mesurée du périmètre (0°) jusqu'au centre du cercle (90°). Modifié de Butler, 1998 ..... *273*
Figure 188 - Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers. a) Dans le cas ou une seule composante d'aimantation est détruite. b) Dans le cas ou 2 composantes aux spectres de coercivité bien distincts sont désaimantées. c) Dans le cas ou deux composantes présentent des températures de blocage et des spectres de coercivité semblables. D'après Ricordel-Prognon (2007) *274*
Figure 189 - Ensemble des sites étudiés et résultats paléomagnétiques obtenus sur la Grande Terre *277*
Figure 190 - Vue de la falaise coupant la cuirasse et le sommet de la latérite rouge sur la bordure NW du plateau de Tiébaghi (proche du site Tiébaghi D). (Photo : F. Quesnel) *278*
Figure 191 - Carte des prélèvements pour datation par paléomagnétisme sur le plateau de Tiébaghi. *279*
Figure 192 - Schéma et photos du site de prélèvement C (double collecteur) sur le plateau de Tiébaghi. a : Plan schématique ; b : groupe d'échantillons A ; c : panorama du font du collecteur ; d : groupe d'échantillons B. (Photos : F. Quesnel) *279*
Figure 193 - Faciès nodulaire observé sur la coupe 2 du site B de Tiébaghi. (Photo : F. Quesnel) *280*
Figure 194 - Nodules d'hématites et illuviations dans une cuirasse nodulaire de Tiébaghi en LTNA. *280*
Figure 195 - Faciès pisolithique partiellement vermiforme observé sur la coupe 2 du site B de Tiébaghi. (Photo : F. Quesnel) *282*
Figure 196 - Photo d'une lame mince de l'échantillon Tie C17 (faciès de cuirasse pisolithique soudée vermiforme d'après les observations macroscopiques) observée en LTNA. *282*
Figure 197 - Courbe d'aimantation rémanente isotherme (ARI) de deux échantillons représentatifs de Tiébaghi. *284*
Figure 198 - Projection orthogonale du vecteur aimantation pour l'échantillon 29 du site de Tiébaghi et comportement thermomagnétique, M/Mmax : moment magnétique. *285*
Figure 199 - Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site de Tiébaghi (TIEC37). *285*
Figure 200 - Projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne du site de Tiébaghi. Symboles noirs/ blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/ inverses. Etoile rouge : moyenne des directions d'aimantation. L'hexagone vert représente la

direction d'aimantation moyenne obtenue par Falvey (1979). La croix bleu représente la direction du champ dipôle actuel et le rhomboèdre jaune la direction du dipôle géocentrique. 286
Figure 201 - Pôles paléomagnétiques obtenus pour Tiébaghi (Falvey, 1979 en vert ; présente étude en rouge) et comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). 287
Figure 202 - Impact de la prise en compte du basculement moyen de la surface de Tiébaghi (8°) sur les âges estimés. 288
Figure 203 - Cuirasse sur le site de Goro (sous-site COFREMI) (Photo : L. Bailly) 289
Figure 204 - Carte des prélèvements pour datation par paléomagnétisme sur le plateau de Goro et Port-Boisé 290
Figure 205 - Cuirasse massive légèrement vermiforme avec remplissage de latérite, sous-site Goro 3. (Photo : F. Quesnel) 292
Figure 206 - Matrice hématitique avec nodules et nombreux pisolithes en LTPNA x50 (GORO 4-5). 292
Figure 207 - Matrice goethitique et nodules d'hématite altérés en LTPNA x50 (GORO 5-3) 293
Figure 208 - Matrice goethitique et nodules d'hématite altérés en LRPNA x50 (GORO 5-3). 293
Figure 209 - Concrétions de goethite/hématite autour des vides en LTPNA x50 (GORO 5-3). 294
Figure 210 - Concrétions de goethite/hématite autour des vides en LRPNA x50 (GORO 5-3). 294
Figure 211 - Courbe d'aimantation rémanente isotherme (ARI) de deux échantillons représentatifs de Goro. 297
Figure 212 - Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site de Goro (Goro 1-18) et comportement thermomagnétique, M/Mmax : moment magnétique. 298
Figure 213 - Désaimantation de l'ARN et directions d'aimantations obtenues pour les différents sous-sites de Goro. a, c, e) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du sous-site. b, d, f, h, i) Projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/ blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. g) projection à aires conservées de la désaimantation de l'échantillon Goro4-27. Etoile: moyenne des directions d'aimantation. Croix grise : direction du champ dipôle actuel. 300
Figure 214 - Pôles paléomagnétiques obtenus pour les différents sous-sites de Goro et comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse and Courtillot, 2003). 301
Figure 215 - Pôles paléomagnétiques obtenus pour les sites de l'Ile des Pins, la Napoueredjeine (fluvio-lacustre) et le conglomérat de Népoui, comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse and Courtillot, 2003). 302
Figure 216 - Goethite rubanée et éléments hématitiques en LTPNA x50 (IDP B-8). 303
Figure 217 - Goethite rubanée et éléments hématitiques en LRPNA x50 (IDP B-8). 303
Figure 218 - a) Lame mince d'une pseudocuirasse du Boulinda: on observe de nombreux nodules, pisolithes, ainsi qu'une matrice constituée elle-même d'éléments (LTNA x50) ; b) Les interstices sont composés de silice (LTA x50). 305
Figure 219 - Tentative de corrélation entre les faciès de cuirasse, les âges obtenus par paléomagnétisme et les paléosurfaces associées. Situation des coupes AB, BC et CD sur la figure 97. 307
Figure 220 - Carte géologique simplifiée de la Nappe des Péridotites, avec les surfaces d'altération maîtresses et les occurences de sédiments post-obduction 312
Figure 221 - Carte géologique et localisation du granitoïde de Saint-Louis 315
Figure 222 - Carte géologique et localisation du granitoïde de Koum-Borindi 316
Figure 223 - Carte géologique simplifiée de la région de Népoui 318
Figure 224 - Carte géologique simplifiée de la baie de Népoui indiquant l'implantation du sondage (Xuudhen) 319
Figure 225 - Log simplifié du Groupe de Népoui 320
Figure 226 - Coupes géologiques dans la région de Népoui (exagération verticale x2) ; pour la localisation des coupes voir figure 223 321
Figure 227 - Conglomérat de Pindaï à proximité du wharf de la SLN, sur la presqu'île de Muéo (Photo : L. Alizert) 322
Figure 228 - a) Stratifications entrecroisées dans le conglomérat de Pindaï ; b) Focus sur les stratifications entrecroisées de (a) ; c) Conglomérat à clastes de dolérite et de serpentinite silicifiée ; d) Bois fossile silicifié dans le conglomérat ; e) Conglomérat à galets et graviers de péridotites, de cuirasse, de silice et de magnésite ; f) Stratification entrecroisée du type « Herringbone » 324
Figure 229 - Carte géologique et localisation de la Fm du Gwa N'Doro 326
Figure 230 - a) Falaise de sédiments fluviatiles du Gwa N'Doro, altitude 300 m ;b) Exemple de conglomérat de l'unité inférieure ; c) Grés ferruginisé de Kassouri ; d) Pic du Tambounan ; e) Congomérat de péridotite au Tambounan ; f) Micro-conglomérat de cuirasse au Kafeate (Photos : a, b, c, d, e) F. Quesnel ; f) L. Alizert) .. 327

Figure 231 - Formation Fluvio-lacustre, coupe de la Rivière des Pirogues (Photo : P. Maurizot)..... 328
Figure 232 - Carte géologique et localisation des Fm du Tambounan et du plateau du Kafeate..... 329
Figure 233 - Coupes montrant les deux phases de morphogenèse de la Nouvelle-Calédonie, selon Chardon et Chevillotte (2006). a) Oligocène supérieur ; b) Néogène supérieur..... 331
Figure 234 - Modèle de rupture de la plaque plongeante (slab break-off), le premier chiffre dans les cases colorées indiquent à quelle profondeur s'initie la déchirure et le deuxième quand se termine la rupture, adapté de Duretz (2011)..... 333
Figure 235 - Résumé des évènements géologiques affectant la Nouvelle-Calédonie de l'Éocène inférieur au Miocène supérieur. Echelle géologique : Gradstein et al., 2012..... 335
Figure 236 - Modèle de la déchirure de la plaque plongeante (slab break-off) et des mouvements verticaux qui en résulte, du Piabonien au Burdigalien..... 336
Figure 237 - Les différents types de gisements de nickel latéritique dans le monde et en Nouvelle-Calédonie, modifié de Freyssinet et al. (2005) et de Jébrak et al. (2008)..... 340
Figure 238 - Positions spatiales de différents types de minerais dans le profil d'altération. Détail du manteau d'altération d'un plateau et d'une zone fracturée, sans échelle (modifié de Trescases, 1975)..... 342
Figure 239 - Faille normale avec un plan à silice-nickel au contact d'une brèche (minerai « bréchique »), mine de Ouazangou (Photo : F. Quesnel)..... 343
Figure 240- Filons quartzo-nickelifères recoupant une dunite saprolitisée (minerai « quadrillé »). Mine Francaise de Poro- Centre de Formation aux Techniques de la Mines et des Carrières (Photo : L. Bailly)..... 344
Figure 241 - Typologie des latérites développée dans le cadre du projet CNRT "Nickal"..... 346
Figure 242 - Différents types de gisements de latérite rencontrés sur les plateaux et bassins, replacés dans le contexte géomorphologique général de la Nappe des Péridotites de Nouvelle-Calédonie, sans échelle..... 348
Figure 243 - Répartition spatiale des types de latérite rencontrés..... 349
Figure 244 - Profil type des gisements du type A1 (bassin), sans échelle..... 350
Figure 245 - Morphologie des gisements du type A1 (bassin), sans échelle..... 351
Figure 246 - Profil type des gisements du type A2 (bassin et sédiments fluvio-lacustres), sans échelle..... 352
Figure 247 - Morphologie des gisements du type A2 (bassin et sédiments fluvio-lacustres), sans échelle..... 352
Figure 248 - Profil type des gisements du type B (plateau des reliefs montagneux), sans échelle..... 353
Figure 249 - Localisation des sondages des chantiers Manguen, Centre et Trazy (Massif du Koniambo) sur le fond de la carte géologique au 1/50 000ème..... 355
Figure 250 - Morphologie des gisements du type B (plateau montagneux) et D (surfaces intermédaires stériles), sans échelle..... 356
Figure 251 - Profil type des gisements du type C (plateau des reliefs montagneux des klippes du Nord), sans échelle..... 356
Figure 252 - Morphologie des gisements du type C (plateau montagneux) et D (plateau des reliefs montagneux des klippes du Nord), sans échelle..... 357
Figure 253 - Stade d'enrichissement en Ni de l'horizon de transition et de la base des latérites jaunes par « digestion » des veines de garniérite de l'horizon saprolitique. CUI : cuirasse. LATR : latérite rouge. LATJ : latérite jaune. TRN : horizon de transition, sans échelle, Bailly et al., 2014)..... 360
Figure 254 - Evolution dans le temps des profils latéritiques de Nouvelle-Calédonie, sans échelle..... 362
Figure 255 - Les pièges structuraux. a) En coupe, dièdres et sillons formés par les structures d'ordre 1 avec faille oblique à plate pouvant limiter le stock de Ni ; b) En plan, « coins » structuraux riches en Ni formés par la rencontre des structures d'ordre 1 et d'ordre 2. Des dolines peuvent exprimer en surface la rencontre de ces structures..... 364

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Epaisseurs moyennes des niveaux d'altération dans quelques exemples de profil 68
Tableau 2 - Index de potentiel d'altération des minéraux des roches ultrabasiques, selon Reiche (1943) 75
*Tableau 3 - Silicates porteurs de nickel identifiés en Nouvelle-Calédonie, *teneurs moyennes en Ni % rapportées par Brand et al.,(1998)* 80
Tableau 4 - Résultats de l'ACP sur les échantillons de tête de forage (à gauche) et de pied de forage (à droite), provenant des sondages de l'exercice minier à Goro, projet Nickal (2011). LOI=Perte au feu.Les poids positifs sur l'axe sont surlignés en jaune, les poids négatifs en bleu 92
Tableau 5 - Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyens de S_{0-1} par chantier et à l'échelle du massif, la faible quantité de mesure sur Iris Païdi ne nous permet pas de dégager des moyennes 127
Tableau 6 - Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plan de fracturation. 131
Tableau 7 - Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plan de fracturation. 135
Tableau 8 - Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plans de fracturation. 136
Tableau 9 - Chantier Iris Païdi, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plans de fracturation. 140
Tableau 10 - Ordre des structures et type de piège définis pour chaque site d'étude 141
Tableau 11 - Données climatiques sur les roches ultramafiques exposées à l'altération météorique et les latérites associées (Freyssinet et al., 2005) 156
Tableau 12 - Dictionnaire de la base de données (SIGEOL) dans laquelle sont saisies les information du régolithe 181
Tableau 13 - Caractéristiques comparatives des principaux capteurs hyperspectraux aéroportés et satellitaires 191
Tableau 14 - Caractéristiques du spectroradiomètre ASD FieldSpec 3® 195
Tableau 15 - Répartition des zones non exploitables par zone d'étude 196
Tableau 16 - Répartition des zones exploitables par site d'étude 197
Tableau 17 - Paramètres remarquables pour la caractérisation de minéraux analysés 205
Tableau 18 - Matrice de confusion pour la classification des sols sur Tiébaghi (7 classes) 211
Tableau 19 - Récapitulatif de l'échantillonnage géophysique réalisé 221
Tableau 20 - Mesures gamma spectromètriques réalisées au droit des péridotites dans le Massif du Sud 231
Tableau 21 - Récapitulatif des paramètres statistiques (moy : moyenne ; std : écart type) pour les différentes lithologies mesurées sur le site de la rivière des Pirogues 235
Tableau 22 - Coefficient de sensibilité et d'atténuation d'un système aéroporté pour des cristaux de type Na 245
Tableau 23 - Récapitulatif des paramètres statistiques (moy : moyenne ; std : écart type) pour les différentes lithologies mesurées sur le site de Tiébaghi 254
Tableau 24 - Températures de Curie ou de Néel des principaux hydroxydes de fer rencontrés dans les latérites de Nouvelle-Calédonie. 265
Tableau 25 - Ensemble des résultats de datation par paléomagnétisme obtenus depuis 2008 276
Tableau 26 - Analyses microsonde d'une cuirasse nodulaire de Tiébaghi. Les moyennes sont ramenées à 100 % pour chaque phase. Modifié de Latham (1986). 281
Tableau 27 - Analyses DRX d'échantillons de cuirasses de Tiébaghi. 281
Tableau 28 - Liste des échantillons de Tiébaghi retenus pour analyse paléomagnétique 283
Tableau 29 - Coordonnées géographiques, et directions d'aimantation moyenne et pôles paléomagnétiques de Tiébaghi. Lat. (°N)= latitude du site ; Long. (°E)= longitude du site ; N=nombre d'échantillons traités ; n=nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne ; D=déclinaison ; I=Inclinaison ; k=paramètre de précision ; α95=rayon du cône de confiance à 95% ; Pole Lat (°N)=latitude du pôle paléomagnétique ; Pôle Lon. (°E)= longitude du pôle paléomagnétique ; dp and dm= erreur autour de la position du pôle. 287
Tableau 30 - Liste des échantillons de Goro retenus pour analyse paléomagnétique. 296
Tableau 31 - Analyses DRX d'échantillons de cuirasses de Goro. 297
Tableau 32 - Coordonnées géographiques, et directions d'aimantation moyenne et pôles paléomagnétiques de Goro. Lat. (°N)= latitude du site ; Long. (°E)= longitude du site ; N=nombre d'échantillons traités ; n=nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne ; D=déclinaison ; I=Inclinaison ; k=paramètre

de précision ; α95=rayon du cône de confiance à 95% ; Pole Lat (°N)=latitude du pôle paléomagnétique ; Pôle Lon. (°E)= longitude du pôle paléomagnétique ; dp and dm= erreur autour de la position du pôle. *299*
Tableau 33 - Comparaison entre les nouvelles méthodes de cartographie et de prospection utilisées durant cette thèse, et celles couramment utilisées en Nouvelle-Calédonie. *365*

INTRODUCTION

INTRODUCTION

La cartographie, en particulier celle des formations superficielles, est une des priorités du Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC). En effet, l'essentiel des ressources propres à la Nouvelle-Calédonie provient de son sous-sol, principalement du minerai de nickel supergène issu de l'altération météorique des roches ultrabasiques. La cartographie existante de ces ensembles altérés n'est pas d'un niveau et d'un détail suffisants par rapport aux enjeux miniers du pays. La cartographie géologique utile aux entreprises minières s'apparente plus à la cartographie des produits d'altération (différents types de saprolites, latérites et cuirasses) qu'à celle plus classique du sous-sol. Cependant la répartition des formations d'altérations obéit à des règles qui posent de nombreuses questions scientifiques.

La cartographie des formations ultrabasiques et de leur manteau d'altération (1/ 50 000) s'appuie sur différents outils de télédétection et de géophysique appliqués aux massifs ultrabasiques, sur des observations de terrain classiques, et fait appel à la géomorphologie, l'analyse structurale, l'altérologie, l'hydrogéologie, etc.).

L'évolution morphologique post-obduction de la Nouvelle-Calédonie correspond à une succession d'épisodes d'altération et de phases d'érosion. Les épisodes d'altération et/ou d'érosion modérée aboutissent à la formation de plateaux ou de pentes douces qui sont ultérieurement disséqués et isolés lors de reprises d'érosion intense à l'origine de versants abrupts et de gorges étroites. Pour comprendre les facteurs contrôlant cette morphogenèse complexe, il convient de s'intéresser en premier lieu aux différents replats et surfaces qui caractérisent le modelé des massifs ultrabasiques. La cartographie et la caractérisation fine des formations superficielles associées à ces replats, permettent i) d'identifier la nature des altérites ou sédiments superficiels qui les jalonnent, ii) de proposer des pistes pour reconstituer la morphogenèse, et iii) de mieux apprécier la structuration (fracturation) à grande échelle de ces massifs, qui contrôle en grande partie le développement de l'altération. Pour que des considérations soient extrapolables à l'échelle de la Grande Terre, la corrélation entre formations reposant sur des replats géométriquement raccordés ou non doit être vérifiée.

La variable temporelle liée à la formation des paléosurfaces reste difficile à contraindre, faute de géochronomètre applicable (datation absolue) en Nouvelle-Calédonie (Quesnel *et al.*, 2008). Il est donc proposé d'utiliser la datation par paléomagnétisme, évaluée récemment sur ce type de formation et mise en œuvre avec succès (Quesnel *et al.*, 2011; Ricordel-Prognon *et al.*, 2011). Les nouvelles contraintes géochronologiques obtenues permettent de mieux cerner le poids respectif des différents facteurs, tels que la géodynamique régionale (configuration paléogéographique), les déformations tectoniques, les variations climato-eustatiques, dans l'apparition, l'intensité et l'évolution des processus d'altération (Figure 1).

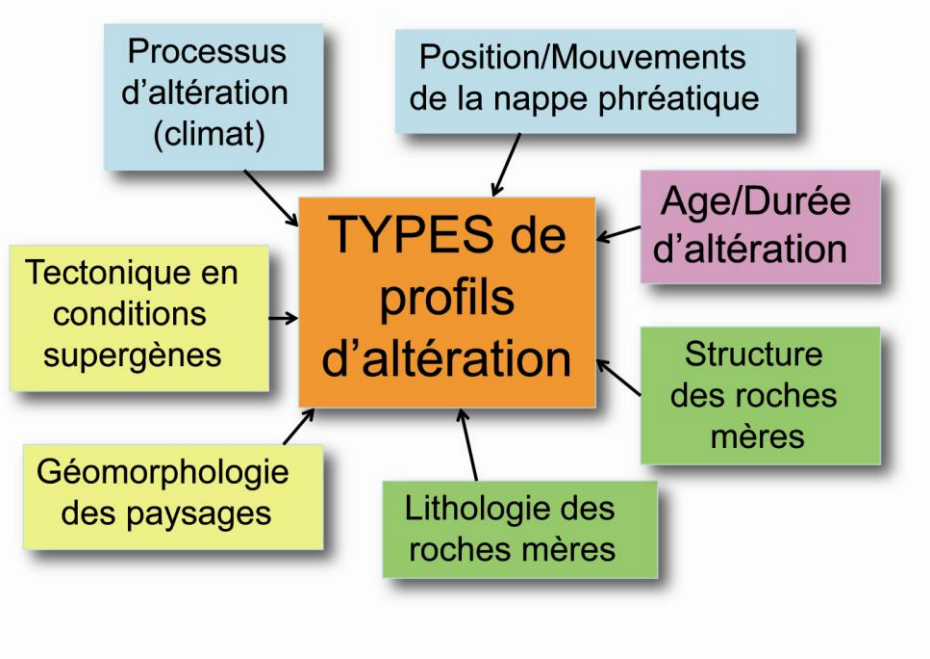


Figure 1 - Paramètres influençant la genèse, la différenciation et la distribution des différents profils d'altération, modifié de Quesnel (1997)

La cartographie fine des différents types de saprolites, latérites et cuirasses, la contrainte temporelle des replats pour diverses corrélations, dans différents contextes (surfaces sommitales, plateaux, plaines, surfaces de piedmont, etc.), avec les variations de profil (épaisseur, géométrie, distribution des matériaux, roches-mères, etc.) permettent de distinguer différents facteurs déterminant les minéralisations nickélifères. Ces facteurs apporteront à termes de nouvelles pistes d'exploration à la profession minière.

Ce travail s'est effectué dans le cadre de plusieurs projets des organismes de rattachement (Figure 2):

- Le programme « Régolithe » du SGNC, associé au programme national « Régolithe » du BRGM ;
- Le programme « Régolithe et Nickel » du Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement (PPME) de l'UNC ;

Cette thèse s'inscrit aussi dans le cadre des projets du Centre National de Recherche Technologique (CNRT) « Nickel et son environnement » (Figure 2):

- « CArthographie du Régolithe par Technologie Hyperspectrale Aéroportée » (CARTHA), qui visait à évaluer le potentiel de l'outil « hyperspectral » sur le territoire ;
- « Radiométrie », dont l'objectif était de déterminer si un survol héliporté utilisant l'outil de radiométrie gamma pouvait être intéressant pour la profession minière ;
- « Nickal » qui visait à produire une typologie des minerais latéritiques ;
- « HYdrogéologie des PERidotites Karstifiées de Nouvelle-Calédonie » dont le but est de caractériser les écoulements souterrains dans les péridotites.

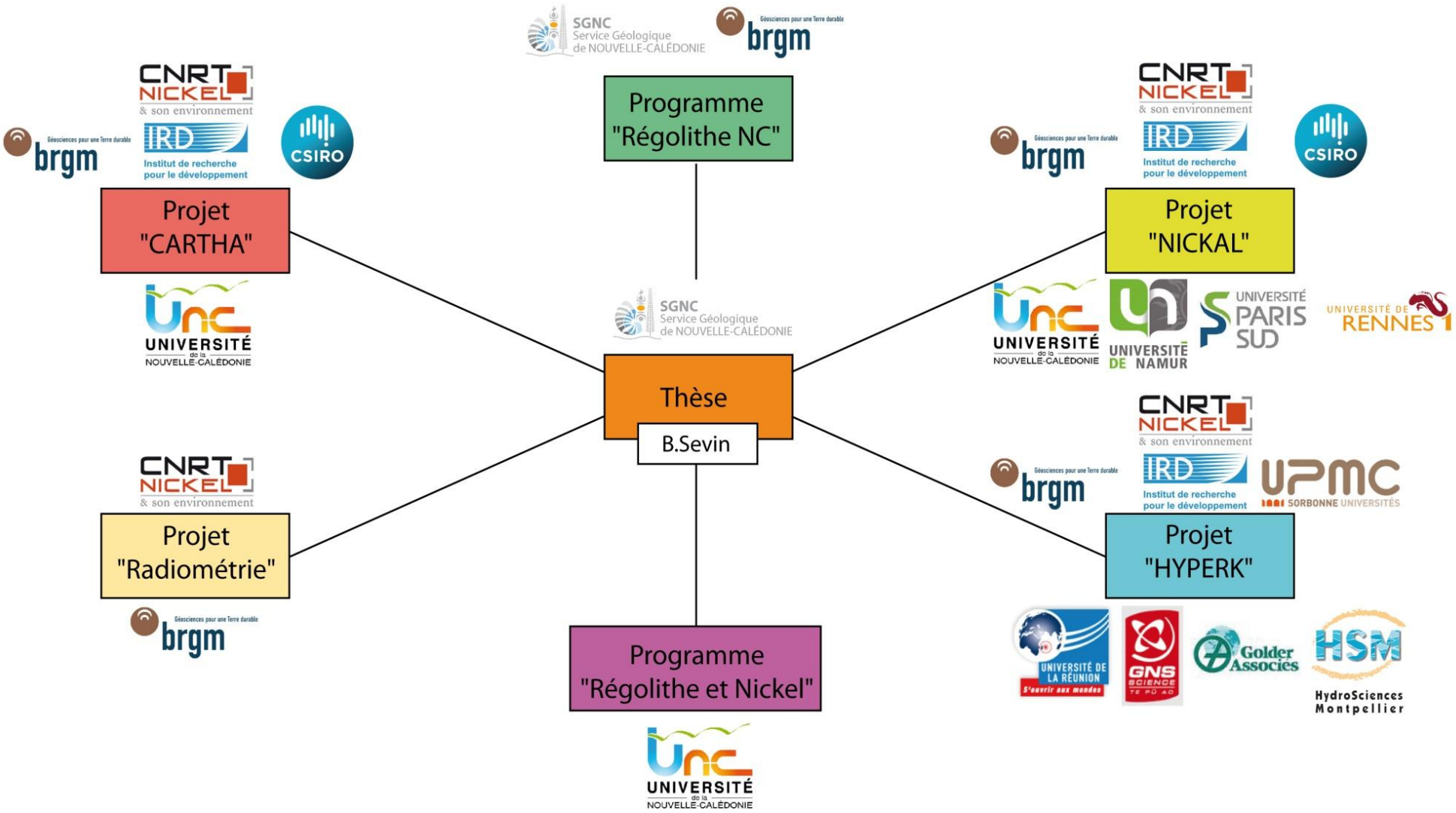


Figure 2 - Projets rattachés à cette thèse

1 L'étude du régolithe

1.1 Contexte

Les formations superficielles constituant le Régolithe couvrent la quasi-totalité des terres émergées. Elles sont depuis peu considérées comme des formations géologiques à part entière mais aussi comme le support de l'activité biologique, l'objet de nombreuses activités anthropiques, la source de matériaux et de métaux exploitables, l'encaissant des nappes alluviales superficielles, et la roche-mère de nombreux sols.

1.2 Définitions

1.2.1 Les formations superficielles et le régolithe

La notion de **formations superficielles** en géologie est relativement récente, son champ d'intervention, à la croisée de plusieurs thématiques, ayant été, depuis les années 1950, largement occupé par les géologues du Quaternaire, les géomorphologues, les pédologues, les archéologues, les volcanologues, les hydrogéologues (à cause de leur ressources en eau), et aussi les sédimentologues, il faut le dire, souvent d'abord intéressés par leur substratum (Prognon *et al.*, 2009).

L'intérêt pour ces terrains depuis les années 1970 a grandi principalement à la suite de l'exacerbation des problématiques d'environnement, d'aménagement du territoire et de gestion des ressources de sub-surface (eau, matériaux…), mais aussi du fait de l'avancée de la connaissance scientifique sur des processus tels que la genèse et l'évolution des altérites.

Si en France, le terme de formations superficielles fut, pour des raisons historiques et jusqu'il y a peu,le plus couramment employé, il a toujours présenté, pour les géologues, une forte connotation de géologie du Quaternaire, jugée trop restrictive, en ce qu'elle tend à minimiser l'importance des paléo-altérites et à masquer la dimension temporelle pourtant très large (l'échelle des temps géologiques) de ces terrains. De ce fait, la tentation de lui substituer un autre terme, plus approprié, plus conceptuel et moins descriptif, a souvent agité la communauté géologique française (pour une bibliographie exhaustive voir Prognon *et al.*, 2009).

A l'inverse de cette communauté, une partie de la communauté géologique internationale (des anglo-saxons comme les Américains et surtout les Australiens), a cherché à renouveler la discipline, et s'est fait le défenseur du concept de « **Regolith** ».

Le terme régolithe a été défini par Merrill, en 1897, à partir des mots grecs *ῥῆγος, rhêgos*, signifiant couverture, et *λίθος, litos*, signifiant roche. Le terme ne fait d'abord pas l'unanimité, et se trouve longtemps délaissé, avant d'être relevé, puis propulsé par les études extraterrestres concernant la couche superficielle lunaire et martienne. Il désigne ainsi la couche de poussière produite par l'impact des météorites à la surface d'une planète sans atmosphère ou d'un satellite. Le terme retrouve alors un sursaut de jeunesse et est repris, puis appliqué à la Terre. Il est cité dans la troisième édition du Glossaire de géologie américain (Bates et Jackson, 1987) qui reprend largement la définition de Merill, sans vraiment l'enrichir.

Ce concept a récemment été popularisé par les géologues australiens (Pain *et al.*, 1991 ; Taylor et Eggleton, 2001), et renouvelé à la faveur des travaux menés en appui à

la recherche minière (programme scientifique du CRC LEME[1]). Si le « Regolith » recouvre bien le champ des « formations superficielles », pour ces auteurs, ce concept dépasse le simple aspect descriptif pour aussi inclure les **formes de relief ou paysage** (*landscape*) qui y sont associées et les processus de formation.

Ainsi le terme de régolithe a-t'il été récemment repris, en langue française, passant de la notion de formations superficielles, marquée par un caractère étroitement descriptif, à une approche plus globale, associant roches, paléopaysages, propriétés physiques et processus, ce qui permet d'éclairer le cadre géodynamique contemporain à l'origine de ces dépôts ou responsable de leur formation (Prognon *et al.*, 2009). L'étude intégrée des paléosurfaces s'inscrit également dans cette approche (Wyns, 1991; Quesnel, 1997; Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

Avec cette signification et poursuivant cette approche, le régolithe peut être défini (Prognon *et al.*, 2009) comme l'ensemble des formations géologiques affleurantes à sub-affleurantes dont la genèse ou les propriétés actuelles résultent de processus supergènes (interaction entre la **lithosphère et l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère** ; Figure 3), quel qu'en soit l'âge. Ces formations regroupent :

- **des formations autochtones** issues de processus d'altération supergènes (meubles ou consolidées), situées dans la frange supérieure de l'écorce terrestre (~200 premiers mètres) ;
- **des formations allochtones** qui regroupent l'ensemble des dépôts sédimentaires issus de processus de remaniement et de transport et n'ayant pas subi de diagénèse d'enfouissement.

L'épaisseur des terrains constituant le régolithe est connue pour être variable ; parfois absent, le régolithe est réputé pouvoir atteindre jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sous climat tropical (Tardy, 1993).

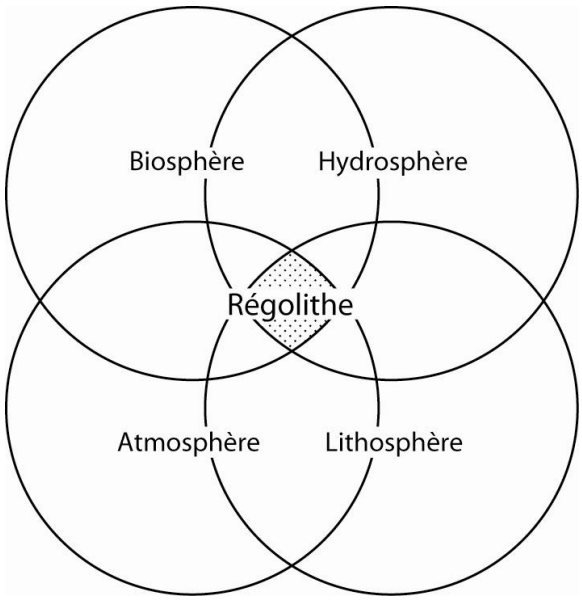


Figure 3 - Influence des différentes interactions avec le régolithe (modifié de Taylor et Eggleton, 2001)

[1] CRC LEME : Cooperative Research Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration

En outre, lorsque ces terrains contiennent une proportion significative de composants d'origine biologique, ils sont plutôt rapportés aux sols et relèvent alors plus du champ scientifique de la pédologie. Plus largement, en Afrique, en Amérique du Sud ou en Australie, le terme régolithe est couramment utilisé pour regrouper sols, profils d'altération et sédiments transportés au-dessus du substrat non altéré (Figure 4).

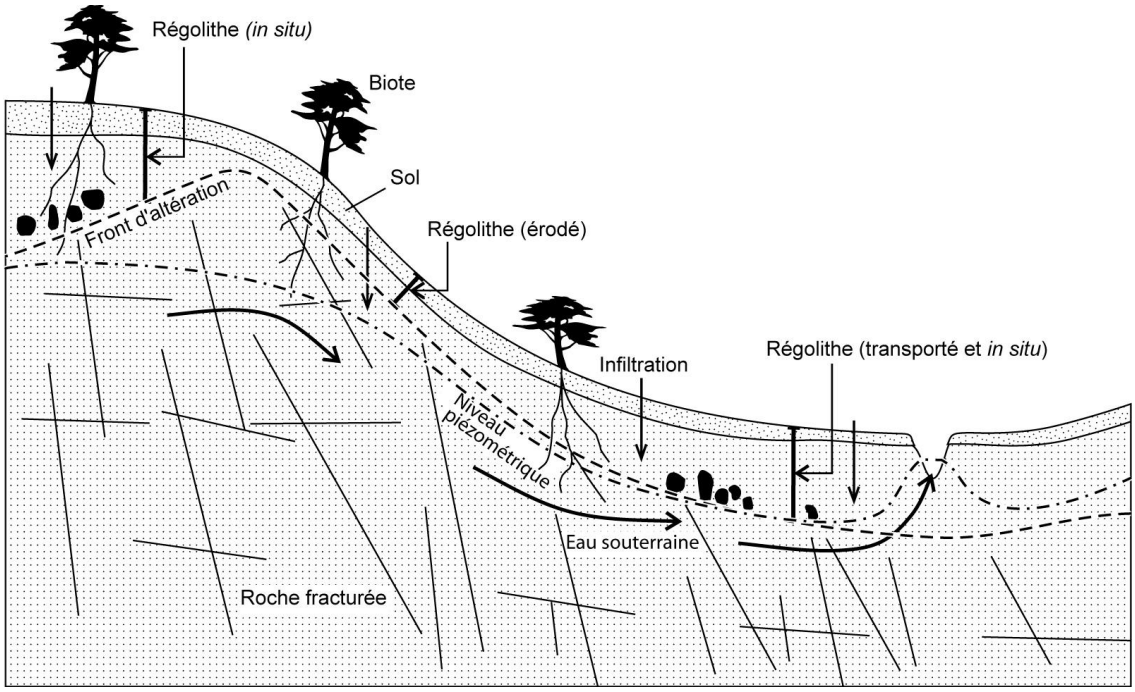


Figure 4 - Le régolithe transporté et in situ, effets de l'eau souterraine, du biota et de l'amosphère (modifié de Taylor et Eggleton, 2001)

Les plus récentes publications du BRGM (Wyns *et al.*, 2004 ; 2007) concernant les profils d'altération définissent de manière similaire le régolithe, qui rassemble, dans ce cas, l'horizon fissuré et les altérites sus-jacentes.

1.2.2 Le profil d'altération

D'une manière générale, les différents types de profils d'altération peuvent être classés selon une série continue allant d'un pôle soustractif à un pôle additif (Figure 5) :

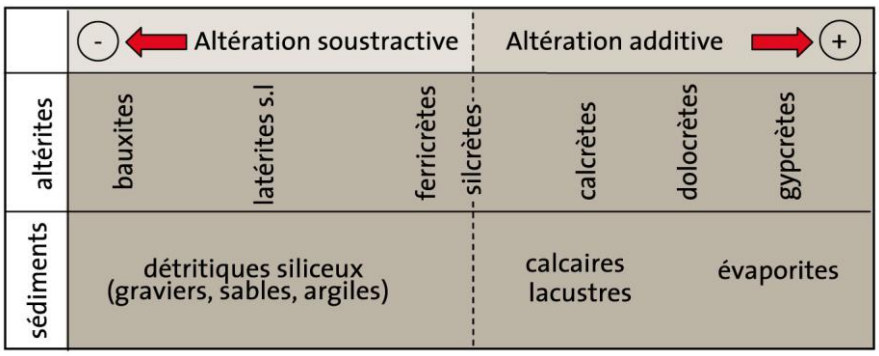


Figure 5 - Répartition des principaux types daltération dans les paysages, modifié de Wyns (2002)

Les **altérations soustractives** sont caractérisées par une exportation nette de matière sous l'effet du lessivage. Elles se développent en général dans les zones hautes du paysage. Au contraire, les **altérations additives** sont caractérisées par un apport net de matière, et elles se développent plutôt dans les points bas du paysage.

Dans ce travail seul le **profil latéritique** qui est une altération soustractive. Ce manteau d'altération est depuis longtemps étudié (voir partie suivante) là où il est le plus important, c'est-à-dire dans la zone tropicale humide (Figure 6). En effet, sous les tropiques son épaisseur peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, et est appelé couramment « latérite ». Outre l'intérêt scientifique d'étudier ces formations, elles sont aussi largement prospectées pour les minéraux utiles qu'elles contiennent. **L'altération supergène**, ou **météorisation** (*weathering* en anglais), est un phénomène qui dissout lentement les minéraux primaires (par dissolution ou hydrolyse), jusqu'à ce qu'il ne reste au bout d'un certain temps qu'une accumulation relative, principalement d'oxy-hydroxydes de fer et d'argiles. Les éléments les plus solubles dans les conditions de la surface (Si, Mg, K, Na, Ca, etc.) sont alors évacués du système, alors que les éléments insolubles se concentrent (Fe, Al, Ni, Mn, Co, Au, etc.). Ces derniers, par des phénomènes complexes précipitent sous formes de néominéraux. Sont distingués de bas en haut :

- La **saprolite grossière**, une **isaltérite**, correspondant à la roche mère altérée et souvent fracturée (horizon fissurée des altérologues) avec sa structure bien conservée. Elle correspond à la zone où les silicates ferro-magnésiens sont hydrolysés. Dans les roches alumineuses, des smectites peuvent commencer à apparaître dès ce niveau. La saprolite grossière peut contenir des concentrations à valeur économique de nickel, de fer, de manganèse ou d'or.

- La **saprolite fine**, une **allotérite**, qui peut être divisée en trois parties :
  - la latérite jaune, constituant un niveau plus tendre, mais aussi plus épais. Sa couleur provient essentiellement de sa teneur en goethite, de teinte jaune à brunâtre. Elle peut parfois être précédée d'un niveau de transition où des minéraux cobaltifères et manganésifères complexes précipitent ;
  - la latérite rouge, variant de un à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Le changement de couleur résulte de l'apparition progressive de l'hématite. C'est ce matériau meuble qui est utilisépour les briques de construction ;
  - une zone fortement argilisée (*mottled zone* en Anglais), à kaolinite dominante, « tachetée » par la goethite et l'hématite. Cette zone peut contenir des minerais d'aluminium et d'or. **Il est à noter que cet horizon est absent des profils d'altération développés sur roches ultrabasiques.**

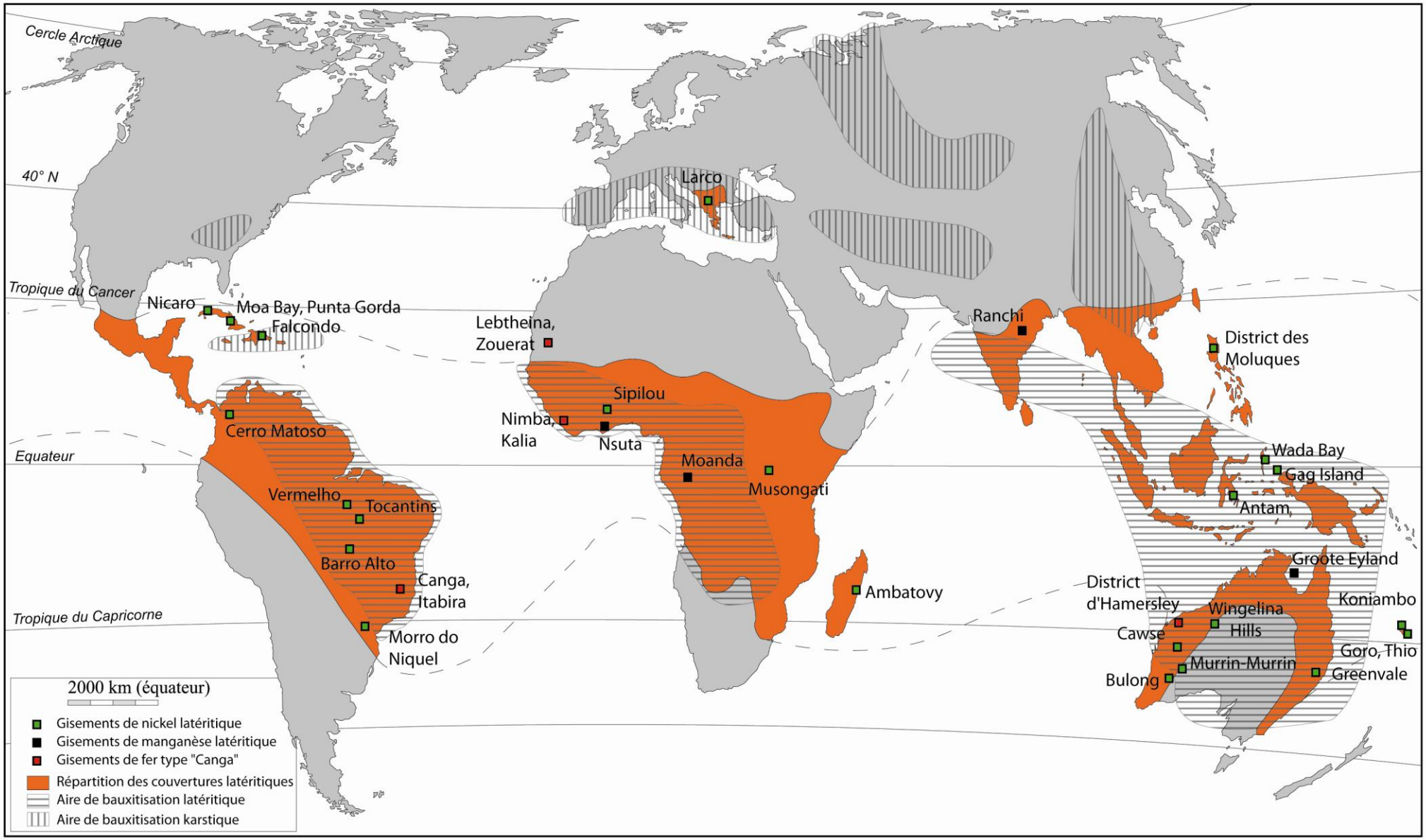


Figure 6 - Carte de répartition des couvertures latéritiques, des bauxites et des principaux gisements de nickel, manganèse et fer latéritique, modifié de Tardy (1993) et de Jébrak et al.(2008)

1.2.3 Origine du terme « latérite »

A ce stade et avant de décrire le profil latéritique type de Nouvelle-Calédonie, il paraît important de définir et de survoler l'histoire du terme **laterite** créé par Francis Buchanan en 1807.

La latérite est une formation superficielle omniprésente sous les tropiques dont beaucoup d'auteurs, géologues et pédologues, se sont efforcés, et s'efforcent toujours de préciser la genèse et l'évolution (voir article historique de Bourgeon et Gunnell, 2005). C'est en 1800 que le Gouverneur Général Britannique à Calcutta confie à Francis Buchanan et Colin Mackenzie (à l'origine de cartes et de croquis) la réalisation d'un inventaire des ressources du territoire de Mysore[2]. La tâche confiée étant considérable, et difficilement réalisable en peu de temps, c'est un rapport provisoire qui est demandé à Buchanan. Ce rapport est édité en 1807, à l'occasion de l'un de ses voyages en Angleterre (Buchanan, 1807). Cet ouvrage volumineux, comporte trois volumes pour un peu plus de 1500 pages. On y retrouve plusieurs fois le mot *laterite* (du latin *later*, brique) dont la première utilisation se situe dans le passage concernant la carrière d'Angadipuram où des matériaux sont exploités pour fabriquer des briques (Figure 7). C'est précisément ce passage qui est fréquemment cité comme référence.

Figure 7 - Fabrication de briques de latérite dans la carrière d'Angadipuram en Inde (Photo : W. Schellmann)

Buchanan inclut aussi dans le terme *laterite* les cuirasses affleurantes et ce sont même elles qui prédominent dans ses descriptions, mais aussi les chapeaux de fer, qui se forment au-dessus des gisements métallifères. Bien qu'il n'y ait pas dans le texte, d'explication précise sur la formation des latérites, la façon de présenter de l'auteur témoigne des préoccupations concernant les questions de genèse. Ainsi évoque-t'il entre autre l'absence de traces fossiles, mais il n'identifie pas pour autant que ces formations résultent de transformations superficielles. Le rôle climatique n'est pas non plus abordé.

[2] Mysore, ancien royaume du Sud de l'Inde.

Comme il est précisé par Bourgeon et Gunnell (2005), très vite, et cela constitue une preuve de la notoriété du texte de Buchanan, les scientifiques Anglais du XIX^{ème} siècle ont essayé de préciser certains aspects de la latérite indienne. Les théories relatives à son origine ont agité la communauté des géologues travaillant en Inde (hypothèse volcanique entre autres). Deux textes importants jalonnent cette période. Dans ces deux textes, contrairement à ce que l'on constatait chez Buchanan, le mot latérite devient un nom commun écrit en caractères minuscules.

Le premier texte, « Summary of the Geology of South India » de T.J. Newbold, (1844), discute de l'origine des latérites. Newbold, qui avait étudié les latérites sur différents types de substrats, va critiquer l'hypothèse volcanique émise par Buchanan en essayant de démontrer que l'absence de fossiles n'est pas le bon argument. Newbold explique que ces fossiles disparaitraient au cours de l'imprégnation du matériau par les oxydes de fer. Il évoque par la suite, et cela très précisément pour l'époque, les facteurs de la concentration superficielle des oxydes au cours du processus de latéritisation pour expliquer l'absence de fossiles.

Il est à noter que c'est à peu près à la même époque qu'en France, Ebelmen (1851) signale la possibilité d'une dissolution des calcaires par des eaux météoriques, et que Delesse (1853) démontre les mécanismes d'altération d'un granite en arène et de l'orthose en kaolin.

L'approfondissement de la discussion sur la genèse des latérites se poursuit avec H.B. Medlicott et Blanford, dès la fin du XIX^{ème}, qui tentent de démontrer que l'hypothèse de l'origine volcanique doit être définitivement abandonnée. En effet, dès les premières pages du chapitre *Latérite*, ils démontrent que les latérites sont des produits d'altération de roches et non des roches ignées elles-mêmes. Par la suite, ils examinent l'influence de l'altitude et y voient un « facteur » limitant à la présence de latérite.

1.3 Le profil latéritique sur roches ultrabasiques

1.3.1 Evolution du concept de l'«oxydisol» pédologique ou profil latéritique développé sur roche ultrabasique

Le terme « latérite » est généralement utilisé pour les altérites ferralitiques, mais aussi pour l'**oxydisol** pédologique. L'oxydisol correspond à un sol constitué principalement d'oxyde de fer et quasiment **dépourvu de minéraux argileux** (Ségalen, 1994). Par conséquent ce travail ne s'intéresse qu'à l'évolution du concept associé à l'oxydisol et non à celui de sol ferralitique, puisque ce dernier ne concerne pas la Nouvelle-Calédonie.

La genèse des oxydisols est associée par les pédologues à deux modes de formation. La première est l'altération poussée de roches ultrabasiques comme les péridotites plus ou moins serpentinisées, et la deuxième est celle de rares roches volcaniques à faibles teneurs en feldspaths ou feldspathoïdes, comme les ankaratrites[3] ou les picrites (Ségalen, 1994). L'oxydisol est donc, à peu de choses près, l'équivalent pédologique du profil latéritique développé sur roche ultrabasique de l'altérologue. Les

[3] Basalte à néphéline de la région du Cap Manuel près de Dakar (Sénégal).

premières études de ce type de profil correspondent aux premières études de Jules Garnier en Nouvelle-Calédonie. Ce dernier ayant décrit ces profils principalement pour leur intérêt économique (Garnier, 1864). Suite à ce travail pionnier, apparaissent les premières études sur la genèse de ces altérites. Ces auteurs pensaient avoir affaire au débordement en surface, du fer lessivé en profondeur à partir de filons hydrothermaux ou de filons à ségrégation magmatique (Heurteau, 1876 ; Levat, 1888 ; Pelatan, 1892). En 1903, Glasser, ingénieur des mines, démontre en se fondant sur la nature des altérites et leur mode de gisement que ces profils sont des produits de la transformation de la roche mère due à **l'altération supergène**.

Cette opinion va prévaloir très rapidement dans d'autres régions du monde, et des précisions sont vite apportées par Lacroix pour la Guinée (1913) et Cameron (cité par Frasche, 1941) pour l'île de Surigao, au Sud des Philippines. C'est à la même époque qu'est invoquée pour la première fois l'influence probable de la **nappe phréatique** sur l'évolution de la base des profils (Cambell, 1917). Il faudra attendre 1925, pour que Davis, introduise en Nouvelle-Calédonie la notion de **replats emboîtés** ou **paléosurfaces** associés à ce type de sol. Parallèlement, l'étude des oxydisols se poursuit à Cuba, où Bennett et Allison décrivent en 1928 sous le nom de « Nipe Clay » des sols riches en oxydes de fer dérivés de péridotites. Un peu plus tard, Thorp et Baldwin (1940) signalent que Marbut (1932) désignait ces sols sous le nom de « ferruginous laterite » pour les distinguer des « laterite soils » aux teneurs en oxydes de fer plus faibles. A Puerto Rico, où affleurent également des péridotites, les sols qui en dérivent portent aussi le nom de « Nipe clay » ; en 1942, Roberts indique que les analyses des sols de Puerto Rico donnaient des teneurs en oxydes de fer un peu plus faibles, et en oxydes d'aluminium plus fortes que celles de Cuba (Roberts, 1942). Par la suite, les observations de Weaver (1962) ont montré que les sols portant le nom de « Nipe series» sont des sols remaniés et qu'ils dérivaient d'un matériau transporté de même nature que la péridotite sous-jacente. En Afrique, les affleurements de péridotites sont peu fréquents ; partout, les teneurs en oxydes de fer des sols qui les surmontent sont élevées. Maignien (1966) donne quelques valeurs pour un massif situé près de Conakry en Guinée. Le sol y est exploité comme minerai de fer.

En Nouvelle-Calédonie, il faut attendre les travaux d'Avias (1952) pour que l'approche géomorphologique soit de nouveau utilisée pour étudier les processus de latéritisation. Il démontre qu'un seul cycle géomorphologique est susceptible de fournir des gisements de nickel. C'est le cycle I de Davis, exceptionnellement long et selon lui au moins mio-pliocène (toutefois sans aucune datation). Routhier (1953) va jusqu'à reprendre le terme de « pénéplaine » miocène. Wirthmann (1965) quant à lui, remet en question l'idée d'une surface unique et démontrera la **composante karstique** associée à la latéritisation des roches ultrabasiques. Avias (1969a) énonce trois facteurs principaux influençant le processus d'altération supergène en Nouvelle-Calédonie : i) les **facteurs paléomorphologiques,** en reprenant la notion de « cycle » de Davis ; ii) les **facteurs tectoniques** prépondérants par rapport à l'eustatisme, qui seront repris par Orloff et Gonord (1968), et iii) les **facteurs hydrologiques et hydrogéologiques** déjà évoqués par Wirthmann.

L'un des apports les plus significatifs du XX^{ème} siècle est produit par Trescases (1969, 1972), qui a fait une analyse détaillée du processus de ferralitisation et morphogenèse. Il améliore considérablement la connaissance sur les processus de concentration du nickel, ainsi que sur la karstification des péridotites. Il mettre de plus en évidence l'importance des facteurs tectoniques dans le démantèlement du karst.

Suite à des efforts cartographiques importants (années 1970 et 1980), Guy et

Moutte (1977) et Vogt *et al.*, (1984) distinguent des paléosurfaces indépendantes les unes des autres, sans qu'une déformation tectonique en soit la cause. Ils considèrent également que le modèle de pénéplaine doit être abandonné, sans aucune datation toutefois pour étayer leur modèle.

C'est aussi à peu près à cette époque que sont menées en Afrique les grandes études sur le **cuirassement** développé sur oxydisol et altérites ferralitiques, par l'école et les élèves de Georges Millot de Strasbourg. Ce grand inventaire des cuirasses latéritiques a permis de proposer des modèles de mise en place des cuirasses en relation avec les surfaces d'aplanissement à la fois résultantes et témoins des grands cycles climatiques et tectoniques qui ont façonné les paysages d'Afrique (pour une bibliographie exhaustive, voir Grandin et Thiry (1983), Beauvais (1988) et Tardy (1993)). Le témoignage de cette approche en Nouvelle-Calédonie est marqué par le travail de Latham (1986) et son étude des klippes de la Côte ouest.

En Afrique, d'autres études sur la **transition de la roche mère à l'altérite** sont menées sur différentes séquences de profils d'altérations cuirassés ou non (Nahon, 1976; Ambrosi, 1984; Boulangé, 1984). Tardy publie un ouvrage clé en 1993, qui compile l'ensemble des travaux de cette période faste : *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*, qui sera traduit en Anglais en 1997, afin de disséminer dans le monde l'excellence scientifique de l'école strasbourgeoise.

La fin des années 1980 est marquée par des travaux portant sur **l'intérêt minier des couvertures latéritiques** (Afrique, Australie, Amérique du Sud) en tant que porteurs de traceurs géochimiques comme métallotectes (Butt et Smith, 1980; Colin, 1984; Freyssinet, 1990; Roquin *et al.*, 1990; Zeegers et Leduc, 1993, voir la synthèse de Freyssinet *et al.*, 2005).

Les travaux de la recherche publique sur ce sujet s'essouffleront ces trente dernières années en Nouvelle-Calédonie et seront principalement orientés sur la compréhension de la morphogenèse associée à ces profils, tel que le travail récent de Chevillotte (2005). Ce travail a distingué deux morphogenèses expliquant la mise en place de systèmes d'aplanissement latéritique successifs, étagés et emboîtés : i) soulèvement isostatique après la mise en place de la nappe ; ii) régime érosif lié aux alternances climatiques et aux mouvements épirogéniques (Chardon et Chevillotte, 2006).

Toutefois, le manque de datations permettant d'étayer ce scenario induit qu'on puisse le contester, ce que ne manque pas de faire le géologue (sans aucun schéma préconçu en tête) qui analyse l'état de l'art et des données. Cette analyse critique a conduit à proposer diverses méthodes de caractérisation fine et de datation du régolithe néo-calédonien à l'occasion du projet de recherche Rego-NC débutant en 2007 (Quesnel *et al.*, 2008) en appui au programme de cartographie du régolithe du Grand Sud relancé par le SGNC. Dans la foulée et dès 2010, la création du Centre National de Recherche Technologique (CNRT) sur le « Nickel et son environnement » permet de poursuivre et d'intensifier l'effort de la recherche publique dans ce domaine, et de s'intéresser de nouveau à la géochimie, la pétrographie et la genèse des profils latéritiques de Nouvelle-Calédonie (Bailly *et al.*, 2014).

2 Importance de l'étude du régolithe des massifs ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie

2.1 Contexte

Les massifs de péridotites contiennent à la fois des ressources naturelles (Ni-Co et l'eau), mais sont aussi le siège d'aléas naturels, tels que les mouvements de terrain et l'amiante environnemental (Figure 8). C'est dans ce contexte particulier que se produisent alors des conflits d'usages importants, demandant le recours inévitable aux géosciences en appui des politiques publiques.

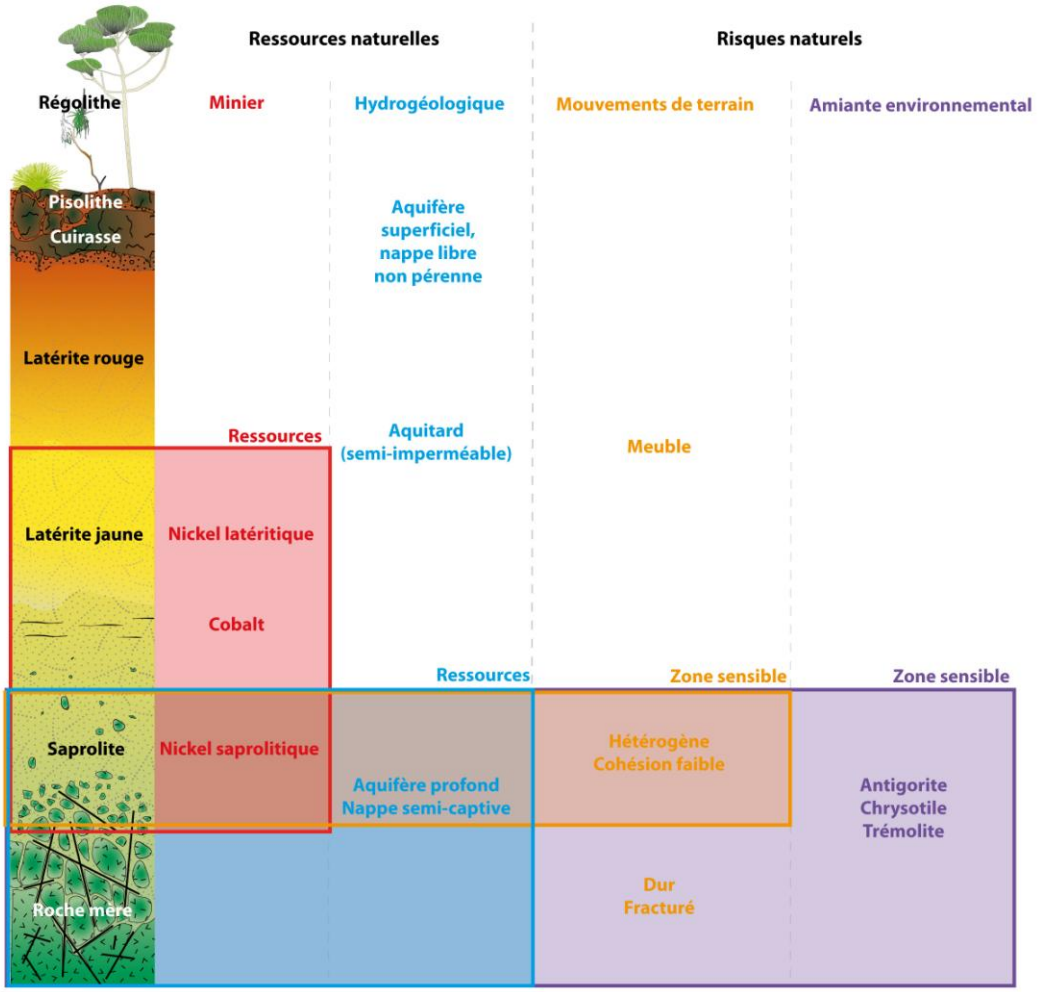


Figure 8 - Ressources naturelles et risques naturels associés au régolithe sur roches ultrabasiques de Nouvelles-Calédonie, modifié de Maurizot et al. (2011)

2.2 Ressources minérales

Extrait légèrement modifié de l'article « Ressources minérales des profils latéritiques : exemple de la Nouvelle-Calédonie » de la revue Géochronique n°121 (Sevin et al., 2012a)

La présence de mineurs dès 1860 en Nouvelle-Calédonie pour exploiter les gisements sulfurés d'or et de cuivre (et métaux associés) du Nord de la Grande Terre, entraîna la découverte sur les massifs de péridotite de gisements primaires de chromite, et de concentrations de cobalt disséminées dans le manteau latéritique de ces massifs sous forme d'asbolane. Puis, avec la découverte de la garniérite par Jules Garnier en 1864, la fièvre de « l'or vert » gagna toute la Grande Terre et lança pour plus d'un siècle, l'exploitation du **minerai silicaté** de nickel (dit aussi garniéritique, ou saprolitique) qui fait toujours la richesse du territoire.

Dans les anciennes carrières très artisanales, ouvertes dans les affleurements de saprolite basale, les exploitants se sont d'abord focalisés sur les « produits verts » très riches : filonnets et petits amas de garniérite qui peuvent contenir plus de 10% de Nickel. La raréfaction des zones riches (teneur moyenne du minerai produit : 7% en 1904, 5.4% en 1920) et la mécanisation progressive, exacerbée par la présence américaine pendant la guerre du Pacifique (1942-1945), permis l'extraction de minerais moins riches dans les autres faciès de la saprolite, en plus grand volume et sous recouvrement latéritique de plus en plus important. Actuellement la Nouvelle-Calédonie produit environ 6 Mt (million de tonnes) de minerai saprolitique par an, dont 3 Mt pour l'usine pyrométallurgique Doniambo de la SLN. Le reste est exporté vers l'usine SMSP/Posco en Corée du Sud (1,4 Mt) et vers les métallurgistes japonais (0,8 Mt), avec une teneur d'environ 2,15% Ni et 0,08% Co. Depuis le développement de l'hydrométallurgie, où le minerai de Ni est traité par voie chimique (acide ou ammoniaque) après une étape de mise en pulpe, les **minerais oxydés latéritiques** (latérite jaune des mineurs ou saprolite fine des géologues) de plus faible teneur constituent une ressource importante, d'autant plus que la présence de Co séparable chimiquement représente une forte valeur ajoutée.

Aujourd'hui, 30% de la production néocalédonienne est constituée de minerai latéritique exporté, contenant environ 1,5% de Ni et 0,15% de Co, et exclusivement destiné à l'usine de Yabulu en Australie. Au jour de la mise en production de nouvelles unités métallurgiques, le paysage minier néocalédonien se caractérise par la présence de quatre « petits mineurs », opérateurs propriétaires ou non d'un domaine minier, qui gravitent autour de 3 entités majeures minières et métallurgiques : la SLN (100 ans d'existence) du groupe ERAMET, Vale Nouvelle-Calédonie, et la SMSP (associée au fondeur POSCO). Les 25 mines à ciel ouvert en activité (Figure 9) réparties le long des côtes Ouest et Est de la Grande Terre, produisent 8,7 Mt de minerai de Ni, soit environ 130 000 tonnes de métal contenu, ce qui place la Nouvelle-Calédonie, avec 7% de la production mondiale, au 6ème rang des pays producteurs. Possédant 9,3% des réserves mondiales de Ni (source USGS), dont 25% des réserves de minerais oxydés fort convoités avec la raréfaction des minerais sulfurés accessibles et le perfectionnement des procédés hydrométallurgiques, ce petit territoire devient alors une « puissance minière ». D'ailleurs la mise en production des deux grands projets, celui de Vale Nouvelle-Calédonie dans le Sud avec le grand gisement latéritique du plateau de Goro et son usine hydrométallurgique HPal (60 000 Ni + 5 000 Co t/an) et celui de SMSP/Glencore (KNS) au Nord avec les réserves de saprolite du Massif du Koniambo et son usine pyrométallurgique de Vavouto (60 000 t/an Ni), place d'ores et déjà la Nouvelle-Calédonie dans le trio de tête des pays producteurs de Ni, sans compter l'extension de 35 000 à 50 000 t/an de l'unité SMSP/POSCO en Corée.

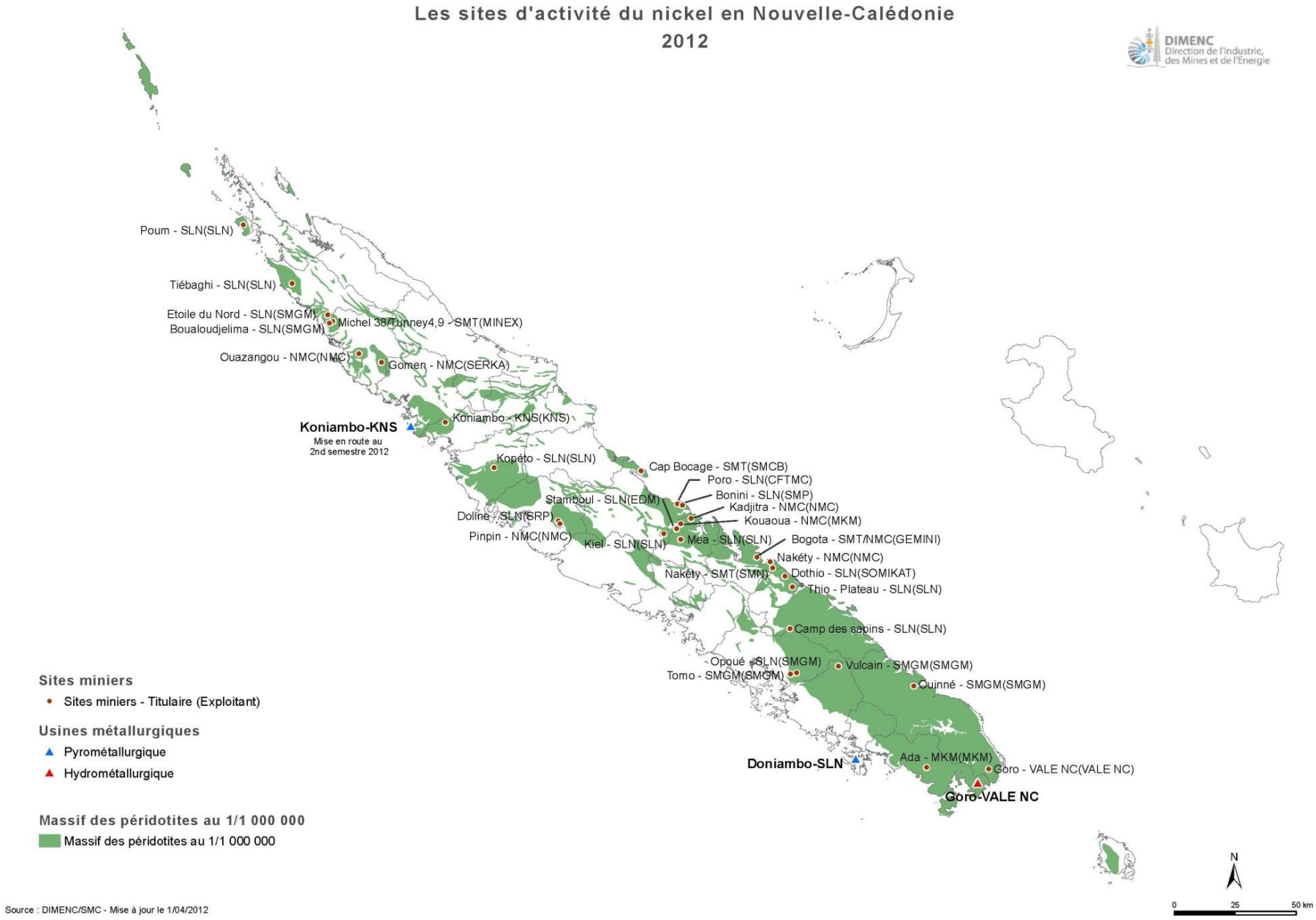


Figure 9 - Sites d'activité du nickel en Nouvelle-Calédonie (2012) : sites miniers et usines métallurgiques

2.3 Risques

i. *Les mouvements de terrains*

La Nappe des Péridotites est, du fait de son obduction, la formation la plus élevée de l'édifice géologique qui constotue la Nouvelle-Calédonie. Les sommets des massifs ultrabasiques dépassent couramment les 1000 mètres d'altitude. La plupart des mouvements de terrain dangereux leur sont par conséquent associés.

Plusieurs facteurs contribuent aux instabilités des terrains. Les entailles sont profondes dans ces massifs et les vallées très encaissées (exemple : Tontouta). L'altération météorique fragilise à divers degrés ces formations particulières. Ces ensembles altéritiques présentent une faible fertilité naturelle en raison de nombreuses carences et de la toxicité due aux métaux (Ni et Co). En conséquence, le couvert végétal atypique qui a réussi à s'adapter à ce milieu difficile est très fragile et sensible. Ce puissant manteau d'altération est le corollaire d'un climat chaud et humide. L'abondance et la chronicité des précipitations gouvernent le processus d'altération à long terme. Mais les crises aiguës pluviométriques, cyclones et dépressions tropicales, jouent le rôle de déclencheur des phénomènes d'instabilité. Des intensités pluviométriques supérieures à 100 mm/h sont parfois enregistrées au passage de cyclones ou de dépressions tropicales (Caudmont et Maitrepierre, 2007). Quant aux débits solides, ils ne sont pas moins importants pour tous les bassins versants (Garcin *et al.*, 2013). Schématiquement, sont présents : i) une zone littorale au relief modéré, lieu de prédilection pour les implantations humaines, dominée par ii) les massifs ultrabasiques aux fortes pentes, puissamment altérés, à la végétation fragile, et arrosés par d'abondantes précipitations en altitude. Cette situation, il est aisé de le comprendre, induit des risques.

Figure 10 - Vue du Mont-Dore, au Sud de Nouméa. En trait plein bleu, zones effondrées datant des années 1990; en trait pointillé bleu, phénomènes plus anciens (Photo : GéoEx©)

Les phénomènes résultants sont nombreux et chaque cyclone apporte son cortège de dégâts : toute la gamme des mouvements de terrain est représentée, avec des glissements, des écroulements, des coulées de débris, des coulées boueuses, des zones de forte érosion avec ravinement actif à l'amont et engravement des cours d'eau à l'aval, des zones de débordement torrentiel (Maurizot, 2003; Rouet, 2009). Les cas les plus bénins concernent des inondations ou des pollutions de rivières par des boues latéritiques. Les cas les plus graves consistent en coulées

de **lave torrentielle** destructrices. L'activité humaine n'est bien sûr pas sans incidence sur ce milieu sensible. L'exploitation des ressources, au premier chef minérales, avec le nickel, mais aussi forestières par le passé, et dans une moindre mesure agricoles, sont autant de facteurs additionnels qui peuvent aggraver ces conditions naturelles déjà sévères. La destruction du couvert végétal, l'abandon d'anciennes exploitations minières, l'ouverture de pistes, l'exploitation du sol et du sous-sol, de la forêt ou la mise en culture de certaines zones peuvent, s'ils ne sont pas maîtrisés, déclencher ou aggraver les mouvements de terrain et les phénomènes torrentiels. Les traces de nombreux mouvements de terrain de grande ampleur sont ainsi visibles sur les versants et à la périphérie des massifs de péridotites. Dans la zone du Mont-Dore, l'urbanisation autrefois limitée au littoral s'est étendue vers les hauteurs, se rapprochant d'une zone à risque de glissements (Figure 10). À la suite du cyclone Anne en 1988, puis en 1990, plusieurs glissements de débris ont sérieusement menacé les aménagements urbains en contrebas (Rouet, 2009; Maurizot *et al.*, 2011).

Ainsi, dès 1998, un programme de cartographie des risques naturels concernant ces désordres a été entrepris en Nouvelle-Calédonie, à la demande de L'État, compétent dans le domaine de la sécurité civile. Ce programme, financé par la Nouvelle-Calédonie et la dotation d'État du BRGM, s'est poursuivi jusqu'en 2005. Le programme « Régolithe » du SGNC a par la suite pris le relais, bien que ce dernier aborde beaucoup moins l'aspect « aléa » associé au régolithe.

i. *L'amiante environnemental*

La géologie de la Nouvelle-Calédonie présente de nombreux points communs avec celle d'autres régions du monde parmi lesquelles la Haute-Corse, la Grèce, la Turquie, l'île de Chypre et la Californie (Lahondère et Maurizot, 2010). Dans toutes ces régions, des occurrences d'amiante (Figure 11) sont connues et des foyers de mésothéliomes[4] signalés. Elles sont toutes caractérisées par la présence à l'affleurement, et souvent sur des superficies importantes, de roches ultrabasiques. Au cours de l'évolution géodynamique, ces roches subissent une série de processus responsables de leur hydratation, partielle ou totale. Ces processus conduisent à la cristallisation de serpentines (lizardite, antigorite et chrysotile) et d'amphiboles (trémolite), parfois fibreuses, aux dépens des minéraux primaires des protolithes (olivine, clinopyroxène, orthopyroxène). L'importance de cette hydratation est telle, qu'il n'existe pas de massif de péridotites qui ne soit affecté par ces processus de fibrogenèse (Lahondère, 2012). Aux massifs ultrabasiques s'ajoutent des occurrences d'amiante, bien connues, dans les formations de la Chaîne centrale (Unité de la Boghen et serpentinites associées).

C'est principalement à cette dernière formation géologique que sont attribués les cas de mésothéliome malin, recensés par le registre du cancer depuis 1977. L'incidence standardisée de ces cancers est en effet de 15 à 60 fois plus élevée qu'en France métropolitaine. Cinq nouveaux cas de mésothéliomes sont enregistrés en moyenne chaque année. Les cas sont en grande majorité mélanésiens et vivent en tribus. Ils sont également répartis dans toutes les classes d'âge à partir de 30 ans, ce qui correspond clairement à une exposition environnementale dès l'enfance. Les ¾ des cas

[4] Le mésothéliome est une forme rare et virulente de cancer des surfaces mésothéliales qui affecte le revêtement des poumons (la plèvre), il est causé par l'exposition à des fibres minérales (comme l'amiante).

se situent sur les deux grandes voies transversales du pays, longtemps revêtues de matériaux serpentineux potentiellement amiantifères, ce qui indique une relation étroite avec l'empoussièrement dû à la circulation (Baumann, 2010).

Actuellement, bien qu'aucun cas de mésothéliome ne soit directement associé aux massifs miniers, un effort important de recherche sur ce domaine est réalisé (thèse de S. Lesimple du SGNC en cours), afin de consolider un socle de connaissances, visant à guider les choix des responsables politiques pour la protection des populations, mais aussi des travailleurs.

Figure 11 - Amas de fibres plus ou moins souples issues de l'altération d'un plan à cristallisation fibro-lamellaire (Photo : D. Lahondère).

2.4 Ressources en eau

Les terrains du régolithe doivent être considérés comme un capital à gérer et à préserver. Leur position à l'interface entre le sol riche en matière organique et le substrat géologique les place sur le cheminement des eaux d'infiltration : elles peuvent intervenir alors tantôt comme filtre des pollutions superficielles, tantôt comme écran imperméable, ce qui leur confère un rôle essentiel quant à la protection des aquifères sous-jacents. Dans certains cas, elles constituent elles-mêmes des aquifères exploitables (altérites, alluvions…).

Les études réalisées sur les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie tendent à montrer qu'ils constituent un aquifère potentiellement intéressant. Bien que leur perméabilité soit modeste, ces formations ont une capacité de stockage importante, dans le manteau d'altération et dans les fractures, qui pourrait jouer le rôle de régulateur pour les débits des cours d'eau (Jeanpert, 2010). Ces systèmes hydrogéologiques complexes sont constitués d'un aquifère multicouche comportant

dans son ensemble trois niveaux : l'horizon pisolithique et la cuirasse fissurée constituent l'aquifère sommital très perméable, mais temporaire ; les latérites constituent un aquitard, ou unité semi-perméable, qui se comporte comme une éponge ; enfin, au toit de la roche mère, les saprolites et les péridotites fracturées représentent l'aquifère principal semi-captif, lieu d'une circulation souterraine, jusqu'à la base des massifs, où la semelle serpentineuse et le substrat volcano-sédimentaire argilisé constituent un écran imperméable (Join *et al.*, 2005; Jeanpert, 2010; Maurizot *et al.*, 2011).

À ce fonctionnement déjà complexe s'ajoute la variabilité d'un massif à l'autre, qu'il soit perché ou non, sans oublier une forte composante karstique (karst d'altérite) (Figure 12). Il en découle directement que la compréhension des mécanismes de transport à travers les péridotites est capitale, afin de contrôler au mieux l'impact possible d'une activité minière potentiellement polluante sur la ressource en eau (thèse de J. Jeanpert du SGNC en cours).

Figure 12 - Perte au fond de la doline du "Trou du Tahitien", région de Goro (Photo : J. Jeanpert)

3 Plan du mémoire

Dès lors apparaît la nécessité d'étudier et de cartographier le régolithe sur les massifs ultrabasiques. La connaissance de la genèse et de l'évolution des profils d'altération est en outre un outil important pour comprendre la genèse des gisements nickélifères, élément à part entière de ces profils.

Ce mémoire comprend 7 chapitres.

Après avoir présenté, les enjeux de l'étude du régolithe au cours de ce premier chapitre, le deuxième chapitre abordera les grands traits géologiques de la Nouvelle-Calédonie, qui sera replacée dans le contexte géodynamique du Sud-Ouest Pacifique.

Dans le chapitre 3, le profil d'altération sur massifs ultrabasiques sera exploré en détail. La genèse du profil, l'évolution chimique, minéralogique et minérale seront détaillées, puis une description des éléments qui le composent sera proposée. La fin de ce chapitre traitera des paramètres influençant la genèse du régolithe et la morphogenèse associée. Il est à noter que ces paramètres sont les mêmes que ceux influençant la nature des gisements de nickel.

Le chapitre 4 présentera le travail de cartographie, avec l'aspect classique de relevé de terrain et de l'utilisation de la géomorphologie, puis il développera l'utilisation de deux nouveaux outils : la télédétection hyperspectrale et la géophysique au sol avec la radiométrie gamma.

Le chapitre 5 traitera de la datation des cuirasses latéritiques par paléomagnétisme, outil indispensable pour corréler les paléosurfaces entre elles et reconstituer l'évolution morphogénétique de la Grande Terre.

Au vu des nouveaux éléments obtenus au cours de cette thèse, le chapitre 6 proposera une alternative aux scenarii « post-obduction » déjà proposés par les auteurs précédents.

Enfin, le chapitre 7 présentera une synthèse des avancées majeures en termes de connaissances et d'outils pour la profession minière.

Le chapitre 8 conclura ce mémoire et ouvrera des perspectives pour des travaux à venir pouvant compléter cette étude.

2 APERCU DE LA GEOLOGIE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE

APERCU DE LA GEOLOGIE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE

1 Introduction

Depuis la première synthèse sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie (Paris, 1981), les méthodes analytiques en matière de géosciences (géochimie, géochronologie, modélisation) ont connu des progrès considérables conduisant à des avancées significatives dans la compréhension des processus géodynamiques. En outre, l'application du concept de **« terrane »** par Aitchison et al. (1995a; 1995b), Meffre (1995) et Meffre *et al.* (1996) a permis une réinterprétation beaucoup plus mobiliste de la géologie régionale, en cohérence avec les mécanismes de la tectonique globale. Durant les trente dernières années, des groupes de recherche ou des chercheurs de France, Australie, Nouvelle-Zélande et des États-Unis ont abordé divers points importants de la géologie néocalédonienne et proposé de nouvelles interprétations. Enfin, la création récente (2006) du Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC) a donné un nouvel élan et la possibilité de recueillir de nouvelles données sur le terrain, d'harmoniser et synthétiser les zones déjà cartographiées, ainsi que de créer des bases de données géologiques pérennes. Par conséquent, la connaissance de la géologie de la Nouvelle-Calédonie a fait des progrès significatifs ces dernières années.

Depuis le Permien inférieur, âge des roches les plus anciennes de Nouvelle-Calédonie (Aitchison *et al.*, 1998), **trois phases** d'évolution sont connues : **Permien-Crétacé inférieur**, **Crétacé supérieur-Éocène**, et **Oligocène à Actuel**. La phase la plus ancienne est liée à l'évolution de la marge active SE du Gondwana, à l'ouverture de bassins marginaux mésozoïques et leur fermeture postérieure. La seconde correspond à une période de rifting responsable de l'isolement d'éléments de la marge gondwanienne et se prolonge au Tertiaire par une convergence qui se conclut par l'obduction de l'Éocène supérieur. La troisième et dernière phase correspond principalement à l'évolution supergène de la Nouvelle-Calédonie et l'implication de la plaque australienne dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu). Les nouvelles interprétations de cette phase, « post-obduction » seront plus longuement développées dans les autres chapitres de ce mémoire.

2 La Nouvelle-Calédonie dans le cadre du Pacifique Sud-Ouest

La Nouvelle-Calédonie est située dans un ensemble complexe de **bassins marginaux**, **de rides continentales sous-marines** et **d'arcs volcaniques**, le Pacifique SW. Elle est composée de plusieurs îles appartenant à la **Ride de Norfolk** et à **celle des Loyauté**. L'île principale, ou **« Grande Terre »** appartient à la Ride de Norfolk, qui est reliée vers le Sud au grand plateau continental qui porte également la Nouvelle-Zélande. Les îles Bélep au Nord et l'Ile des Pins au Sud de la Grande Terre appartiennent également à la Ride de Norfolk. En revanche, les îles Loyauté représentent la partie émergée d'une ride sous-marine, la Ride des Loyauté, qui est plus ou moins parallèle à la Ride de Norfolk sur

plus de 1500 km, depuis la zone d'Entrecasteaux dans le Nord, à la zone de fracture de Cook, dans le Sud. Entre la Ride des Loyauté et celle de Norfolk, le **Bassin des Loyauté** est un bassin étroit, de 1500 à 3000 m de profondeur, partiellement rempli de sédiments probablement post-éocènes. Le pendage NE du Moho, et la géométrie en éventail des réflecteurs sismiques (Bitoun et Récy, 1982), sont des preuves d'un fonctionnement syn- et post-obduction de ce bassin. Sur plus de 500 km le long de la côte est, une anomalie gravimétrique positive (> 100 mGal) a été identifiée. Ce grand corps allongé de roches denses a été interprété comme la racine de la **Nappe des Péridotites** et se trouve probablement en continuité avec la lithosphère océanique du bassin des Loyauté (Collot et al, 1987).

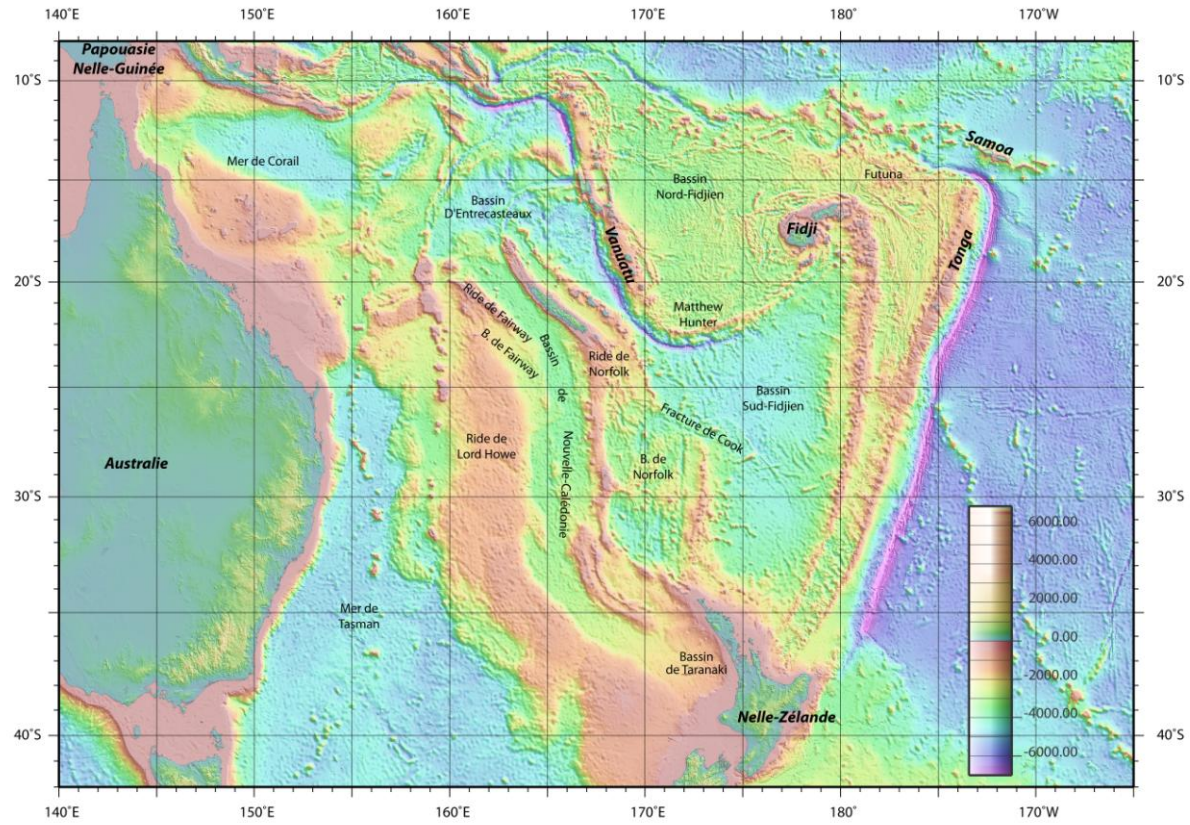


Figure 13 - Carte bathymétrique du SW Pacifique, d'après M. Patriat (2014)

À l'Ouest et au SW de la Grande Terre, le **Bassin de Nouvelle-Calédonie** est actuellement disposé sur une croûte continentale amincie dans sa partie nord, et une croûte océanique dans sa partie sud (Symonds *et al.*, 1999 ; Auzende *et al.*, 2000; Klingelhoefer *et al.*, 2007). Dans la partie nord du bassin, le remplissage sédimentaire pré-Tertiaire montre des structures en demi-graben qui pourraient être liées au **rifting crétacé supérieur**. Des réflecteurs pré-oligocènes (Collot *et al.*, 2008), ainsi que le Moho plongent vers le Nord-Est (Klingelhoefer *et al.*, 2007). Cela pouvant soutenir l'hypothèse d'une tentative de charriage ou de subduction continentale sous la Nouvelle-Calédonie (Cluzel *et al.*, 2005; Collot *et al.*, 2008). En revanche, la séquence oligocène en « onlap » progradant vers l'Ouest repose horizontalement et en discordance sur une surface faiblement pentée vers le NE, correspondant probablement à un bassin basculé, rempli ultérieurement en régime statique par des produits d'érosion post-obduction (Collot *et al.*, 2008).

L'île principale de la Nouvelle-Calédonie est une mosaïque complexe d'unités volcaniques, sédimentaires et métamorphiques d'origines diverses (« terranes »). Ces unités ont été assemblées au cours de deux épisodes tectoniques majeurs ; un collage tectonique (accrétion) au Crétacé inférieur et une subduction d'âge Paléocène-Éocène supérieur suivie d'une **obduction** éocène (Avias, 1967 ; Paris, 1981; Collot *et al.*, 1987; Aitchison *et al.*, 1995a). Les deux épisodes ont inclus des intervalles de métamorphisme de haute pression et s'intègrent dans le cadre de convergence de plaques dans les zones de subduction.

3 Géologie pré-Crétacé inférieur de la Nouvelle-Calédonie, l'intervalle du Gondwana

Les trois unités structurales les plus anciennes qui constituent l'axe topographique de la Nouvelle-Calédonie, sont l'Unité de **Koh-Chaîne Centrale**, l'Unité de **Téremba** et l'Unité de **la Boghen** (Paris, 1981 ; Figure 14).

3.1 L'Unité de Koh- Chaîne Centrale

Cette unité est constituée d'un **soubassement «océanique»** surmonté par une **couverture volcano-sédimentaire** épaisse. Une **séquence ophiolitique incomplète d'âge Permien inférieur** (Aitchison *et al.*, 1998; Meffre *et al.*, 1996) apparaît localement au centre de l'île. Les roches ophiolitiques de Koh sont recouvertes par une épaisse succession de roches volcano-sédimentaires dont principalement des grauwackes (Meffre *et al.*, 1996). En général, les fossiles sont extrêmement rares et mal conservés.

3.2 L'unité de Téremba

L'Unité de Téremba comprend une succession de roches volcaniques d'arc, de sédiments volcanoclastiques dérivés d'un arc volcanique (**grauwackes**), et de sédiments silto-argileux. L'âge de l'Unité s'étend du Permien supérieur au Jurassique moyen et son contexte de formation est caractéristique d'eaux peu profondes.

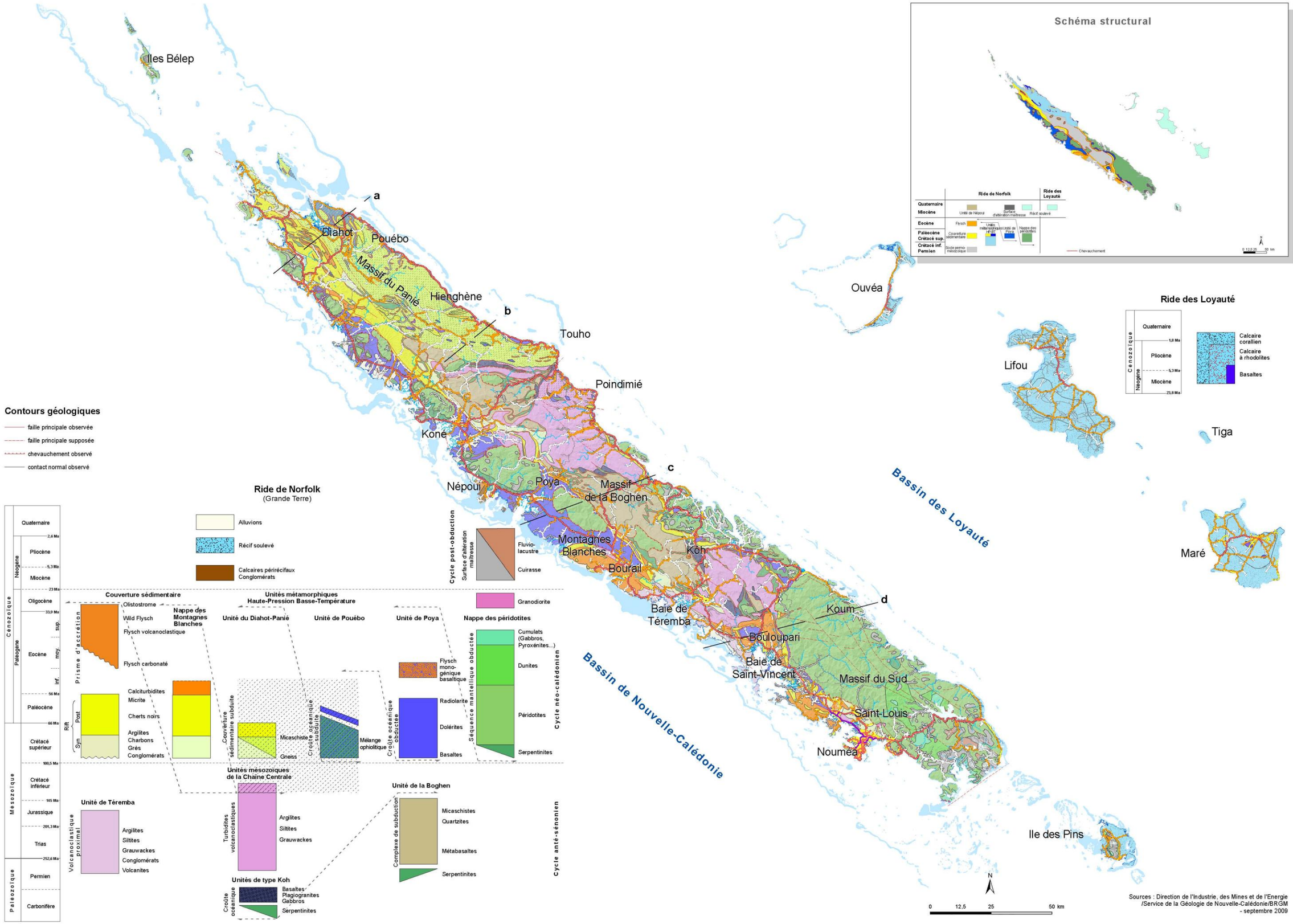


Figure 14 - Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/ 500 000, d'après Maurizot et Vendé-Leclerc, (2009)

La composition minéralogique, géochimique et isotopique des grauwackes est très semblable à celle de la Sous-Unité de la Chaîne Centrale (Adams et al., 2009). En revanche, elle contient des **faunes abondantes**, semblables à celles du « Murihiku Terrane » de Nouvelle-Zélande (Grant-Mackie et al., 1977; Paris, 1981; Campbell, 1984; Ballance et Campbell, 1993).

3.3 L'Unité de la Boghen (l'Anté-Permien de Paris, 1981)

L'Unité de la Boghen est un **complexe de subduction** comprenant des roches métamorphiques non fossilifères. Le protolithe est constitué de roches volcano-sédimentaires et de mélanges ophiolitiques. Cet ensemble possède un degré de **métamorphisme** (faciès « schiste vert inférieur » au faciès « schiste bleu ») croissant vers l'Ouest, sensiblement plus élevé que celui des unités adjacentes. Des zircons détritiques d'âge Jurassique (Cluzel et Meffre, 2002), voire Crétacé inférieur (environ 135 Ma) (Adams *et al.*, 2009) fixent un âge maximum Crétacé inférieur pour ces dépôts.

3.4 Reconstruction de la marge active du Sud-Est du Gondwana en Nouvelle-Calédonie

Meffre (1995) et Cluzel et Meffre (2002) ont suggéré que **l'Unité de Téremba et les unités centrales sont respectivement les parties proximale et distale d'un même bassin d'avant-arc**. Ce point de vue est également soutenu par un gradient métamorphique croissant de l'Est vers l'Ouest dans l'Unité HP-LT de la Boghen (Guérangé *et al.*, 1975; Paris, 1981), suggérant ainsi une subduction à plongement ouest au moins durant la fin du Crétacé inférieur. À l'heure actuelle, l'arc volcanique permo-mésozoïque correspondant est probablement enfoui en dessous des sédiments plus récents de la Ride de Lord Howe.

Ainsi a-t'il été suggéré que la Nouvelle-Calédonie se serait formée en bordure orientale d'un système d'arc volcanique et de bassin marginal, **le long de la marge SE du Gondwana**. Le bassin marginal dans lequel s'accumulaient les sédiments de deltas profonds alimentés par l'Australie continentale, se serait ouvert au cours du Permo-Trias, puis fermé obliquement au cours du Jurassique-Crétacé inférieur pour atteindre son emplacement actuel, marqué par la suture du « Dun Mountain Ophiolite Belt » en Nouvelle-Zélande (Adams *et al.*, 2009).

4 Intervalle du Crétacé supérieur- Éocène , d'un rifting marginal à l'obduction

4.1 Crétacé supérieur : le rifting marginal

Recouvrant les trois unités mentionnées ci-avant en discordance angulaire, l'importante couverture d'âge Crétacé supérieur (Paris, 1981) (classiquement appelée **Formation à charbon**) est composée de sédiments parfois charbonneux et de roches volcaniques qui se sont accumulés dans une zone tidale ou un environnement deltaïque proche du rivage. Des silts marins du Crétacé supérieur contiennent des faunes endémiques (ammonites et inocérames) (voir Paris, 1981) qui indiquent un isolement de l'Australie, ce qui est confirmé par la provenance locale des populations de zircons

détritiques (Cluzel *et al.*, 2011). La discordance d'âge pré-Coniacien et postérieure à l'accolement final des trois unités précitées. Des roches volcaniques mafiques et felsiques apparaissent près de la base de la Formation à charbon (pré-Campanien), permettant des datations U-Pb de zircons (88,4 Ma ; Nicholson *et al.*, 2011). Les roches volcaniques ont été interprétées comme le résultat d'une subduction à plongement vers l'Ouest (Nicholson *et al.*, 2011). Cependant, d'autres interprétations suggèrent que la présence de roches volcaniques bimodales et des caractéristiques transitionnelles entre arc et rift pourraient résulter d'un épisode de **rifting affectant une ancienne marge active** (Bryan *et al.*, 1997; Cluzel *et al.*, 2011). La fin de l'activité volcanique en Nouvelle-Calédonie coïncide avec le changement de faciès durant le Maastrichtien-Paléocène (Aitchison *et al.*, 1995a), et s'avère compatible avec la dernière interprétation proposée.

L'activité magmatique cesse avant le Campanien et se limite donc à l'intervalle de 89 à 83,5 Ma. Pendant ce temps, la sédimentation a évolué et des sédiments pélagiques apparaissent. Ce changement d'environnement peut être lié à **la subsidence thermique** qui a suivi le rifting marginal et une submersion complète de la Nouvelle-Calédonie (Aitchison *et al.*, 1995a; Cluzel *et al.*, 2011).

4.2 Du Paléocène à L'Éocène inférieur : subsidence lente et sédimentation pélagique

Les **cherts noirs** paléocènes et les argilites subordonnées qui surmontent la « Formation à charbon » sont classiquement appelées **« phtanites »** en Nouvelle-Calédonie. Ces sédiments pélagiques sont formés de silice cryptocristalline, de spicules de spongiaires, de radiolaires et de rares grains de plagioclase. Le dépôt des phtanites marque la fin des apports terrigènes et la submersion de la Nouvelle-Calédonie ; elles se sont formées à haute latitude dans un climat froid. Le réchauffement climatique progressif (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008) et la dérive vers le Nord pendant le Paléocène a probablement conduit la Nouvelle-Calédonie hors de la zone péri-Antarctique et permis la formation de micrites siliceuses. Pendant cet intervalle, la Ride de Nouvelle-Calédonie était un **plateau stable** et isolé dans des eaux relativement profondes, situation qui a changé drastiquement dès la fin de l'Éocène inférieur jusque l'Éocène supérieur, quand des brèches intra-bassins diachrones sont apparues et ont migré vers le Sud, la Nouvelle-Calédonie émergeant à nouveau.

4.3 Bassins avant pays éocènes

Dans les zones où une séquence éocène a été préservée, au Nord de l'île (près de Koumac), ainsi que dans **les olistolithes de l'olistostrome de la Baie de Saint-Vincent**, les micrites pélagiques blanc/gris changent brutalement vers le haut en **marnes rose à l'Yprésien sup.** (environ 50 Ma) (Maurizot, 2011a). Les marnes rose présentent localement un litage rythmique (turbidites), qui signalent l'apparition d'une pente dans le bassin ; vers le haut. L'évolution de la taille et la provenance des clastes enregistrent l'implication progressive de parties plus anciennes (donc plus profondes) de la couverture sédimentaire dans une série de bassins syntectoniques de courte durée de vie, situés au **front de chevauchements progradant vers le SW ou le SSW** (Maurizot, 2011a).

En revanche, dans le Sud de l'île (de Bourail à Nouméa), un calcaire de faible profondeur, discordant, forme la base d'une séquence de turbidites d'âge Éocène moyen

à supérieur qui repose sur des roches plus anciennes érodées (fig. 7)(Maurizot et Cluzel, 2014). L'érosion de l'Éocène moyen à supérieur a été interprétée comme une conséquence de **l'émersion due au bombement avant-arc** (Cluzel *et al.*, 1998) et à **la création de bassins d'avant-pays**. Le calcaire de base rajeunit vers le Sud, du Paléocène supérieur à l'Éocène supérieur, une caractéristique cohérente avec l'implication progressive et la subduction vers le Nord de la pointe nord de la Ride de Norfolk. (Cluzel *et al.*, 2001). La séquence de turbidites, de 3 à 5 km d'épaisseur, qui surmonte le calcaire de base est appelée **« Flysch de Bourail »** (Paris, 1981).

Ainsi, les séquences syntectoniques éocènes rajeunissant vers le Sud enregistrent le **charriage de la couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur à Éocène inférieur** du Nord de la ride de Norfolk, et dans les unités sud, le chevauchement final de la Nappe de Poya. Il est à noter qu'aucun claste ultrabasique n'a été retrouvé dans les bassins d'avant-pays ; ces derniers sont donc clairement restés hors de portée des débris ultrabasiques issus du manteau lithosphérique avant-arc (c'est-à-dire la future Nappe des Péridotites), obductée plus tard.

5 Le complexe de subduction-obduction

Les caractéristiques tectoniques et occurrences des roches ultrabasiques et basiques allochtones, l'âge de migration des bassins d'avant-pays, la polarité et la cinématique d'exhumation du complexe métamorphique HP-BT, tout suggère que l'obduction d'âge Éocène supérieur fut précédée par **une subduction à plongement nord ou NE** (Figure 16).

5.1 La Nappe des Péridotites

D'un point de vue géologique et aussi bien qu'économique, la Nappe des Péridotites (Avias, 1967) est certainement l'unité structurale la plus importante de Nouvelle-Calédonie car elle représente plus de 25% de la surface de la Grande Terre et présente un intérêt économique majeur pour le pays. Cette unité **ultramafique** dominante consiste en une partie méridionale, le « Massif du Sud » et d'un certain nombre de klippes tectoniques alignées le long de la côte ouest de l'île. Cette unité est principalement formée de **roches du manteau supérieur** (harzburgites et rarement lherzolites) avec quelques zones **de cumulats ultrabasiques** (pyroxénite, wehrlite et dunite) **et basiques** (gabbro lité)(Figure 15) (Prinzhofer, 1981).

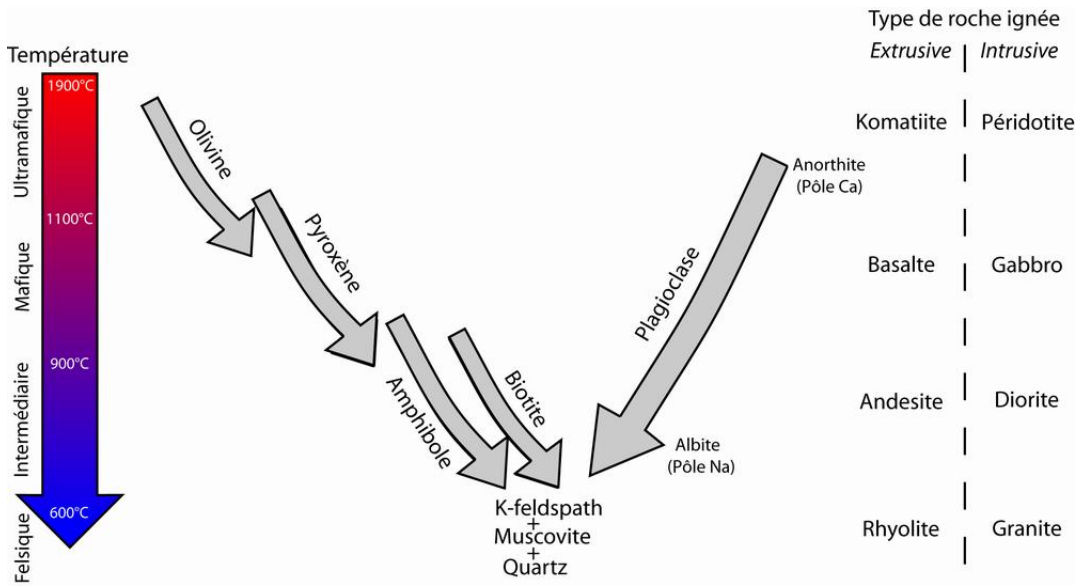


Figure 15 - Evolution magmatique "idéale" d'après Bowen (1915) et nomenclature des roches correspondantes (à droite)

Une **foliation** de haute température associée à un **rubanement** dunite/harzburgite existe partout dans la nappe avec un pendage généralement faible (moins de 20°) formant de larges plis. Cette foliation montre localement une **linéation minérale** ou linéation d'étirement de haute température orientée Nord-Sud, marquée par l'orientation préférentielle des orthopyroxènes dans les harzburgites et des agrégats de chromite dans les dunites (Prinzhofer *et al.*, 1980). Cette linéation associée à une foliation à faible pendage résulte probablement du découplage tectonique qui apparaît à la base de la lithosphère nouvellement formée (l'isotherme 1200°C) près de la ride océanique, conséquence d'un mouvement différentiel entre lithosphère et asthénosphère. Par conséquent, en raison de l'orientation NS de la linéation d'étirement, la ride océanique qui a généré l'ophiolite avait probablement une direction E-W. Les roches du manteau supérieur ainsi que de la croûte océanique inférieure reflètent une histoire complexe qui comprend plusieurs épisodes de fusion, d'interaction roche/magma et de re-fusion (Marchesi *et al.*, 2009 ; Ulrich *et al.*, 2010) qui aboutissent à un ensemble extrêmement appauvri. De fait, les datations de la formation de l'ophiolite sont rares et à l'exception de quelques âges K-Ar peu fiables (120-50 Ma ; Prinzhofer, 1981). Une datation par la méthode Sm-Nd, basée sur une isochrone roche/minéral d'un gabbro de la Montagne des Sources (Massif du Sud) a a fourni un âge de 131±5 Ma (Prinzhoffer, 1987) soit le Crétacé infèrieur. Cet âge est difficile à interpréter au regard de la géodynamique du Pacifique Sud-Ouest et requiert une validation par d'autres méthodes.

La Nappe des Péridotites est recoupée à tous les niveaux par des **dykes d'âge Éocène inférieur** de basalte (dolérites), micro-diorites et autres roches feldspathiques, mis en place dans un laps de temps restreint (**50-55 Ma**, datation U-Pb sur zircon ; Paquette et Cluzel, 2007). Les dykes de dolérite ont une composition de type IAT et représentent probablement le produit le plus jeune de l'activité magmatique (50 Ma, K-Ar sur roche totale ; Prinzhofer, 1981). Quant aux microdiorites, elles résultent d'une source produite dans un contexte supra subduction de fusion hydratée, alors que la plupart des dykes felsiques affichent des caractéristiques géochimiques de fusion de croûte océanique amphibolitisée (adakitoïdes; Cluzel *et al.*, 2006). Ainsi, un événement

thermique transitoire dans la région avant-arc ayant eu lieu, durant l'Éocène inférieur, a probablement généré ce magmatisme de courte durée affichant des affinités d'arc magmatique, mais aussi d'avant-arc.

Localement, des **lentilles d'amphibolites** (200 m x 10-50 m) apparaissent à la base de la semelle serpentineuse, au-dessus de l'Unité de Poya. Elles présentent une composition géochimique de basalte de bassin arrière-arc (BABB), et un âge de refroidissement de **56 Ma** obtenus par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur hornblende. Ces données suggèrent que ces amphibolites provenant de l'Unité de Poya, se sont formées au niveau/ou à proximité de la dorsale où s'est initiée la subduction (Cluzel *et al.*, 2012a).

Une **serpentinisation partielle** (20-60 % ; Orloff, 1968) apparaît sur l'ensemble de la Nappe des Péridotites, elle est généralement interprétée comme la conséquence du refroidissement et de l'hydratation à faible température du manteau lithosphérique en domaine océanique. Le phénomène est accru dans **la semelle tectonique** où se sont formées des mylonites porphyroclastiques de 20 à 200 m d'épaisseur, probablement développées durant l'obduction et montrant localement un cisaillement d'orientation NE-SW.

5.2 L'Unité de Poya

Cette unité allochtone est un ensemble de lames tectoniques métriques à kilométriques de basaltes massifs ou en coussins, associées à de fins sédiments bathyaux ; elle se trouve toujours en position inférieure par rapport à la Nappe des Péridotites.

Sur la base de données paléomagnétiques, ces roches sont considérées comme ayant formé **un plancher océanique** (Bassin Sud Loyauté ; Cluzel *et al.*, 2001) au NE de la Nouvelle-Calédonie, à une latitude située à 300 km au Nord de son emplacement actuel (Ali et Aitchison, 2000).

Les roches sédimentaires bathyales, qui sont étroitement associés aux basaltes en coussin contiennent **des radiolaires d'âge Campanien-Paléocène supérieur à Éocène inférieur** (Aitchison *et al.*, 1995a; Cluzel *et al.*, 2001). Des basaltes en pllow lavas d'affinité arrière-arc (BABB) et intraplaque (OIB) apparaissent localement, ils sont très vésiculaires, souvent rubéfiés, avec des interpillows carbonatés et représentent probablement des monts sous-marins mis en place au Paléocène supérieur-Éocène inférieur (Cluzel *et al.*, 2001).

Les lames de l'Unité de Poya ont d'abord été raclées le long de la plaque plongeante durant une subduction à vergence Est au niveau du Bassin Sud-Loyauté, puis accrétées dans la région avant-arc, et finalement amenées en chevauchement sur la Nouvelle-Calédonie durant l'Éocène supérieur, avant l'obduction de la Nappe des Péridotites (Cluzel *et al.*, 2001). L'accrétion de lames tectoniques de l'Unité de Poya au niveau de l'avant-arc des Loyauté a probablement été initiée **à proximité d'une dorsale océanique** (Ulrich *et al.*, 2010; Cluzel *et al.*, 2012a).

Des **petits bassins** en **« piggy-back »**, représentés par **les Flyschs de Népoui et de Koumac** sont étroitement liés aux basaltes de Poya. Ces deux bassins sont en effet coincés entre la Nappe des Péridotites et l'Unité de Poya et contiennent exclusivement des clastes de cette dernière.

5.3 L'Unité de Koné

Des lames parautochtones de sédiments hémipélagiques d'âge Crétacé supérieur, appelées dans le passé **Formation de Koné** (Carroué, 1972 ; Paris, 1981) affleurent près de Koné et de Koumac. Actuellement, cette Unité est située au-dessus de la Nappe des Montagnes Blanches et des roches sédimentaires autochtones d'âge Paléocène, et en dessous de l'Unité de Poya. L'ensemble des contacts est faillé. Cette Unité a pu s'accumuler sur un talus continental, ou directement sur une ancienne croûte océanique, au NE de la Nouvelle-Calédonie. Elle a pu être poussée, puis charriée sur cette dernière au front de l'unité de Poya.

5.4 La Nappe des « Montagnes Blanches »

La Nappe des « Montagnes Blanches » (Maurizot, 2011a) est systématiquement intercalée entre le haut du flysch paléogène et les unités ophiolitiques obductées sus-jacentes le long de la Grande Terre. Ces sédiments représentent **un équivalent latéral non métamorphisé de l'Unité du Diahot**. Nommée d'après les reliefs marqués du flanc nord de l'anticlinal de Bourail, où elle affleure particulièrement bien, cette unité est para-autochtone et enracinée dans la région de Koumac et allochtone plus au Sud. Dans les régions de Bourail et Nouméa, les niveaux supérieurs du flysch contiennent des éléments de cette unité sédimentaire allochtone divisée en olistolithes, ainsi que des éléments de l'Unité de Poya.

5.5 Complexe métamorphique Éocène

Le complexe métamorphique **HP-BT** du Nord de l'ile comprend les unités métamorphiques du Diahot et de Pouébo. Les roches de **l'Unité du Diahot** ne diffèrent pas beaucoup de la couverture sédimentaire du Crétacé-Éocène, avec un caractère plus distal durant le Crétacé supérieur et un degré métamorphique plus fort (schiste bleu et éclogite). **L'Unité de Pouébo** est un mélange de subduction composé de blocs décimétriques à pluri-hectométriques de roches basiques dérivées de l'Unité de Poya (Cluzel *et al.*, 2001; Spandler *et al.*, 2005), englobées dans une matrice de méta-serpentinite (talc-schiste) ou de méta-sédiments. Les roches de l'Unité du Diahot ont été subductées à une profondeur d'environ 50 km (1,7 GPa – 550°C) (Fitzherbert *et al.*, 2003; 2005) tandis que les éclogites de l'Unité de Pouébo montrent une paragenèse métamorphique qui suggère un plus fort degré et un enfouissement maximum d'environ 80 km (2,4 GPa – 650°C ; Clarke *et al.*, 1997; Carson *et al.*, 1999). Les données thermochronologiques et radiométriques permettent de mieux contraindre cet évènement. En effet, les éclogites de l'Unité de Pouébo commencent leur exhumation à 44 Ma (U-Pb sur surcroissances métamorphiques de zircons ; Spandler *et al.*, 2005). ; tandis que la même méthode appliqués aux zircons de l'Unité du Diahot donne des âges plus jeunes à 38 Ma (Cluzel *et al.*, 2010). La température de fermeture de la phengite (450°C) dans les deux Unités, est enregistrée par $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 36 Ma (Ghent *et al.*, 1994 ; Baldwin *et al.*, 2007). Enfin, les traces de fission sur apatite montrent que l'exhumation depuis une profondeur de 7 km (85°C) s'est déroulée à **34±4 Ma** (Baldwin *et al.*, 2007).

5.6 La Ride des Loyauté

La géologie de la Ride des Loyauté est encore mal connue en raison de l'absence d'affleurements du socle, mais aussi d'une épaisse couverture de carbonate. La Ride s'étend vers le Nord jusqu'à la partie sud de la zone d'Entrecasteaux et est reliée au Sud à la Ride des Trois Rois, au-delà de la zone de Fracture de Cook (Kroenke et Eade, 1982). Les données bathymétriques et géophysiques indiquent que **cette ride est formée de monts sous-marins**, dont la taille et l'espacement sont similaires à la plupart des arcs insulaires (Bitoun et Récy, 1982; Lafoy *et al.*, 1996). Ces monts sous-marins sont recouverts par des **plateaux calcaires d'âge Miocène**, qui sont à leur tour recouverts ou bordés par des récifs coralliens d'âge Pliocène à Actuel. Le mont sous-marin de Bougainville, situé à l'extrémité orientale de la Ride d'Entrecasteaux, a été foré (ODP 831), et une andésite éocène a été trouvée après avoir traversé 700 m de calcaire oligocène à holocène (Dubois *et al.*, 1988 ; Greene *et al.*, 1994). Dans le Nord du bassin des Loyauté, au site du DSDP 286, 500 mètres de turbidites volcanoclastiques andésitiques éocènes ont été forés (Andrews et al, 1975). En raison de ces caractéristiques, et en dépit du manque d'affleurement, la Ride des Loyauté doit être considérée comme **un arc insulaire d'âge Éocène** et **le bassin Nord-Loyauté comme le bassin arrière-arc associé** (Maillet *et al.*, 1983 ; Cluzel *et al.*, 2001 ; Schellart *et al.*, 2006b ; Paquette et Cluzel, 2007 ; Whattam *et al.*, 2008; Whattam, 2009). Les basaltes et dolérites intra-océaniques alcalins (OIB ; Baubron *et al.*, 1976 ; Maurizot et Lafoy, 2003) qui affleurent sur l'île de Maré pourraient représenter le socle de cette île (Rigolot, 1988). Cependant, le volcanisme intraplaque est plus jeune qu'une partie de la couverture carbonatée et n'est pas plus vieux que le Miocène moyen (Maurizot et Lafoy, 2003). En outre, les dykes basaltiques et andésitiques d'âge Miocène supérieur (11 Ma ; Baubron *et al.*, 1976) recoupent le calcaire et ont développé un métamorphisme de contact (Chevalier, 1968). Par conséquent, ces basaltes sont peu susceptibles de représenter le socle de la Ride des Loyauté, mais plutôt la trace d'un **« point chaud »** alignée Nord-Sud, plus jeune que la Ride elle-même (Meffre, 1995). La Ride des Loyauté est actuellement impliquée dans le **bombement lithosphérique** dû à la **zone de subduction du Vanuatu**, ce qui se traduit par une émersion diachrone et le soulèvement des îles Loyauté (Dubois *et al.*, 1974). Une collision oblique naissante avec le système arc/fosse (Lafoy *et al.*, 1996) se traduit par le développement d'un ensemble complexe de fractures (Bogdanov *et al.*, 2011).

6 De l'Oligocène jusqu'à l'actuel : l'intervalle post-obduction

6.1 Le plutonisme oligocène post-obduction

Dans le Sud de la Nouvelle-Calédonie, des **plutons post-obduction de taille kilométrique** traversent l'Allochtone ultramafique ainsi que son soubassement. Des datations U-Pb sur des zircons magmatiques ont fourni des âges de **27,5** et **24 Ma** (Oligocène supérieur) respectivement pour la granodiorite de Saint-Louis (près de Nouméa) et l'adamellite de Koum – Borindi (côte est) (Paquette et Cluzel, 2007).

Les granitoïdes de Koum - Borindi et Saint- Louis contiennent de rares zircons hérités (Paquette et Cluzel, 2007) pouvant provenir de l'assimilation d'enclaves du soubassement (Crétacé supérieur ? ; Paquette et Cluzel, 2007). Malgré cela, ces

granitoïdes calco-alcalins (riches en potassium) affichent des **caractéristiques géochimiques et isotopiques de magmas d'arc non contaminés par des dérivés de croûte fondus** (Cluzel *et al.*, 2005). Ils ont été associés à **une subduction post- Éocène de courte durée**, dont des traces ont été détectées par tomographie télésismique le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie (Regnier, 1988). Cependant, certains auteurs considèrent que la structure du bassin de Nouvelle-Calédonie ne reflète que **la subsidence tectonique due à la flexion du bassin** (Collot *et al.*, 2008). Cette subduction de courte durée serait apparue le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, après que l'étroite Ride de Norfolk-Nouvelle-Calédonie eût bloqué l'ancienne subduction éocène. Les rapports isotopiques en Sr, Nd et Pb indiquent une origine à partir d'un coin mantellique isotopiquement homogène. En revanche, la variabilité des ratios en éléments en traces non corrélée à la différenciation suggère une hétérogénéité minéralogique de la source. De plus, un **appauvrissement marqué en terres rares lourdes du granitoïde le plus jeune** (~ 24 Ma) peut être du à un équilibre avec le matériel sous-crustal de faciès granulite trouvé en enclaves (Paquette et Cluzel, 2007). À cela s'ajoute, un **enrichissement relatif en Nb, Ta et Hf**, indépendamment de la cristallisation fractionnée, qui peut être lié soit à une contamination par du matériel mafique précédemment sous-plaqué, soit une hydratation hétérogène du coin mantellique, ou soit à une remontée de manteau non métasomatisé. Cette contamination a été corrélée à la rupture (***break-off***) de la plaque plongeante (*slab*) et de la création d'une **fenêtre asthénosphérique** (Cluzel *et al.*, 2005).

6.2 L'évolution supergène : une histoire polyphasée

L'émersion de Nouvelle-Calédonie pendant ou peu de temps après l'obduction pourrait avoir empêchée les sédiments marins de s'accumuler, sauf dans les zones côtières. À la place, un **régolithe** de forte épaisseur a probablement recouvert toute l'île (Davis, 1925). Les profils d'altération qui se développent sur les péridotites sont importants, non seulement parce qu'ils enregistrent une **certaine stabilité tectonique** et qu'ils sont donc de bons indicateurs pour la géodynamique régionale, mais aussi parce qu'ils sont **porteurs de ressources importantes en Ni**. Le régolithe jalonne plusieurs **surfaces d'aplanissement étagées** (Wirthmann, 1965), la surface la plus ancienne étant supposée la plus élevée si l'on suit les raisonnements et théories habituellement déployés par les géomorphologues-altérologues (Trescases, 1975; Latham, 1986; Chevillotte, 2005). Chaque étape du développement de la surface a été par la suite liée à **des phases de soulèvement répétés et/ou des changements du niveau marin** (Chardon et Chevillotte, 2006; Chevillotte *et al.*, 2006).

6.3 Les dépôts sédimentaires post-obduction

Des sédiments d'âge **Miocène** affleurent dans les falaises des péninsules de Muéo et Pindaï, ainsi que sur les îlots de Népoui, ils ont été découvert par Coudray (1976), ce sont alors les seuls sédiments marins du Miocène connus à cette époque en Nouvelle-Calédonie. La série de Népoui se compose en fait de deux sous-unités, définies très récemment (Maurizot, 2011b) : **l'unité inférieure est constituée de calcaires et de sables lagunaires qui contiennent des foraminifères**. L'unité supérieure, épaisse

d'une centaine de mètres , repose en discordance sur l'unité inférieure et commence avec **un conglomérat torrentiel**, lui-même recouvert par des sables calcaires avec des lentilles de conglomérat, surmontées de calcaires daté du Miocène supérieur (Coudray, 1976). Sur la péninsule de Muéo, le conglomérat et des sables grossiers à pendage faible (vers le Sud) recouvrent en discordance angulaire des serpentinites fortement cisaillées, qui représentent la semelle tectonique de la Nappe ophiolitique, les basaltes de l'Unité de Poya et le Flysch de Népoui. Les galets du conglomérat sont bien arrondis et principalement composés de péridotite, dolérite et de rares roches felsiques, qui appartiennent au cortège intrusif de la Nappe des Péridotites (Cluzel *et al.*, 2006). **La caractéristique la plus importante de ce conglomérat est l'apparition de galets et de sable issus de ferricrète, de latérite et de péridotite saprolitisée qui reflètent l'érosion de régolithe plus en amont** (Coudray, 1976)**.**

La Formation du Gwa N'Doro qui affleure sur la côte est près de Kouaoua est formée de deux sous-unités (Orloff, 1968; Orloff et Gonord, 1968) , la plus jeune est composée d'un conglomérat similaire à celui de Népoui. Ce conglomérat a été corrélé par l'approche géomorphologique (corrélation des replats), à la fin de l'Oligocène par Chardon et Chevillotte (Chardon *et al.*, 2006), sans aucune datation, mais pourrait être un équivalent latéral du conglomérat de Népoui.

6.4 Tectonique d'âge Néogène à Actuel et morphologie actuelle de la Nouvelle-Calédonie

Les granitoïdes d'âge Oligocène (Cluzel *et al.*, 2005), les sédiments miocènes (Chardon *et al.*, 2008), et le régolithe, y compris les dépôts resédimentés de latérite (Chardon et Chevillotte, 2006; Cluzel et Vigier, 2008) **sont recoupés par des failles**. Ces événements tectoniques peuvent être dus à un soulèvement miocène, mais les contraintes de temps ne sont pas toujours disponibles (Quesnel *et al.*, 2008) et des travaux supplémentaires sont nécessaires pour mieux contraindre ce jeu de failles qui contrôle en partie l'altération des péridotites (Leguéré, 1976), et a donc une certaine importance pour la ressource en nickel.

La **morphologie asymétrique** de la Grande Terre, inclinée vers le SW, peut être liée à des événements distincts: (1) une prolongation à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur de l'extension post-obduction (Lagabrielle *et al.*, 2005); (2) une syn-à post transtension au Miocène inférieur associée à l'inversion de subduction et l'ouverture du bassin Nord Fidji (Chardon et Chevillotte, 2006); (3) la participation récente de la plaque Australienne dans le bombement lithosphérique avant-arc du Vanuatu (Nouvelles-Hébrides), comme l'a révélé **le soulèvement des Iles Loyauté et celui des récifs frangeants situés dans le SE de la Grande Terre** (Dubois *et al.*, 1974).

Il est à noter que la **plus ancienne construction récifale** connue sur les marges de la Grande Terre n'a **pas plus de 1,4 Ma** (Cabioch *et al.*, 2008), tandis que la **barrière de corail actuelle et le lagon ne sont pas âgés de plus de 0,4 Ma** (Frank *et al.*, 2006) et ont subi plusieurs intervalles d'émersion durant l'Holocène où le niveau de la mer était faible (Coudray, 1976; Cabioch *et al.*, 1989; Cabioch *et al.*, 2008; Chardon *et al.*, 2008, Le Roy *et al.*, 2008). Au cours des dernières périodes, **le lagon a été drainé et des rivières ont formé des canyons à travers lui** (Chevillotte *et al.*, 2005). Le tracé de ces rivières forme des méandres submergés qui sont clairement visibles.

Des dépôts terrestres non datées dénommés **"fluvio-lacustres"**, ou Formation fluvio-lacustre (Quesnel *et al.*, 2008) remplissent des paléo-vallées et des cellules d'altération endoréiques du Massif du Sud (Trescases, 1975). Ces sédiments, de 50 à 100 m d'épaisseur, sont constitués d'un conglomérat grossier aux clastes jointifs et à matrice sableuse à la base, déposés sous conditions torentielles, de latérites resédimentées, d'argile, de chromite détritique, et de fragments de silice supergène. Ils ont été attribués à l'Oligocène par Chardon et Chevillotte (2006), sans aucun argument stratigraphique décisif, leur âge reste donc spéculatif et demande à être prouvé (Quesnel *et al.*, 2008). À l'heure actuelle, ils sont activement et inégalement érodés.

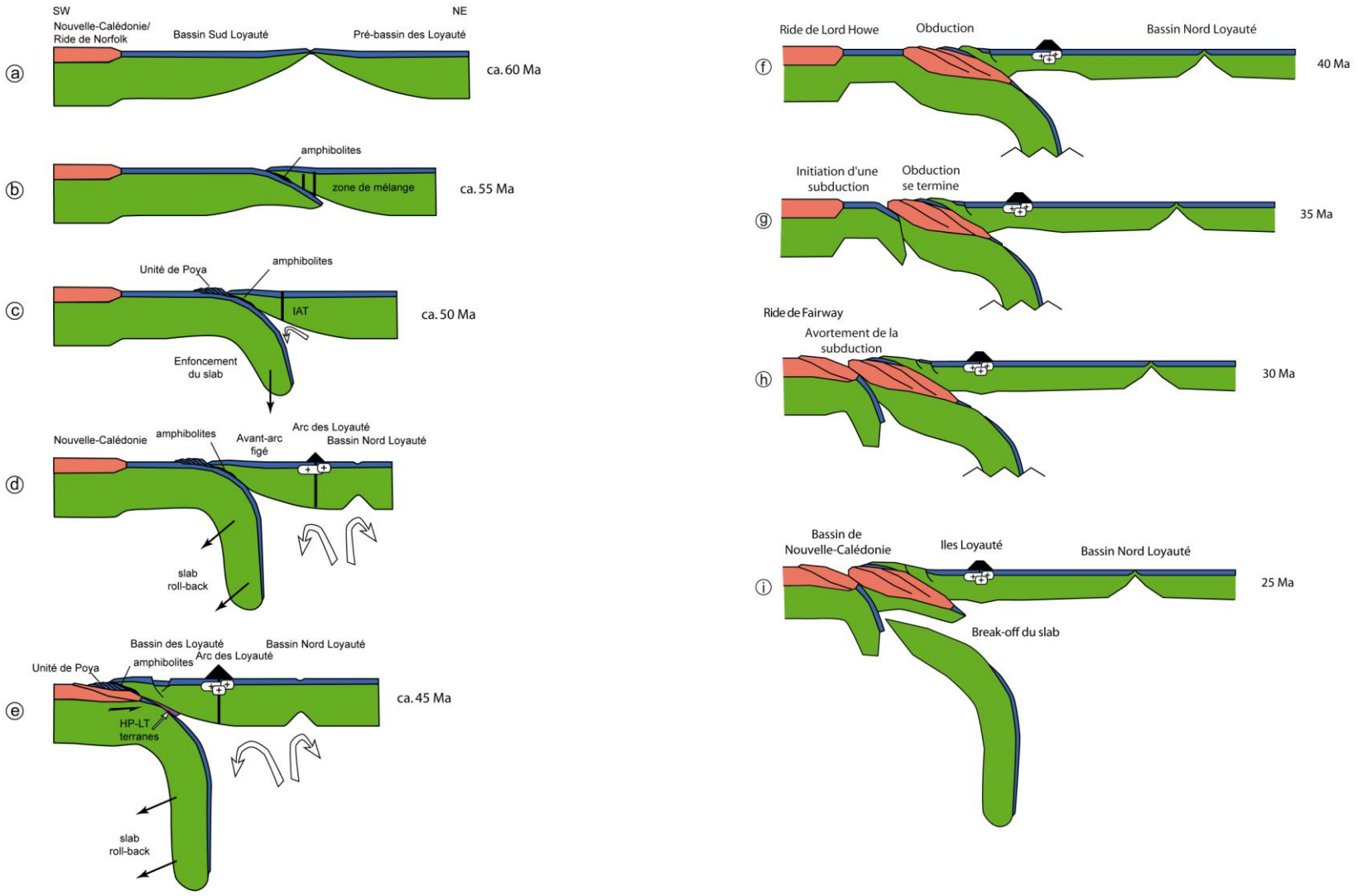


Figure 16 - Modèle géodynamique de la Nouvelle-Calédonie du Paléocène jusqu'au Miocène (d'après Cluzel et al., 2012b)

3 LE REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE EN NOUVELLE-CALEDONIE

LE REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE EN NOUVELLE-CALEDONIE

1 Le profil latéritique

Ce chapitre est une synthèse des larges travaux antérieurs réalisés sur les latérites de Nouvelle-Calédonie, complétée de ceux réalisés au cours de cette thèse.

1.1 Introduction

Dès l'Oligocène supérieur (cf. chapitre 5), les péridotites sont soumises à l'altération supergène sous climat tropical. Ce phénomène va dissoudre lentement les minéraux primaires jusqu'à ce qu'il ne reste plus, au bout d'un certain temps, qu'une accumulation relative d'oxy-hydroxydes de fer. En effet, les autres constituants des roches ultrabasiques, pratiquement dépourvues d'aluminium, sont essentiellement le silicium et le magnésium, tous les deux mobiles dans le profil de par leur forte solubilité dans les conditions de la surface (Trescases, 1975).

De la même façon, les teneurs déjà relativement élevées en nickel (0,3 %) et du cobalt (0,01 %) de la roche mère, vont être largement accentuées par le processus d'altération supergène (jusqu' à 4 % en Ni et 0,05 % en Co en moyenne). Les produits d'altération obtenus sont de plusieurs types (Figure 17), avec généralement de bas en haut : la saprolite grossière, la saprolite fine, la latérite sensu stricto et au sommet, la cuirasse (ou ferricrète).

La saprolite correspond à une péridotite altérée et fracturée dont, la texture est bien conservée en dépit d'une perte de masse significative. Cet horizon d'isaltérite est peu épais (2 à 10 m ; Tableau 1) et la granulométrie très hétérogène. Il représente une grande partie du minerai de nickel actuellement exploité (« minerai silicaté »). En effet, le nickel va s'associer à des phases porteuses serpentineuses ou oxydées. La plus belle expression de ces minéraux néoformés, riches en nickel (jusqu'à 20 % de Ni), est la garniérite, ce terme générique désigant un mélange de phases silicatées nickélifères (népouite, willemseite et pimélite ; Pelletier, 2003).

La saprolite fine, ou latérite jaune des mineurs, constitue un horizon beaucoup plus friable et beaucoup plus épais (20 m en moyenne). La structure et la texture de la péridotite sont encore souvent reconnaissables. Le changement radical de couleur de cet autre horizon d'isaltérite traduit deux phénomènes : le premier est la disparition quasi totale des silicates, et le deuxième l'apparition en quantité élevée de la goethite à la coloration jaune ou brunâtre. Dans cet horizon, l'atome de Ni n'est pas situé dans le réseau des silicates, mais dans celui de la goethite, où il se substitue au fer (minerai latéritique ; Trescases, 1975). C'est aussi dans cette altérite que précipitent, au niveau d'un front d'oxydation, les minéraux cobaltifères et manganésifères, complexes et variés dont l'asbolane (Llorca, 1986). La chromite et les minéraux du groupe du platine, peu sensibles à l'altération, subsistent encore très largement dans la saprolite fine (Traoré, 2005).

La latérite («latérite rouge » des mineurs ; pouvant être encore considérée comme une saprolite fine), est un horizon variant de un à plusieurs mètres, de granulométrie très hétérogène et brun-rouge. Ce changement de couleur résulte de l'apparition progressive de l'hématite ayant un fort pouvoir colorant rouge sang. Cette allotérite (perte de structure de la roche-mère) est très appauvrie en nickel et cobalt.

Les ferricrètes (cuirasses), très sombres, sont essentiellement constituées de goethite et d'hématite (Latham, 1986).

Très souvent un niveau pisolithique (grenaille des mineurs) surplombe ces cuirasses ferrugineuses qui sont souvent démantelées.

Epaisseur	Kouaoua*	Ile des Pins*	Coulée*	Rivière des Pirogues*	Goro**	Tiébaghi***	Nakéty****
Ferricrète (niveau pisolithique compris)	1	0	0,5	1	3,5	4,5	2
Latérite rouge	5	2,5	3	1	6	-	
Latérite jaune (transition compris)/Saprolite fine	17,5	6,5	11	28	31	13	16
Saprolite grossière	3,5	1	0,5	1	11	10	10

*Trescases, 1975, **Vale NC, 2012, ***SLN, 2010, ****SMT, 2012

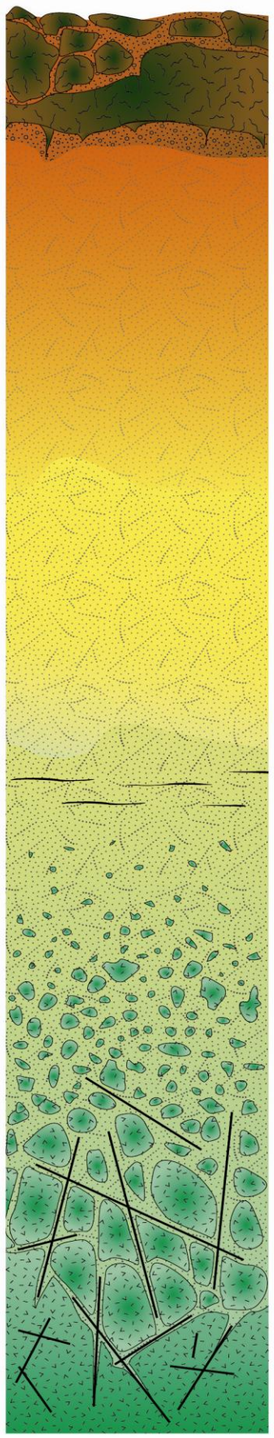
Tableau 1 - Epaisseurs moyennes des niveaux d'altération dans quelques exemples de profil

1.2 Le processus de météorisation

L'altération des roches est un processus conduisant à leurs transformations en « autre chose » (du latin *alter* = autre). L'altération des roches par les eaux météoriques dans des conditions de surface est dite **altération météorique** ou **météorisation** (exact équivalent du terme anglais ***weathering***), et parfois **latéritisation** lorsque l'on parle de matériaux ferrugineux en domaine tropical. Ce phénomène d'interaction lithosphère comporte l'ensemble des mécanismes par lesquels les agents météoriques agissent sur les roches. Par agents météoriques, on entend :

- l'eau sous ses différentes formes ;
- les gaz : l'oxygène, le gaz carbonique…
- les particules en suspension dans l'air et dans l'eau, et les éléments, ions ou molécules chimiques dissous qui peuvent agir sur les roches.

Ces agents agissent selon trois voies : la **fragmentation mécanique, l'altération chimique** et **l'altération biochimique**.



Géologique	Altérologique	Mineur calédonien en général	SLN (SMGM, KNS)		SMT		Vale NC
Horizon pisolithiques de démantèlement	Ferricrète	Grenaille	G/GR: Grenailles	6	G: Grenailles	6	ISH: Grenaille de fer
Cuirasse (ferricrète) démantelée		Cuirasse démantelée	C/CU: Cuirasse	6	CL: Cuirasse démantelée	6	ICP: Cuirasse de fer
Cuirasse (ferricrète) *in situ*		Cuirasse en place			CF: Cuirasse de fer	6	
Carapace Horizon nodulaire		Grenaille	G/GR: Grenailles	6	G: Grenailles	6	ISH: Grenaille de fer
Saprolite fine/ Latérite	Allotérite (perte de masse et de volume)	Latérite rouge	LR: Latérite rouge	6	LF: Latérite rouge	5	LATR: Latérite rouge
	Isaltérite (perte de masse)	Latérite jaune	LJ: Latérite jaune	6	LA: Latérite jaune ou LB: Latérite boueuse	5	LATJ: Latérite jaune
Niveaux à oxydes de Mn et Co		Latérite de transition (à asbolane)	LT: Latérite de transition	6	TM: terre minéralisée (transition) ou TB: terre boueuse	5	TRN: Transition ou/et ASB: Asbolane ou/et: CO: Cobalt
Saprolite grossière		Saprolite	Saprolite terreuse	5	MP: Minerai tendre ou MB: Minerai boueux	5	SSP: Saprolite molle
				4		4	
	Horizon fissuré		Saprolite dure	3	MA: Minerai tendre + Noyaux altérés	3	HSP: Saprolite dure
				2	MD: Minerai tendre + Noyaux durs	2	
Roche-mère (bed rock)	Roche-mère	Bed rock Péridotite	Roche saine	1	Roche saine	1	RK: Rocheux

Figure 17 - Profil d'altération type sur roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, avec vocabulaires géologique, altérologique, minier calédonien, ainsi que les codes utilisés par les sociétés minières. Synthèse réalisé dans le cadre de cette étude

1.2.1 L'altération chimique

L'altération chimique est le vecteur majeur de la météorisation des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. La météorisation chimique est une transformation d'une substance minérale, cristallisée ou amorphe, en produits plus petits : ions, fragments de cristaux, produits amorphes, etc. Ces produits sont ensuite libérés dans le milieu. Les éléments les plus solubles (par exemple Si et Mg) sont exportés des altérites par les eaux d'infiltration ou de ruissellement vers les nappes et le réseau hydrographique, tandis que les éléments les moins solubles (par exemple Fe) restent dans les minéraux résiduels ou se recombinent pour donner naissance à de nouveaux minéraux, stables dans les conditions de la surface, suivant un processus de **néogenèse** ou **néoformation**, ou **authigenèse** (Dewolf et Bourrié, 2008).

L'altération des minéraux peut commencer par une simple réaction **d'hydratation**, contribuant à leur désagrégation. Après cette hydratation s'enchaîne une série de réactions chimiques, qui seront décrites par la suite, et pouvant s'écrire de manière synthétique sous cette forme :

Roche + Eau + Réactifs $\rightarrow$ Résidus solides + Minéraux néoformés + ions en solution

Les réactifs majeurs sont les protons (H^+), O_2, ou l'eau elle-même. Les réactions d'altération chimique observées dans le milieu d'étude sont principalement de deux types (Figure 18):

- les réactions **d'hydrolyse**, qui consomment à la fois de l'eau et des protons ;
- les réactions **d'oxydo-réduction**, qui consomment à la fois de l'eau, des protons, des oxydants et des réducteurs.

À cela s'ajoutent les phénomènes plus classiques de **dissolution/précipitation** et **d'hydratation/déshydratation** (voire d'oxolation).

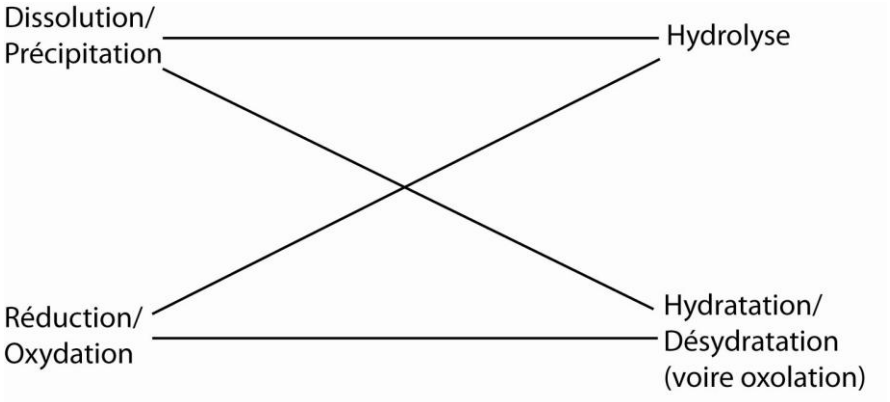


Figure 18 - Les différents processus de l'altération chimique, d'après Scott et Pain (2009)

Le premier processus consiste en une hydrolyse partielle ou totale des silicates ferromagnésiens des péridotites : olivine, serpentine et pyroxènes. La consommation

des H^+ est égale au nombre de cations équivalents libérés en solution. Cette hydrolyse peut être **congruente** lorsque la totalité des cations passe en solution, ce qui est rarement le cas, puisque le fer, très abondant dans les silicates des péridotites et peu soluble, aura plutôt tendance à précipiter par néoformation. C'est ce phénomène d'hydrolyse qui est la cause principale de la transformation de la péridotite en isaltérite, dont la réaction générale s'écrit (Trescases, 1975 ; 1) :

$$MgFeSiO_4 + 4H^+ \rightarrow Mg^{2+} + Fe^{2+} + Si(OH)_4 \quad (1)$$

Silicate ferromagnésien + Protons → Cations très solubles + Cations peu solubles + Acide silicique

Dans les roches plus alumineuses, telles que les gabbros cumulats ou filonien, le caractère **incongruent** de l'hydrolyse des silicates alumineux est encore plus marqué que pour celui des silicates ferromagnésiens. Par exemple le cas de l'albite (2) :

$$NaAlSi_3O_8 + 4H^+ + 4H_2O \rightarrow Al^{3+} + Na^+ + 3Si(OH)_4 \quad (2)$$

Al donne des hydroxydes très peu solubles, si bien que l'hydrolyse devient vite incongruente, et qu'une partie des éléments libérés précipite et donne, par exemple de la gibbsite néoformée (3) :

$$Al^{3+} + 3H_2O \rightarrow Al(OH)_{3\ \text{gibbsite}} + 3H^+ \quad (3)$$

Lorsque la concentration en silice dissoute est suffisante, par exemple dans la saprolite grossière au bas du profil, l'halloysite (seule la variété à 7Å est approuvée par l'IMA[5]), du groupe des serpentines/kaolinites, peut précipiter à la place de la gibbsite ou simultanément avec elle, suivant la réaction (4) :

$$2Al^{3+} + 2Si(OH)_4 + 3H_2O \rightarrow Si_2Al_2O(OH)_4.2H_2O_{\ \text{halloysite}} + 3H^+ \quad (4)$$

Le phénomène est identique pour le groupe des smectites, en particulier pour son membre le plus ferrifère, la nontronite, lorsque Al et Fe sont disponibles en quantité (~ 30% de Fe_2O_3 et ~ 12% de Al_2O_3 sont nécessaires).

Le dernier type d'hydrolyse concerne les espèces ferriques. Le fer Fe(II) domine dans les minéraux endogènes (olivine, pyroxène…) et les sulfures (FeS, FeS_2), et se trouve en mélange Fe(II) – Fe(III) dans la magnétite. Dans les conditions supergènes Fe(II) se trouve dans les sulfures et dans la sidérite $FeCO_3$, Fe(II) et Fe(III) sont associés dans les oxydes mixtes comme la magnétite, et Fe(III) seul dans les oxy-hydroxydes de fer. En contexte tropical, le Fe(II) libéré en (1) par les minéraux primaires des péridotites est oxydé en Fe(III). Ces ions aqueux se polymérisent pour former des hydroxydes moins solubles, hydroxyde ferrique (5) et ferrihydrite (6) par déprotonation :

$$Fe^{3+} + 3H_2O \rightarrow Fe(OH)_{3\ \text{hydroxyde ferrique aq.}} + 3H^+ \quad (5)$$

[5] L'International Mineralogical Association est l'association qui à travers une commission valide les publications de nouvelles espèces minérales, celles des espèces déjà publiées et connues, et discrédite les espèces douteuses ou faisant doublon.

$$10Fe^{3+} + 24H_2O \rightarrow 5Fe_2O_3.9H_2O_{\text{ ferrihydrite}} + 30H^+ \quad (6)$$

Le deuxième processus majeur de météorisation chimique est l'oxydo-réduction (Trescases, 1975). Ce processus, bien qu'affectant déjà les isaltérites conduit principalement à la formation des allotérites (latérite rouge) et des ferricrètes. L'hydroxyde ferrique et la ferrihydrite, très présente dans le système, évoluent principalement vers la goethite (7), voire dans de très rares cas se transformer directement en hématite (8), si le pH le permet (pH de 6-8) :

$$5Fe_2O_3.9H_2O_{\text{ ferrihydrite}} \rightarrow 10FeOOH_{\text{ goethite}} + 4H_20 \quad (7)$$

$$5Fe_2O_3.9H_2O_{\text{ ferrihydrite}} \rightarrow 5Fe_2O_{3\text{ hématite}} + 9H_20 \quad (8)$$

La goethite et l'hématite sont les minéraux ferriques les plus stables dans les conditions de la surface. C'est pourquoi peut être considéré l'équilibre (9):

$$2FeOOH_{\text{ goethite}} \leftrightarrow Fe_2O_{3\text{ hématite}} + H_20 \quad (9)$$

Cette réaction est une **déshydroxylation**, dite **oxolation** (Dewolf et Bourrié, 2008), plutôt qu'une déshydratation, car il n'y a pas de molécules d'eau dans la goethite mais des OH condensés. Néanmoins une température d'équilibre peut être définie, sur la base des données thermodynamiques, qui est mal connue et varie de 40°C (Trolard, 1988) à 100°C (Diakonov *et al.*, 1994) selon les données utilisées. Au-dessus de cette température, par conséquent c'est l'hématite qui est stable, alors qu'en dessous, c'est la goethite. Ceci suggère que la goethite devrait largement prédominer. Pourtant, il a été montré par Schwertmann (1985) qu'au Brésil, l'hématite apparaît dès 15°C et domine à partir de 17°C. En fait, il faut tenir compte de la taille des particules, car les particules plus petites sont plus solubles. Cet effet a pu être mesuré et explique en partie que des goethites et des hématites de tailles différentes peuvent coexister.

En outre les oxydes ferriques peuvent accueillir divers éléments métalliques en substitution dans leur réseau cristallin, en premier lieu Al, mais aussi Cr et Ni, etc., qui déplace les domaines de stabilité des minéraux (Trolard, 1988). Les équilibres entre oxydes ferriques sont relativement lents à établir et des minéraux peuvent coexister hors d'équilibre sur de longues périodes. On connaît des transformations de goethite en hématite et inversement, qui peuvent se succéder dans les formations superficielles (Nahon, 1991). Les observations de terrain suggèrent cependant que les réactions de transformation des oxydes ferriques par hydratation ou déshydratation (ou oxolation) sont très lentes, et des périodes d'anaérobiose avec réduction du fer et réoxydation sont un moyen beaucoup plus efficace de faire évoluer les systèmes, par exemple sous l'effet des fluctuations de la nappe permanente ou perchée.

1.3 Constitution minéralogique du profil

Les constituants essentiels des profils d'altération observés sont les oxy-hydroxydes de fer, les oxydes de manganèse et plus rarement des minéraux argileux (associés à la présence de cumulats gabbroïques ou de roches intrusives) ou carbonatés.

Mais, il est possible d'avoir en même temps, une faible quantité de minéraux primaires résiduels ou peu altérables (Figure 19 et figure 20). Ces minéraux sont présentés dans ce chapitre par ordre d'abondance.

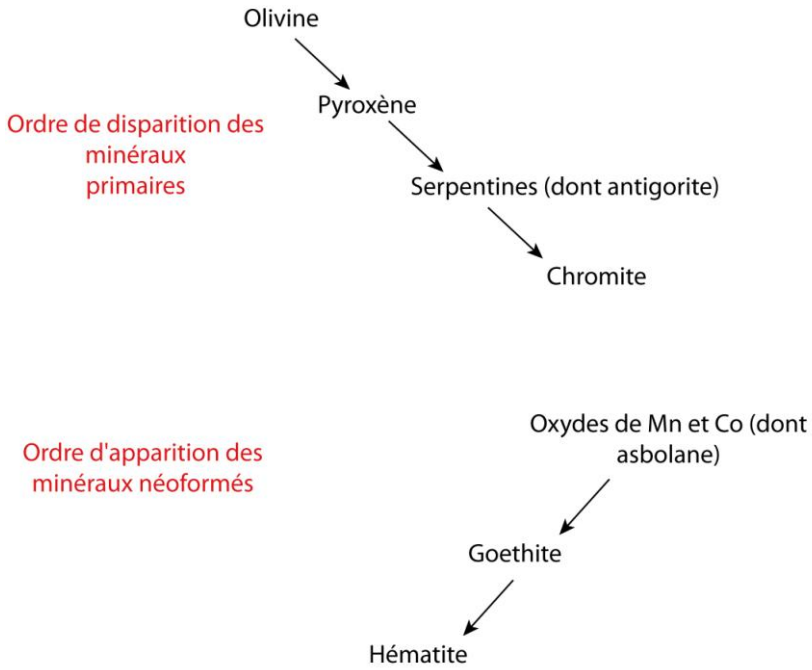


Figure 19 - Apparition et disparition des principaux minéraux dans le profil d'altération sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie, selon cette étude

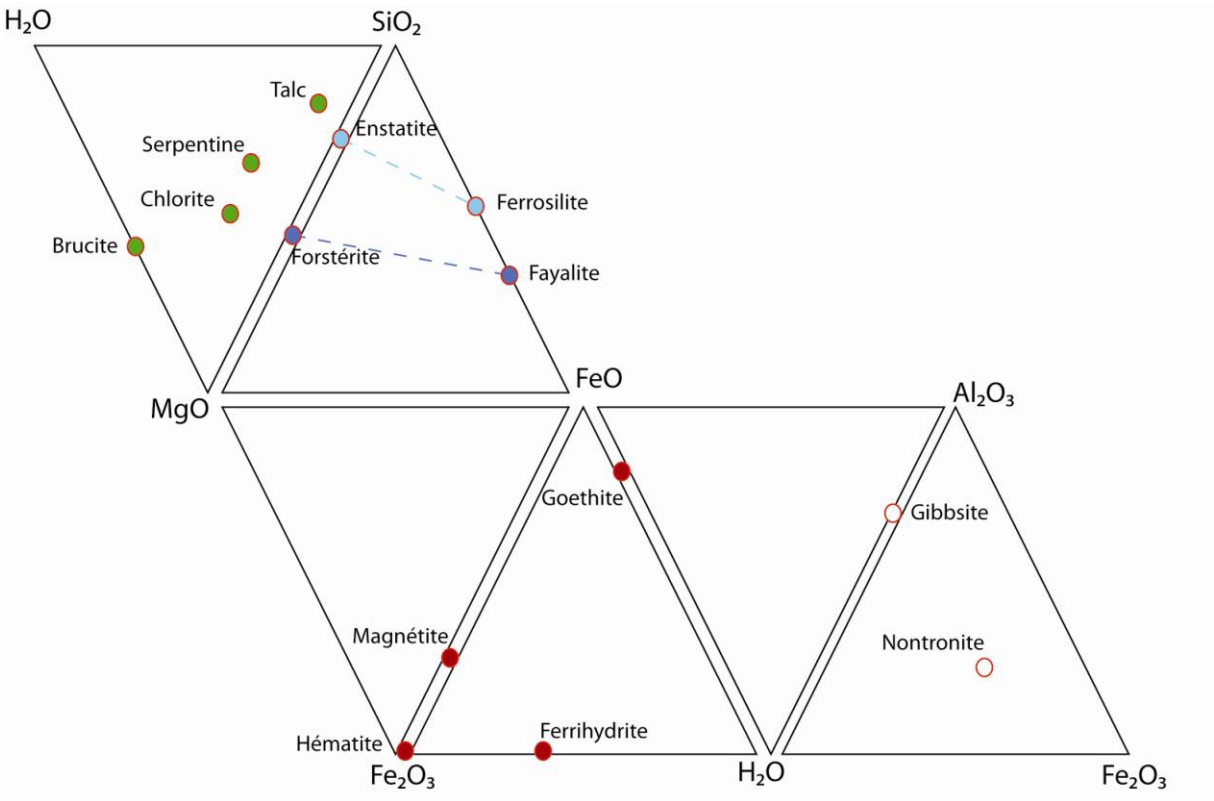


Figure 20 - Minéraux les plus fréquents des produits d'altération sur roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, associés par diagrammes triangulaires

La résistance à l'altération d'un minéral primaire diffère d'un minéral à l'autre. En fonction des faiblesses de leur réseau cristallin, et plus précisément de la position et de la taille des cations. Reiche (1943) a défini un **Index de potentiel d'altération** (*Weathering Potential Index* = WPI) selon la formule suivante :

$$WPI = \frac{(CaO + Na_2 0 + MgO + K_2O - H_2O) * 100}{(SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO + Na_2 0 + MgO + K_2O)}$$

Ce potentiel (Tableau 2) peut se traduire par une série inverse de la série de Bowen (Figure 15), définie par Goldich (1938 ; Figure 21) :

Minéral	WPI
Forstérite	66
Enstatite	55
Anthophyllite	40
Hornblende	36
Talc	29
Quartz	12
Kaolinite	-67
Gibbsite	-300

Tableau 2 - Index de potentiel d'altération des minéraux des roches ultrabasiques, selon Reiche (1943)

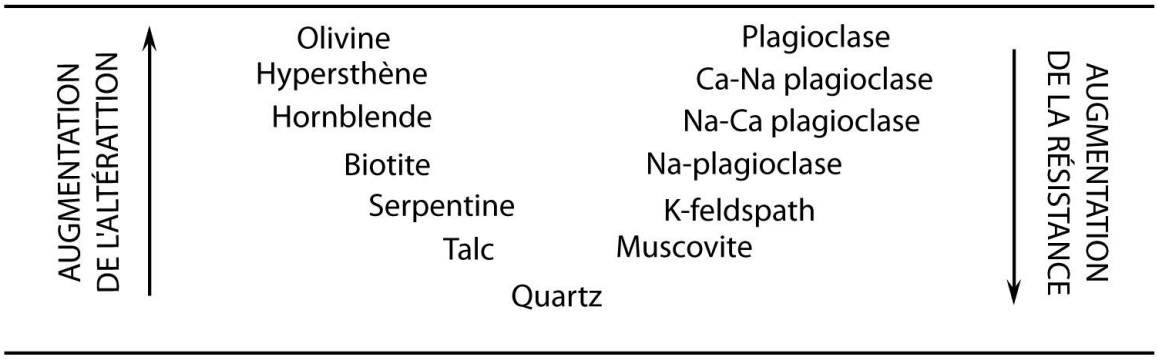


Figure 21 - Ordre de stabilité des minéraux, selon Goldich (1938). La voie de gauche indique de bas en haut l'altérabilité des minéraux et la voie de droite indique de haut en bas la résistance des minéraux à l'altération

1.3.1 Les oxy-hydroxydes de fer néoformés (ou sesquioxydes[6] de fer)

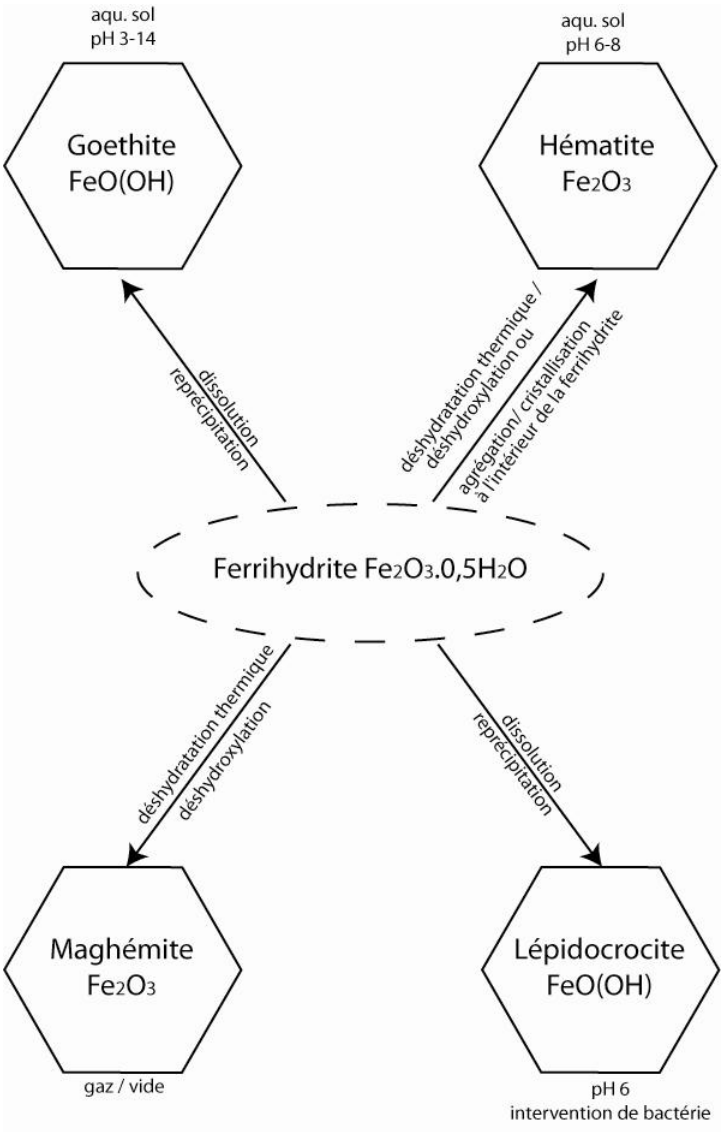


Figure 22 - Transformation de la ferrihydrite en d'autres oxyhydroxydes de fer, modifié de Cornell et Schwertmann (1996)

Ces minéraux sont très présents sous la forme d'oxydes et d'hydroxydes, qui sont des espèces minérales fortement colorées. Mais la couleur ne permet que rarement l'identification du minéral. Une étape importante de l'altération des minéraux primaires de la roche mère consiste en l'oxydation du Fe(II) en Fe(III). Dans la nappe phréatique (zone saturée), où les conditions physico-chimiques sont très réductrices, le Fe(II) est dissous dans les eaux souterraines. Dès que ce Fe(II) rencontre un environnement oxydant, par exemple au-dessus de la nappe phréatique (zone non saturée), le Fe(III) précipite sous la forme $Fe(OH)_3$, qui évolue en un minéral mal cristallisé, la **ferrihydrite** (Schwertmann et Murad, 1983; Schwertmann, 1988) (Figure 22).

Cette dernière, dont la composition approximative est $Fe_2O_3.0,5H_2O$, est rarement observée de part sa forte solubilité dans l'eau. Selon les conditions physico-chimiques, la ferrihydrite peut se transformer en différents oxy-hydroxydes de fer (Figure 22 et figure 24). Une étude de Schwertmann et Murad (1983) a montré qu'il suffit seulement de trois années pour que la ferrihydrite se transforme en goethite ou hématite dans des conditions tropicales. La **goethite** [α-FeO(OH)] est quant à elle beaucoup plus stable et identifiable par sa couleur jaune à brunâtre. En microscopie, elle arbore une couleur orangée en transmission et blanc gris légèrement bleuté en réflexion (Figure 25 et figure 26).Ce minéral est constitué de doubles alignements d'octaèdres jointifs par les arrêtes. Chaque double alignement est séparé du suivant par un vide au-dessus et au-dessous duquel se situent de nouveaux alignements orientés différemment des premiers (Ségalen, 1994). La goethite correspond souvent à la première conversion de la ferrihydrite en minéral plus stable,

[6] Oxyde renfermant une fois et demie la quantité d'oxygène qui contient le protoxyde ou le monoxyde, c'est à dire un atome ½ pour un atome de corps uni à l'oxygène, ou 3 atomes pou 2 atomes de ce même corps, etc.

ou encore à l'épigénisation progressive en lamelles du réseau maillé de serpentine primaire (Trescases, 1975). Toutefois, compte tenu de sa cristallinité vraiment médiocre, certains auteurs lui ont préféré le terme de **limonite**, (Pelletier, 2003), faisant référence à un minéral malgré tout mieux cristallisé que la ferrihydrite. Dans les latérites de Nouvelle-Calédonie, souvent enrichies jusqu'à 2% de nickel, l'atome de Ni n'est pas situé dans le réseau de la serpentine, mais dans celui de la goethite, où il se substitue à une partie du fer. La goethite est un marqueur des régolithes à saison de pluies longue. Ce minéral coexiste souvent avec l'hématite dont le pouvoir colorant est supérieur (Ségalen, 1994). Ainsi, les profils latéritiques renferment souvent des proportions de goethite supérieures à celles d'hématite. L'hématite est légèrement plus stable que la goethite.

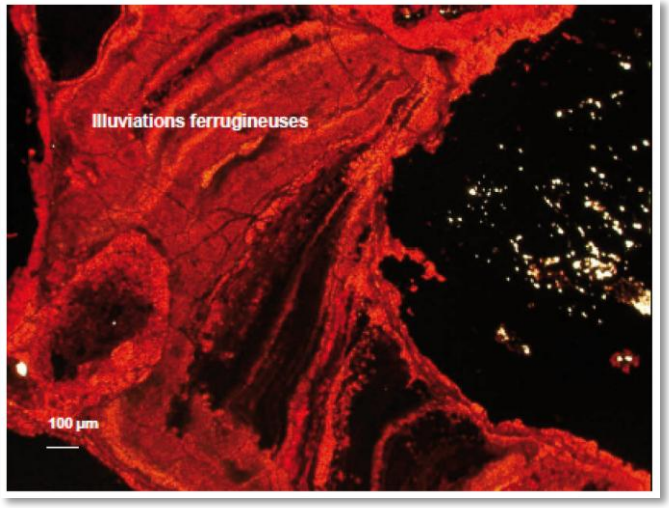


Figure 23 - Illuviations probables de ferrihydrite dans une cuirasse du massif de Tiébaghi, LTPA x200 (Photo : C. Ricordel-Prognon)

La transformation :

goethite → hématite + eau

qui devrait se produire normalement est souvent inversée sous l'influence de la matière organique et de fortes quantités d'eau souterraine. La goethite peut incorporer de nombreux éléments différents dans son réseau cristallin. Al, Cr et Ni sont observés fréquemment dans les goethites dans le manteau d'altération des péridotites. Les éléments Si, Mg, Co, Mn, Ti, Cu, Zn, Cd et Pb peuvent aussi être incorporés dans le réseau de la goethite.

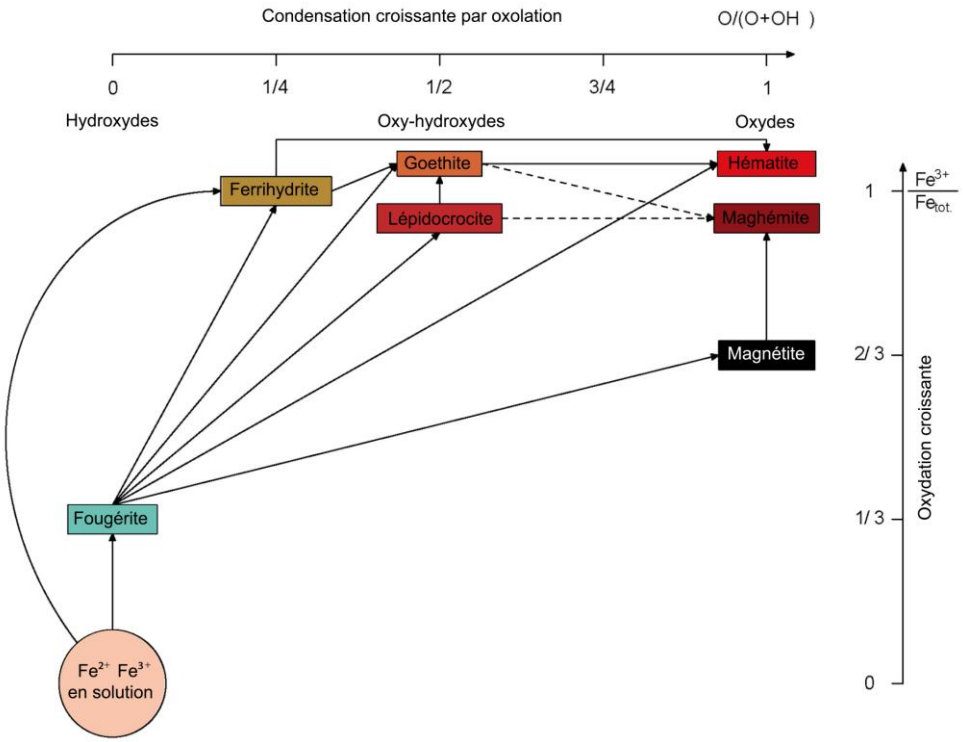


Figure 24 - Genèse des oxydes ferriques (avec couleur des minéraux), modifié de Trolard et al. (2007)

L'**hématite** [α-Fe_2O_3] est reconnaissable à l'œil nu à sa couleur rouge sang, et confère sa couleur dominante aux altérites. Sa structure est empilement hexagonal compact. Elle est un bon marqueur de climat tropical à saison chaude ou sèche, voire aride marquée. L'hématite peut aussi provenir directement de la transformation de la ferrihydrite (Figure 24) si les conditions de pH le permettent. En microscopie par transmission l'hématite est opaque (Figure 25) et blanc à blanc-gris en réflexion (Figure 26).

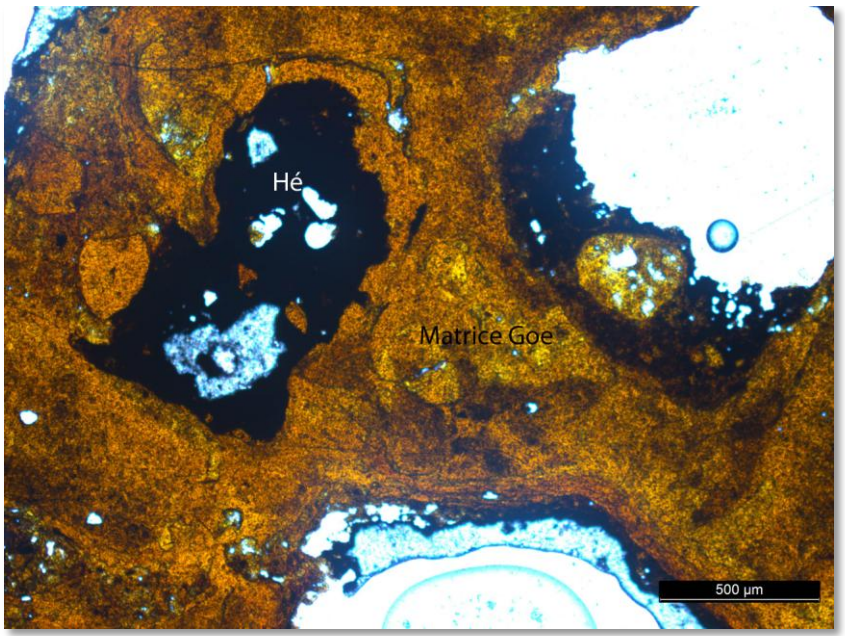


Figure 25 - Matrice goethitique (teinte rouille orangée) et nodules d'hématite altérés (noir à rougeâtre) en LTPNA X50, cuirasse de Goro

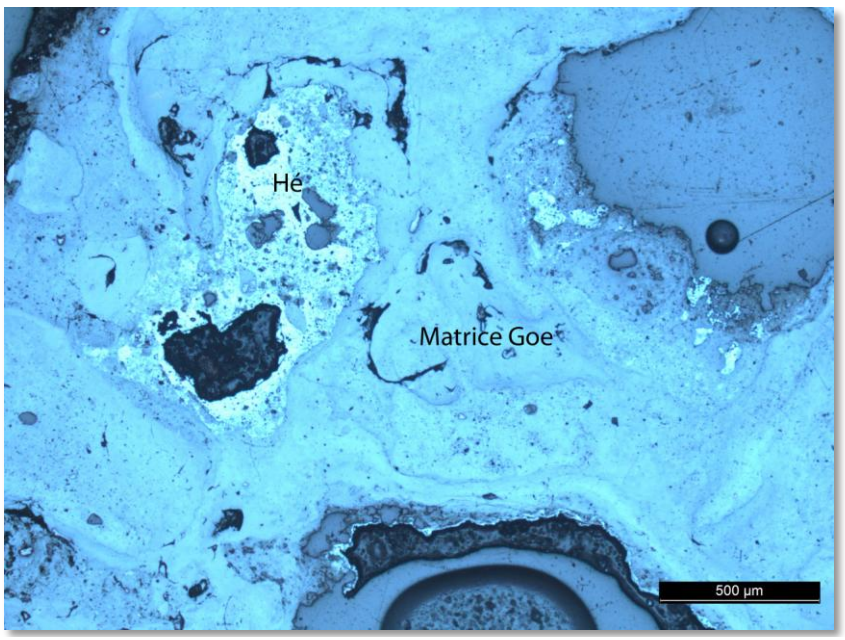


Figure 26 - Matrice goethitique (blanc-gris bleuté) et nodules d'hématite (blanche à blanc-gris) altérés en LRPNA x50, cuirasse de Goro

La **magnétite** [γ-Fe_3O_4] est un minéral du groupe des spinelles très rarement observée dans les profils. Elle peut être héritée de la roche mère, surtout lorsque celle-ci est fortement serpentinisée, ou peut-être néoformée à partir de fougérite (Figure 24) par intervention de bactéries. Ce minéral est fortement magnétique.

La **maghémite** [γ Fe_2O_3] se forme généralement par oxydation de la magnétite ($2Fe_30_4 + O \rightarrow 3Fe_2O_3$) par l'intervention de bactéries ou par déshydratation de la goethite durant les incendies (Fitzpatrick, 1988 ; Perrier *et al.*, 2006b). Tout comme la magnétite, la maghémite présente une aimantation importante. Sa structure cristalline est aussi très proche de la magnétite mais elle présente une déficience en fer ($Fe_{2,66}O_4$; Waheed, 2008).

La **lépidocrocite** [γ-FeO(OH)], polymorphe de la goethite, est rarement observée. De couleur jaune-orangé à l'œil nu, elle est liée à une hydromorphie préalable, et comme pour la maghémite elle nécessite souvent l'intervention de bactéries. La lépidocrocite est systématiquement associée à de la goethite précipitée en pseudomorphose de cellules végétales, lorsqu'a lieu un rabattement brutal de la nappe d'eau au fond d'une doline. En effet, cet hydroxyde de fer est un marqueur des milieux réducteurs.

La **fougérite** [$(Fe^{2+},Mg)_6Fe(OH)_{18}.4H_20$] est un minéral du groupe des « rouilles vertes », découvert seulement en 1996 et homologué par l'IMA en 2004. C'est un hydroxyde à structure en feuillets, ayant un excès de charge positive, du fait de l'oxydation d'une partie de Fe(II) en Fe(III), compensé en interfoliaire par des anions, le plus souvent OH^- dans le milieu naturel, et contenant aussi du magnésium. Ce minéral se forme par précipitation lors de réoxydation du milieu, à partir de solutions riches en ions ferreux. Les ions ferriques précipitent en s'entourant d'ions ferreux et d'ions magnésiums, selon l'abondance de cet élément dans le milieu. La fougérite peut donner aux altérites, une couleur caractéristique bleu-vert. La fougérite se transforme par oxydation en lépidocrocite et/ou en goethite en libérant alors les ions magnésiums, en milieu hydromorphe. Elle peut également donner naissance à l'hématite ou la magnétite, laquelle peut s'oxyder plus complètement en maghémite, isomère de l'hématite. Elle joue donc le rôle d'une « plaque tournante » dans la genèse des oxydes ferriques (Trolard *et al.*, 2007; Dewolf et Bourrié, 2008 ; Figure 24).

1.3.2 Les silicates hydratés de nickel (ou « garniérite ») et de magnésium néoformés

Le terme **garniérite** (Figure 27), très répandu dans le langage néo-calédonien, ne définit pas pour autant une espèce minérale mais est plutôt un terme générique pour les silicates hydratés nickélifères d'un vert très prononcé.

C'est Jules Garnier (Garnier, 1867), chef du service des mines de Nouvelle-Calédonie, qui en a découvert les premiers spécimens à Dumbéa et la Coulée en 1864. Le géologue-minéralogiste australien W. B. Clarke ayant reçu des échantillons de Garnier dès 1864, en transmit une partie à un autre minéralogiste américain J. D. Dana. Dans le même temps, A. Liversidge de l'Université de Sydney, décrivit dans un article un minéral, la **nouméite** ou encore **nouméaite**. Lorsque Garnier reçut une copie de cet article, il répondit à Liversidge que la description de ce minéral était très proche de celle qu'il

avait réalisée en 1867. Ainsi, Clarke, Dana et Liversidge s'entendirent-ils pour donner le nom de garniérite à cette découverte en l'honneur de Jules Garnier (Dana, 1872). Le 19 juin 1876, l'Académie des Sciences nomme officiellement ce minéral « garniérite » suite à la présentation d'une note de J. Garnier (Garnier, 1876).

En réalité, la « garniérite » est un mélange de trois types de silicates apparentés aux serpentines (**népouite**), aux argiles smectiques (**pimélite**) et au talc (**willemséite**) (Tableau 3 ; Figure 27). À la différence des serpentines primaires, les minéraux constitutifs de la garniérite ne contiennent pas de fer, car ce dernier est insoluble dans les conditions d'altération (Pelletier, 1983; 2003). Les mélanges, sont souvent mal cristallisés, et passent localement du pôle nickélifère au pôle magnésien. La garniérite se présente très souvent sous la forme de précipités fissuraux. Lorsque ce mélange est très peu nickélifère et donc blanchâtre à crème, le terme **deweylite** (Bish et Brindley, 1978) lui est préféré.

Variétés de minéraux bien cristallisés porteurs de Ni

	Pôle nickélifère			**Pôle magnésien**	
Minéral	*Formule minérale idéale*	*Teneur moyenne en Ni%**	*Minéral*	*Formule minérale idéale*	*Teneur moyenne en Ni%**
Népouite	$(Ni,Mg)_3Si_2O_5(OH)_4$	32,8	Antigorite/Lizardite	$(Ni,Fe^{2+})_3Si_2O_5(OH)_4$	0,15
Willemséite	$(Ni,Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2$	27,1	Talc	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	0,3

Variétés de minéraux mal cristallisés porteurs de Ni

	Pôle nickélifère			**Pôle magnésien**	
Minéral	*Formule minérale idéale*	*Teneur moyenne en Ni%**	*Minéral*	*Formule minérale idéale*	*Teneur moyenne en Ni%**
Mélange garniéritique	Extrêmement variable	17,6	Deweylite	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2.xH_2O$	0,01
Pimélite	$(Ni,Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2.H_2O$	15,7	Kérolite	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2.H2O$	0,05

*Tableau 3 - Silicates porteurs de nickel identifiés en Nouvelle-Calédonie, *teneurs moyennes en Ni % rapportées par Brand et al.,(1998)*

Des analyses DRX et ICP[7] ont été réalisées sur 4 garniérites de teintes de vert différentes. Les analyses DRX révèlent que depuis les teintes vertes les plus claires jusqu'aux plus intensément colorées on part d'un pôle très proche de celui du talc/willemséite, puis l'on passe progressivement à un mélange de talc et serpentine (willemséite et népouite), pour finir sur un spectre de népouite. Les analyses ICP montrent que la népouite est le minéral le plus nickélifère. La somme du Ni et du Mg est toujours égale à 35%.

[7] La spectrométrie par torche plasma (ICP de l'anglais pour *Inductively coupled plasma*).

Figure 27 - Garniérite, Poro. Les deux teintes observables (vert bleuté et vert foncé) suggèrent un mélange de phase willemséite-népouite

1.3.3 Les argiles néoformées

Bien que l'aluminium soit peu abondant dans les péridotites, la présence d'argiles est fréquemment observée dans les profils d'altération. Cette occurence devient d'autant plus importante lorsque le protolithe est recoupé par des intrusifs felspathiques, ou encore qu'il soit lui-même riche en feldspath : lherzolite, wehrlite à plagioclase, ou encore gabbro. La présence et la nature des argiles sont très dépendantes de la qualité du drainage du site. En effet, un site mal drainé produira des latérites dites **« sèches »** très riches en smectite (exemple de Tiébaghi).

Les argiles sont habituellement différenciées les argiles par leur type de combinaison d'empilement des feuillets tétraédriques et octaédriques, le cation de la couche octaédrique, la charge de l'argile et le type de matériel interfoliaire (Scott et Pain, 2009) :

- les minéraux argileux dits **1:1** ou **TO**, constitués d'un feuillet tétraédrique surplombant une couche octaédrique. Ils présentent typiquement une distance interfoliaire de 7 Å (TO + interfoliaire) ;
- les minéraux argileux dits **2:1** ou **TOT**, constitués de deux feuillets tétraédriques encadrant une couche octaédrique. En fonction de l'espèce, ils présentent une distance interfoliaire comprise en 9,4 Å (talc) ou 10 Å (micas) ;
- les minéraux argileux dits **2:2**, qui sont des 2:1 séparés par un feuillet octaédrique. En fonction de l'espèce, ils présentent une distance interfoliaire comprise en 14,4 Å à 15,4 Å.

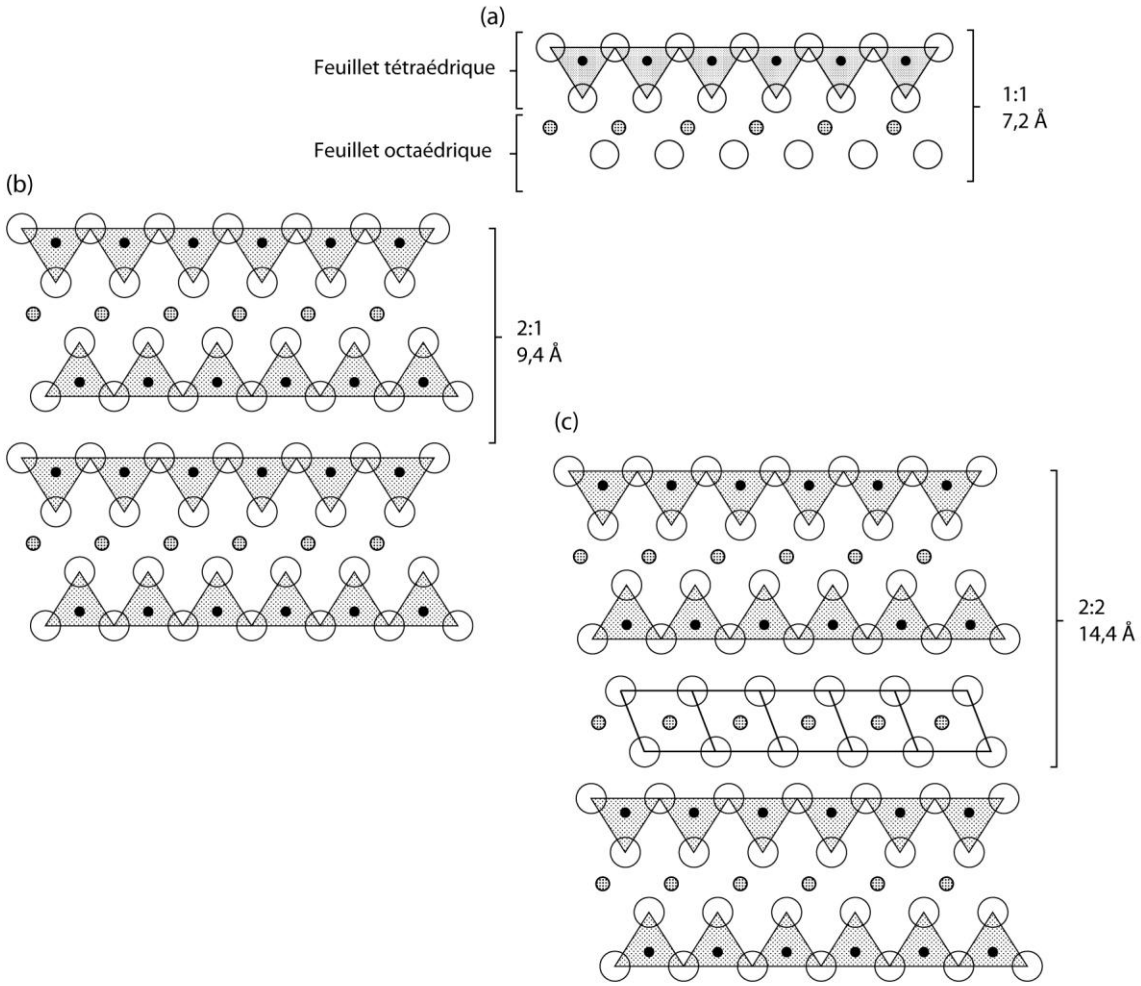


Figure 28 - Structure des argiles: (a) 1:1, (b) 2:1, (c) 2:2. Les ronds blancs représentent les anions, les triangles représentent les tétraèdres de silice et les ronds grisés les cations. Modifié de Scott et Pain, (2009)

Les silicates primaires sont transformés en argile par hydratation, oxydation du Fe(II) et réarrangement des feuillets. La **"bisialitisation"** (deux feuillets de silice) produit des smectites. La **"monosiallitisation"** (un seul feuillet de silice) aboutit à la kaolinte (Millot, 1970). Les espèces magnésiennes et nickélifères, seront traitées indépendamment dans la partie suivante, en raison de leur particularité et de leur diversité.

Les espèces d'argiles observées sont :

- la **nontronite** [$(CaO_{0,5}Na)_{0,3}Fe^{3+}{}_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$], une argile gonflante et membre la plus ferrifère du groupe des smectites (30% de Fe_2O_3 et ~ 12% de Al_2O_3). La **bowlingite** est le terme obsolète parfois utilisé pour décrire cette espèce. Cette argile de couleur jaune à

verdâtre caractéristique, peut être abondante dans les minerais saprolitiques appelés **« fausse moutarde »** (Figure 29). Ce minéral est un marqueur fort de région mal drainée. Le nickel peut parfois se substituer à un autre élément, comme Fe. **« Gley »** est le terme utilisé très souvent par les mineurs pour décrire un niveau riche en nontronite. La nontronite ne se retrouve plus dans la saprolite fine où elle se transforme en goethite (Trescases, 1972) ;

- la **saponite** [$CaO_{0,25}(Mg,Fe)_3((Si,Al)_4O_{10})(OH)_2.nH_2O$], est aussi un membre des smectites, mais beaucoup moins ferrifère. La saponite ne s'observe presque jamais à l'échelle macroscopique, mais apparaît régulièrement dans les analyses DRX ou hyperspectrales ;
- la **kaolinite** [$Al_2Si_2O_5(OH)_4$] a été observée fréquemment en produit ultime de l'altération des cumulats gabbroïques (exemple de la Forêt des 3 Creeks, Rivière des Pirogues) et plus rarement dans le cas des péridotites ;
- l'**halloysite**, fréquente dans le contexte néo-calédonien, présente la même composition que la kaolinite, mais avec de l'eau entre les feuillets. L'halloysite est très souvent colorée par le nickel entrant en substitution de l'aluminium (Figure 29).

Figure 29 - Nontronite, ou "gley" de Tiébaghi (Photo : J. Jeanpert)

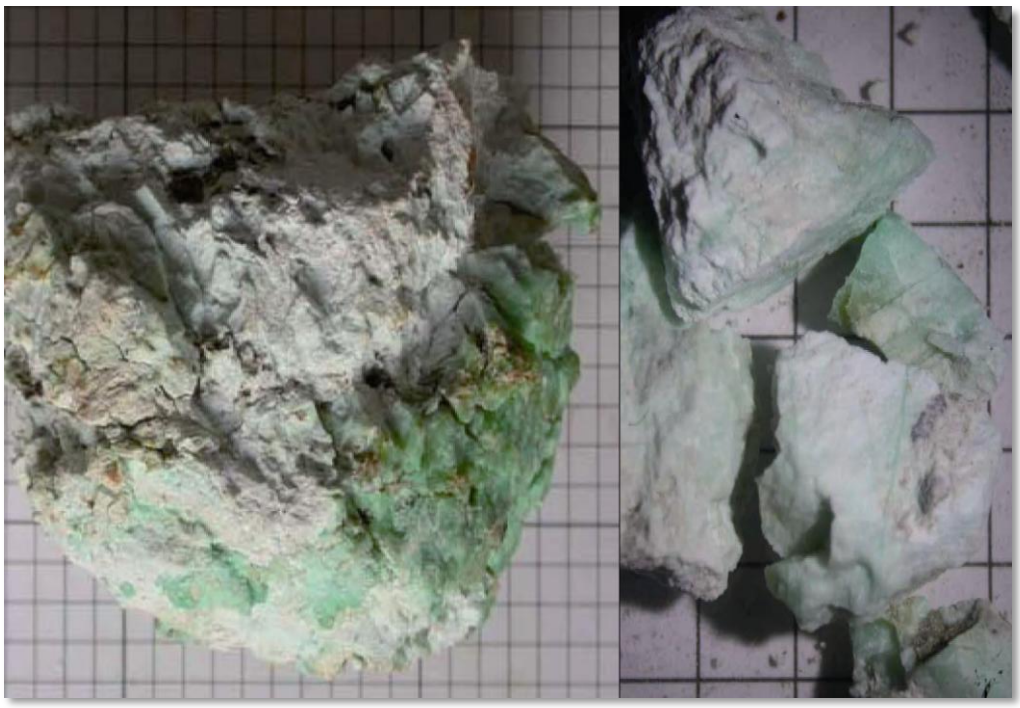


Figure 30 - Halloysite (27,7 % Al_2O_3 et 1,22 % Ni), Goro (Photo : E. Ramanaidou)

Lorsque l'altération est encore plus poussée, un lessivage de la silice présente dans la kaolinite et l'halloysite peut avoir lieu. On obtient alors des oxy-hydroxydes d'aluminium, tel que la **gibbsite** [$Al(OH)_3$](Figure 31), ou plus rarement la **boehmite** [γ-$AlO(OH)$] . Ces deux minéraux sont les constituants principaux de la **bauxite,** une altérite renfermant des teneurs élevées en Al, cependant en Nouvelle-Calédonie, le faible tonnage du fait de la lithologie défavorable n'en fait pas une ressource valorisable.

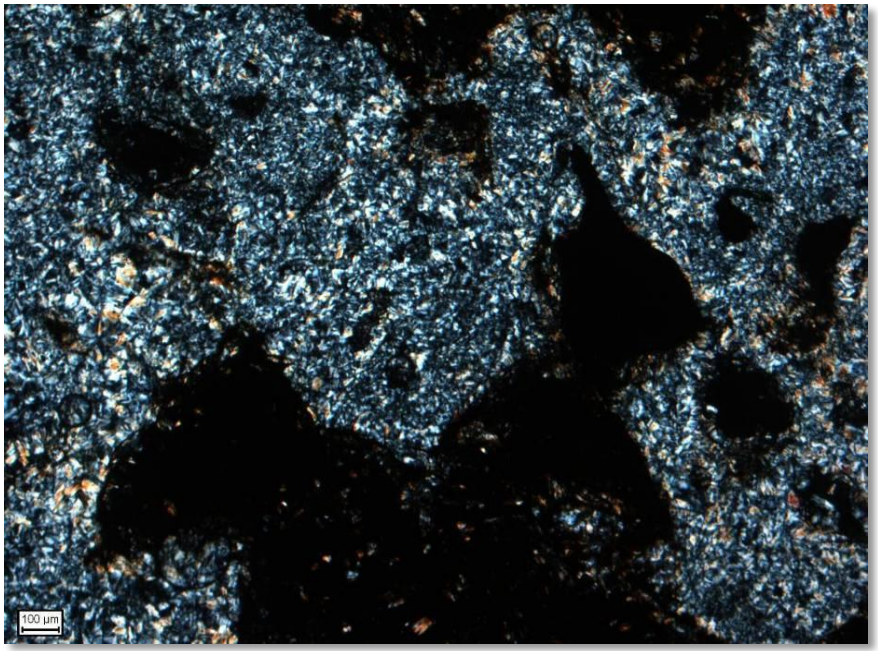


Figure 31 - Altération d'un dyke de wehrlite à plagioclase en gibbsite et olivines iddingsitisées en LPA x100, Goro (Photo : L. Bailly)

En conclusion, l'étude de coupe et de sondage permet de mettre en évidence que les argiles sont en général présentes dans la frange de saprolite grossière alors que les oxy-hydroxydes d'aluminium sont associés à la latérite. Cette répartition concorde avec le lessivage important de la silice dans le processus de latéritisation.

1.3.4 Les oxy-hydroxydes de manganèse et de cobalt néoformés

Des oxydes et hydroxydes de manganèse sont fréquemment observés dans les profils d'altération (Figure 32). Ils s'individualisent le plus souvent en concrétions, noires ou brunes, très souvent mamelonnées. Tout comme les hydroxydes de fer, ces minéraux sont très mal cristallisés, et souvent amorphes à cryptocristallins (Trescases, 1975).

La minéralogie des oxy-hydroxydes de manganèse et cobalt est complexe (Llorca, 1986 ; Llorca et Monchoux, 1991), les espèces observées en Nouvelle-Calédonie sont principalement:

- **l'asbolane** [$(Ni,Co)_{2-x}Mn(O,OH)_4.nH_2O$], plus ou moins nickélifère, se présentant soit en auréole de blocs, soit en lits plus ou moins continus de concrétions collomorphes dans la latérite de transition, soit en épigénie de manchons racinaires. Ce minéral mal cristallisé peut contenir jusqu'à 32% de Co ;
- **la lithiophorite** $[(Al,Li)MnO_2(OH)_2]$ se présente principalement en concrétions et se trouve toujours associée à des « cheminées » karstiques et à de la gibbsite. Comme son nom l'indique elle peut parfois contenir une faible quantité de lithium (Llorca, 1986) ;
- l'hétérogénite $[CoO.2CO_2O_3.6H_2O]$, est un hydroxyde de cobalt se présentant très souvent en épigénie du talc ou de serpentine.

D'autres oxydes hydratés de manganèse terreux, tachant souvent les doigts, appartenant au groupe des **wads** ont parfois été identifiés en Nouvelle-Calédonie et peuvent contenir Fe, Al, Co et Ni en substitution :

- le groupe de la coronadite-cryptomélane-hollandite $[(K,Pb,Ba)_{2-1}\ Mn_8O_{16}]$ (Llorca, 1986 ; Llorca et Monchoux, 1991) ;
- la birnessite [$(Na,K)_4,Mn_{14}O_{27}.9H_2O$] (Fandeur *et al.*, 2009);
- la todorokite $[(Na,Ca,K,Ba,Sr)_{1-x}(Mn,Mg,Al)_6O_{12}.3-4H_20]$ (Llorca, 1986) ;
- la ramsdellite $[MnO_2]$, très rare (Llorca, 1986 ; Llorca et Monchoux, 1991).

Figure 32 - Niveau à oxydes de Mn et Co dans latérite de transition (Photo : L. Bailly)

1.3.1 Quartz, calcédoine et opale néoformés

Le **quartz** et la **calcédoine** apparaissent en général sous forme d'imprégnation ou de précipités dans les fissures de la roche. Les cristaux de quartz sont petits en moyenne (20 à 50 µ) et peuvent encore diminuer de taille jusqu'à l'échelle du µm quand d'autres éléments sont associés (Ni, Fe, Mg), il est alors **cryptocristallin**, voire amorphe, et se rapproche de l'**opale**. Lorsqu'une teneur en Ni suffisante est atteinte (~0,1% de Ni) la calcédoine peut se colorer en vert, cette variété est alors nommée **chrysoprase ou prase opale** (Skrzypek *et al.*, 2003).

Cependant, dans certains contextes particuliers des silicifications importantes peuvent se former en bas de pente :

- lorsque le bas de pente est marqué par une semelle serpentineuse très structurée, voire mylonitisée, la silice va précipiter dans tous les interstices. La semelle est alors silicifiée, c'est le cas d'une partie de la semelle du Koniambo (Vavouto), du Kopéto, du Mont Dore, de Tho, etc. Lorsque ce phénomène est vraiment important, un relief positif, car moins érodable peut apparaître, ce phénomène est surnommé **« mur de silice »** par les mineurs (à ne pas confondre avec les murs de silice de listvénites, voir chapitre 6). Le même processus sera décrit dans la partie suivante concernant la magnésite. Il a été montré que les phénomènes de dissolution et précipitation de la silice permettent de pénétrer l'intégralité de la roche et pas seulement les fractures (Ulrich *et al.*, 2014) ;
- lorsque localement un changement de pente est fortement marqué entre un sommet et un piedmont, en général témoin d'une faille importante, une silicification massive peut se mettre en place, là encore sous forme de « mur ». Si les fissures sont nombreuses, les

veines vont se remplir de cette silice et vont se substituer à la péridotite, alors transformée en roche cariée (Figure 33) à faciès de **meulière** ou de **cargneule** ;

- un dernier cas peut se présenter, si un bassin se trouve en pied de pente, lors de phénomènes d'érosion intense les sédiments produits à partir du régolithe et de péridotites saines peuvent s'accumuler dans ce bassin (exemple du conglomérat de Népoui). La silice pourra alors précipiter dans ce sédiment et l'imprégner. Ainsi, le conglomérat de Népoui présente une silicification parfois totale de sa partie supérieure (silcréètisation ; Coudray, 1976).

Figure 33 - Faciès de silice caverneuse

1.3.2 Les carbonates néoformés

La calcite, carbonate le plus fréquent des régolithes est totalement absente en contexte ultrabasique de par la carence en Ca de la roche mère. En revanche, la disponibilité du Mg permet la précipitation d'une grande quantité de **magnésite** [$MgCO_3$] ou **giobertite** (Beudant, 1824), nom désuet encore donné à ce minéral sur le territoire. La magnésite se présente habituellement dans la semelle serpentineuse en filonnets centimétriques

Figure 34 - Semelle du massif de Koniambo (contact avec les Basaltes de Poya) avec veines de magnésite. (Photo : D. Lahondère)

concrétionnés (exemple de la semelle de la base du massif du Koniambo ; Figure 34). Le plus souvent on l'observe en pied de profil, en masses mamelonnées crayeuses ou porcelanées, qualifiées de « choux-fleurs de giobertite » sur le territoire (Figure 35).

La carbonatation affecte les roches ultramafiques par réaction entre les fluides porteurs de CO_2 et l'olivine ou/et la serpentine pour former de la magnésite (Klein et Garrido, 2011). Récemment, il a été démontré par des données isotopiques et structurales de terrain que la carbonatation de l'ophiolite d'Oman était due à l'infiltration d'eau météorique en l'absence d'activité tectonique (Kelemen *et al.*, 2011). Localement en Nouvelle-Calédonie, Quesnel *et al.*, (2013) ont confirmé que ce processus de carbonatation était contemporain de la latéritisation, mais aussi contemporain de la fin de mise en place de la nappe. De plus, les données isotopiques confirment de la nature météorique des fluides responsables de cette carbonatation.

Figure 35 - Magnésite en amas crayeux, Népoui. (Photo : M. Vendé-Leclerc)

Figure 36 - Sidérite, Tiébaghi. Champ : 4 mm. (Photo : S. Lesimple)

D'autres carbonates sont observés en milieu **hydromorphe** (des dolines ou marécages).

En effet, les conditions particulières riches en matière organique et l'activité microbienne permettent la mise en place d'un milieu réducteur, situé à proximité d'un niveau oxydant de faible profondeur (dolines ou marécages ; Podwojewski et Bourdon, 1996). La **sidérite** [$FeCO_3$] forme une série avec la **rhodocrosite** [$Mn^{2+}CO_3$]. La première espèce est un carbonate de fer (sidérite) présentant souvent des traces de Mn et Mg, ou encore des traces de Ni jusqu'à 0,8 % (Dublet *et al.*, 2014). Les cristaux observés sont en général des rhomboèdres et quelquefois des scalénoèdres (Figure 36). La deuxième espèce (rhodochrosite) est un carbonate de manganèse, se présentant en agrégats de rhomboèdres roses à rouge foncé (Figure 37). Une variété tirant sur des teintes bleu-violacé a récemment été découverte dans la région de Goro par des géologues de Vale NC ; cette espèce présentant des teneurs importantes en Co (analyseur XRF Oxford Instruments©) semble

être une occurrence de cobalto-rhodocrosite uniquement connue jusqu'à présent en Allemagne.

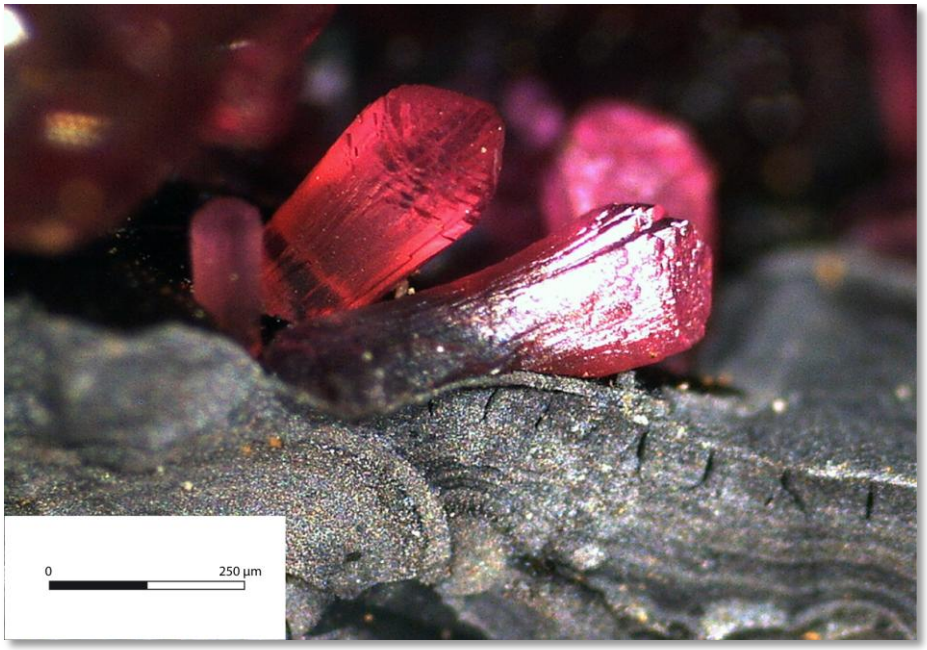


Figure 37 - Rhodochrosite, Goro. Champ: 1 mm. (Photo : S. Lesimple)

1.3.3 Les minéraux primaires hérités

L'**olivine** [$(Mg, Fe)_2SiO_4$], constituant majeur des péridotites, disparaît très vite au cours de l'altération. Dans la saprolite grossière des plateaux, elle est remplacée par des gels silico-ferriques qui disparaissent à leur tour dans la saprolite fine, au profit de la goethite une fois que ces gels sont désilicifiés (Trescases, 1975). Dans les bas de pente, l'olivine aura plutôt tendance à évoluer en smectite.

Le **pyroxène** [$(Mg, Fe, Ca)_2Si_2O_6$], disparaît moins vite que l'olivine, et est en général directement ferruginisé en goethite. Le talc peut remplacer les pyroxènes mais ne persiste pas dans la saprolite fine. La **bastite**, nom donné à la pseudomorphose de l'enstatite en serpentine, se transforme en smectite dans la saprolite grossière.

La **chromite** [$FeCrO_4$], minéral très résistant à l'altération, forme des concentrations résiduelles dans les latérites et les cuirasses. Localement, des placers de chromite peuvent se déposer si le contexte est propice. Il a été observé qu'à un stade très avancée de l'altération, les chromites peuvent subir une « cortification[8] » et que localement celle-ci peut s'enrichir en EGP[9] (site de la Rivière des Pirogues ; Traoré, 2005).

Les **serpentines**, et principalement **l'antigorite** [$(Mg, Fe^{2+})_3Si_2O_5(OH)_4$], sont presque intégralement conservées au début de l'altération, commencent à s'altérer au sommet de la saprolite grossière pour disparaître progressivement dans la saprolite fine. La **lizardite** et le **chrysotile** disparaissent plus tôt que l'antigorite.

[8] La cortification désigne le processus de création de halo au tour du cœur d'un minéral pour former un cortex

[9] EGP : Eléments du groupe du platine.

1.4 Constitution géochimique du profil

1.4.1 Mobilité et solubilité des éléments chimiques dans les eaux souterraines

En 1937, Polynov compare la composition moyenne de la matière minérale dissoute dans les eaux de rivières à la composition minéralogique moyenne des roches ignées. Hudson en 1995, complètera ces données pour obtenir cette suite générale de la **mobilité relative des éléments** par ordre décroissant :

$$Cl > SO_4 > Na > Ca > Mg > K > Si > Fe^{3+} > Al$$

- Ca, Mg et Na sont très solubles et vite évacués ;
- K est vite altéré, mais très vite fixé sur des argiles et par la suite très difficile à remobiliser ;
- Fe^{2+} est vite libéré et peut être mobile ;
- Si est mobile, mais peut se fixer temporairement sous forme de H_4SIO_4 ;
- Fe^{3+} est immobile en conditions oxydantes et se fixe très rapidement sous forme de goethite ;
- Al est immobile pour un pH compris entre 4,5 et 9,5. Si les conditions s'y prêtent, Al peut se combiner avec Si pour former des argiles.

En 1995, Berger se fonde sur la mobilité des éléments sous la forme d'hydroxydes pour comprendre leur évolution dans un profil latéritique. La mobilité des éléments habituellement présents dans l'association roches ultrabasique/latérite peut être classée en trois types :

- les éléments très solubles et très mobiles, ou **lixiviés** : Ca, Na, Mg, K et Si ;
- les éléments non solubles et non mobiles, ou **résiduels** : Al, Fe, Cr et Mn^{3+} ;
- les éléments limités en solubilité et mobilité, qui peuvent subir un **enrichissement supergène** : Ni, Co et Mn^{2+}.

1.4.2 Evolution des teneurs géochimiques au sein du profil d'altération

L'évolution géochimique est assez comparable d'un profil d'altération à l'autre (Figure 38), les différences notables observées dépendent principalement de la nature des roches mères et donc des minéraux transitoires (Trescases, 1975) :

- dunites serpentinisées : ces roches mènent rapidement à une saprolite grossière puis fine ;
- harzburgites (serpentinisées ou non) : elles passent par un stade transitoire de smectite. D'après nos observations, les profils développés dans les wehrlites présentent les mêmes stades d'évolution ;
- pyroxénites : elles se transforment principalement en talc et silice.

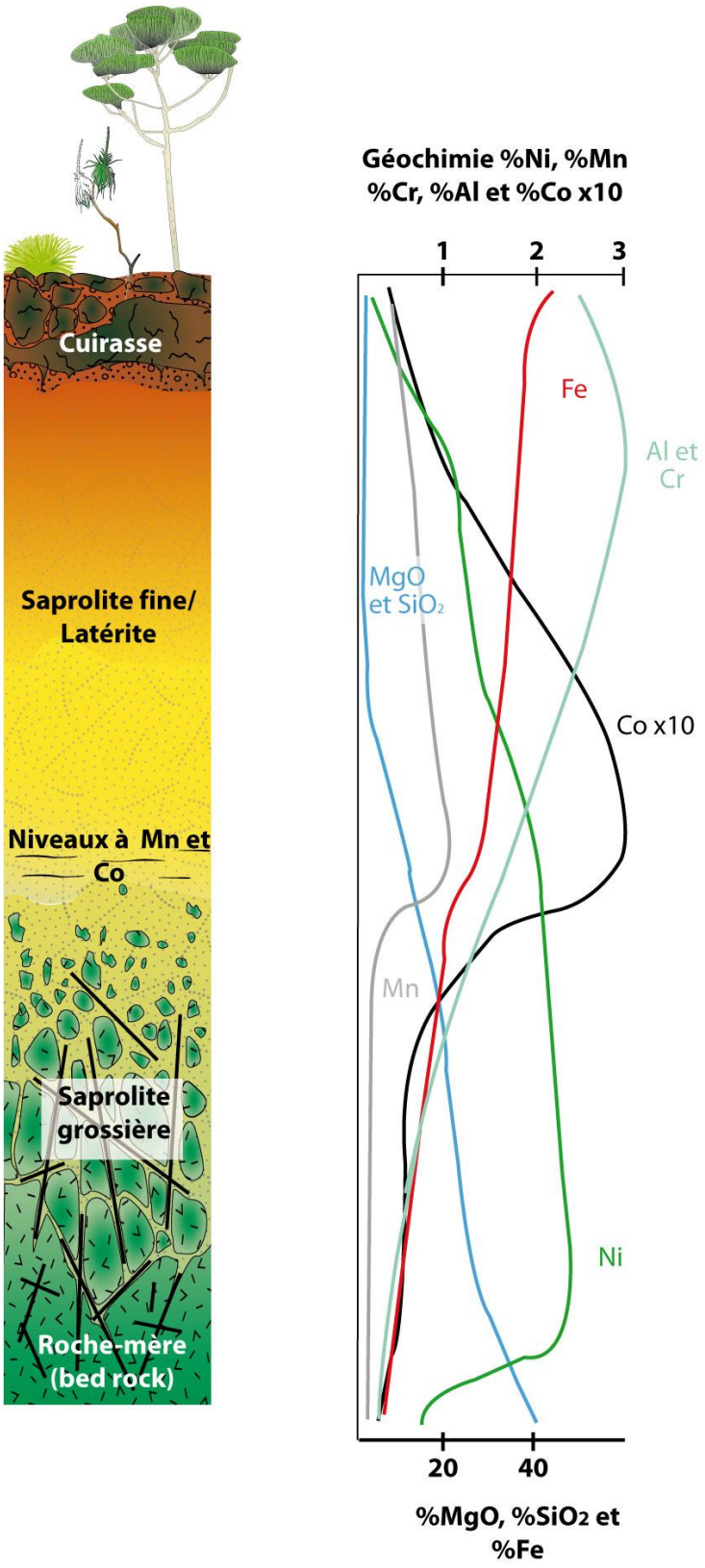


Figure 38 - Comportement des éléments majeurs Si, Fe et Mg au sein du profil latéritique ; des éléments mineurs Cr, Co, Mn et Al ; et le cas particulier du Ni.Il est à noter que Mg et Si sont en poids oxyde (modifié d'après Trescases, 1975)

L'évolution verticale des teneurs (Figure 38) montre que :

- Si et Mg diminuent régulièrement et finissent par disparaître complètement, tandis que Fe évolue de façon inversement proportionnelle ;
- Al et Cr sont corrélés ;
- Mn et Co sont corrélés ;
- Puis le cas isolé de Ni.

Bien évidemment ce modèle est très simplifié et la variabilité spatiale des teneurs peut être très importants, ce qui rend compte d'inévitables transferts horizontaux (Perrier *et al.*, 2006a; Dublet, 2013).

La présentation des différents comportements qui suivent sont déduits des travaux dans le cadre de cette étude, en collaboration avec L. Bailly (Bailly *et al.*, 2014). En effet, dans le cadre de cette étude, les descriptions géologiques et les données géochimiques de 533 sondages réalisés ont été fournis par Vale NC dans le secteur du gisement de Goro. Afin d'analyser les tendances et les corrélations, une analyse factorielle en composante principale (ACP) avec Xlstat© a été réalisée sur les échantillons de tête et de pied de forage (Tableau 4, figure 39 et figure 40).

	Axe 1	Axe 2	Axe 3	Axe 4
SIO2	0.116	0.414	-0.146	0.457
Ni	0.226	0.017	-0.439	0.740
Co	-0.398	0.526	-0.658	-0.201
Fe	0.953	0.078	-0.053	-0.183
MgO	-0.231	0.543	0.409	0.443
Al2O3	-0.826	-0.427	0.028	0.145
Cr2O3	-0.267	0.556	0.673	0.035
MnO	-0.354	0.594	-0.631	-0.189
Cu	-0.467	-0.086	-0.053	-0.128
Zn	-0.120	0.618	0.334	-0.255
LOI	-0.803	-0.309	0.007	0.065

	F1	F2	F3	F4
SIO2	-0.289	0.846	-0.184	-0.092
Ni	-0.022	0.291	0.408	0.645
Co	-0.518	0.057	0.793	-0.043
Fe	0.830	-0.407	0.121	0.257
MgO	-0.108	0.687	-0.144	-0.316
Al2O3	-0.795	-0.325	-0.371	-0.152
Cr2O3	0.520	-0.047	0.178	-0.569
MnO	-0.458	0.057	0.798	-0.015
Cu	-0.461	-0.279	0.122	-0.218
Zn	0.422	-0.160	0.474	-0.503
LOI	-0.619	-0.684	-0.135	0.003

Tableau 4 - Résultats de l'ACP sur les échantillons de tête de forage (à gauche) et de pied de forage (à droite), provenant des sondages de l'exercice minier à Goro, projet Nickal (2011). LOI=Perte au feu.Les poids positifs sur l'axe sont surlignés en jaune, les poids négatifs en bleu

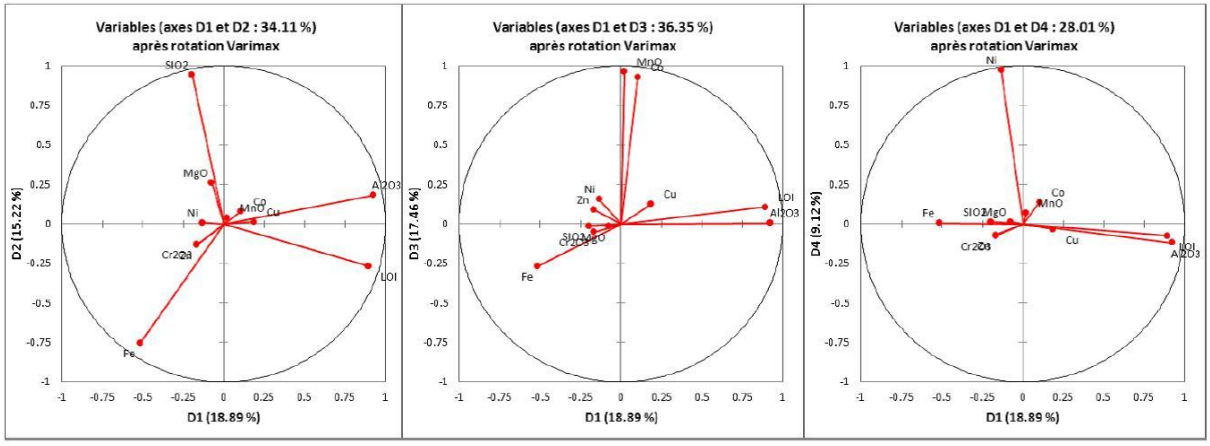


Figure 39 - Visulation des éléments des échantillons les plus profonds dans l'espace factoriel, des sondages de l'exercice minier à Goro, projet Nickal (2014)

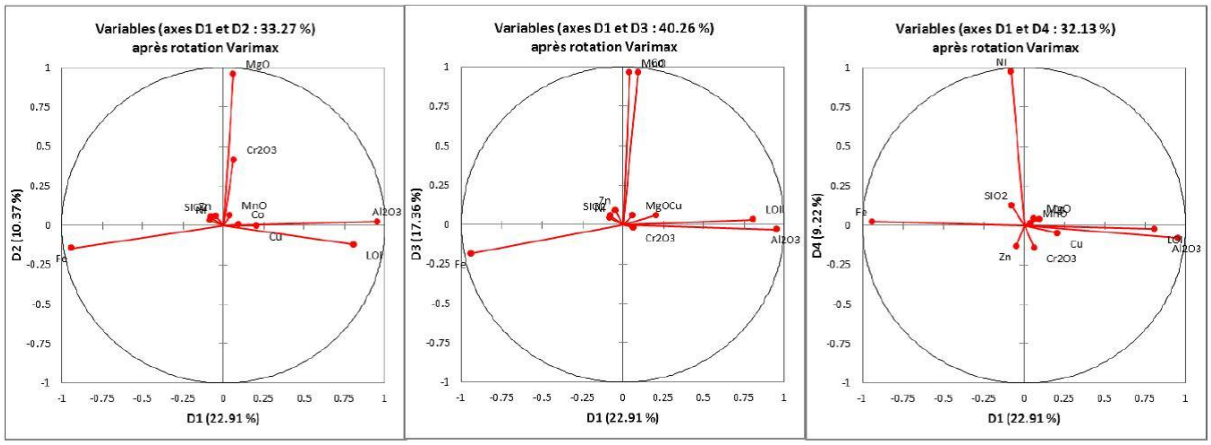


Figure 40 - Visulation des éléments des échantillons de surface dans l'espace factoriel, des sondages de l'exercice minier à Goro, projet Nickal (2014)

1.4.3 Comportement des éléments majeurs Si, Mg et Fe

Les teneurs en silice et magnésie sont régies par une loi très simple : elles décroissent lentement vers le haut de la roche mère à la saprolite grossière, puis diminuent brutalement dès la base de la saprolite fine (latérite de transition), cette corrélation se perd légèrement à proximité de la surface où la chute en silice est encore plus marquée (Figure 39). Le fer, quant à lui, augmente corrélativement, et cela même dans le détail (Figure 41). Le comportement de ces trois éléments est assez typique des manteaux d'altération en zone tropicale humide (Trescases, 1975).

Il est à noter que sur le secteur de Goro, riche en aluminium, le fer est anti-corellé avec cet élément (Figure 39 et figure 40), mais cette observation ne se vérifie pas sur d'autres sites.

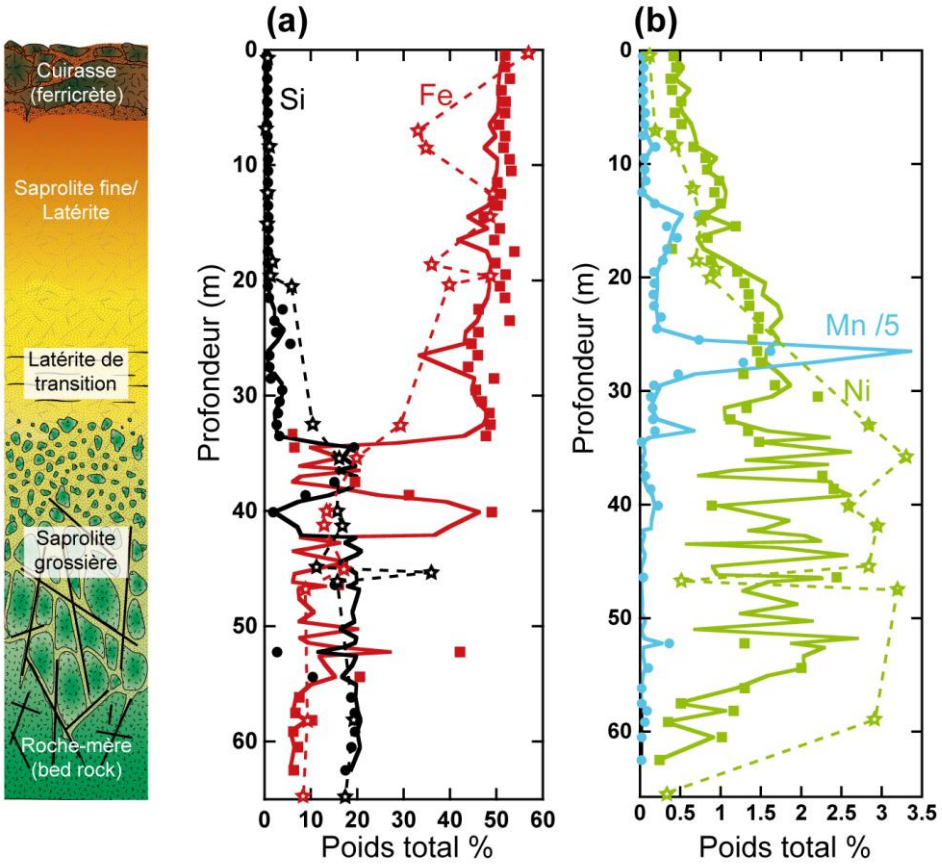


Figure 41 - Détail de l'évolution chimique du Fe vs Si (a) et du Ni vs Mn (b) le long du profil latéritique. Les traits pleins sont des analyses ICP-AES obtenues sur une carotte du massif du Koniambo (Perrier et al., 2006a; Fandeur, 2009), les cercles et carrés sont des analyses DRX obtenues sur le massif du Koniambo (Dublet et al., 2012), et les étoiles et tiretés correspondent à des analyses obtenues sur des poudres de sondage par ICP-OES durant cette étude. Modifié de Dublet, et al. (2012).

1.4.4 Comportement de Al et Cr

Une relation Cr-Al est souvent observée. Ce phénomène est lié à la constitution des chromites présentes dans les roches mères et concentrés résiduellement dans le profil d'altération. En effet, les chromites des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie sont caractérisées par leur faible teneur en Fe(III) (Gonzáles-Jiménez *et al.*, 2011) et donc leur forte teneurs en l'aluminium. Dans la classification de Stevens (1944), les chromites des péridotites saines tombent dans le domaine des chromites alumineuses, et celles des dykes dans celui des spinelles chromifères (Figure 42).

Le chrome et l'aluminium sont donc fortement concentrés au fur et à mesure que les éléments solubles sont évacués du système, le rapport Cr/Al diminue dans les latérites rouges, puis augmente dans les cuirasses. Cela peut s'expliquer par la présence majoritaire de goethite dans les latérites, minéral dans lequel l'aluminium peut se substituer au fer, ce qui n'est pas le cas pour l'hématite très présente dans la cuirasse.

Il est à noter que les teneurs en zinc semblent suivre le même comportement que celles du chrome (Figure 39 et figure 40).

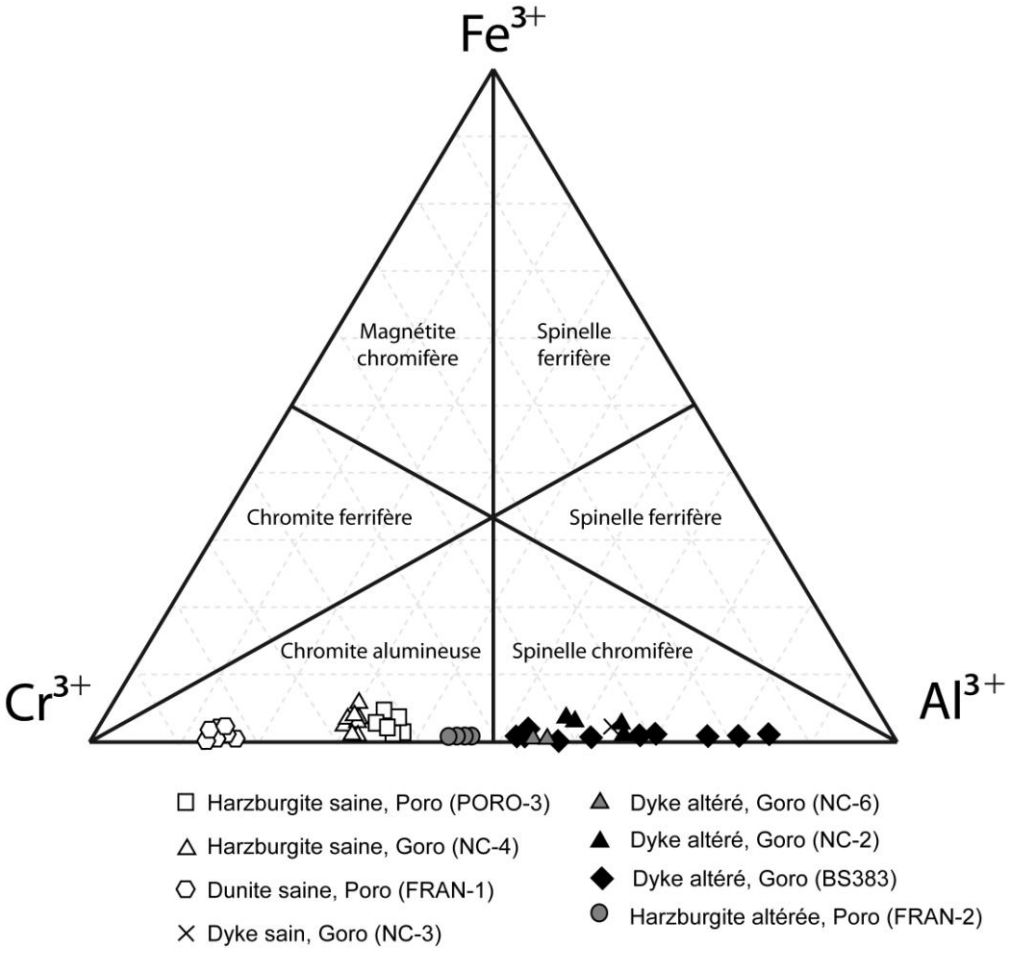


Figure 42 - Diagramme triangulaire de classification des chromites de différents échantillons de péridotites et dykes sains/altérés, projet Nickal (2010). Analyses par microsonde XS 50, intensité : 12 nA, courant d'accélération : 15 kV, temps de comptage : 10 s.

1.4.5 Comportement de Mn et Co

Le manganèse et le cobalt fluctuent ensemble sur l'intégralité du profil d'altération (Figure 38, figure 39 et figure 40). Ces éléments résiduels sont fortement concentrés dans la latérite de transition. Une décroissance très nette est systématique dans la cuirasse.

1.4.1 La complexité du comportement du nickel

Le nickel apparaît clairement indépendant des autres éléments (Figure 38 et figure 41). Un pic est généralement observé dans la saprolite grossière et la latérite de transition, puis une décroissance forte vers le haut du profil. Dans certains cas, le nickel peut-être uniformément réparti dans le profil mais les teneurs sont alors faibles.

Le pic observée au niveau de la saprolite grossière/latérite de transition peut s'expliquer par (Figure 43 ; Trescases, 1975) :

- la précipitation de garniérites dans les fractures de la saprolite grossière ;

- l'adsorption de nickel par certains silicates, en particulier la serpentine, dans la saprolite grossière ;
- la formation de goethite dans la latérite qui va incorporer du Ni dans son réseau.

Bien que la goethite soit le porteur du Ni dans les latérites, la corrélation Fe-Ni ne semble pas évidente.

Les minéralisations en Ni font l'objet du chapitre 7 de ce mémoire.

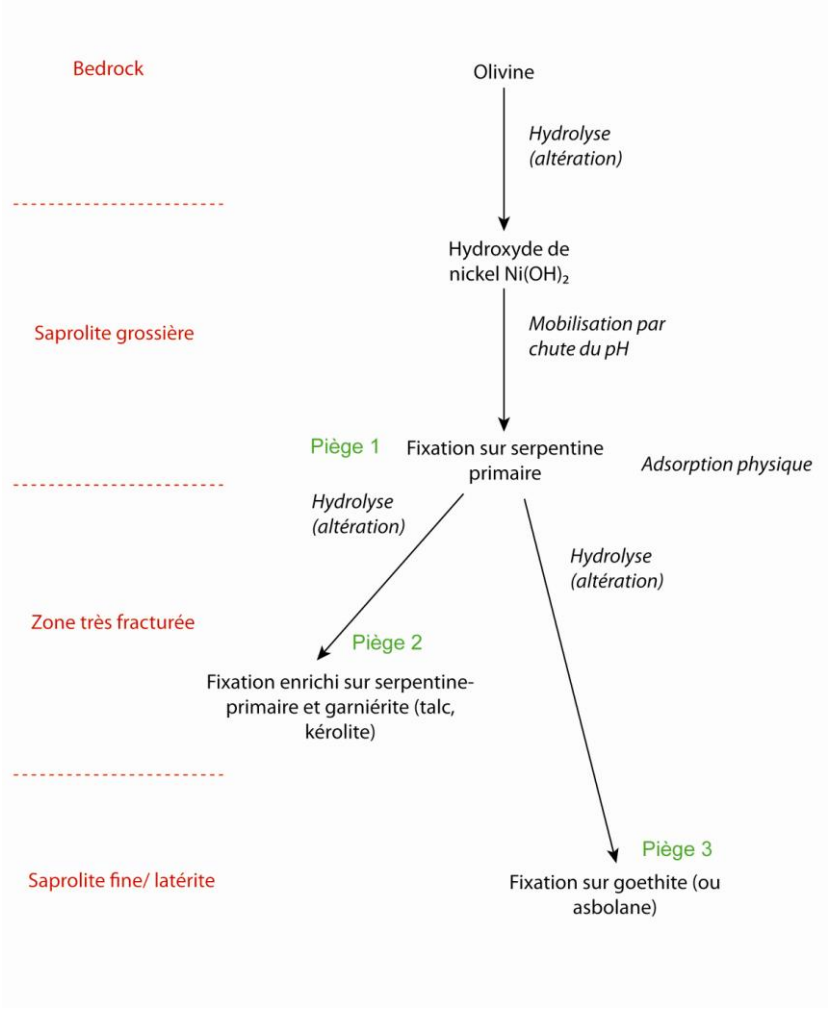


Figure 43 - Les différents pièges du Ni dans le profil d'altération

1.5 Les différents faciès du profil

1.5.1 La saprolite grossière

i. *Formation des saprolites grossières*

Le front de **saprolitisation**, ou base des isaltérites, est directement associé au front d'hydrolyse des minéraux silicatés primaires décrits précédemment (Figure 44). Ce front n'est pas horizontal mais semble très dépendant des structures karstiques sous-jacentes, car bien que le contact entre la saprolite et le substrat soit en général franc, le toit de la roche saine est irrégulier et hérissé de pointements.

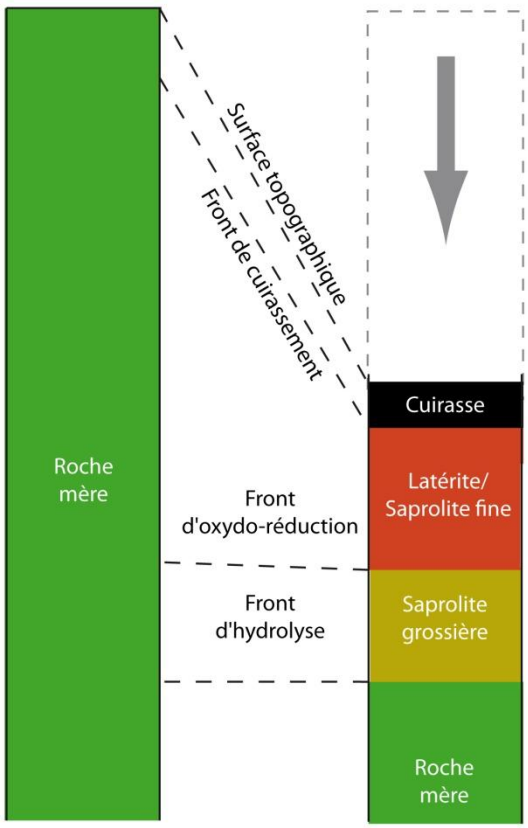


Figure 44 – Schéma montrant les différents fronts affectants le profil d'altération, avec enfoncement du profil

Ces structures, héritage de la structuration de la roche mère, peuvent donner à plus grande échelle des reliefs résiduels. La complexité du détail du toit de la roche saine est à l'origine de la difficulté de l'interprétation de sondages ponctuels verticaux pour les mineurs. C'est pourquoi, de plus en plus, des méthodes géophysiques donnant une vision horizontale du profil d'altération sont utilisées : géo radar (Francke, 2000) et tomographie de résistivité électrique (Robineau *et al.*, 2007). Ces méthodes sont ensuite couplées aux sondages verticaux (ou parfois

Figure 45 - Roche mère en cours de saprolitisation. L'altération utilise les discontinuités: rubanement et diaclases (Photo : P. Maurizot)

inclinés) pour reconstituer en 2D le profil d'altération. À noter que **l'horizon fissuré**, souvent décrit pas les altérologues (Wyns *et al.*, 2004), et censé précéder la saprolite grossière ne peut pas être clairement défini dans le cas des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, car l'ensemble de la colonne ophiolitique est fracturée au préalable (de par la structuration tectonique), et cela de manière constante. L'altération utilise en premier lieu ces discontinuités (rubanement aussi) afin d'hydrolysée les minéraux (Figure 45).

ii. *Pétrographie des saprolites grossières*

La granulométrie de l'horizon saprolitique est très hétérogène. Cette isaltérite est de couleur brun-jaune à brun verdâtre. Elle renferme de nombreux fragments millimétriques à centimétriques de péridotite encore cohérente, emballés dans une matrice fine colorée en brun par les hydroxydes de fer (Trescases, 1975). Lorsque certains graviers sont plus altérés, et présentent un aspect « éclairci », ils sont généralement associés au maillage de serpentinite lui aussi altéré. Ce maillage devient alors blanc ou jaune-verdâtre pâle, alors qu'il est verdâtre très sombre dans la roche mère. L'olivine a presque totalement disparu (trous ou remplissage) alors que les pyroxènes sont peu modifiés.

1.5.2 La saprolite fine (ou latérite)

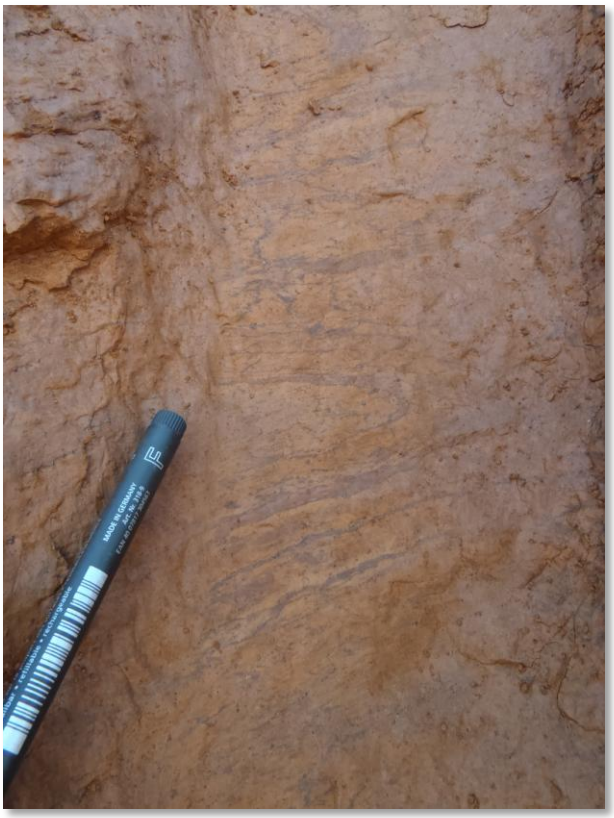


Figure 46 - Horizontalisation des structures dans la saprolite fine

i. *Formation des saprolites fines*

L'horizon latéritique (ou saprolite fine) est formé comme vu précédemment par une suite de réactions d'oxydo-réduction puis d'oxolation. La base de ce niveau est donc formée par le front d'oxydo-réduction (Figure 44). D'après les différents bilans de masse réalisés par E. Fritsch (2012), il faudrait jusqu'à 9 mètres de roche en moyenne pour obtenir 1 mètre de latérite après altération et tassement. Le passage de la saprolite grossière à la saprolite fine voit donc l'horizontalisation des structures par effet de tassement (Figure 46 et figure 47).

Figure 47 - Horizontalisation d'une cheminée de fer par effet de tassement dans la saprolite fine

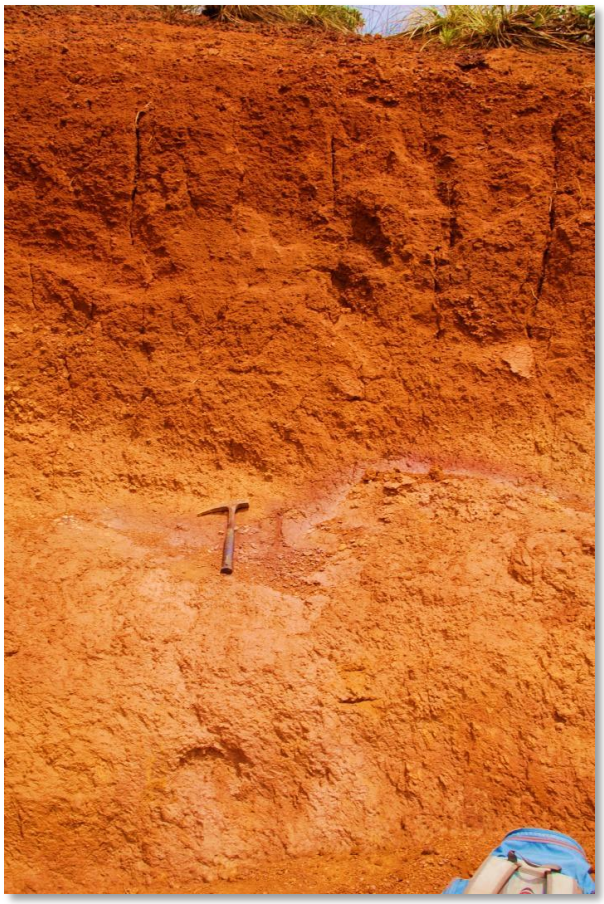


Figure 48 - Latérite rouge sur le Kopéto.Il est à noter l'absence de structures héritées (Photo : J. Collot)

ii. *Pétrographie des saprolites fines*

Le contact entre la saprolite grossière et la saprolite fine n'est pas brutal. Il passe par un horizon de transition, plus ou moins épais selon les massifs. Le changement de couleur, qui traduit une disparition des silicates, se fait alors progressivement. Ce contact a tendance à reproduire en l'amortissant les variations d'altitude du toit du substrat. Cet horizon est en général assez puissant (en moyenne 20 m) et constitué essentiellement d'hydroxydes de fer. Il est en général de couleur brun-rouge à brun-jaune et sa granulométrie est très fine (Figure 48). Au niveau des latérites de transition et des latérites jaunes la structure de la roche initiale est souvent reconnaissable, les fantômes de pyroxènes, la chromite, et les filonnets de serpentine déformés, assurant encore un semblant de structure. Ces niveaux sont donc des isaltérites contrairement aux latérites rouges sus-jacentes qui sont des allotérites.

L'horizon à latérite rouge est brun-rouge et sa granulométrie très hétérogène. La quantité d'hématite augmente considérablement dans cet horizon lui conférant cette couleur, sans atteindre néanmoins les teneurs des hydroxydes de fer. Son épaisseur atteint plusieurs mètres.

1.5.3 Les cuirasses ou ferricrètes

i. *Formation des cuirasses latéritiques*

Le **cuirassement** des profils a souvent été assimilé au phénomène de latéritisation (Maignien, 1966). Bien que le milieu latéritique lui soit favorable, il n'en est cependant pas spécifique. En milieu latéritique, c'est **l'accumulation relative**, où la quantité absolue des oxy-hydroxydes de fer est quasi-constante et une partie des éléments d'accompagnement est exportée, qui est à l'origine de ce cuirassement. Il ne restera donc généralement que les oxy-hydroxydes qui, à leur tour seront partiellement entrainés, l'Al, élément le moins mobile subsistant plus longtemps. Souvent quand ces niveaux d'enrichissement relatif sont mis à nu par l'érosion, il se produit une certaine induration ne dépassant pas le stade de la **carapace** (Maignien, 1966). Pour qu'il y ait vraiment induration, il est nécessaire que les hydroxydes de fer soient remis en mouvement, et concentrés en un point. La précipitation de ces hydroxydes est ensuite forcément liée à un niveau hydrostatique, et se situe plus précisément au niveau d'un "creux hydrique", juste au-dessus de la position moyenne de la surface piézométrique, qui sera soumise à la déshydratation durant la saison plus sèche (Scott et Pain, 2009). Alors que dans le cas de la latéritisation le processus demande des millénaires, le cuirassement peut lui être très rapide et évoluer à l'échelle humaine (Maignien, 1966)

Le mode de formation des cuirasses ferrugineuses et des paliers associés a fait l'objet de nombreuses controverses au cours du siècle dernier (Dewolf et Bourrié, 2008). Les **allochtonistes** considèrent ces formations comme des témoins d'une évolution géomorphologique polycyclique. L'alternance d'un climat tropical humide et d'un climat plus sec se traduirait par la formation d'une cuirasse suivie de son érosion, de l'épandage des produits de cette dernière sur un glacis de pied de pente et enfin de l'induration consécutive de ces dépôts d'origine allocthone.

Les **autochtonistes** rejettent la notion de glacis pour lui substituer l'idée d'une topographie « pénéplanée », surface originellement ondulée et cuirassée. Celle-ci disséquée par la suite, se réduirait à un ensemble de témoins discontinus, situés à des niveaux légèrement différents. Le paysage en "marches d'escalier" ne traduirait donc pas une succession d'épisodes de cuirassement, mais l'érosion d'une surface unique donnant l'illusion d'un étagement de glacis successifs (Figure 49).

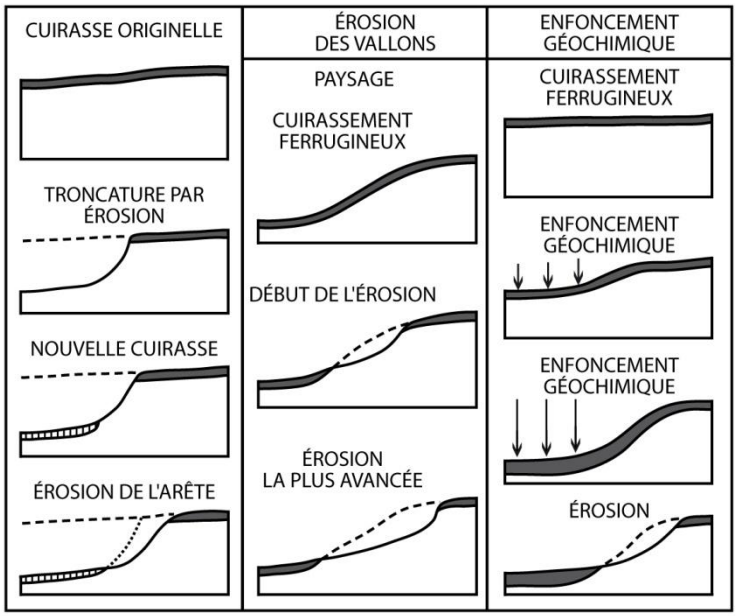


Figure 49 - Schéma théorique de formation possible de deux cuirasses d'altitude différentes formées à partir d'une seule surface (Boeglin et Probst, 1996).

Près de la surface du sol, un front de goethitisation (ou de démantèlement) peut affecter la cuirasse. L'apport saisonnier d'eau par les pluies réhydrate l'hématite de la cuirasse qui précipite à nouveau en goethite et ferrihydrite (Dewolf et Bourrié, 2008).

Un cas particulier est celui des cuirasses associées aux dolines ou zones hydromorphes. Ces cuirasses correspondent à des indurations ferrugineuses en conditions très humides, sous la forme de concrétions de goethite précipitant en manchons autour des racines, et pseudomorphosant les cellules végétales (Boeglin et Probst, 1996; Podwojewski et Bourdon, 1996). La goethite délimite alors un réseau continu et réticulé ; elle est parfois associée à de la lépidocrocite, de la sidérite ou de la rhodochrosite. Ces minéraux traduisent un milieu réducteur riche en matière organique, situé à proximité d'un niveau oxydant, donc de faible profondeur (zone vadose), comme dans les marais actuels. Les indurations sont rapides, massives, ont un aspect scoriacé, vermiforme ou laminaire (correspondant à un voile algaire). Ces indurations ferrugineuses, qui se forment en milieu hydrotope réducteur, à goethite dominante, peuvent être considérées comme des lithoplinthites ou des pétroplinthites.

ii. *Pétrographie des cuirasses*

L'étude pétrographique des cuirasses n'est pas une tâche aisée à accomplir. En effet, la diversité des faciès et leurs paramètres d'aggradation ou de dégradation successifs compliquent le travail pour l'observateur. Le vocabulaire utilisé au cours de cette étude se rapporte généralement à celui défini par Yves Tardy dans son ouvrage de référence (Tardy, 1993). En revanche, l'application de cette classification aux faciès néo-calédoniens est une nouveauté proposée dans ce chapitre.

- La carapace (Figure 50)

La **carapace** telle qu'observée en Nouvelle-Calédonie est bien différente de celle observée sur substrat de roches alumineuses donnant un horizon tacheté, ou *mottled zone* en anglais. En effet, sur formations ultrabasiques la carapace se forme directement aux dépens de la latérite rouge. La goethite puis par la suite l'hématite se forment par concrétionement autour de reliques de latérite. Ces rubéfactions peuvent être parfois allongées. Il est à noter qu'avant ce travail de thèse les carapaces ferrugineuses n'avaient jamais été décrites en Nouvelle-Calédonie. Un enracinement vertical de la carapace est souvent présent dans la latérite rouge.

Sur le terrain, les enracinements observés suivent systématiquement des structures pré-existantes (diaclase ou faille) parfois oblitérées dans les latérites meubles, mais de nouveau visibles dans la carapace. Ces discontinuités favorisent en effet l'infiltration d'eau météorique enrichie en fer par la partie supérieure du profil en détérioration, permettant la précipitation d'oxy-hydroxydes de fer autour de ces structures.

- *Cuirasse massive* (Figure 51)

Le faciès **massif**, comme son nom l'indique, est constitué principalement d'une matrice[10] hématitique compacte et rougeâtre, avec une porosité fine et il est dépourvu de nodules. Sur sa partie supérieure l'hématite peut-être réhydratée et de la goethite précipite de nouveau dans les quelques interstices formés. Il est à noter que ce faciès est rare.

- *Cuirasse nodulaire* (Figure 52)

La cuirasse **nodulaire** montre des nodules de taille variable (parfois > 1 cm) dont l'abondance peut s'avérer souvent supérieure à celle de la matrice. Ces nodules sont constitués d'hématite leur donnant une couleur rouge caractéristique. Des anneaux de goethite peuvent apparaître en cortex très fin autour des nodules (subnodules). La matrice ferrugineuse est elle aussi constituée de goethite et plus rarement d'hématite.

- *Cuirasse pisolithique* (Figure 53)

La cuirasse **pisolithique** présente des pisolithes hématitiques rouge-violacé soulignés par des anneaux de goethite. Ces pisolithes ont une taille < 1 cm et sont entourés d'une matrice rouge-orangée, hématitique ou goethitique selon les échantillons, à vacuoles centimétriques.

[10] Le fond matriciel est le « motif » général de la cuirasse, il est composé du plasma et du squelette (grains).

- *Cuirasse vermiforme* (Figure 55)

La cuirasse **vermiforme** est essentiellement constituée d'une matrice jaune-orangée composée de goethite, et de nodules ou pisolithes hématitiques imprégnés par la matrice goethitique. De nombreuses vacuoles et tubules recoupent cette matrice. Ces vides sont souvent entourés d'illuviations, probablement de la ferrihydrite, ou de concrétions goethitiques.

- *Cuirasse laminaire* (Figure 54)

Ces cuirasses ont été observées principalement dans le Massif du Sud, observe souvent à proximité des dolines ou des zones marécageuses. Pour une grande partie elles correspondent à de la pseudomorphose de voile algaire (plinthites ; Podwojewski et Bourdon, 1996). Elles prennent un aspect fortement scoriacé. Une autre possibilité serait que cette texture puisse être un héritage structural de la carapace. En l'état des connaissances, il parait difficile de trancher entre ces deux hypothèses, les deux coexistant probablement.

1.5.4 Evolution des cuirasses

À partir de l'étude pétrographique des cuirasses ci-dessus, et de la classification établie par Tardy (1993), il devient possible de proposer deux voies d'évolution des cuirasses (Figure 56). Une voie d'aggradation et une de dégradation (chimiques et minéralogiques) :

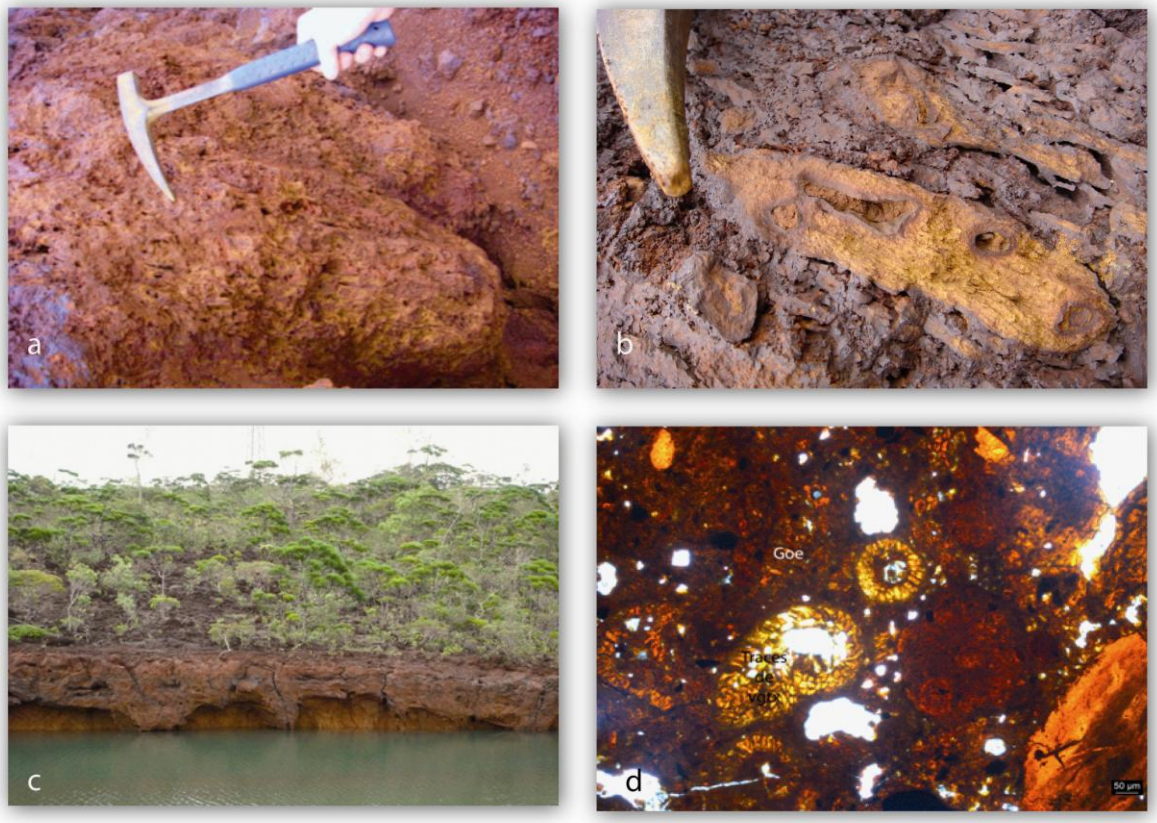
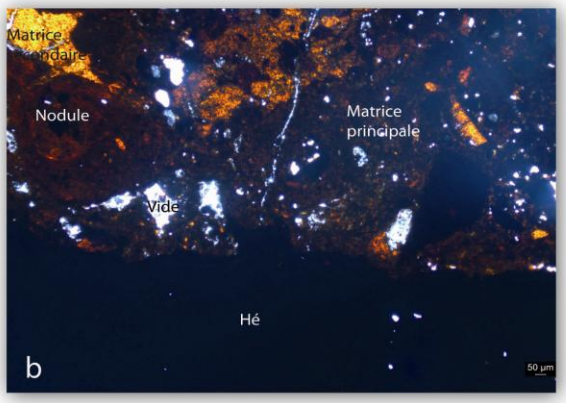
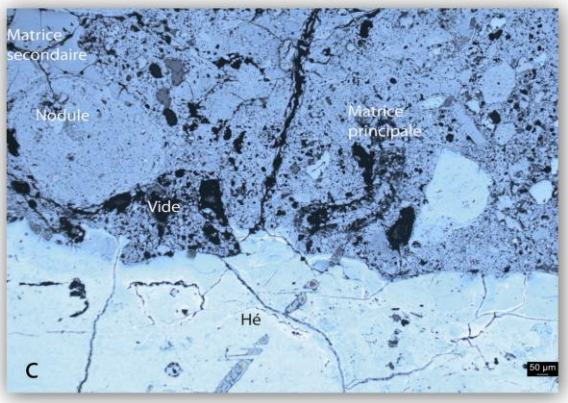


Figure 50 - Les carapaces ; a) faciès de carapace à l'affleurement avec structure étirée et des clastes de latérites ; b) détail d'un claste de latérite en cours de ferruginisation sur les bordures ; c) enracinement verticalisé des carapaces utilisant des structures héritées ; d) traces de végétaux pseudomorphosées par la goethite en LTPNA x100

Figure 51 - Les cuirasses massives ; a) Faciès massif à l'affleurement ; b) grand minéral d'hématite au contact des différentes matrices en LTPNA x 50 ; c) grand minéral d'hématite au contact des différentes matrices en LRPNA x50





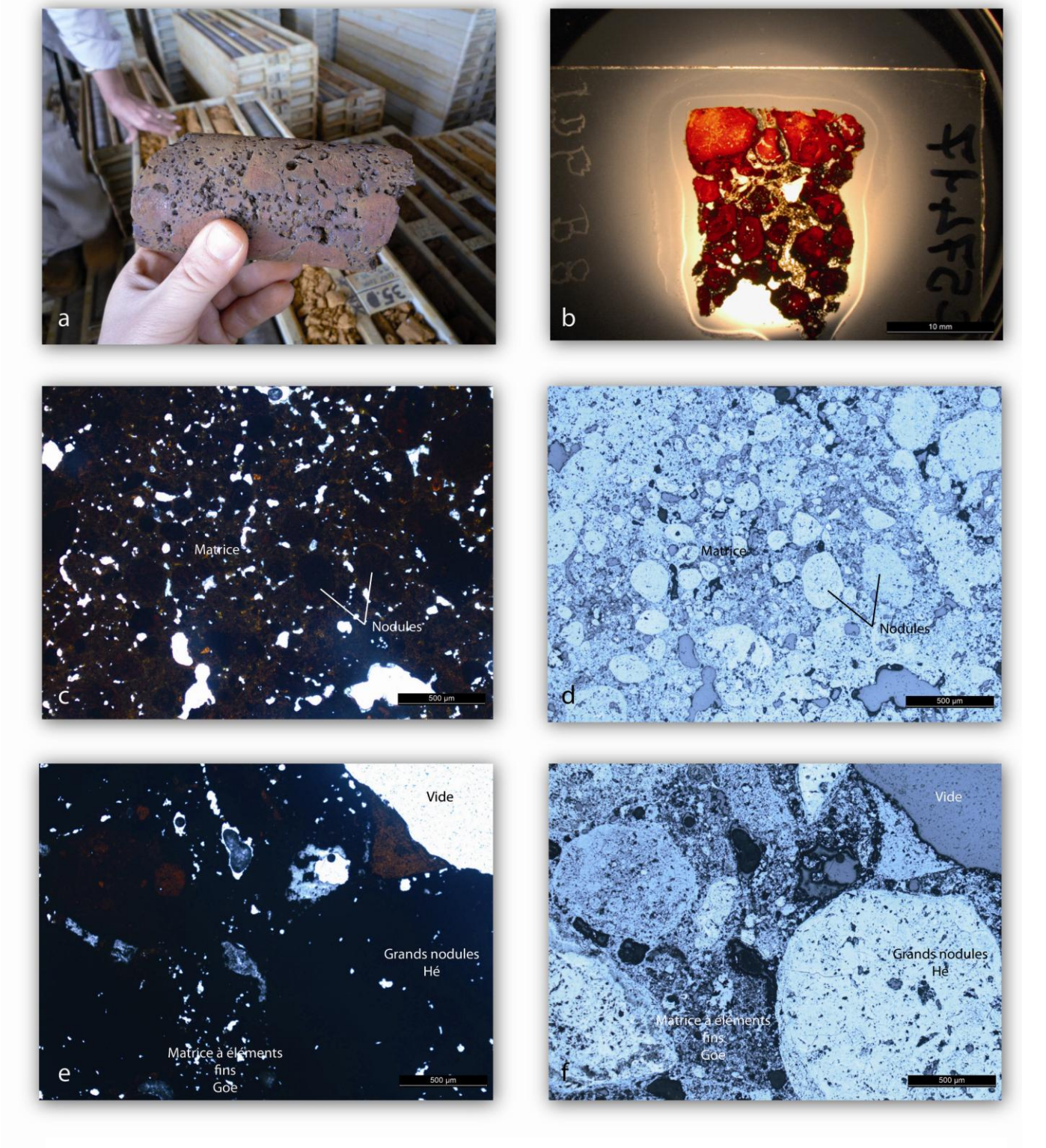


Figure 52 - Les cuirasses nodulaires ; a) Carotte forée dans un faciès à grands nodules ; b) Exemple de lame mince réalisée dans un faciès de cuirasse nodulaire ; c) matrice à éléments nodulaires en LTPNA x50 ; d) Matrice à éléments nodulaires en LRPNA x50 ; e) matrice goethitique à éléments fins soudant les nodules hématitiques en LTPNA x50 ; f) matrice goethitique à éléments fins soudant les nodules hématitiques en LRPNA x50

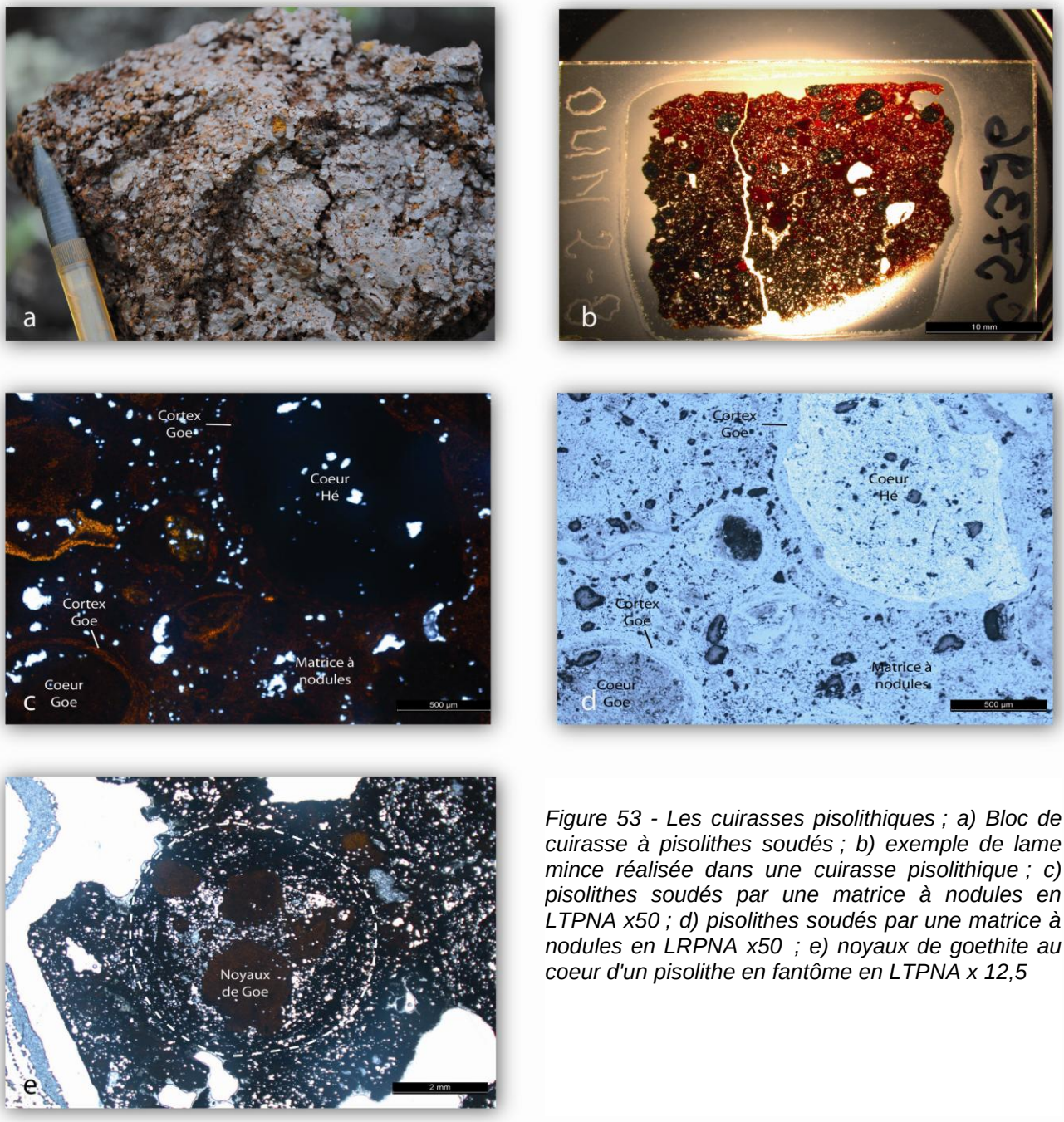


Figure 53 - Les cuirasses pisolithiques ; a) Bloc de cuirasse à pisolithes soudés ; b) exemple de lame mince réalisée dans une cuirasse pisolithique ; c) pisolithes soudés par une matrice à nodules en LTPNA x50 ; d) pisolithes soudés par une matrice à nodules en LRPNA x50 ; e) noyaux de goethite au coeur d'un pisolithe en fantôme en LTPNA x 12,5

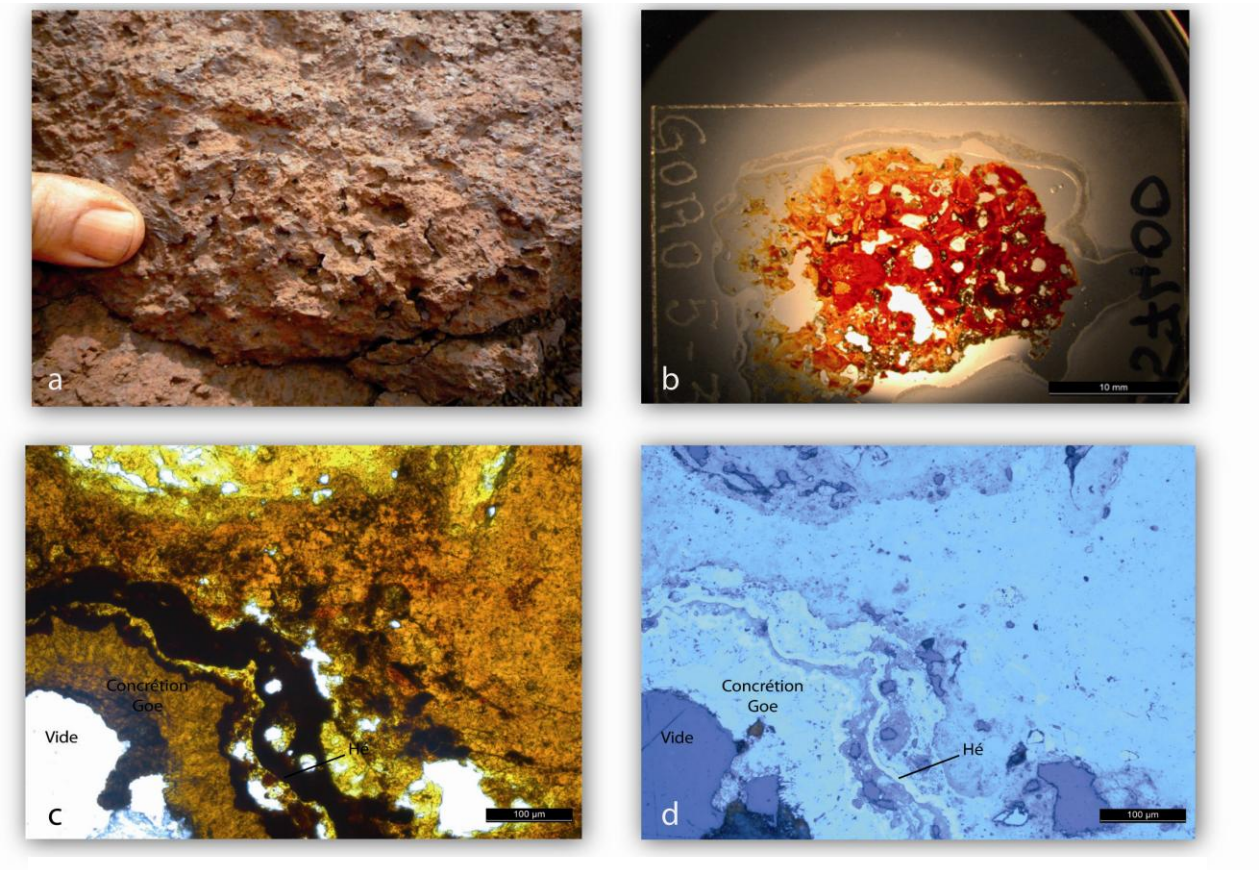


Figure 55 - Les cuirasses vermiformes ; a) le faciès vermiforme à l'affleurement ; b) exemple de lame mince réalisée dans une cuirasse vermiforme ; c) concrétion de goethite et liseré d'hématite autour d'un vide en LTPNA x200 ; d) concrétion de goethite et liseré d'hématite autour d'un vide en LRPNA x200

Figure 54 - Les cuirasses laminaires ; a) le faciès laminaire à l'affleurement dans une doline ; b) exemple d'algues en cours de pseudomorphose ; c) cloisonnement par de la goethite en LTPNA x50

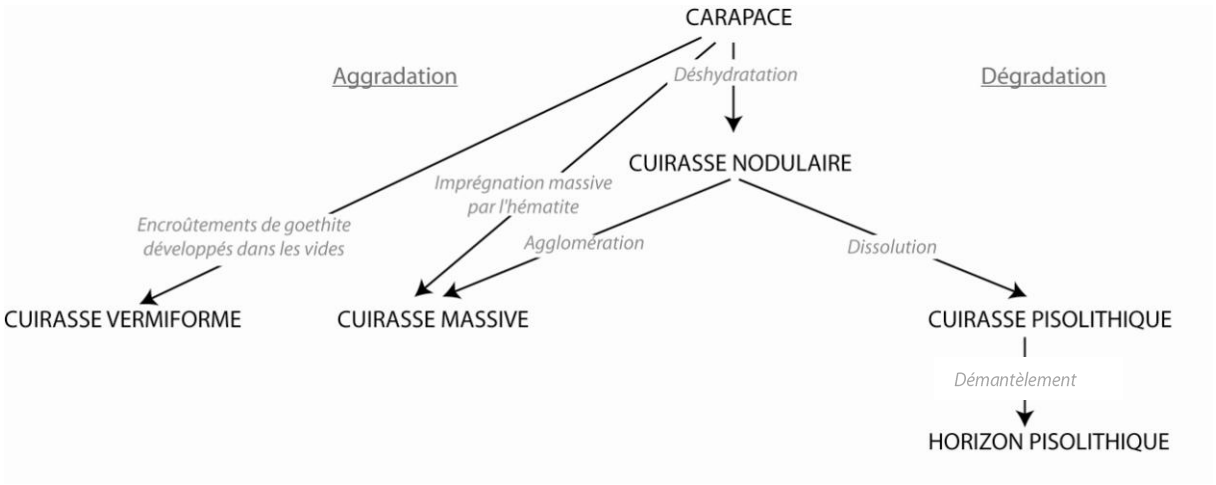


Figure 56 - Evolution pétrographique des cuirasses de Nouvelle-Calédonie, d'après ce travail et la classification de Tardy (1993)

i. *De la carapace à la cuirasse : l'aggradation*

L'évolution de la carapace à la cuirasse décrite par Ambrosi et Nahon (1986) et Tardy (1993) hors substrat ultrabasique est assez proche de ce qui est observé en Nouvelle-Calédonie :

- **diminution de la taille et des volumes des vides** ;
- **rubéfaction de la matrice**, qui change progressivement de couleur, de jaune à rouge ;
- augmentation de la quantité de **nodules hématitiques** ne présentant aucun cortex.

L'apparition d'hématite peut soit se faire par néoformation à travers la solution riche en fer, soit précipiter au dépend de la goethite accumulée en milieu hydraté et qui se déshydrate sous un milieu plus sec. L'étape finale de la transformation en cuirasse massive se fait par **une imprégnation massive de la matrice par de l'hématite**.

ii. *De la cuirasse à l'horizon pisolithique : la dégradation*

Dans la partie supérieure des profils, les cuirasses nodulaires continuent à subir l'altération météorique. L'hématite peut se réhydratée en goethite, et **des anneaux ou cortex vont apparaitre autour des nodules**, passant du stade de subnodule à celui de **pisolithe** ou les anneaux sont nombreux. La dégradation se poursuit alors à travers le cœur des pisolithes qui va être oblitéré au fur et à mesure. L'augmentation de la quantité de pisolithes et l'augmentation de la taille de leur cortex vont être responsables de **l'augmentation de volume** et par conséquent du **détachement des éléments entre eux**. Le stade ultime étant **l'horizon pisolithique ou grenaille** des mineurs (Figure 57).

Figure 57 - Horizon pisolithique ou grenaille des mineurs (Photo : S. Chevrel)

2 Les facteurs influençant la genèse du régolithe

Les **facteurs** présentés dans ce chapitre sont les principaux paramètres influençant **la genèse, la différenciation et la distribution** des altérites sur formation ultrabasique. Il est évident que ces mêmes paramètres influencent la gîtologie des gisements nickélifères, par conséquent les minéralisations nickélifères seront aussi abordées dans ce chapitre.
La synthèse de ces facteurs est le fruit de plusieurs visites sur quasiment l'intégralité des sites miniers en activité (et anciennes mines), ainsi que de nombreux échanges avec les géologues des compagnies minières. Ce travail bénéficie de plus du travail réalisé par L. Bailly et son équipe dans le cadre du projet « Nickal » du CNRT (Bailly *et al.*, 2014).

Historiquement, Avias (1969a) fut le premier à proposer des facteurs pouvant expliquer l'hétérogénéité des minerais garniéritique et leur distribution :

- **Facteurs paléomorphologiques :** Concentration en Ni dans des dépressions fermées ou ouvertes de « pénéplaine de cycle I » de Davis (1925). Les reliefs résiduels ne présentent qu'une minéralisation pauvre en Ni ;
- **Facteurs tectoniques :** les accidents cassants contemporains de l'obduction des péridotites sont des drains majeurs permettant le développement de l'altération en profondeur et des zones physicochimiques propices à la précipitation des silicates hydratés de nickel. Les zones en amont des accidents siliceux rencontrés sur de nombreux chantiers miniers sont également caractérisées par des teneurs élevées en Ni ;
- **Facteurs hydrologiques et hydrogéologiques :** Tout ce qui peut provoquer un ralentissement de la circulation des eaux de lessivage contenant du Ni peut conduire à la précipitation de silicates hydratés riches. L'amont des zones barrées par des dépôts de silice secondaire est souvent riche en Ni. La circulation des eaux souterraines si elle peut entrainer l'enrichissement de certaines zones, peut également provoquer le lessivage et la destruction de certains gîtes silicatés ;

- **Facteurs pétrologiques :** nature de la roche mère avec comme postulat que plus la roche initiale est riche en olivine, plus important est son potentiel en Ni (l'olivine étant la principale phase porteuse de nickel).

2.1 La lithologie et la serpentinisation

Deux paramètres semblent avoir une importance sur le développement du profil latéritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie : **la nature de la roche mère et le taux de serpentinisation.** Bien que liés à des origines différentes, il parait opportun de regrouper ces deux paramètres dans ce paragraphe, car ils concernent la nature et l'état de la roche mère sur laquelle se développe l'altération.

2.1.1 Les lithologies rencontrées

La plupart des descriptions géologiques des sites miniers font état de la présence sous le manteau d'altération d'une roche mère représentée principalement par des **harzburgites** montrant localement mais de façon assez systématique des intercalations de **dunites,** et plus rarement de **pyroxénites**.

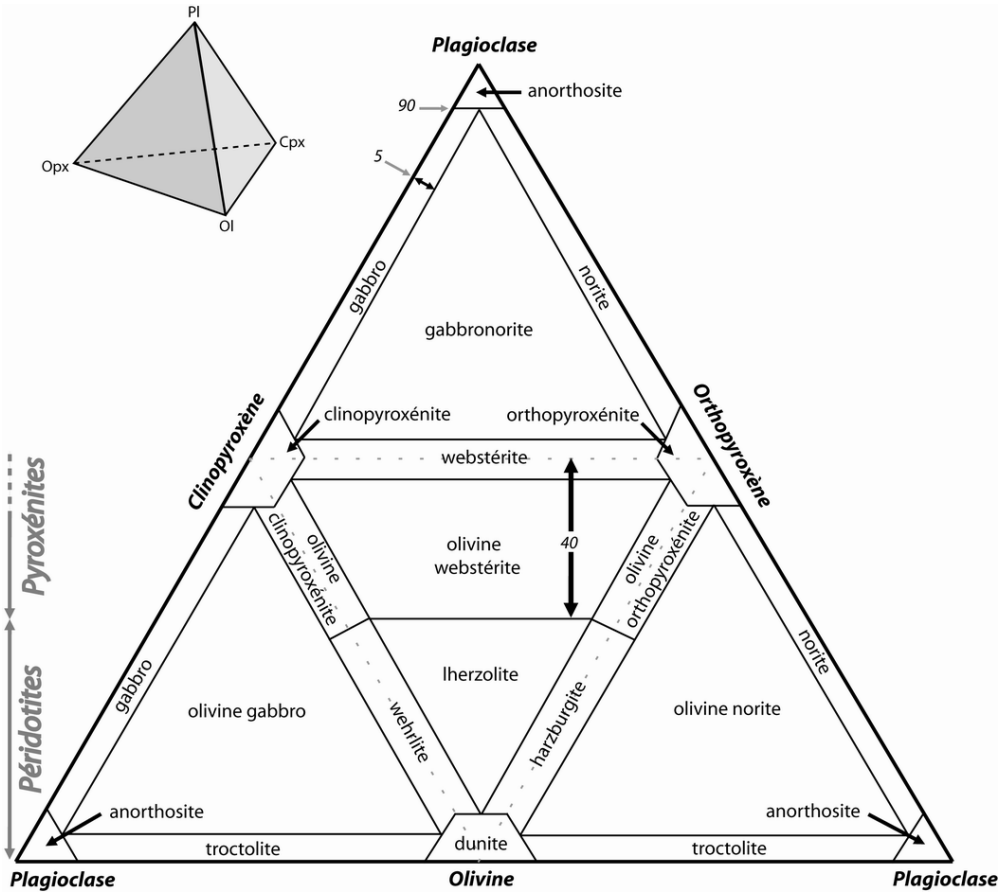


Figure 58 - Nomenclature des roches contenant de l'olivine (Ol), de l'orthopyroxène (Opx), du clinopyroxène (Cpx) et du plagioclase (Pl) d'après Streckeisen (1976). Pour faciliter la lecture, les 4 faces du tétraèdre sont représentées sur le même plan

À la lecture de ces descriptions, il semble donc que l'on soit en présence d'une roche mère globalement identique sur l'ensemble des sites miniers. La présence de filons ou sills de nature gabbroïque et parfois felsique, est localement décrite mais largement sous-estimé (cortège intrusif ; Cluzel *et al.*, 2006). Il est rarement fait état de présence de **wehrlites**, **cumulats gabbroïques** et de **lherzolites** (Figure 60 et figure 61), des roches pourtant connues dans la pile ophiolitique de Nouvelle-Calédonie (Prinzhofer, 1981) et observées lors des visites de sites du Massif du Sud. Cela s'explique facilement par la difficulté à reconnaître la nature des pyroxènes et des feldspaths lorsque la roche est déjà saprolitisée.

Pourtant, c'est au niveau de la nature de ces roches que de grandes variations géochimiques de profil peuvent s'enraciner, particulièrement en ce qui concerne **la présence en quantité d'Al** qui aura pour effet de **produire des argiles, mais aussi des hydroxydes d'Al**.

Dans le cadre de la compréhension du rôle de la nature du protore sur le type d'altération produit, un problème se pose à l'observateur car à défaut d'arguments contraires on considère communément que le bed-rock, observé à l'affleurement ou en sondage, est représentatif de la roche mère à partir de laquelle le profil d'altération s'est développé. Mais il est difficile de savoir si c'est bien toujours le cas.

Lors de l'altération, parmi les quatre minéraux les plus abondants au sein de la Nappe des Péridotites, l'olivine est le premier minéral à être hydrolysé suivi par le pyroxène, la serpentine et la chromite. **L'altération plus intense des bancs dunitiques est d'ailleurs bien visible lorsque le rubanement est bien développé** (Figure 59).

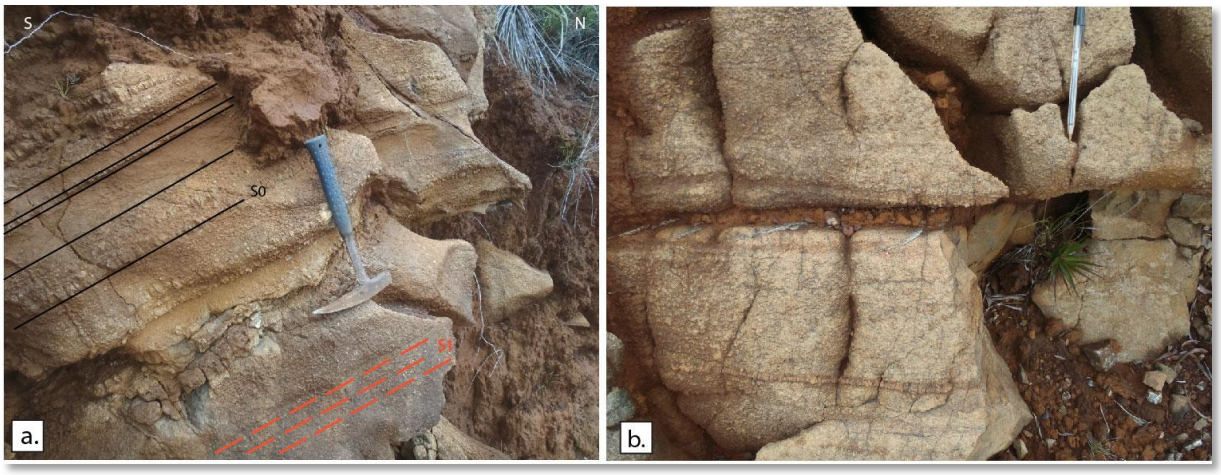
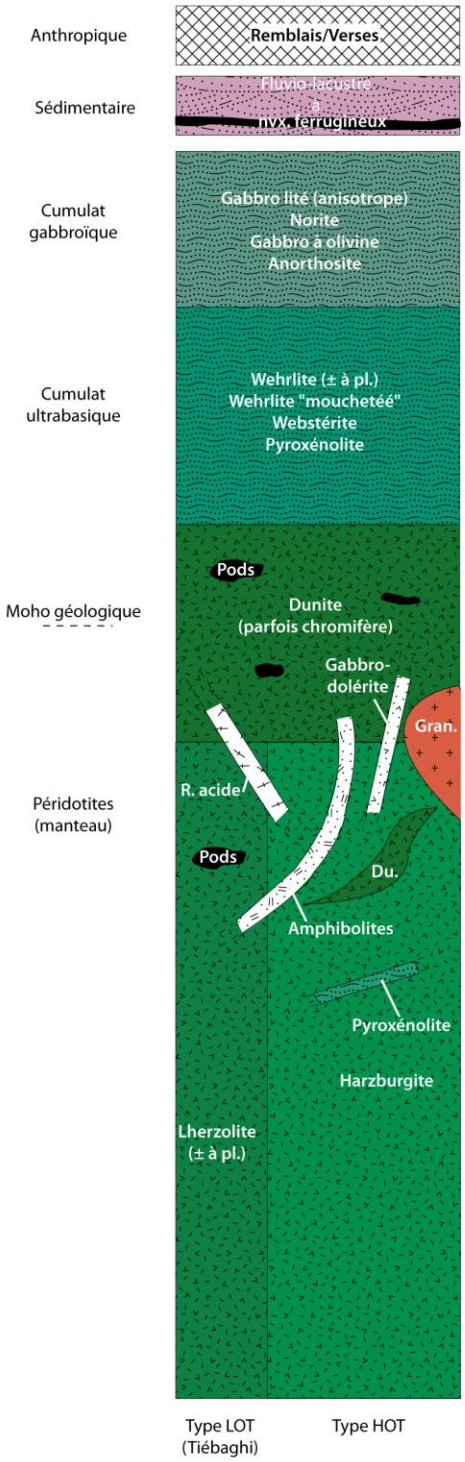


Figure 59 - a) Rubanement (S0), marqué par l'alternance de bancs harzburgitiques et dunitiques, parallèle à la foliation (S1). Les bancs dunitiques s'altèrent beaucoup plus vite que les harzburgites. b) L'altération semble contrôlée par le rubanement lorsque la fracturation est peu développée. (Photo : J-E. Winninger)

À un moindre degré que les discontinuités tectoniques, on peut donc penser que **le rubanement pourra avoir un impact sur le contrôle de l'altération des péridotites lorsque la fracturation est peu développée**.



	SLN (SMGM, KNS)	SMT	Vale NC	Minéralogie
Anthropique	HA: Haldes	R: Remblai	-	-
Sédimentaire	-	-	LOB: Latérite remaniée ICPS: Cuirasse de fer secondaire	-
Cumulat gabbroïque	-	-	GAB: Gabbro	**Gabbro:** ol+pl+cpx±opx **Norite:** ol+pl+opx **Anorthosite:** ol+pl
Cumulat ultrabasique	-	-	WRLT: Wehrlite	**Wehrlite:** cpx+opx+ol+sp±pl **Pyroxénolite et webstérite:** opx+cpx±ol
Moho géologique	D: Dunites	Du: Dunite saine	DNT: Dunite CR: Chromite	**Dunite:** ol+sp±cpx±opx
	G: Gabbro	RB: Gabbro RA: Roche acide	GAB: Gabbro DK: Dyke, filon intrusif QGAB: Quartz gabbro	**Gabbro-dolérite:** ol+pl+cpx±opx **Amphibolites:** amp±pl **R. acide (granitoïde):** qtz+pl **Granite:** qtz+pl+fk+bio
Péridotites (manteau)	-	-	-	
	PX: Pyroxén(ol)ites	-	PXT: Pyroxénite	**Pyroxénolite:** opx+cpx±ol
	H: Harzburgite	Hz: Harzburgite	HZB: Harzburgite	**Harzburgite:** ol+opx±sp±cpx
	-	-	LRZL: Lherzolite	**Lherzolite:** ol+opx+cpx±pl

Figure 60 - Termes géologiques de description des différentes lithologies rencontrées sur massif minier de Nouvelle-Calédonie. En rouge, codes utilisés par les différentes sociétés minières. En bleu, paragénèses associées à ces lithologies

Figure 61 - Différentes lithologies rencontrées dans les massifs ultrabasiques. a) passe de dunite localement épaissie et digitée dans dans une harzburgite à rubanement pyroxénitique ; b) filon de gabbro recoupant des harzburgites (Photo : J-E. Winninger) ; c) wehrlites mouchetées d) Gabbro cumulat avec alternance de lits bien marquée (Photo : P. Maurizot) ; e) semelle serpentineuse à lizardite amygdalaire (Photo : D. Lahondère) ; f) filon de pyroxénite sain (Photo : J-E. Winnenger)

2.1.2 La réaction de serpentinisation

La **serpentinisation** de la Nappe des Péridotites est un phénomène pré et syn-obduction. Lorsque l'eau de mer atteint les péridotites, elle réagit avec l'olivine et avec les pyroxènes pour former de la **serpentine**. C'est le processus de serpentinisation. Lorsque la péridotite est complètement serpentinisée, on appelle la roche une **serpentinite**. La transformation se fait selon la formule suivante :

$$\text{Olivine} + H_2O \rightarrow \text{serpentine} + \text{brucite} + \text{magnétite}$$

La serpentine est un silicate magnésien riche en eau, dont la formule est : $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. La serpentine peut également contenir du fer, mais en quantités très faibles. Le fer contenu dans les olivines et les pyroxènes est donc libéré au cours de la serpentinisation et est utilisé pour former des minéraux dits accessoires comme la **magnétite**. On peut également former de la brucite, un oxyde hydraté de formule $Mg(OH)_2$), qui peut contenir du fer en remplacement partiel du magnésium. La formation de magnétite à partir du fer en excès consomme de l'oxygène à partir de l'eau et s'accompagne donc d'un dégagement d'hydrogène. La serpentinisation s'accompagne également d'un changement des **propriétés physiques de la roche**. Le **volume** de la roche augmente, jusqu'à 30 %, avec une diminution associée de la **densité**. En effet, la serpentine est un minéral beaucoup moins dense que l'olivine et les pyroxènes. Une péridotite non serpentinisée a une densité d'environ 3 300 kg/m3. Une serpentinite a une densité d'environ 2 600 kg/m^3 (Marcaillou, 2011). Il existe trois polymorphes de la serpentine : le **chrysotile** (forme fibreuse) l'**antigorite** (forme lamellaire) la **lizardite** (forme massive) (Lahondère, 2012).

Deux grands contextes géodynamiques apparaissent donc favorables à la formation des serpentines : lors du refroidissement de la lithosphère après accrétion **au niveau des dorsales** (Marcaillou, 2011) et au **toit d'une subduction (coin serpentineux)** (v. Guillot *et al.*, 2009 et références incluses).

Orloff (1968) montre que la serpentinisation en Nouvelle-Calédonie a affecté l'ophiolite de **la base vers le sommet**. Elle est totale à la base (semelle serpentineuse ; Avias, 1967) et peut-être localement nulle vers le haut, ce qui sous-entend que l'obduction est la principale cause de serpentinisation. Orfloff observera pourtant une serpentinisation précoce sur la région de Poro, ayant eu certainement lieu dans un contexte géodynamique différent. En effet, l'ophiolite de la Nouvelle-Calédonie s'est formée dans **un contexte de ride océanique** avant d'évoluer vers l'environnement supra-subduction qui précéda l'obduction finale sur la ride de Norfolk (Ulrich *et al.*, 2010). Comme explicité plus haut, ces différents contextes sont favorables à la formation de la serpentine.

Orloff (1968) définira une typologie (Figure 62) associée au taux de serpentinisation afin de permettre de nommer les différents faciès : **basal, normal, intermédiaire et supérieur**. Le **faciès gris** étant attribué aux roches ayant subi la serpentinisation de fond océanique.

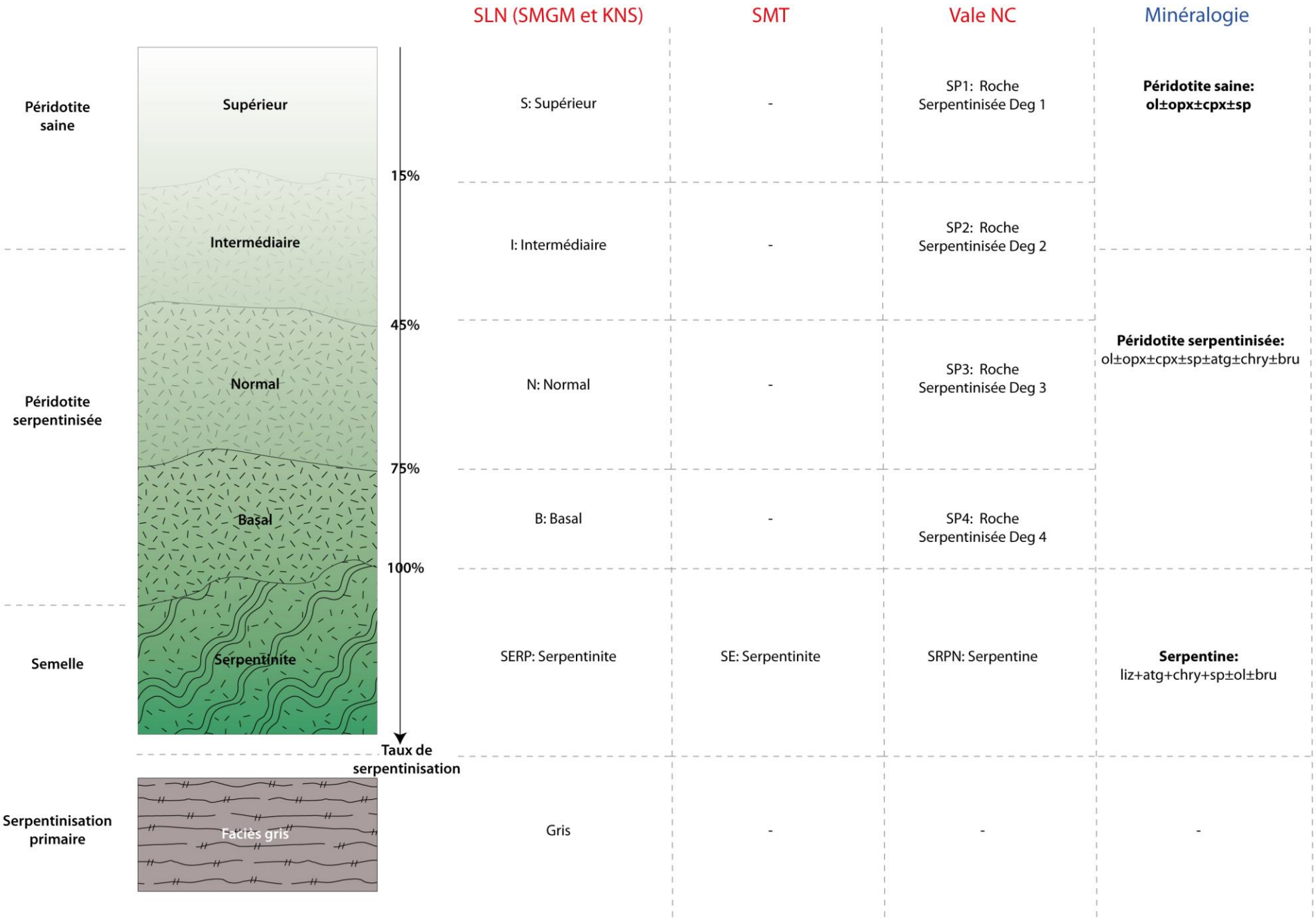


Figure 62 - Degrés de serpentinisation des péridotites, selon Orloff. En rouge, codes correspondants utilisés par différentes sociétés minières. En bleu, minéralogie associée à ces degrés de serpentinisation

2.1.3 Observations de terrain

Les sites miniers de Goro, Tiébaghi, Koniambo et Kopéto-Boulinda permettent d'illustrer la diversité lithologique rencontrée dans la Nappe des Péridotites.

i. *Goro*

À Goro, le bed-rock est représenté par des harzburgites, des dunites, des wehrlites et des gabbros cumulats ; à noter que ces deux derniers faciès n'étaient pas connus sur ce site avant le projet. Les dunites en niveaux plus ou moins continus, en poches ou lentilles sont de plus en plus abondantes à proximité des gabbros et des wehrlites. Ces dernières, localement à plagioclase interstitiel, sont représentées par un faciès rubané ou par de grands cristaux poecilitiques de clinopyroxène englobant les cristaux d'olivine. Les gabbros cumulats sont bien exposés dans la Baie de Prony (Maurizot et al., 2002b). Un réseau relativement dense de veines et veinules altérées a été observé sur le front de taille du chantier Exercice Minier Un équivalent non altéré a été observé au niveau du col Paillard (Figure 63).

Figure 63 - Injection de dyke de gabbro/wehrlite recoupant les harzburgites au niveau du col Paillard. (Photo : J. Jeanpert)

ii. *Le massif de Tiébaghi*

Le Massif de Tiébaghi diffère des autres massifs de péridotite par sa richesse en chromitite et par la diversité des faciès ultramafiques qui le composent. Moutte (Moutte, 1979) y voit une « série différenciée » avec de bas en haut et du Nord-Est au Sud-Ouest, une formation de dunites et harzburgites, des harzburgites à clinopyroxènes, des lherzolites à spinelle avec apparition locale de plagioclase.

Un cortège intrusif important recoupe ce massif. Ces filons, parfois pegmatitiques, sont largement observables à proximité de la laverie de la SLN.

Le profil d'altération recoupé par sondage sur la zone de plateau met en évidence par rapport aux profils des autres massifs, la présence d'un horizon supérieur

acide (HSA) qui correspond à un niveau en smectites en position équivalente à l'horizon de transition, et un horizon de gley, localisé sous l'horizon HSA.

iii. *Le massif du Koniambo*

Les péridotites du Massif du Koniambo sont représentées principalement par des harzburgites. Des intercalations de dunites sous forme de bancs, lentilles ou corps de dimensions centimétriques à pluri-hectométriques sont observées (Maurizot *et al.*, 2002a; Audet, 2009). Les filons de gabbros sont rares sur le massif du Koniambo. Un filon de roches feldspathiques altérées (gabbro ?), orienté NS, et dont l'épaisseur peut atteindre 3 m est signalé dans le secteur de Manguen. Les péridotites de la partie SW du massif sont fortement serpentinisées et représentent un faciès de transition avec la semelle de serpentinites bien exposée à présent dans la baie de Vavouto (Figure 64).

Figure 64 - Vue générale de la semelle de serpentinites mise en évidence lors des travaux d'aménagement de la baie de Vavouto

iv. *Le massif du Kopéto-Boulinda*

Ce massif est constitué de l'ensemble ultrabasique Kopéto, Boulinda et Paéoua. Il comprend essentiellement une masse de péridotite reposant sur une semelle de serpentinite laminée dont l'épaisseur serait de l'ordre de 100 m (Latham, 1975). Les péridotites sont composées principalement de harzburgites à intercalations de dunites.

Les filons recoupant sont visibles à plusieurs endroits du massif, leur fréquence augmente largement à proximité du site du site de Siréis au cœur du massif. Certains de ces faciès intrusifs sont acides (Figure 65).

Sur les premiers replats du Boulinda, Il apparaît que le taux de serpentinisation très élevé du bed-rock est responsable du développement très faible d'un profil d'altération.

Les péridotites du site du Kopéto, d'altitude élevée, sont parmi les moins serpentinisées du territoire. Ainsi, ce faciès sert-il de référence pour le terme « faciès supérieur » utilisé par les mineurs.

Figure 65 - Intrusif à composition acide sur le massif du Boulinda

v. *Le Massif de Poro*

Les roches non altérées du massif de Poro sont représentées principalement par des harzburgites très peu serpentinisées, caractérisées par un réseau de diaclases important qui par altération météorique donne le minerai quadrillé de Poro. Les faciès « intermédiaire » et « normal » caractérisés par un taux de serpentinisation croissant, sont observés sur les bordures Est et Ouest du massif de Poro.

2.2 Les facteurs tectoniques

Frappés par l'aspect souvent filonien, des veines de garniérite prospectées le long des grands accidents affectant les massifs de péridotite, les premiers auteurs (Levat, 1888) les considérèrent initialement comme d'origine hydrothermale. Ce n'est qu'avec la reconnaissance de l'origine supergène des minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie (Glasser, 1903) que d'autres guides de prospection ont dû être élaborés. Comme souligné par Leguéré (1976), **l'altération utilise toujours préférentiellement les plans de discontinuité de la roche.** Dans les péridotites, les plans de discontinuité sont toujours d'origine tectonique (failles, micro-failles, fractures, fentes de tension) à l'exception du rubanement et des filons. Il y a donc un lien direct entre tectonique et altération. Les massifs de péridotite sont découpés par un réseau de fractures pluridirectionnelles dont le rôle en termes de répartition des panneaux d'altérites et de minéralisation a été très rapidement mis en évidence (voir les différents types de piège dans Leguéré, 1976).

Cette partie, consacrée à la structuration de la roche-mère et à son influence sur la genèse des altérites, ainsi que de la distribution des teneurs en Ni et Co, est organisée de façon à rendre compte des différentes échelles d'observation de ces structures :

- **À l'échelle de la Nappe des Péridotites** (donc de la Nouvelle-Calédonie) puisque des travaux récents montrent le rôle de la tectonique sur la distribution et la préservation des péridotites et des altérites associées (Lagabrielle *et al.*, 2005, Lagabrielle et Chauvet, 2008) ;
- **À l'échelle des massifs** à partir les données cartographiques et géomorphologiques existantes et de données de terrains acquises sur différents massifs et différents chantiers. L'exemple du Kopeto-Boulinda sera utilisé pour illustrer le travail réalisé ;
- **À l'échelle d'un chantier minier** en utilisant les données de sondage pour caractériser la structuration du bedrock et tenter de comprendre la distribution des teneurs en Ni et Co.

Un nombre des données structurales importantes a été collecté durant cette thèse. Une fois développé le rôle de la structurale à l'échelle du territoire, nous développerons l'exemple d'un massif, le Kopéto, et de l'étude de ses différents chantiers pour illustrer le travail réalisé. L'intégralité des études des autres massifs peut-être retrouvée dans le rapport final du projet « Nickal » (réalisé en collaboration avec J-E. Winninger, voir Bailly *et al.*, 2014).

2.2.1 A l'échelle de la Nouvelle-Calédonie

Lagabrielle *et al.* (2005), Lagabrielle & Chauvet (2008) replacent les massifs de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie et le Massif du Sud dans deux contextes structuraux différents. Les massifs de la côte ouest forment des klippes isolées dont la bordure Est, orientée N140°. Les autres bordures de ces klippes sont interprétées comme d'origine érosive. Les bordures des massifs de péridotites du Sud de l'île sont, au contraire toujours rectilignes et correspondent à des failles normales qui accommodent **l'extension** et **l'amincissement tectonique** de la Nappe des Péridotites. Dans le modèle proposé par ces auteurs, les péridotites du Nord et du Sud, séparées par une zone de détachement reprise par des failles normales plus tardives (N110 à N140 65-70°SW),

représentent respectivement la partie supérieure et inférieure d'un système en extension (Figure 66 et figure 67).

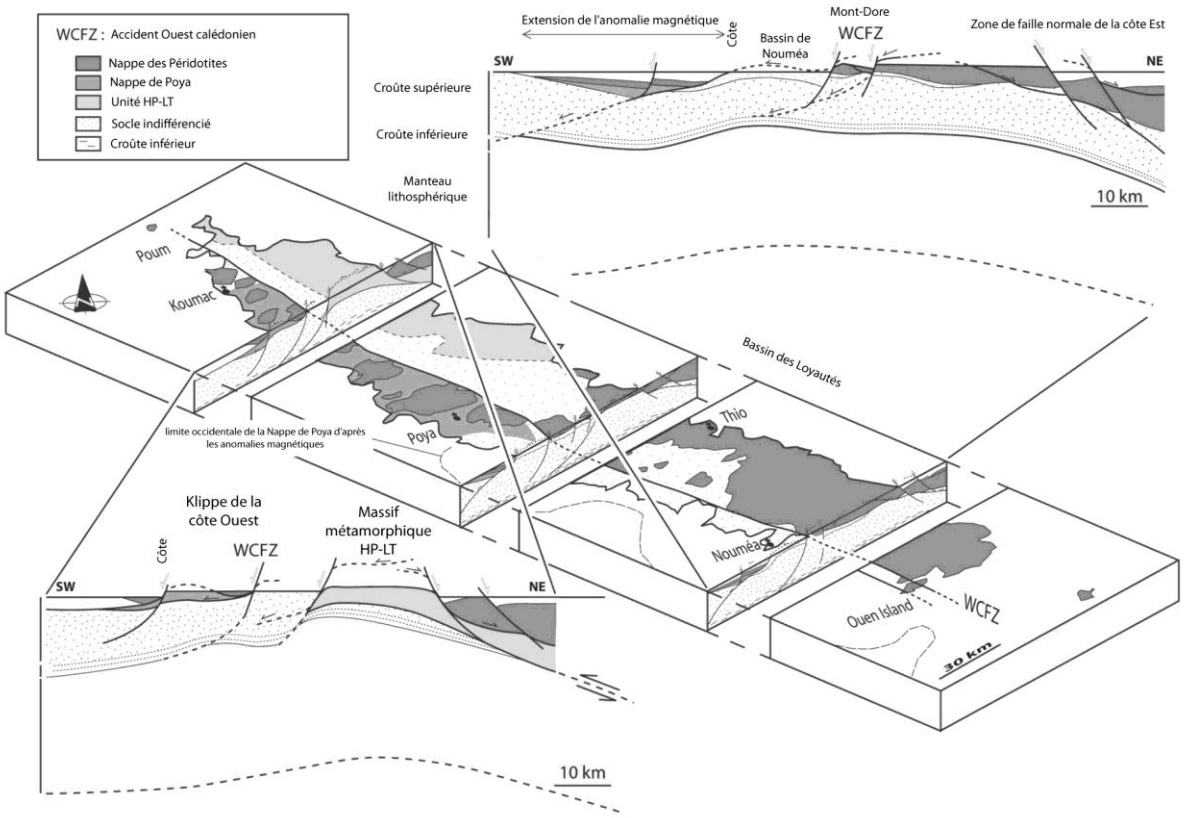


Figure 66 - Schéma synthétique de la Nouvelle-Calédonie et coupes illustrant le rôle des détachements et des failles normales dans la distribution des péridotites et des de leur soubassement (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008)

Le taux de surrection différent entre le Nord et le Sud de l'île est responsable de la configuration actuelle des massifs de péridotite.

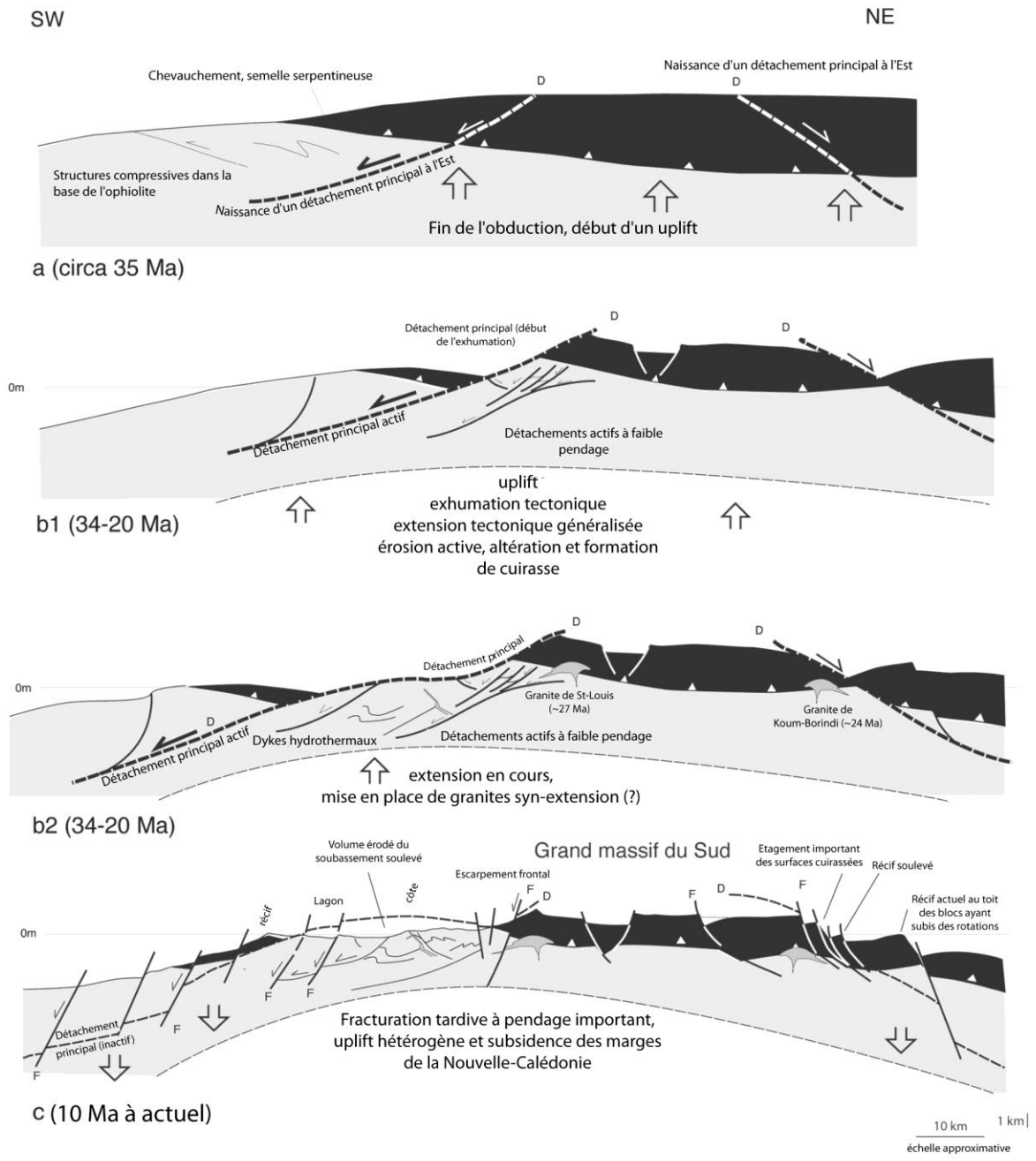


Figure 67 - Scenario possible d'évolution du Sud de la Nouvelle-Calédonie après l'obduction (d'après Lagabrielle et Chauvet, 2008)

L'origine de la tectonique extensive en Nouvelle-Calédonie n'est pas clairement expliquée. La mise en place de granitoïdes (Saint-Louis, Koum) dans le Sud de l'île est interprétée comme le résultat d'un processus de rupture de la plaque en subduction (**slab break-off**) sous la Nouvelle-Calédonie (Cluzel *et al.*, 2005 ; Figure 68), processus capable comme le retrait de la plaque en subduction (**slab roll-back**) de générer des domaines en extension (Schellart *et al.*, 2006a).

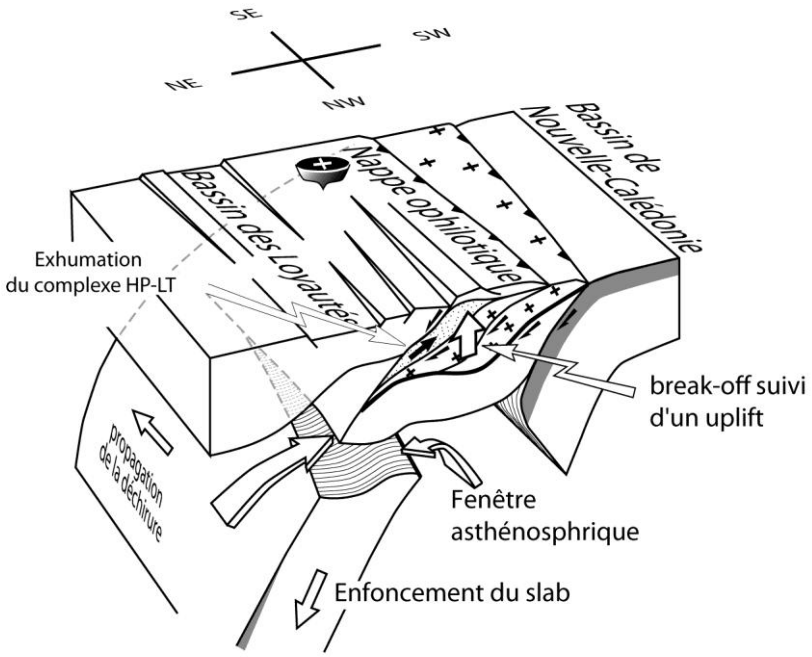


Figure 68 - Modèle du "break-off" du slab associé à la mise en place du granitoïde de Koum-Borindi, ainsi qu'un soulèvementde la Grande Terre, modifié de Cluzel, et al. (2005)

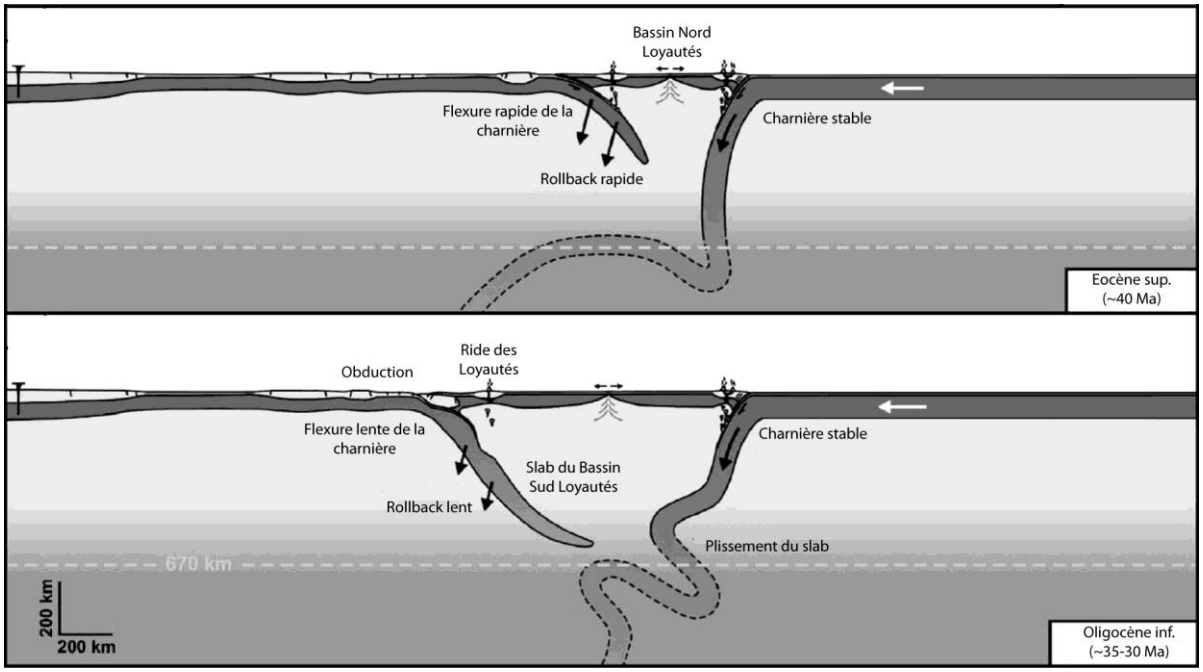


Figure 69 - Modèle du "roll-back" du slab associé à de l'extension. Modifié de Schellart et al. (2006).

C'est principalement à Leguéré (1976) que l'on doit une première synthèse de la tectonique cassante affectant les péridotites de Nouvelle-Calédonie à partir d'études de terrain réalisées sur le Massif du Sud et sur plusieurs massifs de la côte ouest. Plusieurs épisodes de déformation ont été distingués, le premier contemporain de la mise en place des péridotites et plusieurs autres postérieurement. Outre la puissante couche de serpentines matérialisant le plan de chevauchement de la nappe ophiolitique

caractérisée par des failles inverses à faibles pendages, **trois phases de déformation cassante** sont distinguées (Figure 70) :

- *Phase 1* : en compression, avec une direction de raccourcissement orientée N70°E. Les microstructures correspondent à des décrochements. Les familles dextres ont un maximum N10-20°E et un autre N50°E. Une famille conjuguée senestre est orientée N80-90°E ;
- *Phase 2* : en compression avec une direction de raccourcissement orientée N160°E. Les microstructures sont essentiellement des failles inverses orientées N50, N90°E qui reprennent les décrochements de la phase 1. Le réseau de fentes N160°E est probablement lié à cette phase ;
- *Phase 3* : en distension, avec une direction d'allongement N160°E à l'origine d'un réseau de failles normales de direction majeure N50, N90°E.

Les phases 1 et 2 sont postérieures à la mise en place de l'ophiolite donc post Éocène supérieur – Oligocène inférieur. La phase 3 est probablement postérieure au Miocène. Des variations d'orientation de ces différentes phases tectoniques d'un massif à l'autre sont observées. Ainsi, si la direction de raccourcissement N70 (Phase 1) est observée sur les massifs du Koniambo, de Népoui et du Mont Dore, elle prend une orientation N20°E à Tiébaghi, à Thio et dans le massif du Sud. La direction de raccourcissement N160°E (Phase 2) est observée sur pratiquement tous les massifs sauf à Thio et dans le massif du Sud. La direction d'allongement N160°E est absente à Tiébaghi et Thio (allongement N90°E) et dans le massif du Sud (allongement N120°E).

De plus la présence de fractures à remplissage de **nickel supergène syncinématique** (présence de clastes de garniérite dans des zones à brèches) montre que, durant le Néogène, la tectonique active, marquée souvent par la réactivation des anciennes failles citées ci-dessus, et l'altération sous climat tropical ont agi simultanément (Cluzel et Vigier, 2008). Cette tectonique active n'a pas seulement accentué l'altération des péridotites en facilitant la circulation des eaux météoriques, mais elle a également contribué à la concentration du nickel en créant de nouvelles zones d'ouverture, les boxwork à garniérite (appelé aussi minerai quadrillé par les mineurs) qui sont interprétés comme des phénomènes de dilatation survenant à proximité des extrémités des failles normales ou au niveau d'une zone de relais entre deux failles en échelon. La tectonique a probablement remobilisé des phases minérales nickélifères déjà formées et disséminées pour finalement aboutir à des minerais de très haute teneur (Cluzel et Vigier, 2008).

Ces auteurs montrent également que les structures précoces relativement pentées, recoupant les péridotites et les différents profils d'altération, peuvent entrainer des **détachements gravitaires** (failles « courbes/plates ») par accommodation de la rupture de pente, ce qui par conséquent, mettra en contact une double épaisseur de latérite, pouvant constituer une cible stratégique pour les mineurs si ces dernières sont minéralisées. Genna (Genna *et al.*, 2005a; Genna *et al.*, 2005b) montrera que ces effondrements sont associés à **un réseau de fractures hydrauliques de type « *crack-seal*[11] »**.

[11] Ceines du type fentes de tension mais de nature hydraulique.

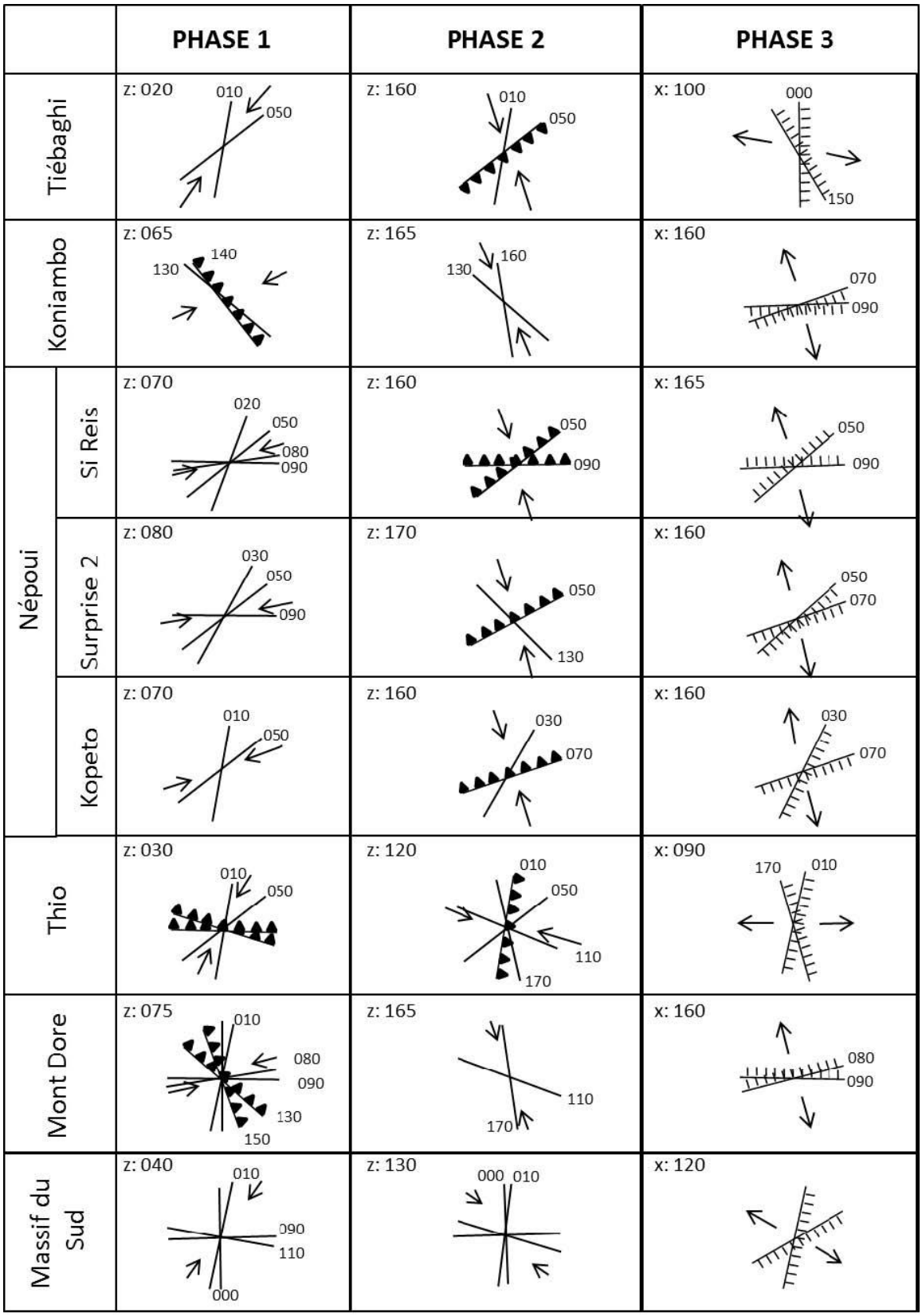


Figure 70 - Les principales phases tectoniques affectant la Nouvelle-Calédonie (d'après Leguéré, 1976).

2.2.2 A l'échelle des sites miniers

i. *Méthodologie*

Dans un premier temps, **une analyse linéamentaire** des massifs étudiés a été réalisée afin de dégager les orientations préférentielles des grandes structures découpant les massifs. En général, les linéaments ont été tracés à partir des lignes de crêtes, bien visibles sur les MNT (Modèle Numérique de Terrain) de chaque massif.

Sur le terrain, **toutes les discontinuités**, qu'elles soient tectoniques (failles, diaclases, etc.) ou lithologiques (rubanement, foliation, cortège intrusif, etc.), ont été mesurées. En couplant ces mesures à l'identification par linéament, des **familles d'orientation** ont pu être mises en évidence.

Les données structurales recueillies ont été projetées sur le canevas de Schmidt (projection équiaérale, hémisphère inférieur), faisant ainsi ressortir les directions et pendages moyens de ces grandes familles. Les projections stéréographiques présentées ont été réalisées à l'aide des logiciels Stereonet 7© et Géorient©. Le diagramme de densité est créé à partir des pôles des plans. Lorsque le nombre de données structurales récoltées est faible, seuls les pôles de plans sont représentés. La rose des vents indique la direction moyenne par grande famille de discontinuités tectoniques ou lithologiques.

La succession de phases tectoniques qui a affecté la Grande Terre depuis la convergence de la Ride de Norfolk et de la Nappe des Péridotites, semble avoir joué un grand rôle dans le contrôle de la minéralisation supergène de nickel. Par conséquent, l'identification de la **cinématique des failles** a systématiquement été réalisée lorsqu'elle était visible.

Par ailleurs, le **rubanement** et la **foliation** ont également été mesurés systématiquement sur le terrain lorsqu'ils étaient visibles afin de déceler un éventuel basculement tectonique post-obduction du site étudié.

Le terme général de « fracture » désigne, dans cette étude, toutes discontinuités tectoniques ayant affecté la roche (failles et diaclases).

Après avoir identifié et défini les grandes familles de fractures par site, différents **ordres** ont été attribués à ces familles. Ces ordres sont définis de manière relative, sur une échelle de 1 à 3.

L'ordre 1 **correspond aux structures principales contrôlant la minéralisation nickélifère. Ces structures ne sont ni les plus minéralisées ni les plus fréquentes, mais elles correspondent à de grands plans contrôlant les fosses d'exploitation.** En effet, d'après l'observation faite sur les différents sites miniers, ces structures ont guidé les mineurs dans la réalisation des travaux. **Les fosses sont très souvent orientées selon la direction de ces structures.** En d'autres termes, elles forment les pièges du minerai nickélifère.

L'ordre 2 **a été attribué aux structures les plus minéralisées et les plus fréquentes à l'affleurement.** Ces plans redistribuent, au sein du piège lui-même, le stock de nickel accumulé par les discontinuités d'ordre 1.

L'ordre 3 a été assigné aux plans les moins développés à l'affleurement. Ces structures semblent ne pas avoir de contrôle sur les fosses d'exploitation. En revanche, ce réseau peut être légèrement minéralisé.

Une fois ces ordres établis par famille, une **typologie des pièges structuraux** du minerai nickélifère a pu être mise en évidence.

ii. *Exemple du Kopéto*

À grande échelle, le massif est marqué dans sa partie centrale par un couloir majeur orienté ESE-WNW. D'autres alignements, beaucoup plus fréquents et d'orientation N-S, découpent également la zone. De plus, la partie Est de cette klippe semble affectée par des structures orientées NE-SW qui tendent à disparaitre dans la partie ouest du massif.

À partir de cette analyse linéamentaire, il était intéressant de voir si ces orientations correspondaient à des réseaux de fracturation présents à l'échelle de l'affleurement. Quatre chantiers, répartis sur l'ensemble du massif, ont donc été visités (Figure 71) :

- Bégonia (fosses 1 et 2) ;
- Blanche ;
- Iris Païdi.

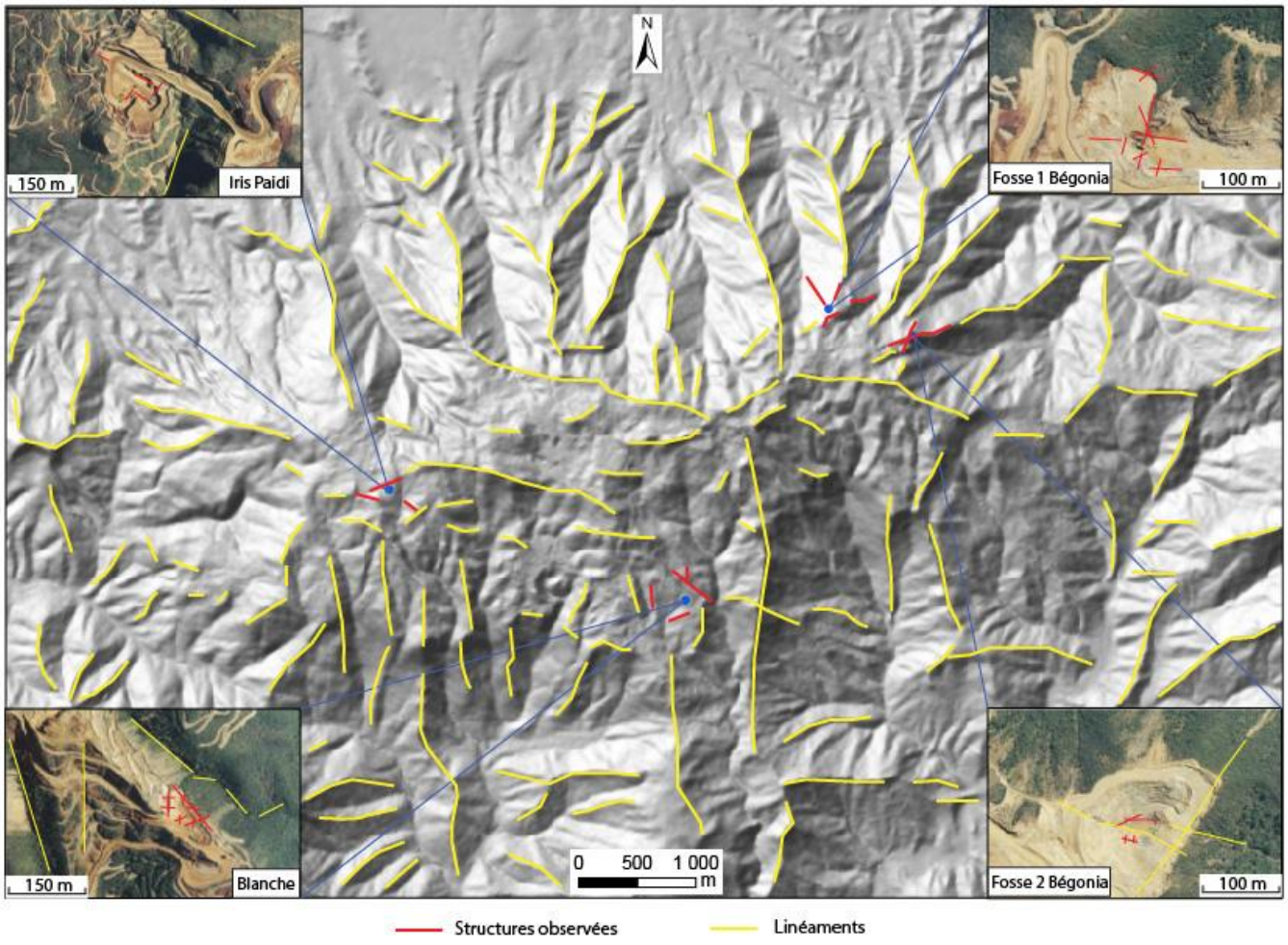


Figure 71 - Massif de Kopéto. Identification des structures linéamentaires à partir du MNT du massif.

Rubanement, foliation : La foliation étant parallèle au rubanement sur ce massif, nous les nommerons $S_{0\text{-}1}$. Le rubanement, marqué par l'alternance de dunites et de harzburgites, ou encore la présence de lits de pyroxénite, est relativement constant en direction et en pendage sur l'ensemble du site, à l'exception de celui mesuré dans la fosse 1 du site Bégonia où $S_{0\text{-}1}$ affiche un pendage de 60° vers le SW (Tableau 5),

traduisant un affaissement possible du secteur. La projection stéréographique est présentée dans la figure 72. À l'échelle du massif, l'orientation moyenne du rubanement est N150° avec un pendage moyen de 40° vers le SW.

Tableau 5 - Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyens de S_{0-1} par chantier et à l'échelle du massif, la faible quantité de mesure sur Iris Païdi ne nous permet pas de dégager des moyennes

	Azimuth moyen	***Pendage moyen***	***Direction pendage***
Bégonia (fosse 1)	N 141°	61°	SW
Bégonia (fosse 2)	N 158°	37°	SW
Blanche	N 136°	32°	SW
Massif de Kopéto	**N 150°**	**40°**	**SW**

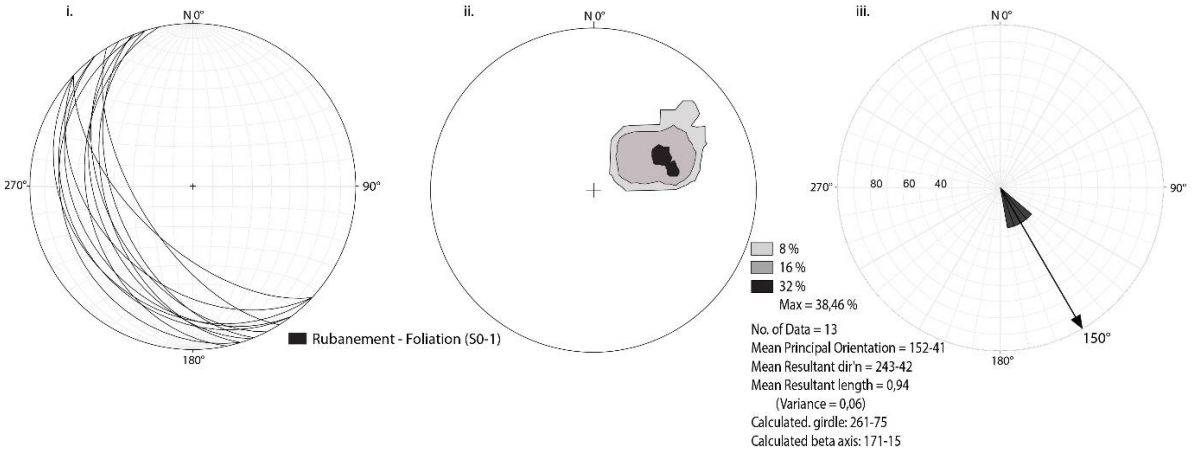


Figure 72 - Massif de Kopéto. Projection stéréographique du rubanement et de la foliation à l'échelle du massif sur le canevas de Schmidt. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Diagramme de densité, iii) Rose des vents.

Failles et filons : Dans un premier temps, seuls les plans de fracturation présentant une cinématique et les filons seront étudiés. Les données concernant l'ensemble des plans de fracturation mesurés seront présentées par la suite et par chantier.

Deux grandes phases tectoniques ont pu être observées sur le massif, à savoir **une phase extensive** (Figure 73a) et **une phase compressive** (Figure 73b). Les phases de décrochement (Figure 73c) ont été représentées à part ainsi que les failles présentant un sens de déplacement non identifié (Figure 73d).

La tectonique extensive est représentée par des failles normales. Leur orientation varie d'un chantier à l'autre ainsi que leur pendage. La fosse 1 de Bégonia est marquée par des structures N-S à pendage ouest alors que la fosse 2 et Blanche présentent plutôt des structures E-W (N100°) à pendage nord et sud. **Cette tectonique extensive vient parfois réutiliser de grandes structures décrochantes à fort pendage.** En effet, il n'est pas rare d'observer sur le terrain des plans portant **deux générations de stries**, **les plus récentes étant généralement marquées par de la silice, deweylite ou garniérite, striées selon un mouvement normal**, et **les plus**

anciennes, par de la serpentine (antigorite, lizardite) striée subhorizontalement. Des mouvements composites ont également été observés, signe que l'extension à parfois joué en décrochement. La phase compressive est représentée quant à elle par des failles inverses orientées principalement N170° sur le secteur Bégonia (fosses 1 et 2) et N40° sur le site Blanche (Figure 73b). La valeur du pendage est variable, mais les structures pendent principalement vers l'Est à l'exception de celles mesurées dans la fosse 1 de Bégonia. Cependant, une seule faille inverse a pu être mesurée dans cette fosse, ce qui est peu représentatif. Les décrochements sont principalement orientés NE-SW quel que soit le chantier étudié (Figure 73c). Leur pendage est soit subvertical, soit moyennement penté vers le SE. Les données, concernant les failles à cinématique indéterminée, montrent également cette orientation (Figure 73d).

A ce stade de l'étude, trois orientations majeures ont donc pu être mise en évidence à l'échelle de ce massif, à savoir N0°, N45° et N100°. Il semble important de noter que cette dernière orientation semble liée principalement à la tectonique extensive. **Ce réseau N100° semble avoir un lien avec la structure découpant le massif dans sa partie centrale, observée lors de l'analyse linéamentaire**.

Les filons semblent peu abondants au Kopéto. Seul un dyke de pyroxénite a pu être observé dans la fosse 1 de Bégonia. Le filon présente une orientation de N153° - 40° SW (Figure 74). Malgré le fait qu'il recoupait la foliation marquée par l'alignement des pyroxènes au sein de la harzburgite, l'orientation et le pendage de ce filon reste relativement proche de ceux mesuré pour $S_{0\text{-}1}$ dans cette fosse, à savoir N150°, 60° SW. L'intérêt de ce filon est qu'il est affecté par des fentes de tensions minéralisées en garniérite (Figure 75). Notons que ces fentes n'affectent pas la harzburgite encaissante. La direction de raccourcissement est orientées NE-SW, ce qui est concordant avec l'orientation de la faille inverse mesurée sur ce site (N173°, 45°W). **La minéralisation en nickel est donc bien postérieure à la tectonique compressive ayant affecté le massif puisqu'elle semble réutiliser le réseau créé par cette dernière.**

Un réseau de filonnets formés par de la serpentine noire a pu être mesuré. Ce réseau semble primaire, mais son orientation reste relativement variable. Une direction moyenne de N153° a tout de même été identifiée (Figure 74). Par ailleurs, des petits filonnets de serpentine minéralisés au cœur par de la garniérite ont également été observés (Figure 74). Leur direction suit les grandes orientations déterminées précédemment, à savoir N43° et N100°.

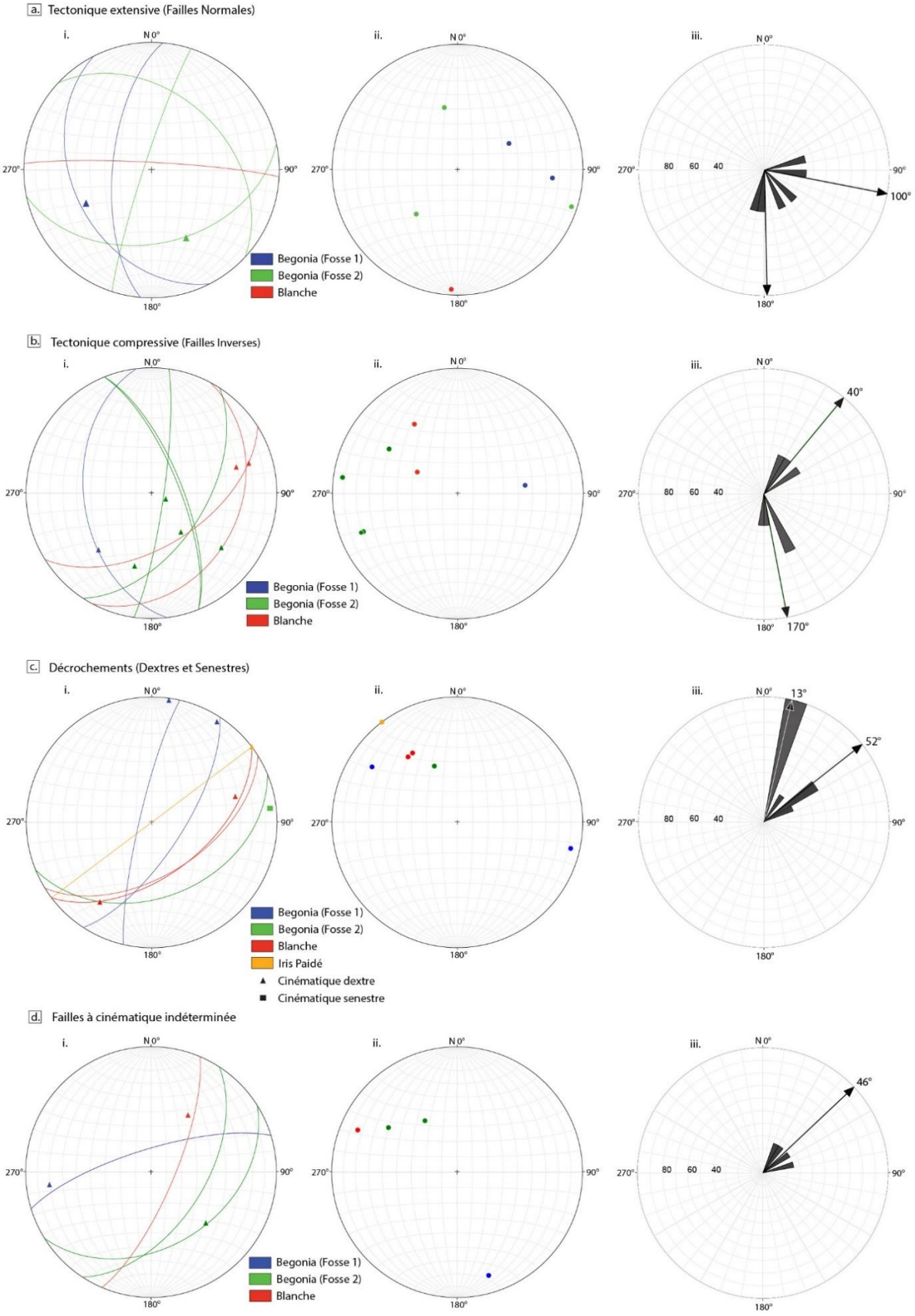


Figure 73 - Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des différents types de failles rencontrés. i) Projection des plans (grand cercle) et des stries, ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

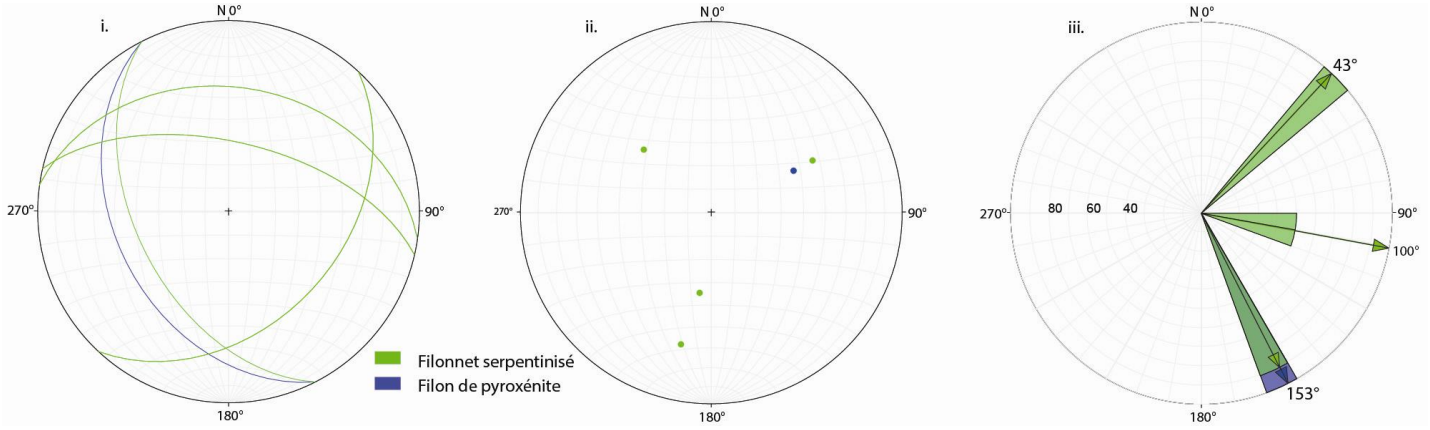


Figure 74 - Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt des filons et filonnets serpentineux rencontrés sur le massif. i) Projection des plans (grand cercle), ii) Projection des pôles de plans, iii) Rose des vents (direction moyenne par famille de plans).

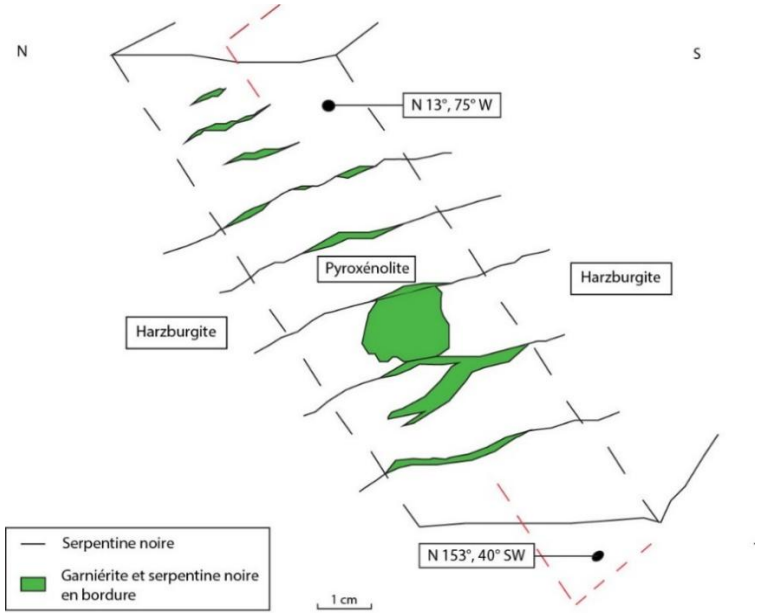


Figure 75 – Schéma d'un exemple de fentes de tension serpentinisées en bordure et à remplissage de garniérite se développant au sein d'un filon de pyroxénite serpentinisé.

Fracturation et minéralisation supergène : Dans cette partie, chaque chantier sera étudié indépendamment. Les grandes familles de plans de fracturation (diaclases et failles comprises) seront ainsi identifiées par chantier. Suivant l'orientation de la fosse et du degré de minéralisation des différentes familles, un ordre leur sera attribué.

Chantier Bégonia (fosse 1) : La fosse 1 du secteur bégonia est affectée par quatre grands réseaux de fracturation, comme les trois autres chantiers visités. Le tableau 6 récapitule les directions moyennes ainsi que les pendages moyens de chaque famille. Les projections stéréographiques sont présentées dans la figure 76. Ces quatre directions majeures sont N15°, N75°, N120° et N150°. Les N15° sont les plus marquées à

l'échelle de la fosse, elles structurent l'affleurement. Ceci concorderait avec l'analyse linéamentaire présentée précédemment. Les plans N15° pendent aussi bien à l'ouest qu'à l'est d'environ 65-70°. Une majorité des structures orientées N120° pend vers le NE d'une cinquantaine de degrés. Les réseaux N76° et N150° sont beaucoup moins développés.

L'ensemble de ces familles est affecté par la minéralisation supergène, que ce soit en nickel ou en silice/magnésium (Figure 76b,c), à l'exception de la famille N150° qui ne contient pas de nickel. En revanche, cette dernière semble contrôler un couloir d'altération au sein de la fosse. Ceci montre donc que l'ensemble du réseau de fracturation a été utilisé par la minéralisation supergène, et contrôle ce dernier.

Les plans N120° semblent structurer la fosse et les structures N15° sont les plus présentes à l'affleurement (diagrammes de densité de la figure 76). Nous leur attribuerons donc respectivement l'ordre 1 et 2. L'ordre 3 est attribué aux structures N75°. Elles sont légèrement moins minéralisées et moins développées que les deux autres. Un schéma structural simplifié de la fosse est illustré dans la figure 77.

Tableau 6 - Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plan de fracturation.

Bégonia (Fosse 1)		
Azimuth moyen	**Pendage moyen**	**Direction pendage**
N15°	70°	W
	64°	E
N 76°	74°	NW
	60°	SE
N119°	53°	NE
	42°	SW
N 150°	36°	SW

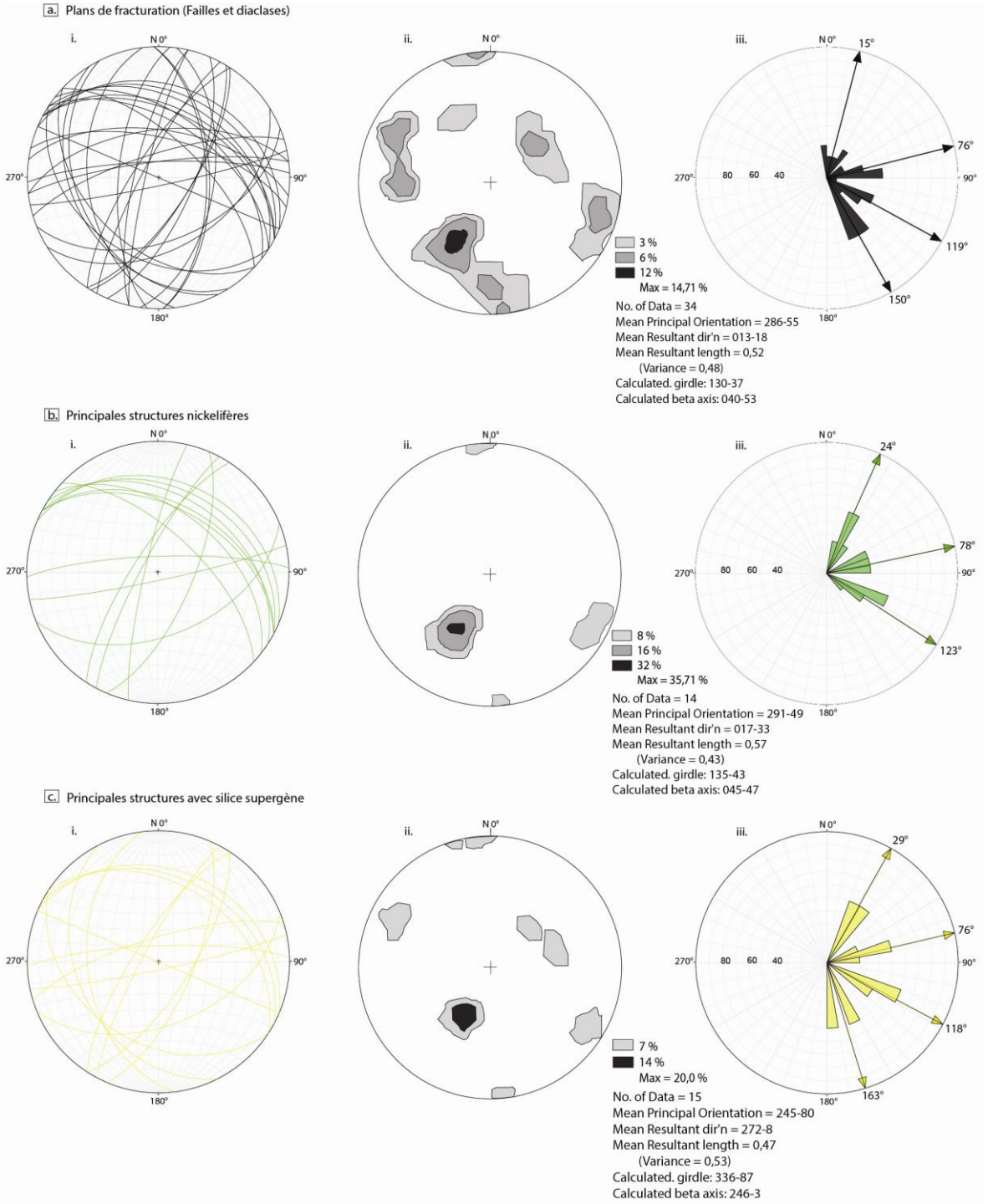


Figure 76 - Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesurés (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents

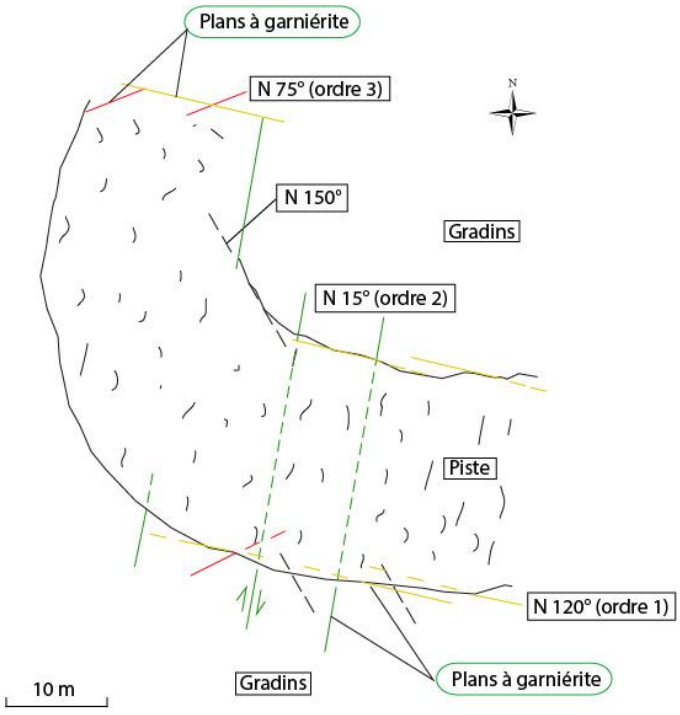


Figure 77 - Fosse 1, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse

Le type de piège de ce chantier semble être **un sillon**, matérialisé par les structures N120° et recoupé par les trois autres réseaux de fracturation.

Chantier Bégonia (fosse 2) : La fosse 2 du secteur Bégonia est également affectée par quatre grands réseaux de fracturation. Les projections stéréographiques sont présentées dans la figure 78. Le tableau 7 récapitule les directions moyennes ainsi que les pendages moyens de chaque famille. Ces quatre directions majeures sont N20°, N70°, N100° et N140°ce qui est relativement proche de celles observées dans la fosse 1. L'ensemble des familles rencontrées sont minéralisées en nickel et en silice, comme au niveau de l'autre carrière de Bégonia (Figure 78b,c).

Cette fosse semble être contrôlée au nord par un grand plan N70° pendant de 40° vers le SE. Cette structure est minéralisée par de la lizardite et de la deweylite striée respectivement selon un décrochement senestre et un mouvement normal (Figure 79). Nous lui attribuerons donc l'ordre 1.

Les structures N100° semblent également jouer un rôle important dans le contrôle de la fosse. Cette famille, moyennement minéralisée, semble contrôler la fosse dans sa partie NE et S. L'ordre 1 lui a donc également été assigné. Notons que ces structures pendent moyennement vers le sud dans la partie nord de la fosse alors que dans la partie sud, leur pendage est plus abrupt et orienté vers le nord.

Les plans orientés N20° sont très abondants dans ce chantier (diagrammes de densité de la figure 78). En effet, la fosse étant orientée E-W, ces structures sont bien marquées à l'affleurement. Ces plans, généralement subverticaux, sont très minéralisés, mais ne semblent pas avoir guidé les mineurs lors de l'exploitation de cette fosse. Nous leur attribuerons l'ordre 2. L'ordre 3 est attribué aux structures orientées N140°. En effet, ces dernières sont moins marquées et peu minéralisées.

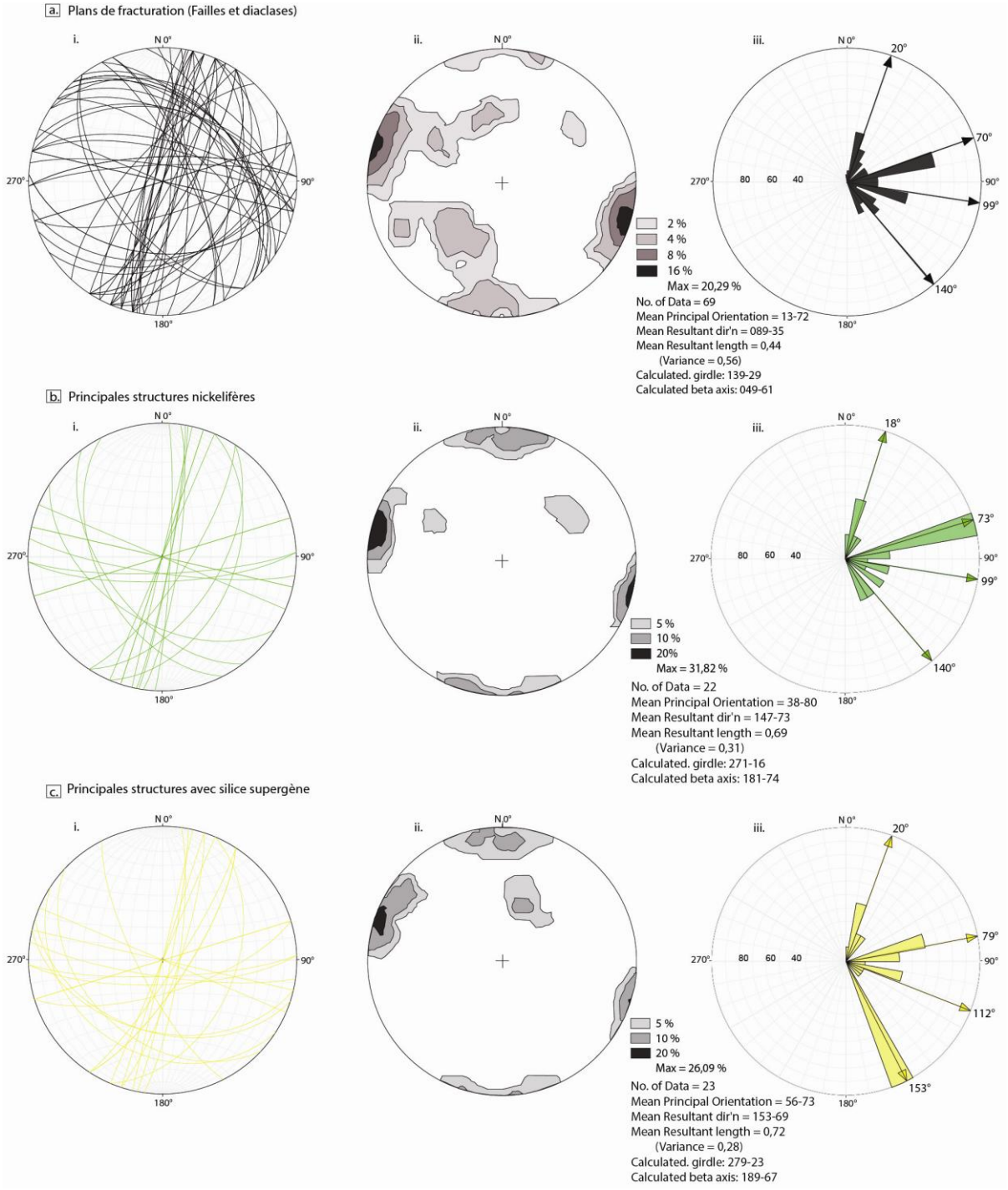


Figure 78 - Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesurés (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents

Tableau 7 - Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plan de fracturation

Bégonia (Fosse 2)		
Azimuth moyen	**Pendage moyen**	**Direction pendage**
N 20°	83°	W
	70°	E
N 70°	62°	SE
N 99°	73°	N
	45°	S
N 140°	50°	NE
	58°	SW

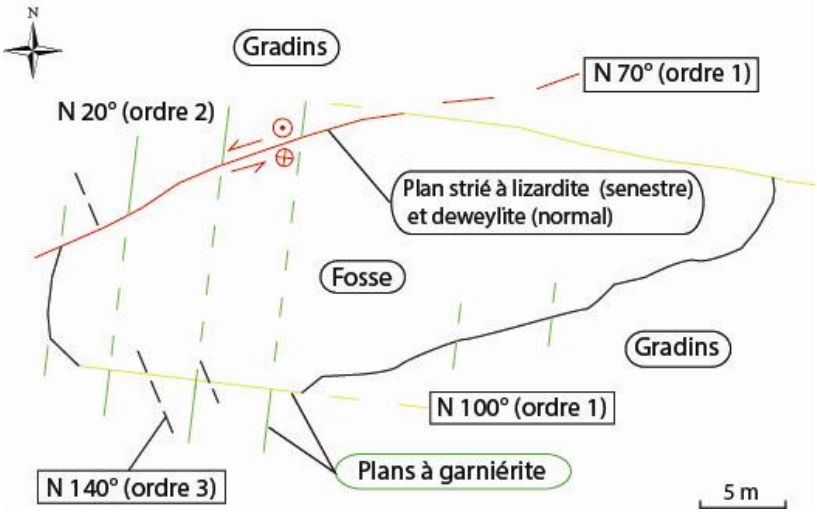


Figure 79 - Fosse 2, chantier Bégonia, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse

Le type de piège de ce chantier pourrait correspondre à **un dièdre**, matérialisé dans sa partie nord par des structures orientées plus ou moins E-W et moyennement pentées vers le sud, et dans sa partie sud par des plans E-W relativement abrupts, le tout formant un dièdre dissymétrique.

Chantier Blanche : Sur le chantier Blanche, on retrouve les quatre grands réseaux de fracturation, à savoir N7°, N46°, N91° et N134°. Les projections stéréographiques sont présentées dans la figure 80. Le tableau 8 récapitule les directions moyennes ainsi que les pendages moyens de chaque famille.

Contrairement aux autres chantiers visités, un réseau N46° à pendage SE est bien marqué dans la partie sud de la fosse. Les structures N-S et E-W sont également bien développées. Ces derniers sont relativement pentées et découpent bien la carrière orientée NW-SE (Figure 80). Le réseau N134° est principalement localisé sur la bordure Est de la fosse, ce qui est concordant avec l'analyse linéamentaire présentée précédemment. Ces structures ainsi que le réseau N-S pendent aussi bien à l'est qu'à l'ouest.

Tout comme sur les autres sites d'étude, la minéralisation en nickel et en silice/magnésium a affecté l'ensemble du réseau de fracturation (Figure 80b,c). Seuls les

plans orientés N134° semblent ne pas avoir subi un remplissage par la silice et le magnésium.

La fosse semble contrôlée à l'ouest par un grand plan serpentinisé à fort pendage vers l'est. Ce réseau N-S est bien minéralisé, l'ordre 1 lui sera par conséquent attribué comme pour le réseau N134°, également très minéralisé, et qui semble structurer la partie Est de la carrière. L'ordre 2 est donné aux structures orientées N46°. En effet, ces dernières sont riches en nickel et semblent correspondre à des alignements majeurs dans le secteur (Figure 71).

Nous attribuerons l'ordre 3 au réseau E-W sur le site de Blanche. Même si ces structures sont bien développées et minéralisées, aucun alignement préférentiel E-W n'a été déterminé sur cette portion du Kopéto. De plus, ces structures semblent ne pas avoir guidé les mineurs lors de la réalisation de la carrière.

Cette fosse n'est ni structurée par des plans à pendage opposé (type dièdre), ni par des structures abruptes pseudo-parallèles (type sillon). Par conséquent, le type de piège envisagé pour cette carrière pourrait correspondre à **une grande faille courbe ou plate**, présente en profondeur, et dont la base n'aurait pas été atteinte.

Tableau 8 - Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plans de fracturation

Blanche		
Azimuth moyen	**Pendage moyen**	**Direction pendage**
N 7°	68°	W
	75°	E
N 46°	58°	SE
N 91°	74°	N
	49°	S
N 134°	58°	NE
	68°	SW

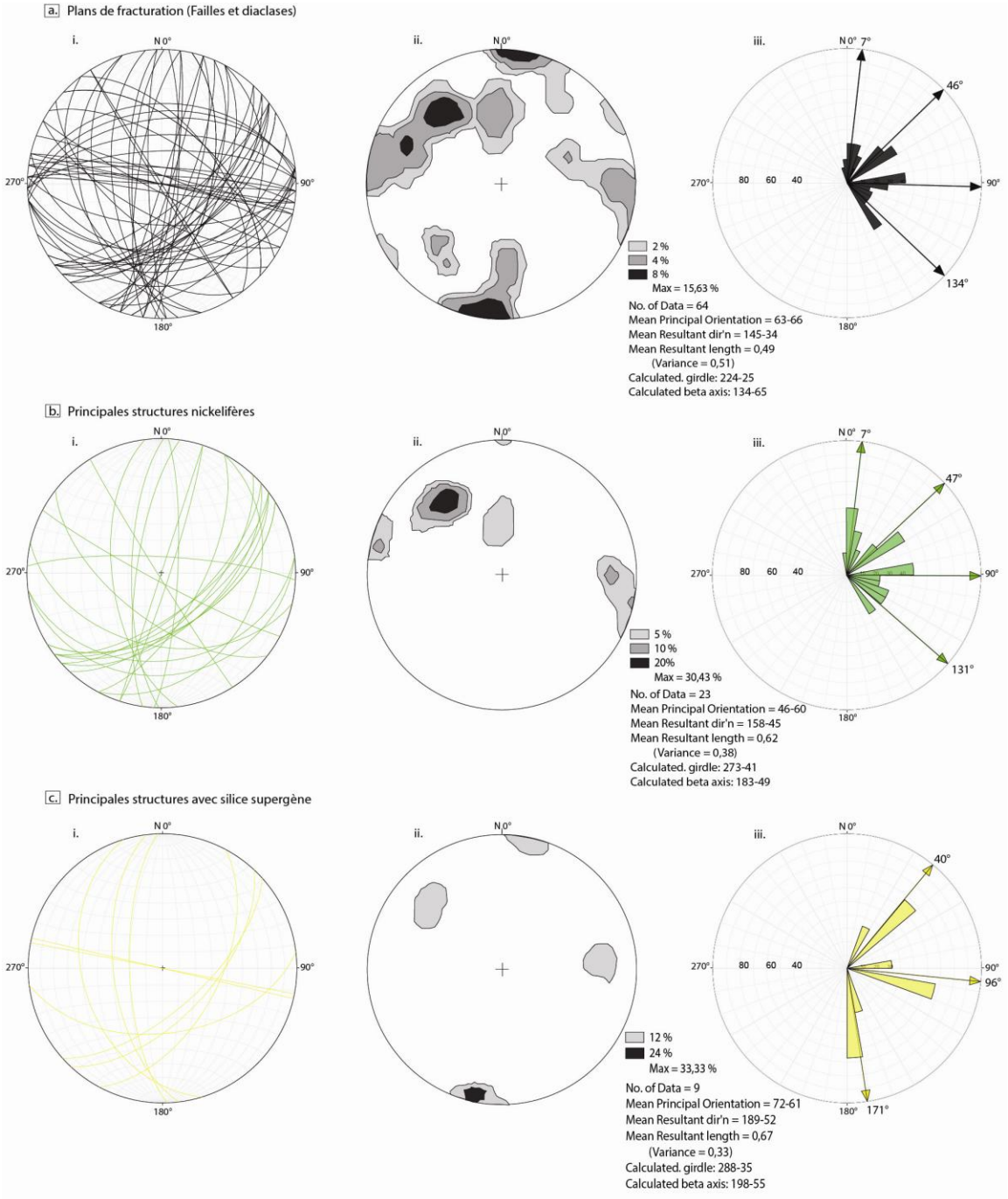


Figure 80 - Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents

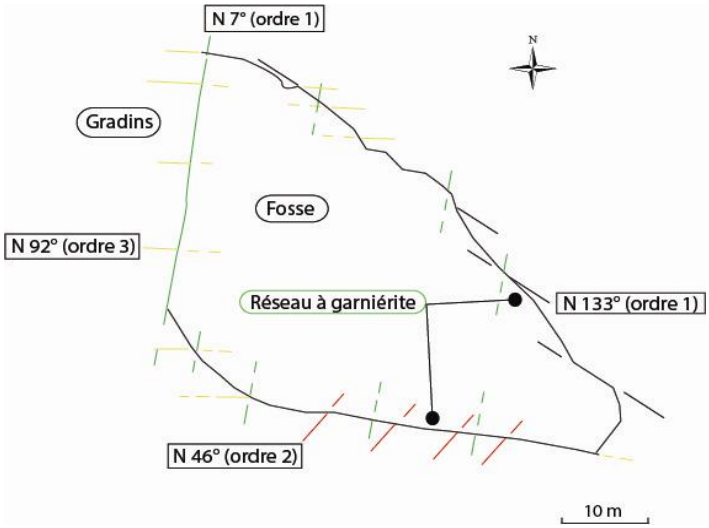


Figure 81 - Chantier Blanche, Massif de Kopéto. Schéma structural de la fosse

Chantier Iris Païdi : À la différence des autres sites, Iris Païdi est un chantier beaucoup plus riche en latérites. La visibilité de l'horizon saprolitique étant beaucoup plus limitée sur cette portion du massif, le nombre de données structurales récolté est moins important. Il est cependant intéressant de noter, que des diaclases à silice, relativement bien conservées, ont été retrouvées au sein des latérites jaunes. Ces structures tendent à prendre une couleur plutôt sombre et à s'horizontaliser du fait d'un phénomène de tassement. Perdant ainsi leur orientation originelle, ces structures n'ont cependant pas été mesurées.

La carrière d'Iris Païdi présente, comme les autres chantiers, quatre grands réseaux de fracturation. Les projections stéréographiques sont présentées dans la figure 82. Le tableau 9 récapitule les directions moyennes ainsi que les pendages moyens de chaque famille. Ces quatre grandes directions sont N16°, N58°, N111° et N139°. L'analyse des linéaments (Figure 71) ainsi que les projections stéréographiques montrent cependant une dominance des structures N139°. Seuls ces plans étaient minéralisés dans la fosse (Figure 82). L'ordre 1 leur est donc attribué.

Le type de piège de cette fosse semble donc correspondre à un dièdre orienté NW-SE, formé par des structures pentées d'environ 50° vers le NE et le SW. La faible quantité des mesures réalisées sur ce site peut cependant rendre cette interprétation non représentative.

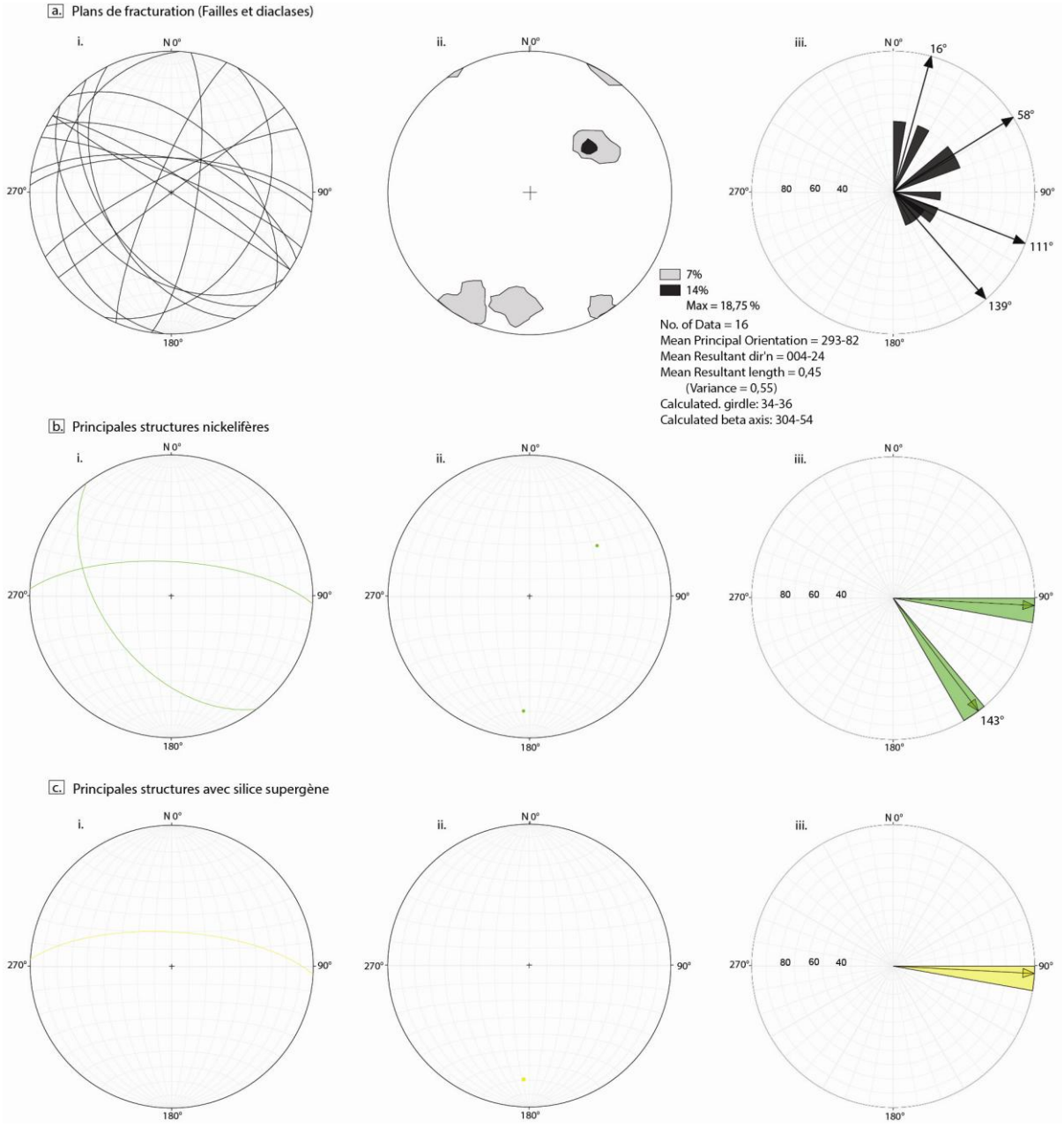


Figure 82 - Chantier Iris Païdi, Massif de Kopéto. Projection stéréographique sur le canevas de Schmidt. (a) De l'ensemble des plans de fracturation mesuré (Failles et diaclases), (b) Des principales structures nickélifères, (c) Des principales structures avec remplissage de silice supergène. i) Projection des plans (grand cercle), ii) diagramme de densité, iii) rose des vents

Tableau 9 - Chantier Iris Païdi, Massif de Kopéto. Azimuth et pendage moyen par grande famille de plans de fracturation

Iris Païdi		
Azimuth moyen	**Pendage moyen**	**Direction pendage**
N 16°	50°	W
	55°	E
N 58°	85°	NW
N 111°	76°	N
N 139°	50°	NE
	47°	SW

iii. *Conclusion*

L'analyse des linéaments à partir des photographies aériennes du massif du Kopéto a permis dans un premier temps de faire ressortir les grands alignements affectant le massif. Ces orientations majeures se sont retrouvées lors de l'étude structurale. Quatre directions majeures ont pu être mises en évidence quel que soit le site étudié : N15°, N40°-70°, N105° et N140°.

Par chantier, des ordres, établis de manière relative sur une échelle de 1 à 3, ont ensuite été attribués à ces différentes « familles » de direction préférentielle en fonction de leur potentiel à contrôler les minéralisations en nickel supergène.

Les ordres établis pour un réseau de fracturation varient d'un chantier à l'autre de même que la typologie effectuée pour les pièges. Cependant, à l'échelle du massif, les structures orientées globalement EW semblent avoir un contrôle majeur sur la minéralisation nickélifère du Kopéto. En effet, les chantiers semblent contrôlés par des successions de dièdres ou coins structuraux alignés le long du grand couloir linéamentaire orienté WNW-ESE.

Cette méthodologie a été reproduite sur de nombreux sites. Les résultats obtenus sont compilés dans le tableau 10.

		Ordre 1	Ordre 2	Ordre 3	Type de piège
Kopéto (SLN)	Bégonia (Fosse 1)	N120°	N15°	N75°	Sillon NW-SE
	Bégonia (Fosse 2)	N70° N100°	N20°	N140°	Dièdre E-W
	Blanche	N5° N130°	N45°	N90°	Structure oblique - «plate» ?
	Iris Païdi	N125°			Dièdre NW-SE
Koniambo (KNS)	Trazy	N120°	N100°	N20°	Structure oblique - «plate» NW-SE
Poro (CFTMC-SLN)	Fosse Stanislas	N15°	N100°	N135°	Dièdre NNE-SSW
Nakéty	Euréka (NMC)	N125°	N35° N125°	N5° N85°	Structure oblique - «plate» NW-SE
	Fosse ABC (SMT)	N130°	N55°	N175° N90°	Dièdre NW-SE
Massif du Sud	Dunite 78	N90°	N0° N55°	N130°	Structure abrupte (Failles-Filons) recoupée par structure oblique - «plate» E-W

Structures dont l'orientation du pendage varie

Tableau 10 - Ordre des structures et type de piège définis pour chaque site d'étude

On constate qu'à l'échelle des massifs on a toujours les mêmes familles de fractures, mais que leur ordre d'importance quant au contrôle de la minéralisation, n'est pas toujours le même. Tantôt c'est la famille NW SE qui domine, tantôt son conjugué. Cela montre bien que **la préstructuration joue un rôle majeur mais que la minéralisation est indépendante de telle ou telle direction et obéit à d'autres facteurs. Autrement dit, la minéralisation est contrainte en partie par la pré-structuration mais présente un certain degré d'indépendance par rapport à celle-ci.**

2.2.3 Typologie des pièges structuraux

L'influence de la structuration du bed-rock sur la distribution des minéralisations nickélifères garniéritiques a été démontrée par les travaux de Leguéré (1976) et appuyée par cette étude. **Cette structuration liée aux grands accidents tectoniques et à un degré moindre au rubanement des péridotites, guide le développement de l'altération supergène à l'origine des minéralisations en Ni.** Le rôle de la fracturation sur la distribution des minéralisations dans l'horizon latéritique et plus difficilement identifiable en raison de la disparition des grands accidents dans cet horizon meuble et plastique.

Par ailleurs, guidée par le fait que les bas-fonds étaient généralement le lieu de rencontre des plus fortes épaisseurs de minerai saprolitique, les mineurs ont eu le

besoin de mieux comprendre l'origine et l'organisation des irrégularités du bedrock et ceci, afin de mieux appréhender la répartition des minerais latéritiques au sein des profils d'altération sus-jacents et de cerner les facteurs contrôlant la mise en place de ces « minéralisations ».

Les mineurs avaient pour habitude de distinguer trois grands types de piège, à savoir les sillons, les dièdres et les dolines. Ces différents termes ont été réutilisés dans la typologie. Par ailleurs, l'idée que les structures « courbes-plates[12] » agissaient comme des écrans a toujours été présente dans l'esprit des mineurs calédoniens. Leur rôle dans le contrôle de la minéralisation et de l'altération semble, en revanche, plus complexe et ne peut se limiter à cette simple définition. Dans cette partie, ces structures seront présentées plus précisément ainsi que les autres types de pièges. D'autres paramètres, qui semblent avoir un rôle relativement important dans le contrôle de la minéralisation et de l'altération, seront également abordés.

i. *Les dièdres – Sillons*

Les **dièdres** sont formés par **des failles serpentinisées et/ou silicifiées, et moyennement pentées** (Figure 83a). Les **sillons** (Figure 83b) sont apparentés aux dièdres. Ce sont de grands couloirs formés par des failles également serpentinisées et fortement pentées. Les serpentines ou la silice ayant un comportement imperméable, leur présence joue un rôle essentiel dans le fonctionnement de ce type de piège. Les sillons agiront comme des drains imperméabilisés sur leurs bordures, favorisant ainsi l'écoulement des eaux minéralisées à l'intérieur de ces derniers

Les structures d'ordre 1 serpentinisées vont contrôler l'écoulement des eaux de lessivage chargées en Ni qui précipitera principalement dans les structures d'ordre 2. Ces dernières sont en effet, beaucoup plus fréquentes et présentent des ouvertures moindres ce qui aura tendance à ralentir la circulation des eaux riches et pourra entrainer la précipitation du nickel.

Par ailleurs, la limite inférieure de ces deux pièges est rarement observée sur le terrain. Elle peut correspondre soit au croisement des structures de premier ordre, soit être liée à l'intersection d'une faille plus « plate » qui limitera la migration du nickel en profondeur (Figure 83). Ces structures vont être décrites dans le paragraphe suivant.

Les filons subverticaux, serpentinisés en bordure, sont en général très altérés et donc plus perméables que les péridotites encaissantes. De ce fait, ils semblent favoriser le drainage des eaux chargés en Ni, au même titre que les discontinuités abruptes (« sillon »). Il n'est pas rare en effet de voir sur le terrain des filons minéralisés sur leurs épontes.

[12] La dénomination « listrique » leur est parfois attribuée, au sens morphologique (courbe) et non de faille listrique régionale

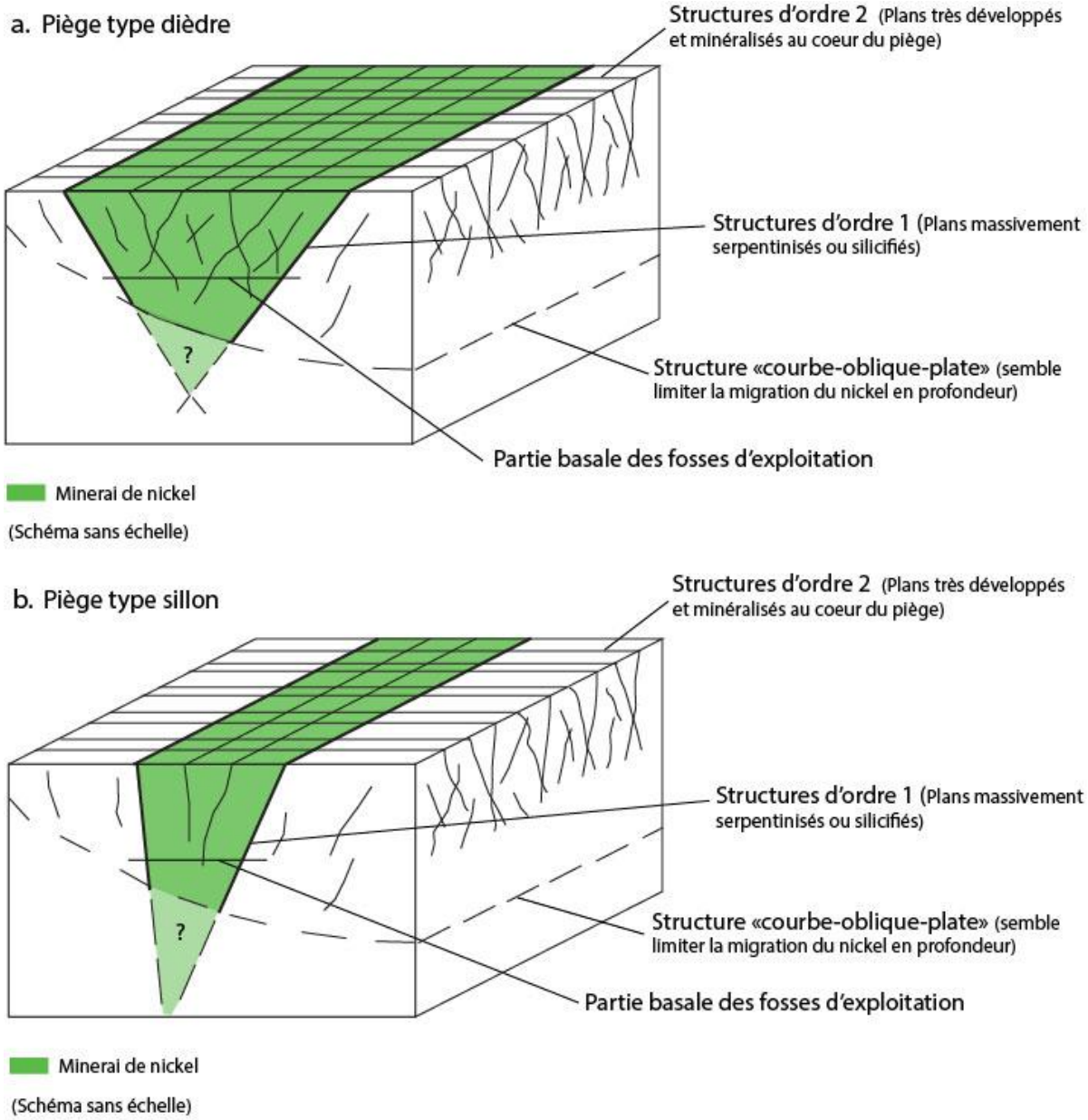


Figure 83 - a) Piège type dièdre. Ces pièges sont formés par l'intersection de failles serpentinisées ou silicifiées, et moyennement pentées. b) Piège type sillon. Ces pièges sont apparentés aux dièdres mais le pendage des structures les contrôlant est beaucoup plus abrupt

ii. *Les failles « courbes-obliques-plates »*

L'origine de ces failles reste très mal comprise à l'heure actuelle et l'étude structurale n'a permis d'apporter que très peu d'informations à ce sujet. Identifiées déjà par Leguéré (1976 ; Figure 84), des travaux plus récents menés par Genna (Genna *et al.*, 2005a; Genna *et al.*, 2005b) et Cluzel et Vigier (2008) identifient certaines de ces structures comme ayant **une forte composante gravitaire** (Figure 85a,b), sans sous-estimer une composante liée à l'extension. Ces auteurs montrent **l'importance des fluides**, dans la dynamique des milieux karstiques, sur les processus d'altération, les phénomènes de **bréchification** et le fonctionnement de ces failles.

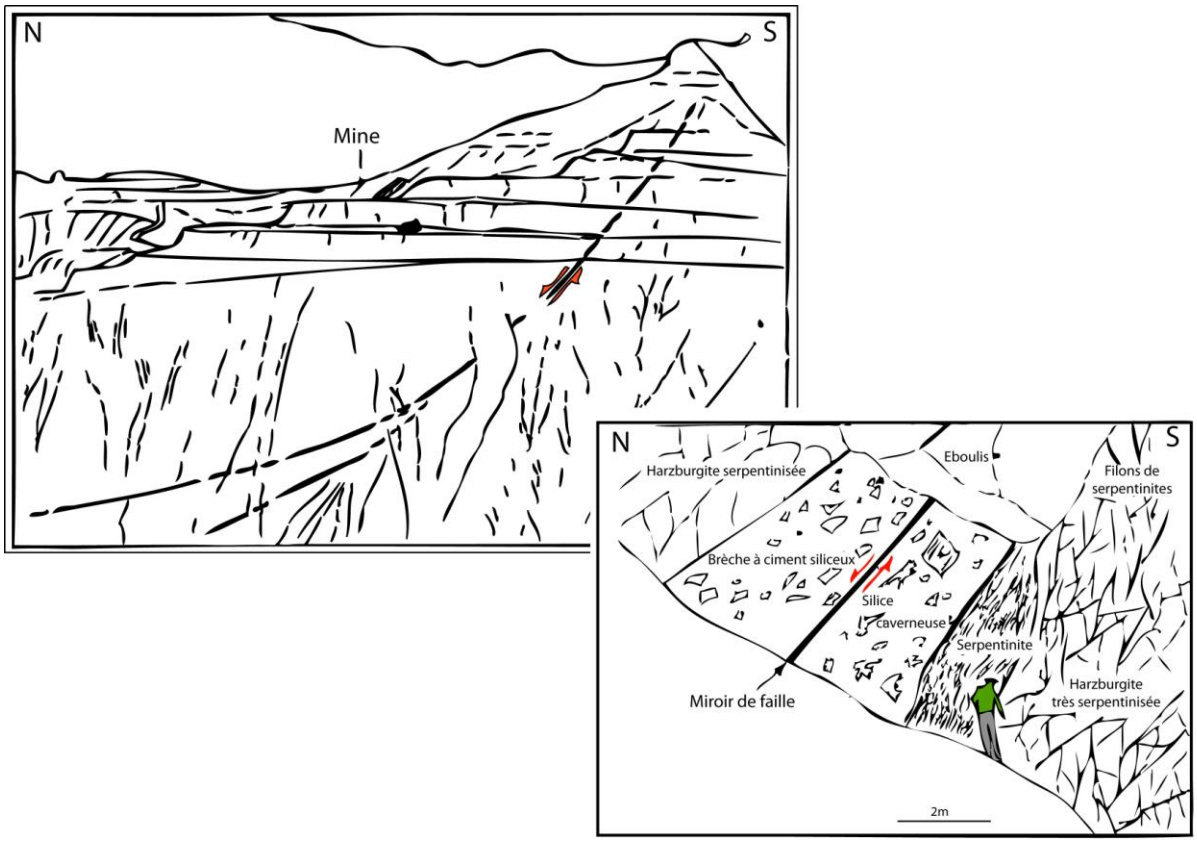


Figure 84 - Différentes observations réalisées par Leguéré (1976) sur les failles courbes-obliques-plates

Ces phénomènes se développent préférentiellement dans la zone saturée (saprolites) située entre roches saine et altérée (Figure 85a), et semblent assistés par de la fracturation hydraulique. Les réseaux de fractures et les brèches de l'horizon saprolitique contrôlent la formation des minéraux supergènes incluant les phases nickelifères (quartz, calcédoine, opale, garniérite...) qui constituent par ailleurs de bons marqueurs de la cinématique (figures de *crack-seal*) et soulignent la structuration des profils et la géométrie des failles.

Cluzel et al. (2007) suggèrent que des **loupes de glissements peuvent se former par la rupture du pied de pente engendrée par des failles normales préexistante** et beaucoup plus raides.

L'idée que les structures moyennement pentées ou « plates » jouant à la manière d'**un écran** a toujours été présente dans l'esprit des mineurs. À la suite de l'étude, deux hypothèses ressortent quant au rôle de ces structures dans le contrôle de la minéralisation et de l'altération. Avant de les présenter, il est important de préciser que ces failles sont également très **serpentinisées** et présentent donc un caractère **imperméable**.

Hypothèse 1 : Si l'altération se développe différemment de part et d'autre de la structure et que la base de l'horizon altéré au contact avec la discontinuité ne présente aucune figure de déplacement (stries, brèches), alors cela signifie que l'altération s'est développée après le jeu de la faille (Figure 85). On peut ainsi dire qu'elle constitue un écran limitant l'infiltration des eaux météoriques, favorisant ainsi l'altération des horizons sus-jacents ; elles peuvent par conséquent entrainer la

précipitation du nickel dans les zones sus-jacentes et jouer le rôle d'un piège. Il est donc nécessaire de confirmer l'absence d'indications de déplacement à la base du profil d'altération au contact de la structure pour justifier cette hypothèse.

Hypothèse 2 : Si ces failles sont marquées par un remplissage de brèches colmatées par des altérites, alors cela signifie qu'elles ont eu une phase active, au minimum, pendant l'altération en jouant à la manière d'un drain favorisant l'écoulement des eaux météoriques ou créant des espaces ouverts propices à la minéralisation. Par conséquent, il est difficilement concevable qu'elles aient joué le rôle d'un écran imperméable.

En outre, **la plupart des "failles-écrans" décrites sur les sites miniers sont elles-mêmes minéralisées par des produits supergènes** (silice, dewellyte, etc). Par conséquent, leur fonctionnement ne peut être que contemporain de l'altération et un rôle purement passif ne peut pas être retenu.

La différence d'altération observée de part et d'autre de ces structures serpentinisées n'est pas un argument suffisant pour affirmer que ces failles ont joué à la manière d'un écran favorisant l'altération des niveaux supérieurs. Plus simplement, on peut penser qu'elles ont amené par déplacement une zone altérée au contact d'un compartiment plus sain, pourtant peu de déplacements sont observés.

Au vu de ce qui précède, ces fractures ne semblent pas agir comme écrans, mais plutôt comme drains. Or, ces failles présentent une serpentinisation intense sous ces minéralisations, ce qui les rend imperméables. On peut penser que ce facteur est déterminant pour le piégeage du nickel. En effet, **la partie supérieure de ces discontinuités serpentinisées** pourrait, comme pour les sillons, jouer à la manière d'un **drain** et favoriser la migration des eaux en profondeur. Dans **les parties plus profondes, où ces structures s'horizontalisent**, elles limiteraient l'infiltration des eaux riches en nickel et joueraient le rôle d'**un écran**. Le minerai nickélifère resterait alors piégé dans les horizons surplombant ces structures.

iii. *Les dolines*

Plutôt que des véritables pièges structuraux, les dolines sont des expressions morphologiques du karst, initiées par héritage de grandes structures sous-jacentes de la roche-mère. Elles permettent principalement l'accumulation de latérite. Leur genèse sera décrite dans la partie 2.3

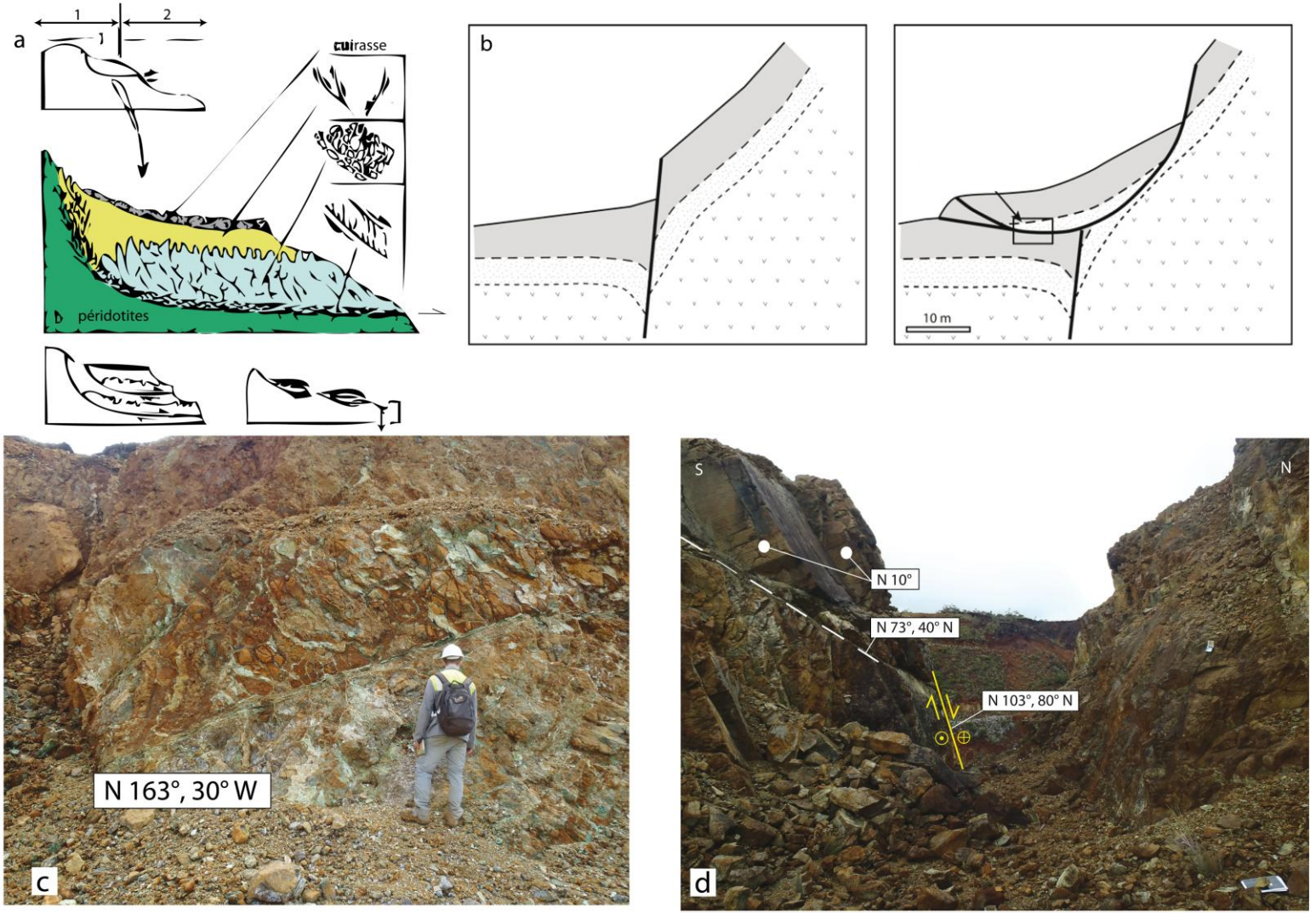


Figure 85 - Faille « courbe-oblique-plate » : a) Faille courbe d'origine gravitaires assistée par de la fracturation hydraulique induite par les circulations et les variations de pression des fluides du karst (Genna et al., 2005b). b) Faille de glissement accommodant la rupture de pente engendrée par une faille normale syn-altération (Cluzel et Vigier, 2008). c) Massif de Poro, mine La Française, fosse Stanislas : Structure « oblique-plate » serpentinisée et minéralisée entrainant une différence d'altération de part et d'autre de la discontinuité. La partie sus-jacente est en effet nettement plus altérée et riche en minerai. d) Massif de Dunite 78 (Massif du Sud) : Grande structure E-W (« sillon ») recoupée par une structure oblique; ces deux plans sont très serpentinisés et minéralisés en nickel

2.3 Le karst, l'hydrologie et l'hydrogéologie

L'altération des péridotites ainsi que la concentration en Ni-Co à valeur économique dépendent essentiellement des circulations souterraines drainant l'interface zone altérée – zone non altérée du substratum (Avias, 1969b). Wirthmann (1965) fut le premier à reconnaître la morphologie karstique associée aux péridotites, le fonctionnement du karst fut par la suite précisé par Trescases (1975), et les processus métallogéniques associés furent décrits par Genna *et al.* (2005).

Le **karst est constitué par un ensemble de formes souterraines et de surface et de conditions d'écoulements souterrains résultant de la dissolution/hydrolyse de roches.** On distingue des morphologies souterraines et des morphologies aériennes (Figure 86):

- Les formes aériennes, **l'exokarst**, comprennent les **canyons** et **avens**, résultant de l'effondrement du toit de galeries et de salles proches de la surface, les **dolines**, dépressions circulaires où s'infiltrent les eaux de surface, les **ouvalas**, résultant de la coalescence de plusieurs dolines, les **poljés**, plaines karstiques endoréiques où s'observent des reliefs résiduels ou **mogotes**. Les **reculées** sont des échancrures dans un plateau débouchant sur un petit cirque au fond duquel s'observe en général une **résurgence** et les **vallées sèches** sont des vallées abandonnées suite à l'infiltration souterraine d'une rivière par une **perte ;**
- **L'épikarst** est la zone où les phénomènes de dissolution élargissent les fractures et les cavités qui s'étagent depuis la surface (exokarst) jusqu'à plus de 30 m de profondeur dans l'endokarst. Cette zone permet à l'eau, l'air et les sédiments d'être transféré depuis la surface vers la profondeur ;
- Le réseau souterrain ou **endokarst** est influencé par les discontinuités géologiques: cassures, diaclases, failles qui conditionnent la direction des conduits. On distingue la partie fossile du réseau, dénoyée, de la partie active où s'écoulent les rivières souterraines.

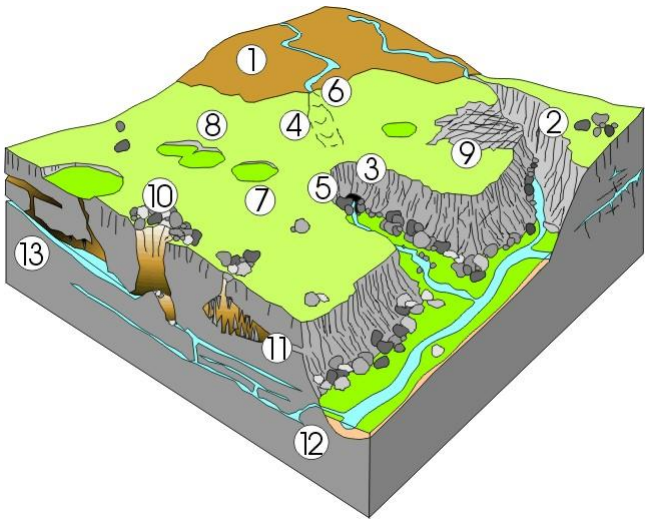


Figure 86 - Eléments géomorphologiques d'un paysage karstique. (1) terrains non karstiques; (2) canyon; (3) reculée; (4) vallée sèche; (5) résurgence de rivière; (6) perte; (7) doline; (8) ouvala; (9) lapiaz; (10); aven; (11) grotte; (12) source vauclusienne; (13) rivière souterraine

Le karst développé aux dépens des péridotites est un **karst d'altérite**. La karstification initiée le long des structures majeures va s'associer à une augmentation de la porosité. Ainsi, l'altération va progresser à travers les joints structuraux et des zones préférentielles à porosité élevée. Au contraire d'un karst calcaire où l'évacuation est totale, un karst d'altérite voit une phase résiduelle (saprolite) apparaître. Ce principe est appelé **fantomisation** de la roche par les karstologues (Quinif, 2010). **On comprend alors que le concept de fantomisation du karstologue est très proche de celui de saprolitisation du géologue.**

2.3.1 À l'échelle du territoire

Bien qu'élaborer essentiellement à partir de travaux sur le Massif du Sud, le modèle d'évolution du **modelé** des péridotites de Nouvelle-Calédonie par Trescases (1973 ; Figure 87) est également riche d'enseignements pour les massifs isolés de la côte ouest de la Grande Terre.

L'altération, guidée par les structures, conduit à l'installation de circulation d'eau souterraine. Les particules les plus fines peuvent être entrainées par **soutirage** vers les poches de dissolution apparues dans le substrat rocheux (Trescases, 1975). Il en résulte des effondrements qui initient des dolines (Figure 87A). Puis, l'altération progressent et les dolines s'agrandissent jusqu'à se réunir en bassins du type « poljés » (Figure 87B et figure 88), tandis que les cuirasses résiduels sont attaquées par l'érosion et déplacées des zones hautes vers les zones basses. L'évolution conduit alors à un paysage de grands bassins à fond très plats et hydromorphes, comblés de sédiments fluvio-lacustres, isolés par d'étroits chaînons rocheux (Figure 87C et figure 88b). Une amorce de réseau hydrographique aérien apparaît le long de réseaux de cassures des chaînons, les circulations souterraines restant cependant prépondérantes (Trescases, 1969). Cette étape correspond clairement au paysage actuel de l'extrême Sud (exemple de la Plaine des Lacs).

À la première étape de développement du karst succède une **phase de démantèlement du karst en liaison avec le soulèvement tectonique de l'île** caractérisée par une dissection des plateaux par les rivières, des phénomènes de cuirassement et de dépôts de piedmont. Ce soulèvement va engendrer **un potentiel hydrodynamique** plus important qui va être responsable de l'enlèvement de matière. **Lorsque le potentiel hydrodynamique est trop élevé, la formation de saprolite peut se voir ralentit voir arrêter, bien que le système karstique puisse se développer.**

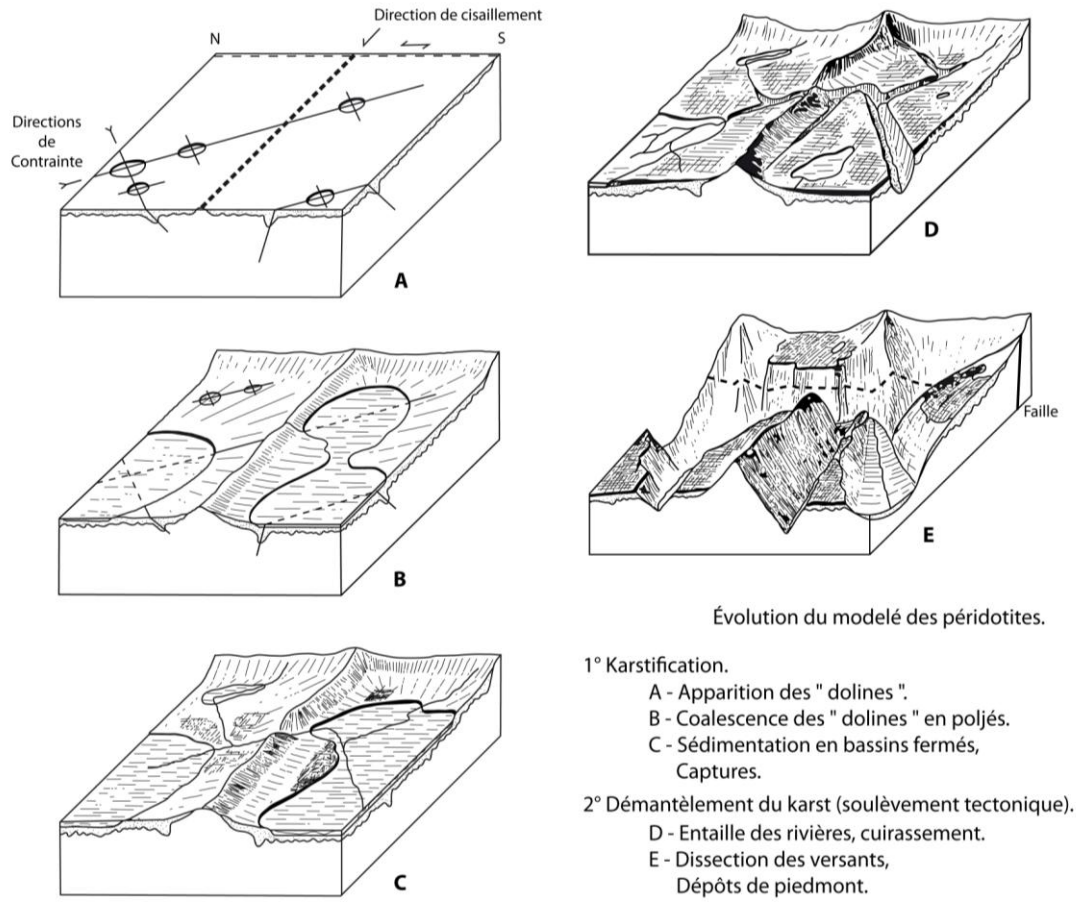


Figure 87 - Evolution du modelé des péridotites (Trescases, 1975)

À l'échelle régionale, il est à présent établi que les processus karstiques ont permis l'individualisation **d'alvéoles d'altération** de dimensions variables et plus ou moins puissantes. Au cours du soulèvement général de la Nouvelle-Calédonie, certaines de ces alvéoles ont été partiellement ou totalement détruites. Seule la partie Sud du Massif du Sud semble avoir été préservée de cette évolution d'où l'existence de vastes alvéoles d'altération caractérisées par un profil d'altération généralement épais (Figure 88 et figure 93a).

Des alvéoles de dimensions moindres ont été localement préservées sur les massifs aujourd'hui situés en altitude (massifs de la côte ouest et du Nord du Massif du Sud). Des profils d'altération localement puissants y sont rencontrés comme par exemple sur les chantiers Trazy et Manguen (massif du Koniambo).

Toujours à l'échelle régionale, l'existence de **sommets acérés, de formes concaves semi-circulaires,** délimitant de **vastes cirques** est symptomatique d'un modelé lié aux processus karstiques.

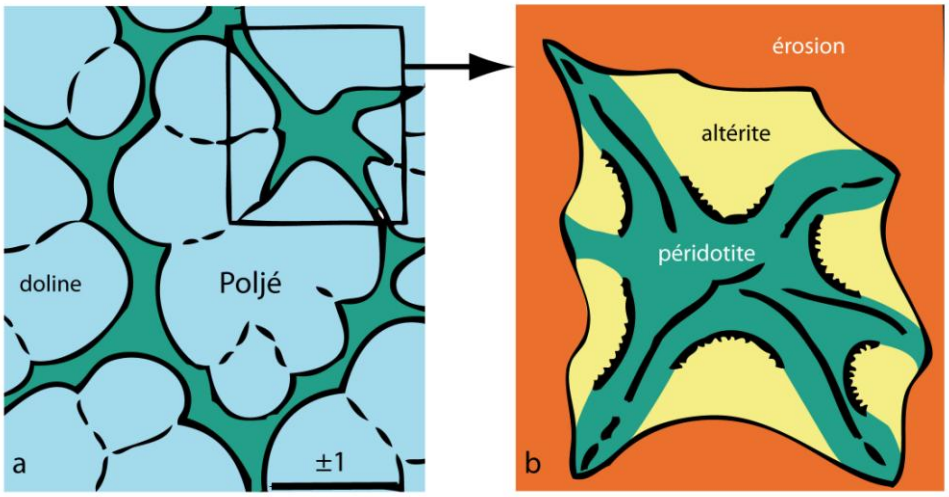


Figure 88 - Principales étapes de la morphogenèse des massifs de péridotites selon Genna (2005a). a) stade initial avec cloisions naissantes et cellules de résorption (dolines et poljés) ; b) stade terminal avec reliefs curvilignes et cellules de résorption abandonnées

2.3.1 A l'échelle des massifs et des chantiers

L'empreinte des processus karstiques est décrite sur l'ensemble des sites miniers. Les phénomènes les plus visibles sont les dolines (Figure 93b, d) et les avens (ou fontis ; Figure 93e), tandis que les pertes (Figure 93f) et les sources (Figure 93g) ou résurgences suggèrent l'existence en profondeur d'un réseau de conduits.

i. *Les dolines et fontis*

À l'échelle des massifs, **l'existence des dolines et leur morphologie sont toujours associées aux structures majeures de la roche-mère** où existent des chemins préférentiels d'écoulement des eaux souterraines qui produisent de l'érosion sous la surface et finalement des effondrements (Figure 89).

À l'échelle du chantier, ce schéma est aussi observé où la présence d'**anciennes dolines se situaient exactement à l'aplomb d'une rencontre entre des structures d'ordre 1 et ordre 2** (Figure 90), présentées dans le paragraphe précédent. D'après nos observations (Nakéty, Kopéto), elles surplombent des dièdres plus profonds.

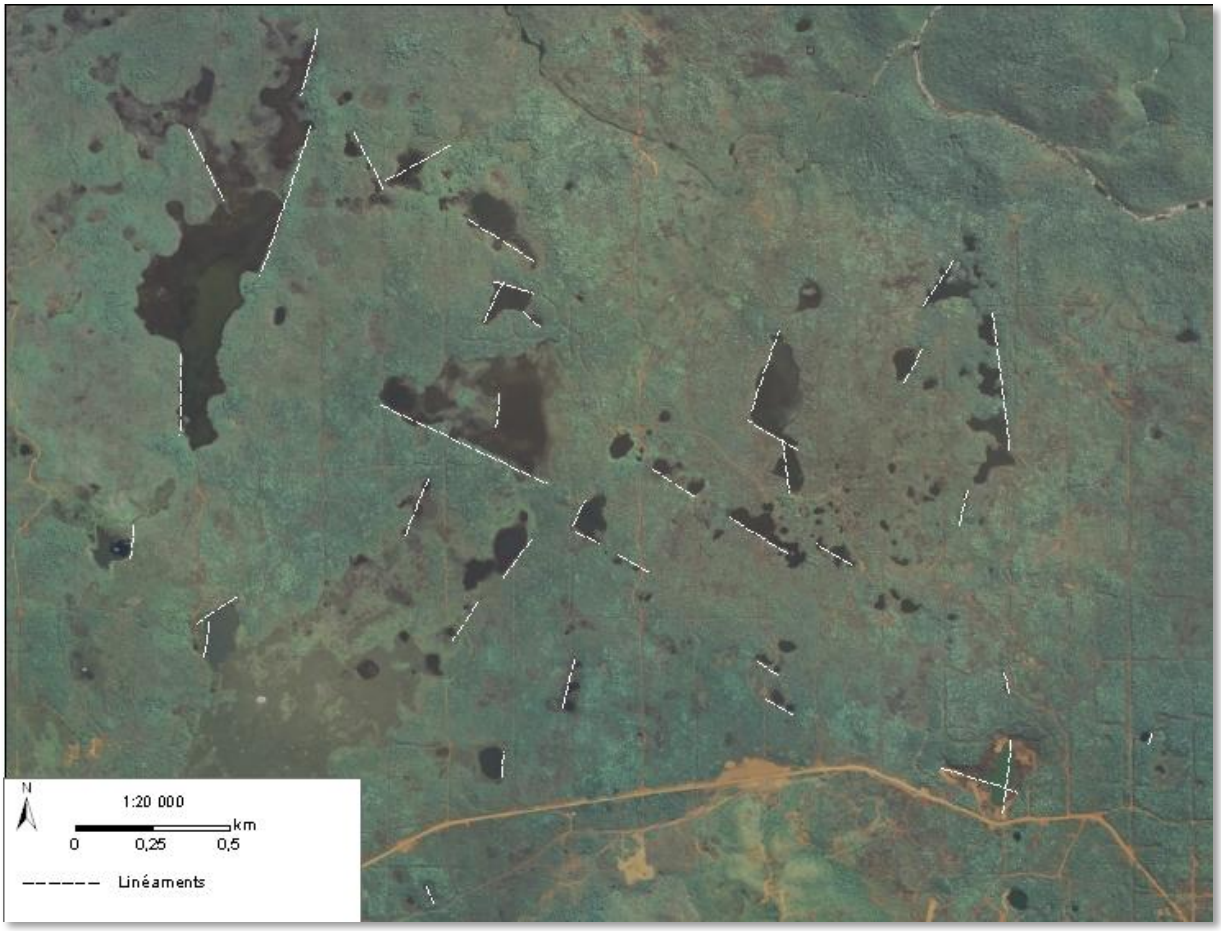


Figure 89 - Exemple de linéaments associés aux dolines (Plaine des Lacs).Trois familles de structures bien connues en Nouvelle-Calédonie sont présentes : N20-30°, N170-180°, N120-130°

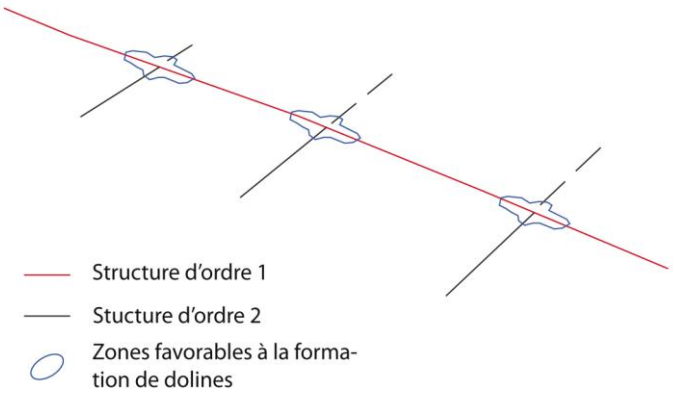


Figure 90 - Développement de dolines au croisement des structures d'ordre 1 et 2. Elles s'alignent en général suivant l'axe des structures du permière ordre.

Sur les massifs de Nakéty, du Boulinda, de Poro, ces dépressions plus ou moins fermées sont comblées par d'importantes épaisseurs d'altérites en cours d'exploration ou d'exploitation. Une étude sur le massif de Kopéto (site de Trazy ; voir rapport final du projet « Nickal », 2014) a montré que **les structures drainantes type doline n'avaient pas d'influence sur la distribution des teneurs en Ni dans les latérites**, du moins dans un rayon d'une cinquantaine de mètres du cœur de la

structure. De ce fait, elles sont probablement exploitées pour leur fort **tonnage** en minerais latéritique plutôt que pour leur teneur faible en Ni (Figure 91).

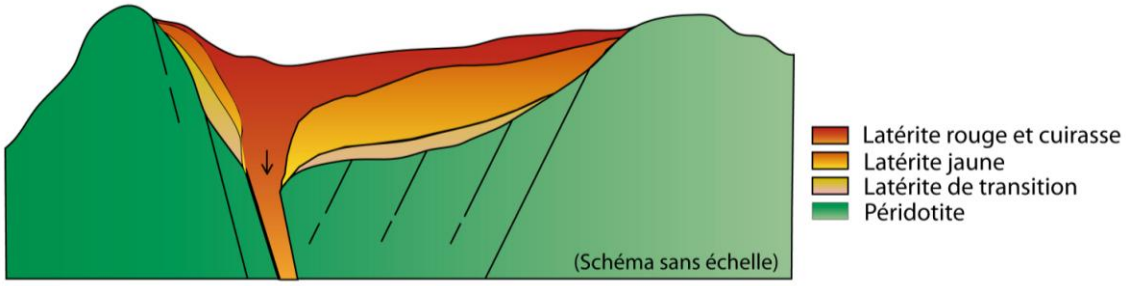


Figure 91 - Coupe schématique d'une doline en domaine montagneux. Ces dolines surplombent le plus souvent des dièdres plus profonds et leur zone de sous-tirage semble être localisée au pied des parois les plus abruptes

Les dolines sont en général initiées par des **fontis** lorsque la voute formée par la cuirasse de surface s'effondrent dans le vide sous-jacent, formé par soutirage de la latérite meuble (Figure 93e).

ii. *Les pertes, les conduits karstiques et les sources*

Les pertes, les conduits karstiques et les sources forment le réseau d'eau souterrain (Figure 92). **Les pertes** observées au fond des dolines sont systématiquement localisées **au pied de la paroi la plus abrupte** de la doline, héritage d'une probable structure d'ordre 1 (Figure 90, figure 91 et figure 93f). **Les sources ou résurgences** peuvent être observées en **bordure d'un chaînon rocheux** lorsque celles-ci sont alimentées par un autre bassin en amont (exemple de Goro), ou sur **les versants d'un massif** lorsque celui-ci est perché (exemple du Koniambo) (Figure 93g).

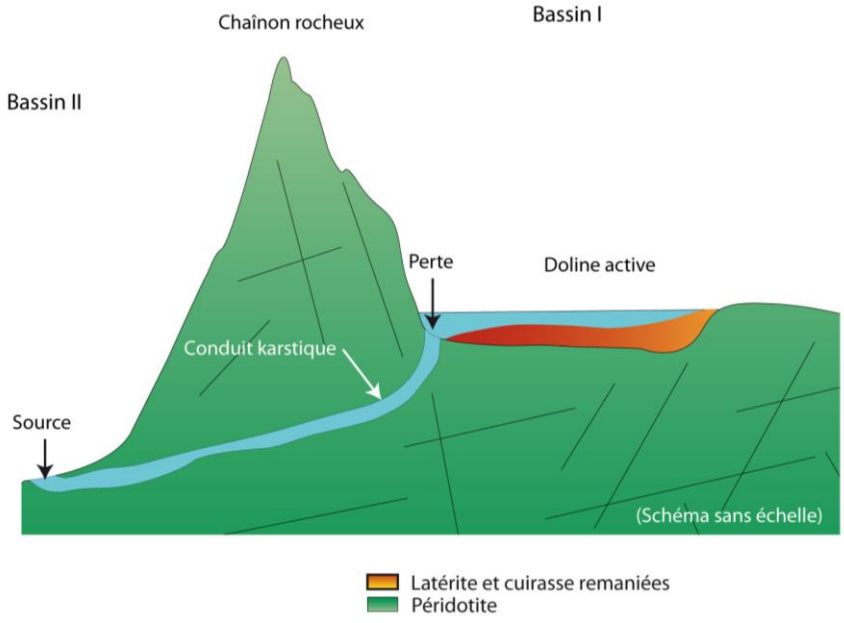


Figure 92 - Schéma des écoulements karstiques tels qu'observés dans le Sud du Massif du Sud

Les **conduits karstiques** ne peuvent être observés que lorsqu'un chantier recoupe ce type de structure, ces conduits

sont par conséquent fossiles. Ils se présentent sous forme de **dépôts sédimentaires** (litage entrecroisé souligné par la sédimentation de lits de chromite), et souvent coincés entre deux fractures serpentinisées et minéralisées en bordure (Figure 93c).

2.3.1 A l'échelle de l'affleurement

À l'échelle de l'affleurement, on retrouve assez bien les structures de **fantomisation** décrites par Quinif (2010) en milieu calcaire. L'altération se fait le long des joints pour la plupart serpentinisés, puis la progression se fait à partir des épontes. La propagation de l'hydrolyse ne se poursuit non pas seulement par les joints majeurs mais elle utilise alors toutes les fissures et microfissures présentes. Cette propagation de l'hydrolyse est attestée par des **ondes de tripolisation** (Quinif, 2010), obtenant alors **des noyaux de roches saines résiduelles** (bien marqué dans les dunites). La progression de l'hydrolyse est irrégulière et dépend principalement de la **porosité** de la roche.

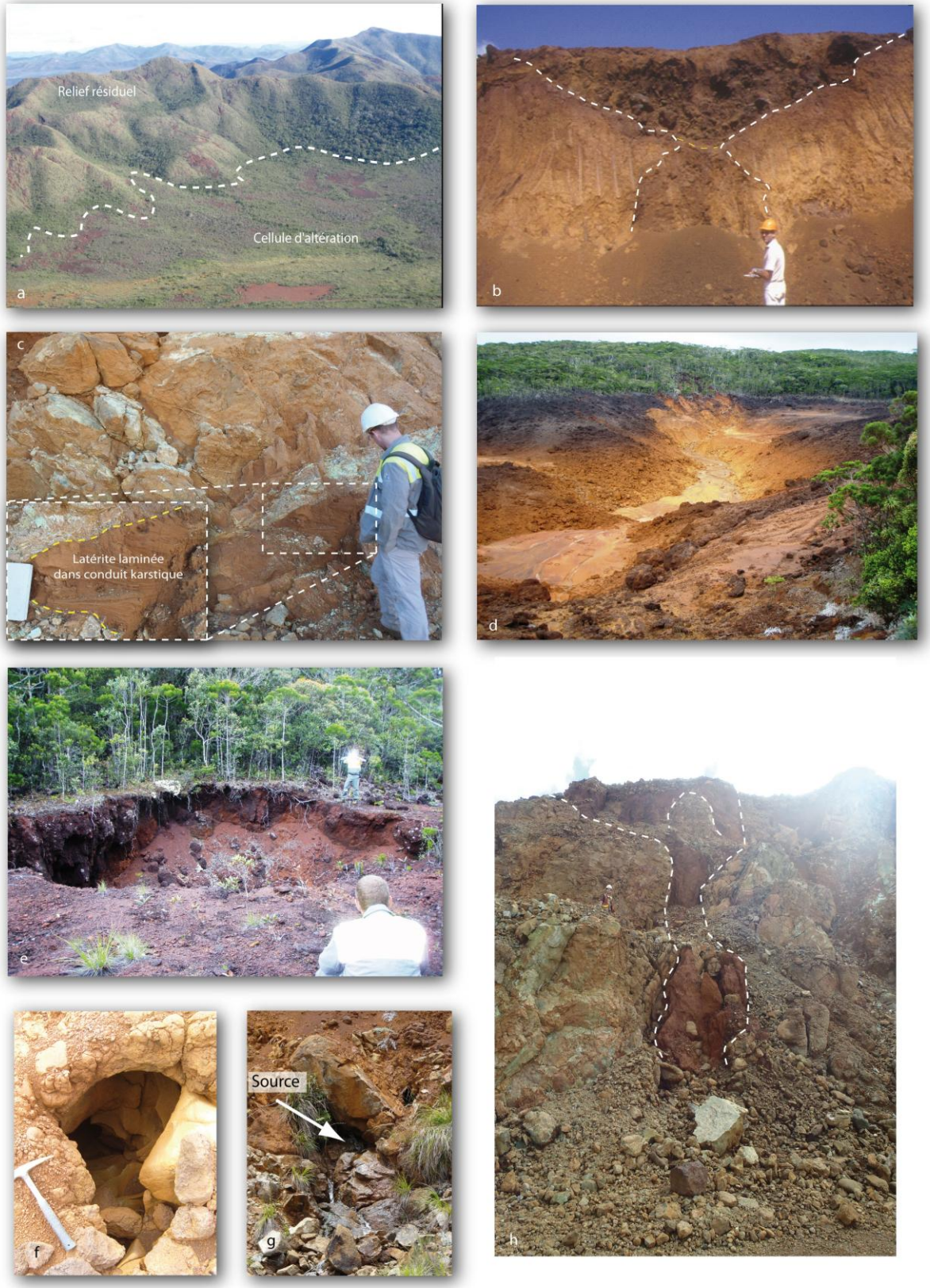


Figure 93 - Morphologies karstiques associées aux péridotites : a) cellule d'altération dans le Sud (Photo : Vale NC) ; b) doline en coupe (Photo : P. Maurizot) ; c) conduit karstique dans la saprolite, Nakéty ; d) doline du Trou du Tahitien (Plaine des Lacs) ;e) fontis sur piste (Plaine des Lacs) (Photo : L. Bailly) ; f) perte (Boulinda) ; g) source (proximité de la Madeleine) ; h) conduit karstique vertical à Poro

2.4 L'érosion

Dans les massifs ultrabasiques, certains facteurs ne sont pas favorables à un grand développement de l'érosion mécanique ; dans les secteurs aplanis comme les plateaux ou glacis, **l'épais manteau d'altérites va se comporter comme une éponge protectrice**. Sur ces zones et les bassins, aucun réseau hydrographique bien organisé n'est en général implanté (Trescases, 1975; Chevillotte, 2005). **Ces milieux karstiques vont en général immédiatement absorber les précipitations.**

D'autre part, **le relief montagneux, la déforestation intense** (incendie ou exploitation), **la concentration de précipitations dans le temps** (averses cycloniques) **sont autant d'éléments inducteurs de l'érosion mécanique.**

En fonction du modelé, on observe donc pour :

- Les plateaux : l'érosion est en général faible, sauf pour les matériaux recouvrant la cuirasse. L'érosion peut démantelée la cuirasse. Sur les bords du plateau, des effondrements et des lavakas peuvent se créer ;
- Les versants : l'érosion est intense et la surface topographique s'abaisse aussi vite que le front d'altération ;
- Les glacis et les piedmonts : L'érosion sera limitée et affectera principalement les lavakas.
- Les bas-fonds : l'érosion sera nulle ou très faible.

2.5 La paléoclimatologie et l'eustatisme

Le **paléoclimat** et **l'eustatisme** (étude du niveau marin) sont des paramètres intimement liés et seront donc traités ensemble dans cette partie.

L'eau météorique étant l'agent principal de transformation des péridotites en altérite, le climat, et plus précisément la **température** et les **précipitations** sont les deux facteurs primordiaux à prendre en compte pour la compréhension de la morphogenèse. Les liens climat/altération en zone tropicale sont pratiquement à l'origine du concept de géomorphologie climatique (Büdel *et al.*, 1982). Sans omettre la complexité des processus mis en jeu dans l'évolution des profils d'altération dans le temps et dans l'espace (Nahon, 1991), un schéma s'établit entre géochimie, altération, formes du relief et climat (Tricart et Cailleux, 1965; Millot, 1980; Tardy et Roquin, 1998). Il en de même pour les gisements nickélifères conditionnés principalement par le climat. Thorne *et al.,* (2012), en s'inspirant du travail de Freyssinet (2005 ; Tableau 11) ont récemment quantifié les **paramètres climatiques nécessaires à la formation de ce type de gisement** :

- précipitation > 1000 mm/an ;
- mois le plus froid entre 15 et 27°C ;
- mois le plus chaud entre 22 et 31°C.

Avec une pluviométrie de 1325 mm/an pour la Grande Terre et des températures de 19,2°C en juillet-août et de 25,9°C en février (Caudmont et Maitrepierre, 2007), il est intéressant de voir que le **climat actuel remplit les critères** définis par Thorne.

Tableau 11 - Données climatiques sur les roches ultramafiques exposées à l'altération météorique et les latérites associées (Freyssinet et al., 2005)

Pays sans latéritisation	Roches ultramafiques	Latérites	Mois le plus froid (°C)	Moyenne (°C)	Mois le plus chaud (°C)	Précipitation moyenne mm/a
Chypre	Troodos		26	19	12	308
Russie	Ural		-16	2	19	443
Oman	Semial		31	28	23	90
Albanie	Mirdita		9	18	28	686
Turquie	Kizladag		0	12	22	504
Grèce	Pindos		5	15	25	449
Finland	Jormua		-10	3	17	608
Terre-Neuve	Bettscove		-6	6	19	1452
Royaume-Uni	Lizard		5	10	17	764
Canada	Metchosin		3	10	17	1199
Nouvelle-Zélande	Dun Mountain		9	14	18	1018
Etats-Unis, Oregon	Josephine		4	12	20	922
avec latéritisation						
Cuba		Moa Bat	20	27	31	840
Birmanie		Tagaung Taung	22	25	28	1189
Indonésie		Saroako	27	27	27	3185
Burundi		Musongati	21	22	23	1180
Madagascar		Moramanga	15	19	22	1365
Guatamala		Exmibal	18	20	22	1186
Colombie		Cerro Matoso	22	22	23	1687
République Dominicaine		Falcondo	24	26	27	1447
Philippines		Ajoce	27	28	30	2201
Brésil		Vermelho	27	27	28	2286
Cote D'Ivoire		Sipilou-Touba-Biankouba	24	24	26	1839

Il est en revanche plus difficile de qualifier les paléoclimats ayant affecté la Nouvelle-Calédonie depuis l'Oligocène. La permanence des récifs coralliens (calcaire récifal observé à Népoui ; Coudray, 1976) depuis le Miocène implique la persistance d'un climat chaud.

Deux **optimums climatiques** sont bien individualisés à l'échelle mondiale dans la période qui concerne cette étude (Figure 94): le **Late Oligocene Warm Event** (LOWE) et le **Miocene Middle Climatic Optimum** (MMCO) (Zachos *et al.*, 2001; 2008).

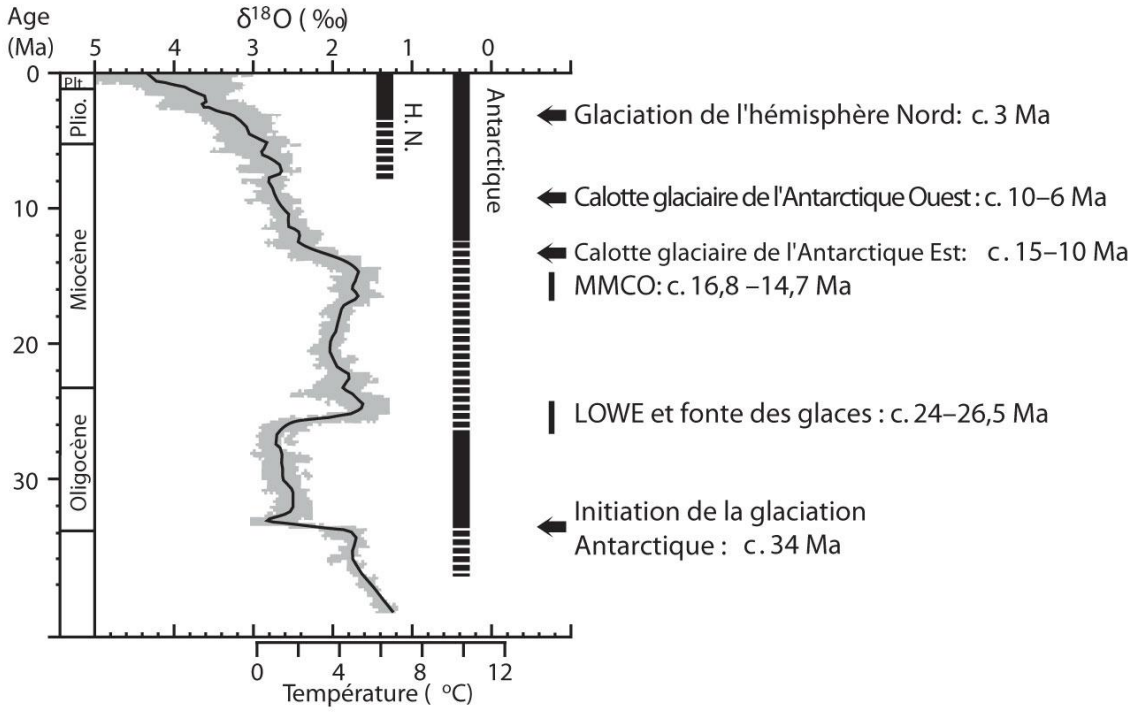


Figure 94 - Evolution isotopique globale des eaux profondes, basée sur la compilation de données de plusieurs sites DSDP et ODP, avec évènements climatiques majeurs sur la période de l'Oligocène à l'actuel, modifié de Zachos (2001; 2008). La courbe noire lissée représente les valeurs moyennes de composition en δO^{18} des benthiques

Durant la période comprise entre ces deux optimums, une importante fonte des glaces de l'Antarctique, ainsi qu'un réchauffement des fonds marins sont enregistrés (Miller *et al.*, 1991).

Bien que peu d'éléments soit connus des paléoclimats ayant affecté la Nouvelle-Calédonie durant cette période, une **comparaison avec l'Australie**, où les investigations sont nombreuses, peut être riche d'enseignements :

- A l'Oligocène, le climat plutôt modéré en terme de température et humide évolue très rapidement vers un climat chaud et humide en s'approchant du Miocène (LOWE) (Fujioka et Chappell, 2010) ;
- Au Miocène, le climat chaud et humide est associé au retrait de la calotte glaciaire de l'Antarctique. De nombreux dépôts carbonatés datent de cette période et les foraminifères associés attestent d'un climat très chaud, voire le plus chaud connu au tertiaire (Fujioka et Chappell, 2010). Des études paléomagnétiques ont permis de mettre en évidence une intense latéritisation à 15 Ma (Smith *et al.*, 2009). Le climat va par la suite tendre vers l'aridité, avec une diminution nette des précipitations marquée par une diminution des sédiments carbonatés (Martin, 1977) ;
- Au Pliocène, le climat est semi-aride, les dépôts sont au début beaucoup plus silicoclastiques que carbonatés (McGowran *et al.*, 2004). Puis une période plus humide, marquée par des cuirassements (Simon-Coinçon *et al.*, 1996), prend le relais au Pliocène supérieur.

Pour finir sur les paléoclimats, il n'est pas impossible, qu'à une échelle temporelle plus fine, les périodes glaciaires du Quaternaire se soient traduites en Nouvelle-Calédonie par des épisodes à climat plus sec que le climat actuel.

Du point de vu de l'eustatisme, **deux périodes de haut niveau marin peuvent avoir affecté la Nouvelle-Calédonie durant le Tertiaire**. Les deux sont corrélées respectivement au LOWE et au MMCO. Il est à noter que la plus grande **amplitude enregistrée durant cette période (pic au MMCO) ne dépasse pas les 50 m**.

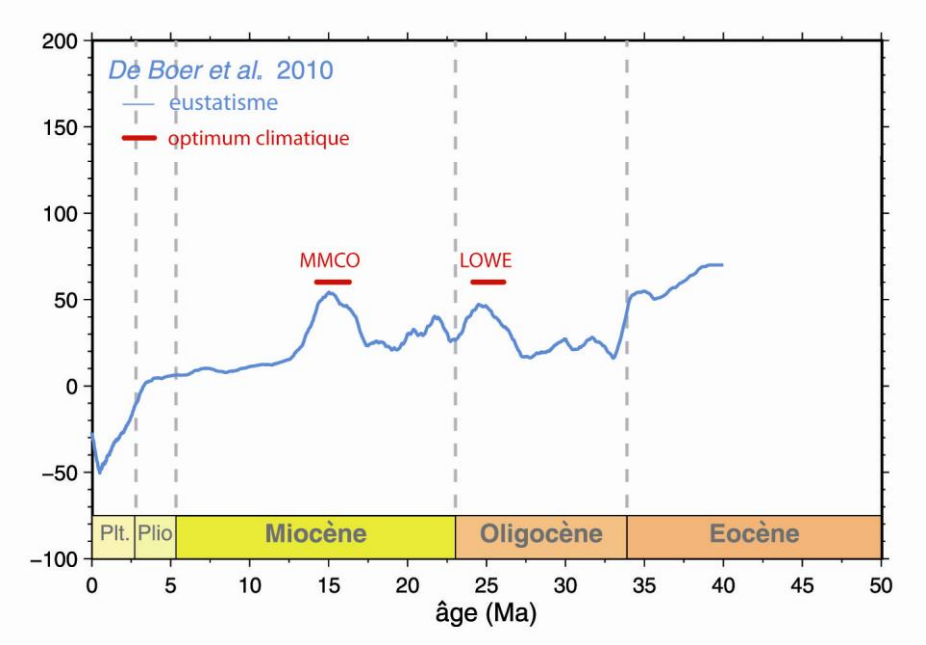


Figure 95 - Variation du niveau marin au Tertiaire (selon de Boer et al., 2011) et optimums climatique (selon Zachos et al., 2001; 2008)

Ces hauts niveaux marins ont été invoqués par certains auteurs pour expliquer le dépôt de certains sédiments post-obduction à des altitudes élevées (Orloff, 1968), bien que cette hypothèse est été écartée par la suite au profit des mouvements verticaux (Chardon et Chevillotte, 2006).

Au Quaternaire, l'alternance des phases glaciaires et interglaciaires se manifeste selon une cyclicité de l'ordre de 100 000 ans et amène à des périodes de bas et de hauts niveaux marins dont l'amplitude peut être de l'ordre de plus de 100 m. En raison de la faible profondeur d'eau du lagon, ces variations du niveau marin d'origine glacio-eustatique ont entraîné **une succession d'immersions et d'émersions** avec pour ces dernières des durées significatives. **C'est lors d'émersions sub-aériennes que la morphologie du fond du lagon actuel s'est mise en place** (Chevillotte *et al.*, 2005).

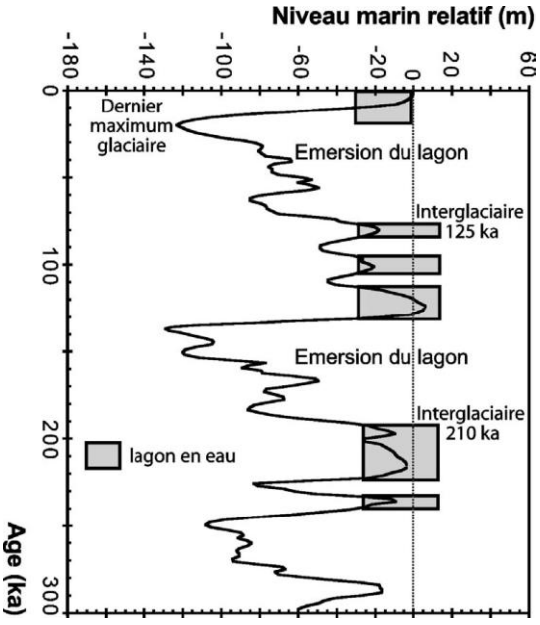


Figure 96 - Variation du niveau de la mer depuis les derniers 300 ka, Chevillotte et al., 2005

3 Les paysages géomorphologiques associés

3.1 Géomorphologie générale de la Nappe des Péridotites

Les massifs de roches ultrabasiques constituent un chapelet s'étirant de l'Ile des Pins, au Sud, jusqu'aux iles Bélep, à l'extrême Nord du territoire. Au Sud de la Grande Terre, domine **le Massif du Sud** (4090 km²) représentant la plus grande unité de la Nappe des Péridotites (Avias, 1967). Son extrémité méridionale est constituée de plaines et de glacis dominés par des chaînons allongés d'altitude modérée (Trescases, 1975). Plus au Nord, le modelé du Massif du Sud devient extrêmement montagneux. Cette hétérogénéité de la morphologie du Massif du Sud est interprétée par Trescases (1969) comme l'effondrement d'un panneau le long de la faille de la Montagne des Sources, dont la réalité reste à démontrer. Le Nord de la Grande Terre est constitué d'une série de klippes pouvant être divisée en **klippes de la côte ouest** et **klippes du Nord**. Les klippes de la côte ouest supportent des lambeaux de surfaces, très disséqués. Ces surfaces sont séparées, à l'intérieur des massifs par des ressauts et par des profondes incisions dues au réseau hydrographique (Routhier, 1953) leur conférant un aspect « étagé ».

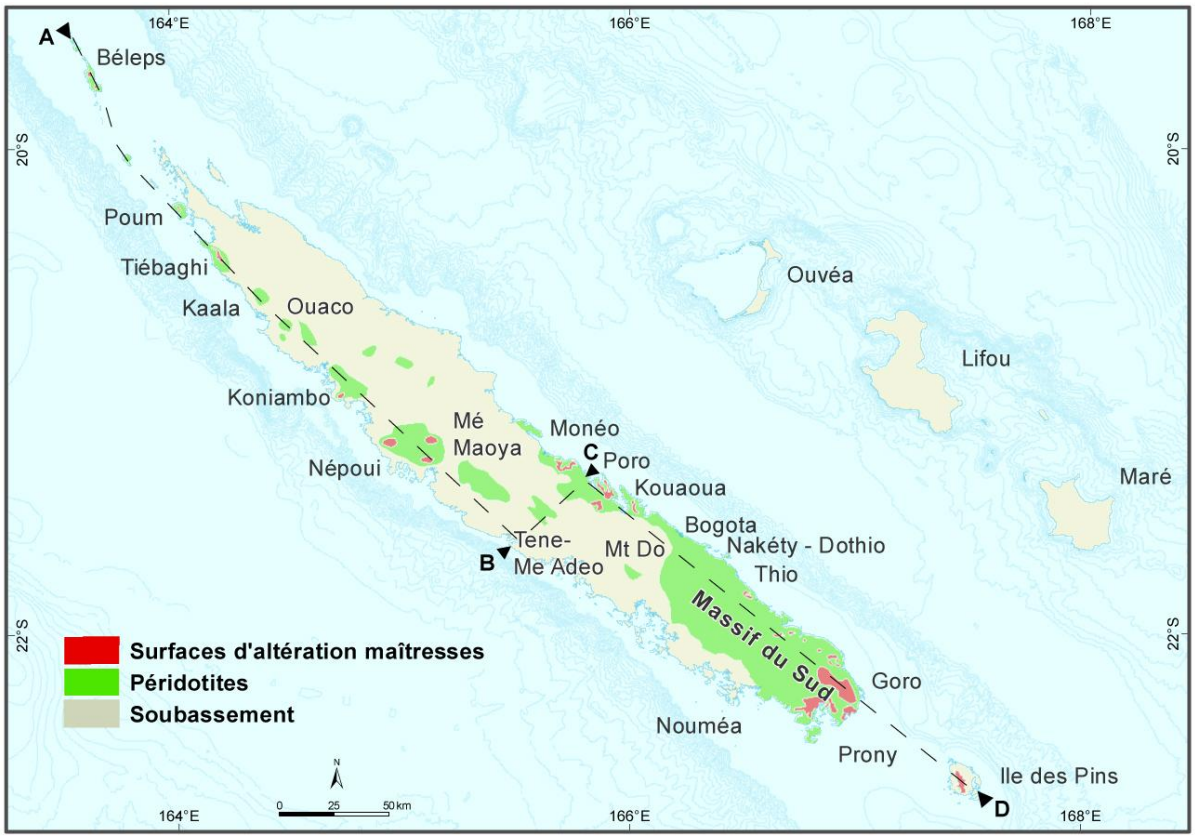


Figure 97 - Nappe des Péridotites et surfaces d'altération maîtresses. Les coupes AB, BC et CD sont représentées sur la figure 98

Les klippes du Nord (Tiébaghi, Poum et Bélep), de plus faible altitude, ne présentent pas l'étagement décrit précédemment. Ces klippes présentent l'aspect de plateaux continus présentant une morphologie karstique déjà décrite dans le sud du territoire (Wirthmann, 1965; Trescases, 1975; Latham, 1986).

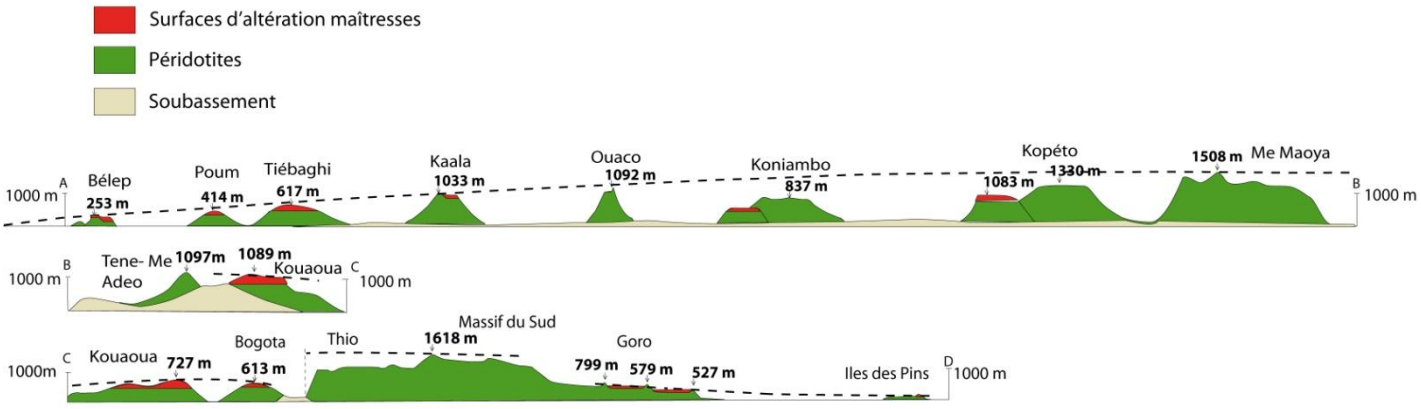


Figure 98 - Profils topographiques simplifiés illustrant les principales surfaces d'altération. Exagération verticale x10

La géomorphologie des massifs péridotitiques et de leur manteau d'altération est intimement lié au comportement pseudo-karstique de ces roches et aux mouvements verticaux ayant affectés la Nouvelle-Calédonie depuis l'Oligocène. Le principe du modelé karstique ayant été décrit précédemment, il sera présenté dans cette partie uniquement les grandes morphologies associées.

3.2 Géomorphologie des massifs et chantiers

Beaucoup de « massifs », mais aussi de « chantiers » sont qualifiés de **« plateau »** par les mineurs. C'est le cas de nombreux sites comme Poum, Tiébaghi, Nakéty, Thio, etc. Sur d'autres sites comme le Koniambo, des gisements de type plateau existent (Chantiers de Trazy et de Manguen). Même si leur dénomination ne le fait pas clairement apparaître, les cartes morpho-structurales réalisées à différentes échelles et le MNT les identifient cependant clairement.

Comme soulignée par exemple par Lajoinie et Colleau (1978), **cette notion de plateau est fortement dépendante de l'échelle d'observation**. Remarquablement tabulaires lorsque observés à distance, ces surfaces montrent à plus petite échelle une complexité importante, avec **existence de gradins d'altitude différente, de croupes, de structuration en marches d'escalier**.

La notion de plateau semble particulièrement adaptée dans le cas de la plupart des chantiers de **« montagne »** visités sur la côte ouest (Tiébaghi, Koniambo, Boulinda) et ceux du Nord du Massif du Sud (Nakéty, Monéo). **Ils sont caractéristiques des gisements saprolitiques.**

À la notion de plateau s'oppose celle de **« bassin »**, observée uniquement dans les paysages du Sud du Massif du Sud (Plaine des Lacs, Goro, Prony et Port boisé). Ces bassins, fermés ou non, sont marqués par un manteau d'altération puissant propre aux gisements latéritiques.

Les trois grandes morphologies observées : i) bassin, ii) plateau et iii) plateaux étagés, sont tous issus du modelé karstique auquel ont été surimposés des mouvements verticaux plus ou moins importants responsables de leur démantèlement (Figure 99).

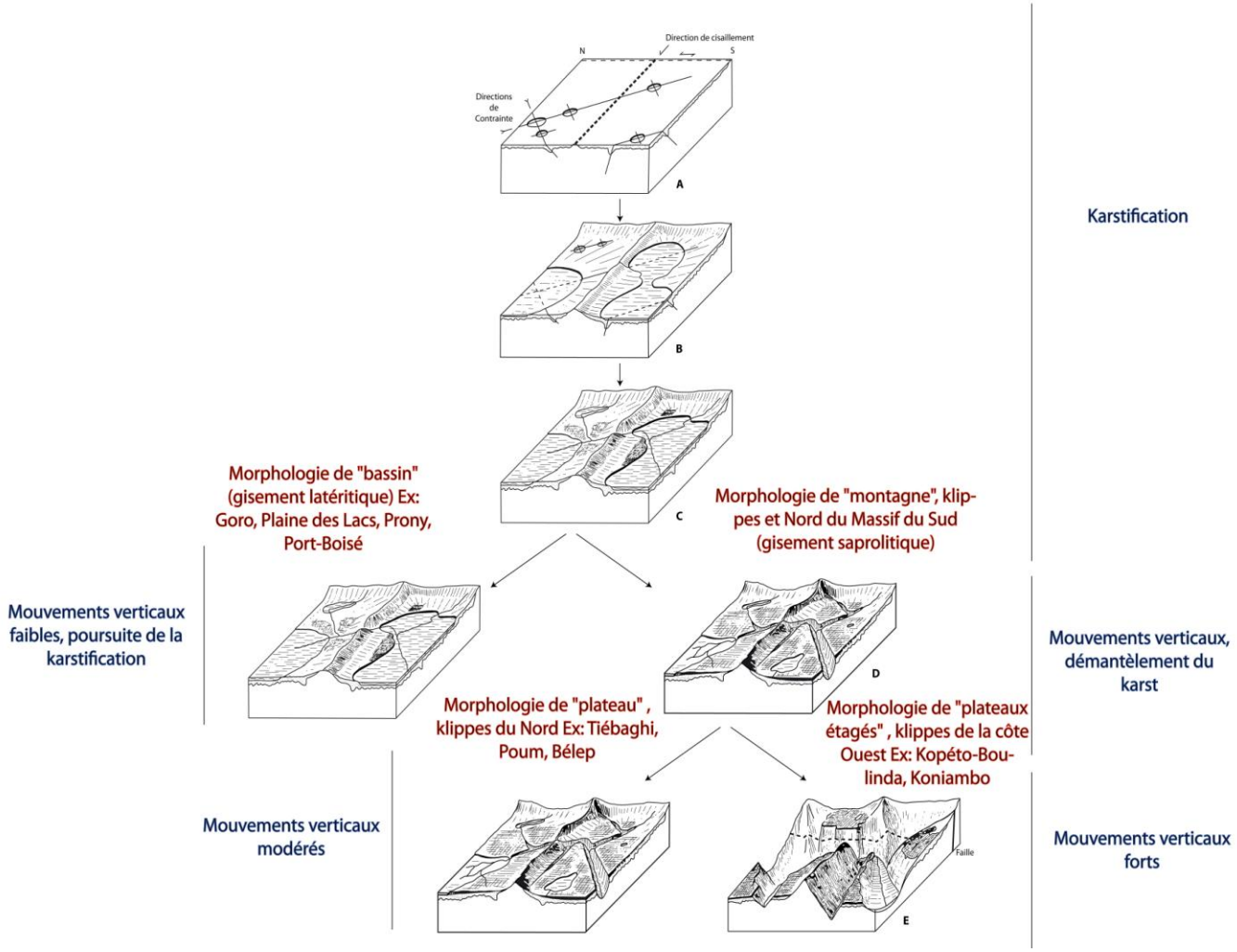


Figure 99 - Morphologies observées en fonction de l'évolution du modelé karstique décrit par Trescases (1975) et des mouvements verticaux

La terminologie utilisée pour la description des sites est celle de Trescases (1975) (Figure 100).

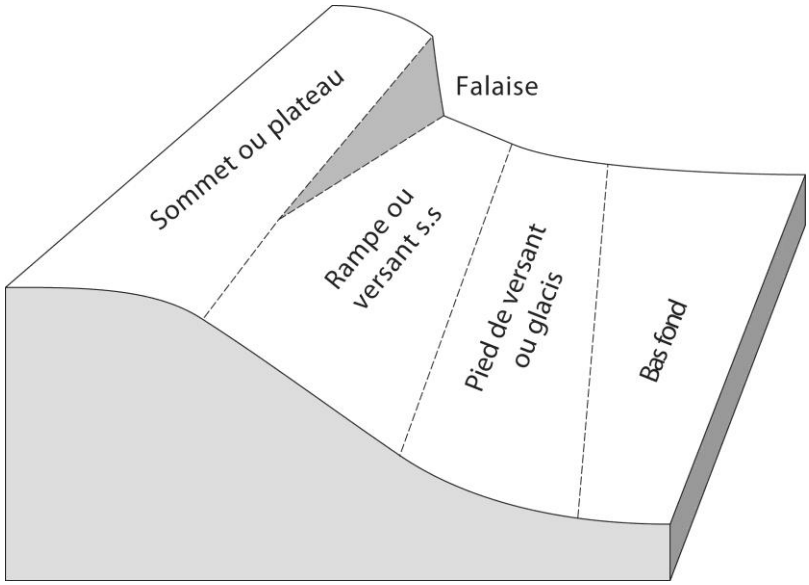


Figure 100 - Terminologie d'un versant

3.2.1 Observations de terrain

i. *Bassin : Goro*

À Goro et sur les chantiers du Sud du Massif du Sud, bien que les chantiers soient d'apparence tabulaire, leur position géomorphologique est complètement différente de celles des chantiers de montagne. Les chantiers d'exploitation correspondent à de vastes alvéoles globalement tabulaires, ou cellules d'altération, bordés de reliefs résiduels étroits et acérés dont l'altitude dépasse de presque 100 m, celle des alvéoles. Dans le cas de Goro, les sommets culminent à 400 m alors que les plateaux s'étagent entre 330 et 70 m. Ces alvéoles n'occupent pas la position la plus haute des massifs de péridotites, mais globalement la plus basse. Dans le cas de Goro, ces cellules correspondent plus à des bassins (Figure 102 et figure 101), fermés ou non, qu'à des plateaux, terme à réserver à des reliques de la surface d'altération originale.

La morphologie associée à ce type de gisements présente tous les aspects du modelé karstique avec présence de dolines et de conduits souterrains. Cette morphologie correspond à la morphologie initiale de l'ensemble des péridotites avant surrection.

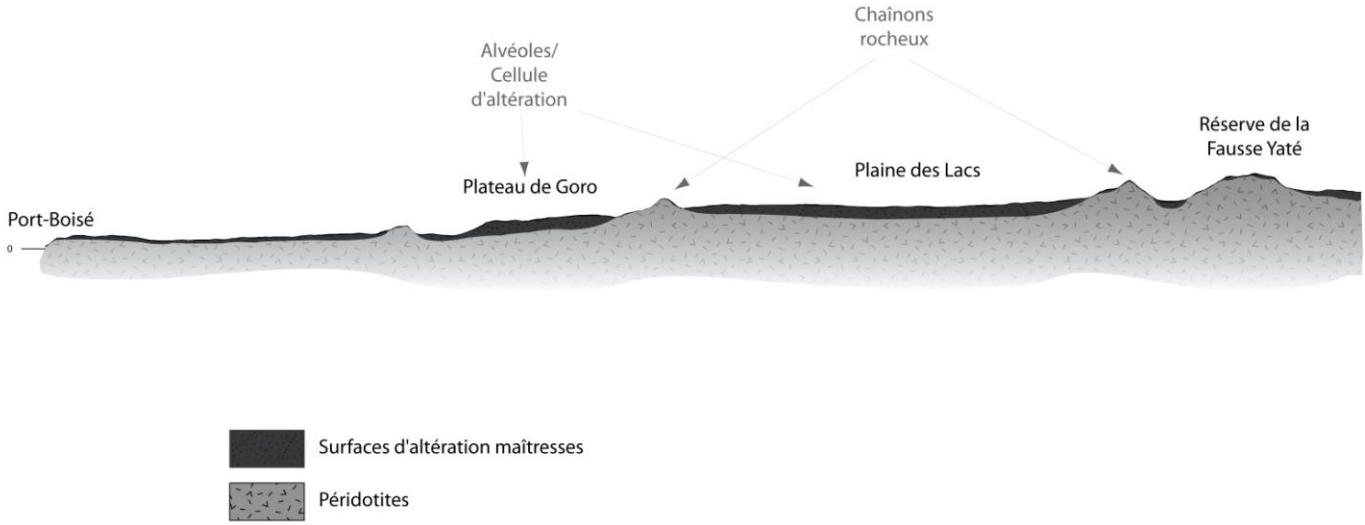


Figure 102 - Coupe morphologique de la région de Goro (100 000ème)

Figure 101 - Cellule d'altération dans le Sud du Massif du Sud (Photo : Vale NC)

ii. *Plateau : Tiébaghi*

Long de 20 km, large de 8 km, le massif de Tiébaghi est bordé à l'Ouest par le lagon et à l'Est par la Vallée de la Néhoué (Figure 103 et figure 104). Le plateau sommital de Tiébaghi se présente par une importante surface cuirassée, dominant à 600 m d'altitude, fracturée en marches d'escalier et inclinée vers le sud-ouest (Latham, 1986; Beauvais *et al.*, 2007; Robineau *et al.*, 2007). Sur les rebords du plateau, les reliefs s'accentuent et les flancs abrupts du dôme sont parcourus de torrents qui permettent d'observer des péridotites relativement peu altérées. Ce plateau sommital présente un aspect de « dôme » (surnom du massif) qui est le résultat d'une érosion régressive du plateau tabulaire initiale, plus ou moins marquée selon les bordures (Beauvais *et al.*, 2007).

Le paysage du « dôme » montre donc une évolution karstique très prononcée, marquée par de nombreuses dolines. La cuirasse dont l'épaisseur varie de 3 à 10 m, protège et fossilise en partie ce relief.

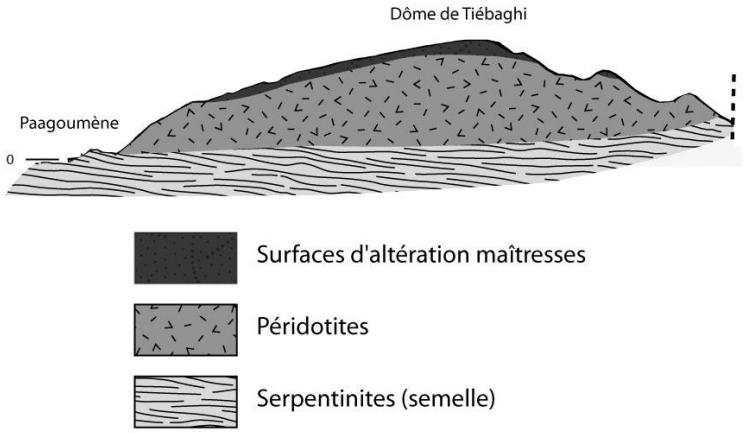


Figure 103 - Coupe morphologique du massif de Tiébaghi (100 000ème)

Figure 104 - Dôme de Tiébaghi vu du massif d'Etoile du Nord

iii. *Plateaux étagés : le massif du Kopéto –Boulinda et le massif de Koniambo*

La taille de ce massif en fait la klippe la plus imposante de la côte ouest. On a pour habitude de distinguer le massif du Kopéto, le plus au Nord, culminant à 1 026 m ; et le massif du Boulinda, au Sud, dont le pic Boulinda culmine à 1 330 m.

Le massif du Boulinda, largement étudié par Latham (1975), se présente comme un ensemble ayant subi une série de planations dont il ne reste que des lambeaux de paléosurfaces. Le massif est composé de trois unités géomorphologiques distinctes : la ou les paléosurfaces disséqués par des dolines, les versants et les fonds de vallées. Quatre niveaux morpho-structuraux sont différenciés au niveau des paléosurfaces :

- niveau I : zone de plateau situé entre 1 150 et 1 300 m d'altitude. Son pendage vers le NE est inverse à celui du massif. Quelques reliefs résiduels constituent les points culminants de ce massif ;
- niveau II : ce niveau correspond à une série de lambeaux de pénéplaines étagés entre 1050 et 800 m. Ce niveau est parsemé de dépressions fermées ou vallées sans exutoires identiques à celles observées dans le Sud du Massif du Sud ;
- le niveau III situé à une altitude variant entre 650 et 350 m, correspond à un glacis très disséqué par le réseau hydrographique (Figure 106 et figure 107) ;
- le niveau IV d'extension limité s'observe sur certains épaulements à basse altitude.

Les versants sont très fortement pentés (40 à 45 %) et s'amortissent légèrement vers les sommets. Nos observations démontrent que le massif du Kopéto présente sensiblement les mêmes surfaces étagées (Figure 105).

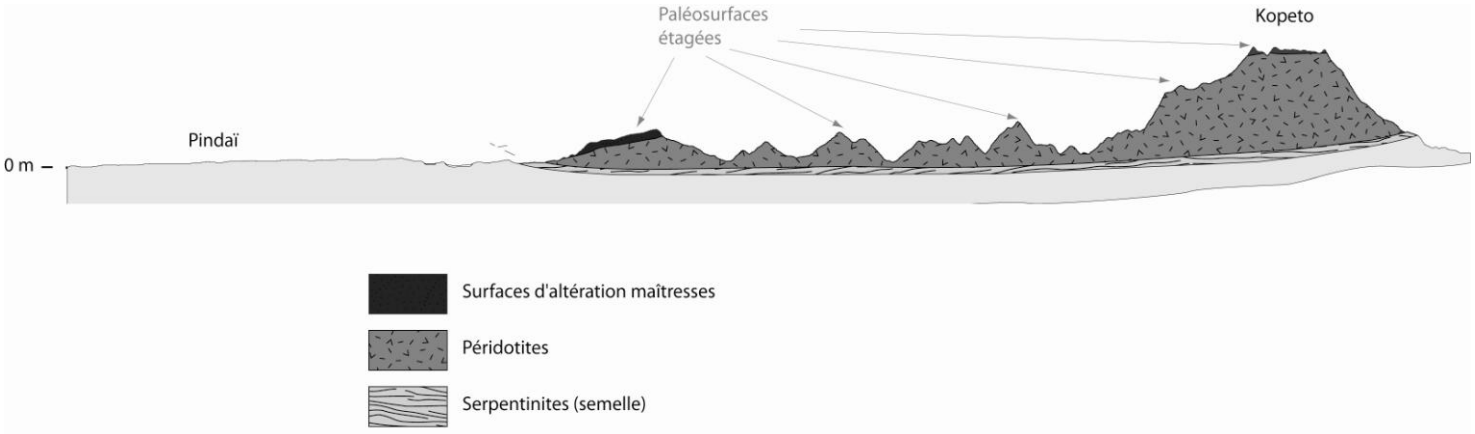


Figure 105 - Coupe morphologique du massif du Kopéto (100 000ème)

Il est à noter que certaines surfaces sont très inclinées (Figure 105) ce qui rend l'étagement relatif, puisqu'une surface continue peut aussi être tracée entre l'ensemble des replats.

Figure 106 - Vue d'une paléosurface correspondant au niveau III (Népouto) sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert)

Figure 107 - Doline au niveau d'une paléosurface correspondant au niveau III sur le massif du Boulinda (Photo : L. Alizert)

Le massif du Koniambo présente un relief escarpé, s'élevant de la plaine côtière jusqu'à un premier plateau d'une altitude de 250 m (Plateau de Kaféaté), puis passant rapidement à des replats à 500 m pour culminer à près de 930 m (Figure 108 et figure 110). Il s'étend sur 20 km de long et 5 km de large, pour une surface de l'ordre de 21 km^2. La paléosurface la plus haute s'étire selon un axe NW-SE (Bilboquet – Manguen - Centre), disséquée par des chaînons rocheux mais se terminant par le plateau de Trazy (Figure 109 et figure 111), ondulé et portant quelques dolines.

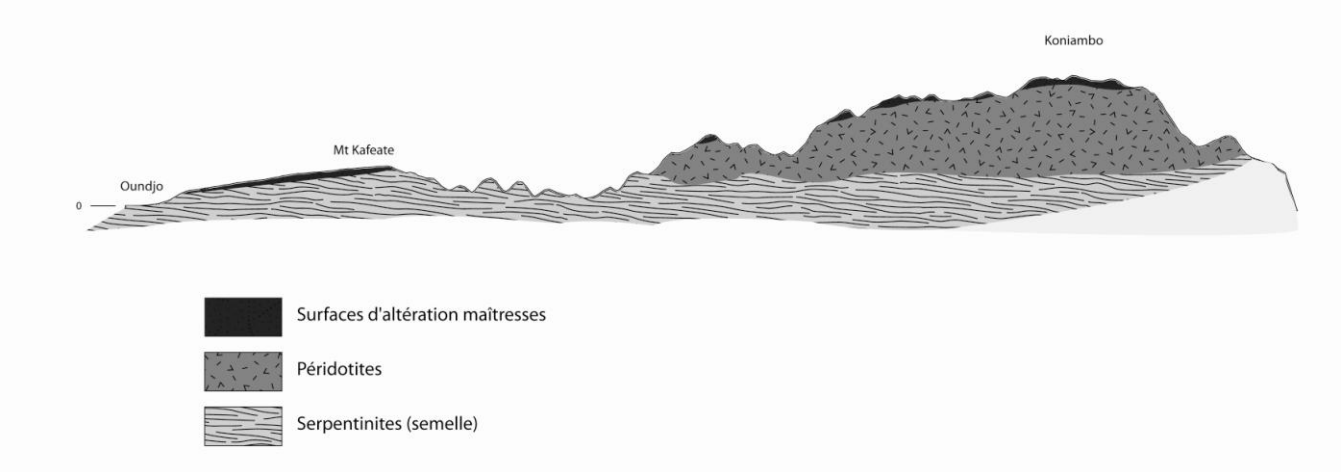


Figure 108 - Coupe morphologique du massif du Koniambo (100 000ème)

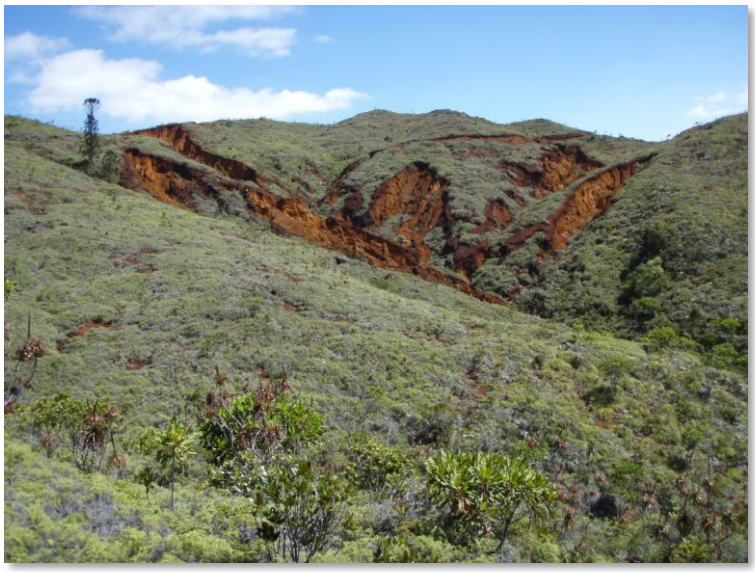


Figure 109 - Massif du Koniambo. Vue général du plateau Trazy entaillé sur ses bords par de profondes lavakas (Photo : L. Bailly)

Figure 110 - Massif du Koniambo vu du Plateau de Tia (Photo : L. Alizert)

Figure 111 - Plateau de Trazy sur le massif du Kopéto (Photo : L. Alizert)

3.3 Conclusions

Dans le détail, jusqu'à l'échelle des « chantiers », six morphologies possibles ont été identifiées : **les crêtes anguleuses, les crêtes arrondies, les plateaux, les plateaux disséqués, les replats, et les bassins.** Les caractéristiques de ces morphologies sont identifiées dans la figure 112.

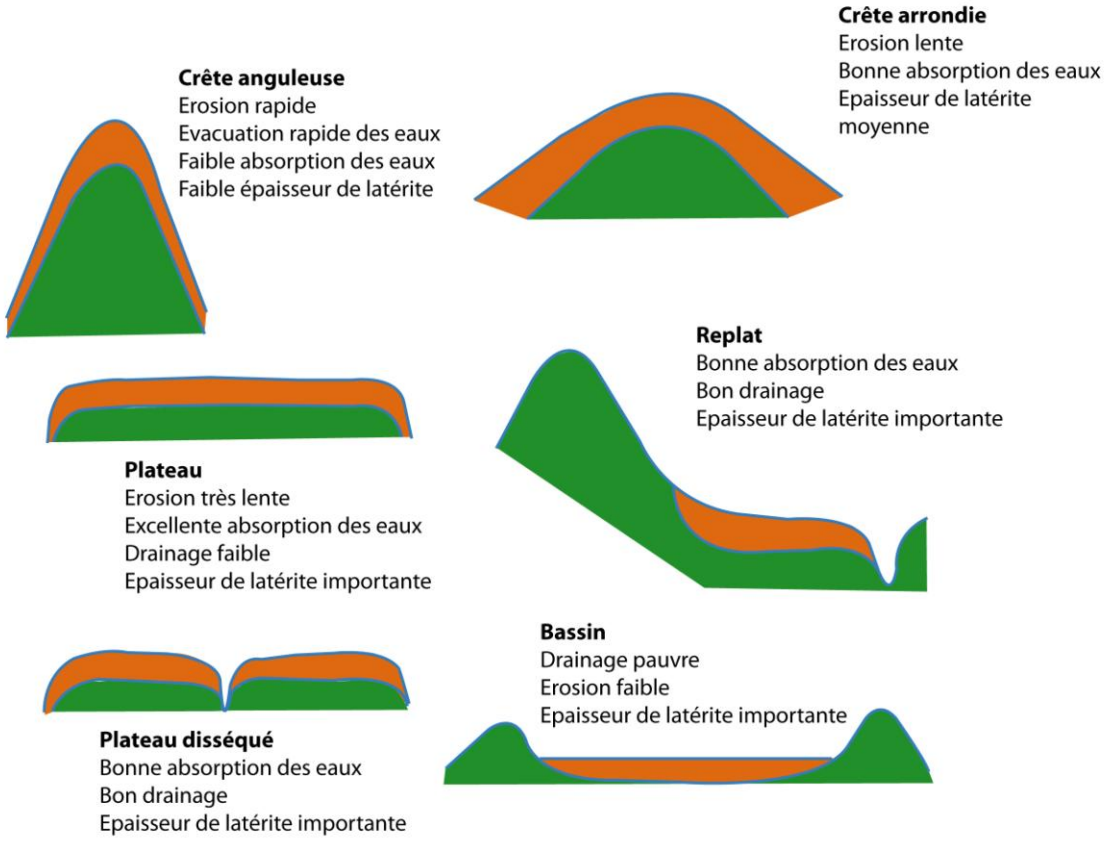


Figure 112 - Morphologies rencontrées sur les chantiers minier et leurs caractéristiques associés

4 CARTOGRAPHIE ET CARACTERISATION DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE

CARTOGRAPHIE ET CARACTERISATION DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE

1 Introduction

La plupart des services géologiques du monde se trouvent actuellement confrontés au problème majeur de la non prise en compte des formations superficielles d'altération dans leur couverture cartographique (Quesnel *et al.*, 2008 ; Lacquement et al, 2010). Les cartes géologiques conventionnelles donnent essentiellement une information sur le « substrat dur », la couche superficielle d'altération ayant été négligée jusqu'à présent. La Nouvelle-Calédonie n'échappe malheureusement pas à ce travers, mais dans le contexte néocalédonien, dont l'économie dépend pour la plus grande partie des profils d'altération développés sur les massifs de péridotite, le problème est particulièrement sensible. Au plan de la mine, il est évident que l'histoire de l'altération conditionne la répartition et la richesse des gisements de nickel. D'autres domaines d'applications sont également concernés : ressources en eau, risques naturels, environnement, géotechnique et aménagement du territoire au sens large dans la tranche de 0 à 100 mètres.

C'est pourquoi, dès 2006, date de la création d'un « Service de la Géologie de la Nouvelle-Calédonie », il a été décidé de lancer un programme de cartographie du « Régolithe », afin de fournir un support servant d'outil de base et de réflexion pour répondre au mieux à ces différentes problématiques.

2 Les formations d'altération représentées

Dans la pratique du levé géologique du régolithe, à l'échelle du **1/10 000**, il n'est guère possible de prendre en compte tous les aspects et toutes les nuances de l'altération (exemple des saprolites fines ou grossières), ainsi que toutes les formations de versant. Ces remaniements de versant seront détaillés sur une carte des aléas mouvements de terrain.

2.1 Cuirasse en place

Au sens strict, il s'agit d'une cuirasse « ***in-situ*** » qui vient coiffer le profil d'altération latéritique. Elle est continue et on la trouve au sommet des paléosurfaces les plus anciennes, soit aux plus hautes altitudes. Au niveau des bassins de sédimentation peut s'édifier une telle cuirasse, par un soutirage très important ou par un battement de la nappe phréatique (cas des dolines ou du sommet de la Fm fluvio-lacustre). La résistance de la cuirasse à l'érosion peut se traduire par **une inversion de relief**, cas d'une grande partie de la Fm fluvio-Lacustre. Le terme « cuirasse en place » utilisé pour cette cartographie regroupe :

- les cuirasses ferrugineuses coiffant un profil latéritique, qu'elles soient primaires ou secondaires ;
- les carapaces ferrugineuses, qui avec les cuirasses, forment l'intégralité d'une ferricrète ;
- les cuirasses ferrugineuses coiffant des sédiments fluvio-lacustres.

La nature de la roche-mère sur laquelle s'est développée la cuirasse est toujours précisée (exemple : cuirasse en place sur péridotites indifférenciées ou cuirasse en place sur Fm fluvio-lacustre).

2.2 Cuirasses démantelées

Ces cuirasses sont des **blocs résiduels de cuirasses massives**, autrefois continues, et aujourd'hui cassées, parfois remaniées par gravité le long de la pente, donc démantelées, et positionnées sur des replats ou des versants. Sur certains replats, elles sont le résultat d'un démantèlement sur place, quelquefois suivies d'un transport, plus ou moins important. Sur les versants, ce sont des éboulis ou des glissements en masse engendrés par la fracturation de tout un panneau de cuirasse. Toutes les nuances entre un semis de blocs épars et une blocaille épaisse de plusieurs mètres peuvent être observées. Si elles jalonnent souvent le pourtour de cuirasses *in situ* bien conservées, ces accumulations représentent parfois les ultimes témoins de cuirasses totalement démantelées.

2.3 Latérites épaisses

Elles englobent des ensembles de granulométrie fine, argileux-terreux, *in-situ* ou remaniés et dont l'épaisseur dépasse 5 mètres. Elles peuvent être composées de gravillons ou autres graviers ferrugineux ou d'oxy-hydroxydes de fer à grain très fin (présentant un aspect argileux). Elles sont connues sous les termes de latérite rouge, latérite jaune ou latérite de transition.

Sur les reliefs, elles sont associées généralement à des morphologies **convexes** à pente faible ou très faible, caractéristiques des plateaux ou des replats intermédiaires. Dans les bassins en cours de déblaiement, les latérites épaisses forment les talus sous les plateaux cuirassés. L'érosion s'y manifeste fréquemment par l'ouverture d'incisions, ou lavakas, sièges d'une érosion régressive.

2.4 Latérites minces

Les latérites minces, à **squelette rocheux** souvent apparent, se rencontrent, pour la majorité, en zones de versants. Leur épaisseur, irrégulière à très irrégulière, est inférieure à 5 m. Les profils sont souvent incomplets, réduits parfois à une couche discontinue de latérite rouge ou jaune, plus ou moins terreuse, à gravillons. Le faciès peut parfois s'apparenter à une saprolite très terreuse. Des indices de remaniement et de sédimentation sont fréquents (blocs, niveaux de grenaille). Des sillons étroits et des poches latéritiques peuvent occasionnellement apparaître.

La morphologie associée est sensiblement moins convexe que pour la formation précédente, mais la pente est plus soutenue.

2.5 Zones rocheuses

Sont qualifiées ainsi toutes les zones où la péridotite, plus ou moins serpentinisée, est affleurante, donc **sans aucune formation d'altération sus-jacente**. Des reliefs aux bassins de sédimentation, elles sont marquées par une très forte pente et une morphologie clairement **concave**. Elles dessinent régulièrement des facettes, signes d'une érosion facilitée et accélérée par la proximité de la roche. La nature de la roche est précisée (exemple : dunite).

2.6 Formations de versant

Bien que ces formations ne soient pas cartographiées en tant que telle pour la thématique "régolithe", elles sont omniprésentes sur les massifs péridotitiques. Lorsqu'elles sont anciennes, ces masses de péridotites écroulées et déstructurées peuvent supporter des profils latéritiques plus ou moins complets, que l'on cartographiera alors en latérites épaisses ou minces.

Ces phénomènes d'instabilité s'expriment sous différentes formes et quelquefois, se relayent sur les versants par des plans de détachement concaves à l'amont et des panneaux effondrés gravitairement, qui constituent des loupes convexes, à l'aval.

2.7 Formations anciennes fluvio-lacustres

Ces formations emplissent de vastes dépressions et ont une extension considérable dans le Massif du Sud. On les regroupe dans la Fm fluvio-lacustre du Sud. Elles recouvrent des latérites, la saprolite ou le substrat rocheux, elles peuvent être affectée par l'altération latéritique et être coiffées par une cuirasse. Localement elles sont recouvertes par des colluvions.

L'épaisseur moyenne de ces sédiments atteint les 70 mètres, sur un substrat placé à une altitude d'environ 50 mètres. A proximité du lac de Yaté, la Fm fluvio-lacustre se retrouve jusqu'à une altitude de 180 mètres. La base de la Fm est la plupart du temps constituée par un ou des conglomérats dont les galets ont des tailles variées et de compositions diverses, englobés dans une matrice sableuse dérivée des péridotites ou gabbros. Au-dessus, la Fm est essentiellement constituée de sédiments hétérogènes latéritiques, de petits galets, graviers, nodules et pisolithes, de galets de péridotites, de serpentinites ou de gabbros fortement altérés.

Plusieurs séquences peuvent être observées sur les coupes les plus étendues : les structures sédimentaires, difficiles à observer en raison de l'altération post-dépôt, marquent une sédimentation fluviatile, depuis le cône alluvial jusqu'à la plaine d'inondation (Quesnel et al., 2008, 2013 ; Thèse N. Folcher en cours). En outre, quelques passages d'argiles verdâtres (smectite) ou de traces de flore (tubules, empreintes de feuilles) marquent une dynamique de sédimentation plus calme, tandis que des manchons racinaires marquent des niveaux d'arrêt de sédimentation. Aucun dépôt lacustre n'a pu être observé à l'heure actuelle dans les coupes disponibles, mais ces

dépôts fluviatiles remplissent un bassin "lacustre" (au sens d'endoréique) intramontagneux, depuis les tributaires au profil assez pentu à l'amont jusqu'à une ou plusieurs vastes plaines à l'aval.

D'un point de vue morphologique, les niveaux de terrasses sédimentaires, remarquablement horizontaux, sont bien distincts et sont situés en inversion de relief.

2.8 Alluvions récentes

Les alluvions actuelles ou récentes sont cantonnées dans les zones inondables des lits des rivières principales. Elles sont constituées essentiellement de blocs et galets de nature diverse, de sable, de latérites et de pisolithes ferrugineux.

3 Du levé à la carte du régolithe

3.1 La cartographie de terrain

Le levé du régolithe s'effectue par des **missions de terrain systématiques**. Si le site le permet, chaque piste et layon d'exploration, chemin de randonnées, creek et crête accessibles sont empruntés. Les modifications de la nature du manteau d'altération sont reportées sur **une minute de terrain** à 1 / 10 000 (fond topographique de la DITTT[13]). Afin de mieux caractériser la nature des altérites et des roches, des prélèvements sont réalisés pour analyses. À tout prélèvement et observation de détail reportés sur le carnet de terrain, sont affectés **une station GPS** saisie sous un formulaire numérique (ArcPad©, ESRI©). La notation se fait selon la procédure suivante (Figure 113):

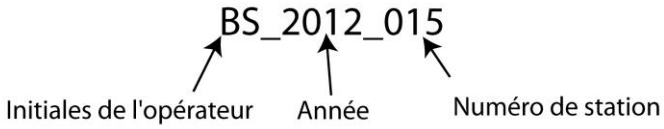


Figure 113 - Procédure de notation des stations GPS (numéro de 1→N) du SGNC

D'autres informations essentielles sont systématiquement notées :
- la nature et la structure de la roche mère ;
- les morphologies particulières (niches d'arrachement, dolines, etc.) ;
- les ressources minérales associées, correspondant principalement à d'actuelles ou d'anciennes mines en activité.

3.2 L'analyse géomorphologique

Sur le terrain, l'utilisation de la géomorphologie vient en renfort lorsqu'une zone n'est pas accessible au géologue. En effet, comme il a été présenté dans le Chapitre 3, la morphologie du paysage est dépendante de la nature du régolithe. En effet, **la pente** (dérivée première de l'altitude) d'un versant naturel incisé à l'équilibre reflète directement des propriétés mécaniques des altérites :

- sur un matériau très cohérent, la pente sera forte (exemple : péridotite saine) ;

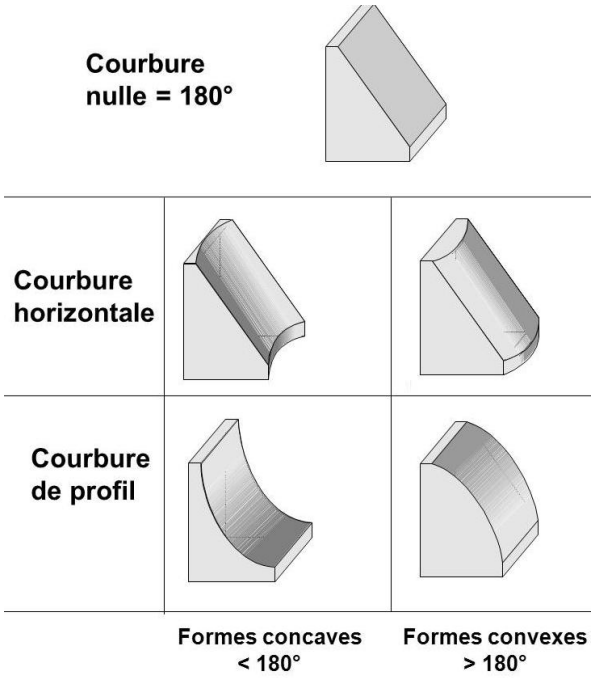
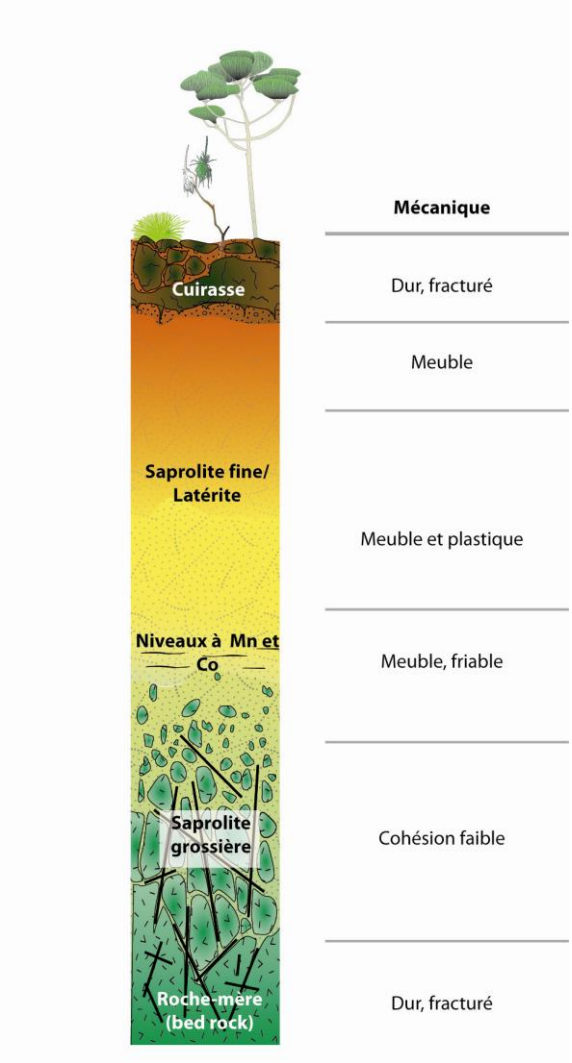


Figure 114 - Formes de la courbure

[13] Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres



- sur un matériau meuble, la pente sera faible (exemple : latérite).

La notion de **courbure** est aussi très utile pour caractériser la forme d'une surface. La courbure, qui est la dérivée seconde de l'altitude (ou pente de la pente), permet de quantifier et mesurer une forme. Elle peut être (Figure 114) :

- concave si l'angle est inférieur à 180° ;
- convexe si l'angle est supérieur à 180° ;
- nulle si l'angle est égal à 180°.

Sur le plan morphologique, une surface convexe trahit un matériau dur : la roche saine, un haut de falaise, une crête ou un sommet. À l'opposé, une surface concave indique un matériau meuble : les altérites, le pied d'un ressaut ou un talweg (Figure 115).

Du point de vue des écoulements, une surface présentant une courbure horizontale concave concentrera le ruissellement et sera donc plus sujette à l'érosion qu'une courbure horizontale convexe qui tendra à disperser les lignes d'écoulements.

Figure 115 - Comportement mécanique des matériaux constituant le profil, modifié de Maurizot (2002)

Ainsi, les « latérites épaisses » adoptant des formes convexes dans le paysage sont-elles souvent représentées en cartographie par des formes arrondies, en **« goutte d'eau »,** avec des courbes de niveau très espacées. À l'inverse, la roche saine dure à l'érosion, adopte des formes concaves dans le paysage et est représentée par des formes anguleuses, voire **« losangiques »** avec des courbes de niveau très resserrées (Figure 116). L'intermédiaire entre ces deux

Figure 116 - Amorce de cartographie du régolithe sur fond topographique. A droite, forme de "goutte" des latérites, à gauche forme losangique de la roche saine

extrêmes est constitué par les « latérites minces ».

3.3 L'outil numérique (SIG)

L'utilisation de logiciels de système d'information géographique (SIG) comme soutien à la cartographie du régolithe est assez fréquente, car l'outil numérique et principalement le Modèle Numérique de Terrain (MNT) permettent de réaliser une analyse morphologique : soit en préalable d'une mission de terrain, soit pour la cartographie d'une zone inaccessible. Le logiciel utilisé pour ce travail est ArcGis© (ESRI©) avec les fonctions présentes dans les extensions 3DAnalyst©.

3.3.1 Identification des replats ou paléosurfaces

Un traitement très simple du MNT permet de visualiser les replats correspondant à des paléosurfaces, il suffit de représenter l'altitude dans les zones où la pente est inférieure à un certain seuil, dont la valeur dépend de la maille (généralement entre 1,5 et 2,5 %). Ce type de travail a été réalisé en France par Wyns (1991) et Quesnel (1997) et en Nouvelle Calédonie par Chevillotte (2005) où il a permis d'identifier, numéroter et corréler géomorphologiquement l'ensemble des replats sur les trois cinquièmes sud de la Grande Terre (cf. planche hors texte accompagnant la thèse de Chevillotte, 2005).

Ce type d'approche a également été réalisé dans le cadre de cette thèse, afin d'identifier des paléosurfaces comme cibles pour le paléomagnétisme (voir Chapitre 5).

3.3.2 Cartographie prédictive

L'établissement de carte prédictive à partir du MNT est possible à l'aide de l'outil numérique. Le MNT, qui constitue une représentation quantitative de l'altitude du sol, peut être manipulé sous forme de grilles où chaque pixel correspond à une valeur. La taille de la maille doit être adaptée à l'échelle de travail et tout particulièrement à la taille des objets géologiques à cartographier (Figure 117).

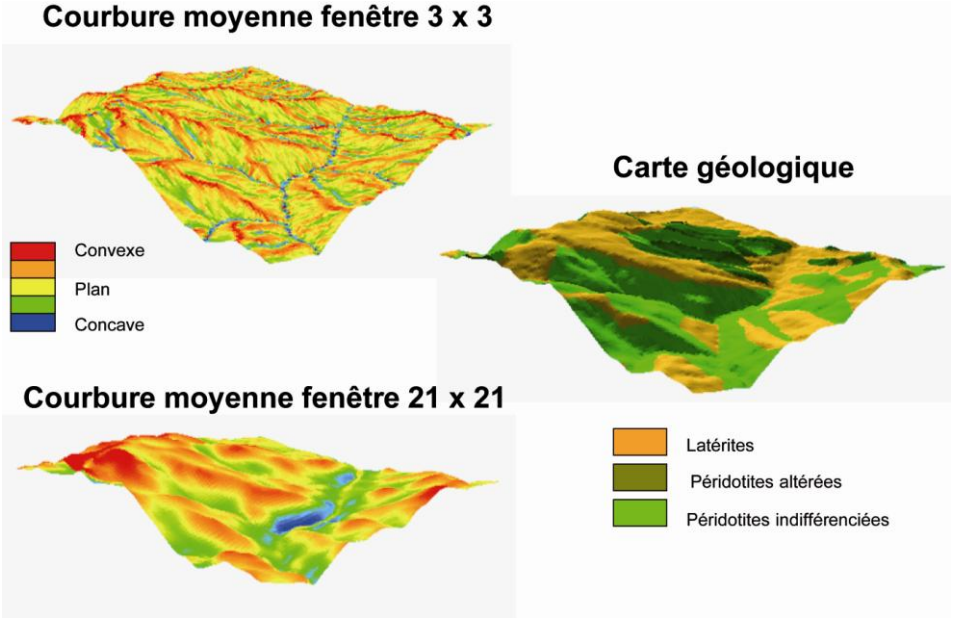


Figure 117 - Calcul de courbures de pente réalisé par SIG. On peut visualiser le résultat avec deux types de maille : 3x3 et 21x21. Il apparait que la maille 21x21 semble la plus adéquate de par sa ressemblance à la carte géologique, d'après Maurizot (2002)

3.4 Edition et valorisation de la carte

3.4.1 Gestion par base de données

Afin de pérenniser l'ensemble des données acquises concernant le régolithe, ces dernières sont intégrées dans une base de données contenant l'intégralité des données géologiques de la Nouvelle-Calédonie : le SIGEOL (Tableau 12).

3.4.2 Les cartes du régolithe à 1/50 000

Le levé des feuilles est réalisé à l'échelle du 1 /10 000, afin d'avoir un détail suffisant à restituer à l'échelle du **1/50 000**. Ce fond cartographique est ensuite valorisé sous deux formes :

- **visualisation web en ligne tout public par un explorateur cartographique sur le portail cartographique du Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie** (www.georep.nc);

- sous forme de **l'édition d'une carte individualisée pour chaque massif**. La carte du régolithe est alors accompagnée d'autres cartouches comme le « MNT », les « Aires Protégées », le « Cadastre minier », le « Schéma morpho-tectonique » et la « Géologie du substrat ». Le but étant pour l'utilisateur (politique, mineur, bureau d'étude, randonneur, etc.) de pouvoir corréler rapidement les informations des différents cartouches entre eux (cf. Carte géologique du Grand Sud de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000, en Annexe 3).

Actuellement, **60 %** de l'ensemble du territoire est levé (Figure 118).

Tableau 12 - Dictionnaire de la base de données (SIGEOL) dans laquelle sont saisies les informations du régolithe

Jeu de classes d'entités	Classes d'entités	Type d'entité	Nom du champ	Commentaires
EnsembleGeologie	ContourGeologique	Linéaire	OBJECTID	Identifiant d'objet
			Shape	Géométrie
			Shape_Length	Longueur de l'objet
			Nature	Type de contour : faille, contact normal, etc.
			Visibilité	Visible, présumé, etc.
	PointStructural	Linéaire	OBJECTID	Identifiant d'objet
			Shape	Géométrie
			Pendage	Pendage mesuré
			Direction	Direction (azimuth) mesuré
			Nature	Nature de la mesure: rubanement, foliation, faille, etc.
	SurfaceGeologique	Surfacique	OBJECTID	Identifiant d'objet
			Shape	Géométrie
			Shape_Length	Longueur de l'objet
			Shape_Area	Surface de l'objet
			Lithologie	Type de roches mère ou altérites
			Légende	Affichage des caissons pour la légende
EnsembleMorphologique	ArcMorphologique	Linéaire	OBJECTID	Identifiant d'objet
			Shape	Géométrie
			Shape_Length	Longueur de l'objet
			Nature	Exemple : niche d'arrachement
	SurfaceMorphologique	Surfacique	OBJECTID_1	Identifiant d'objet
			Shape	Géométrie
			Shape_Length	Longueur de l'objet
			Shape_Area	Surface de l'objet
			Nature	Exemple : doline
EnsembleRessources	RessourceMinerale	Ponctuel	OBJECTID	Identifiant d'objet
			Shape	Géométrie
			Element_1	Exemple : Ni, Co, Cr, etc.
			Element_2	Exemple : Ni, Co, Cr, etc.
			Element_3	Exemple : Ni, Co, Cr, etc.
			Element_4	Exemple : Ni, Co, Cr, etc.
			Element_5	Exemple : Ni, Co, Cr, etc.

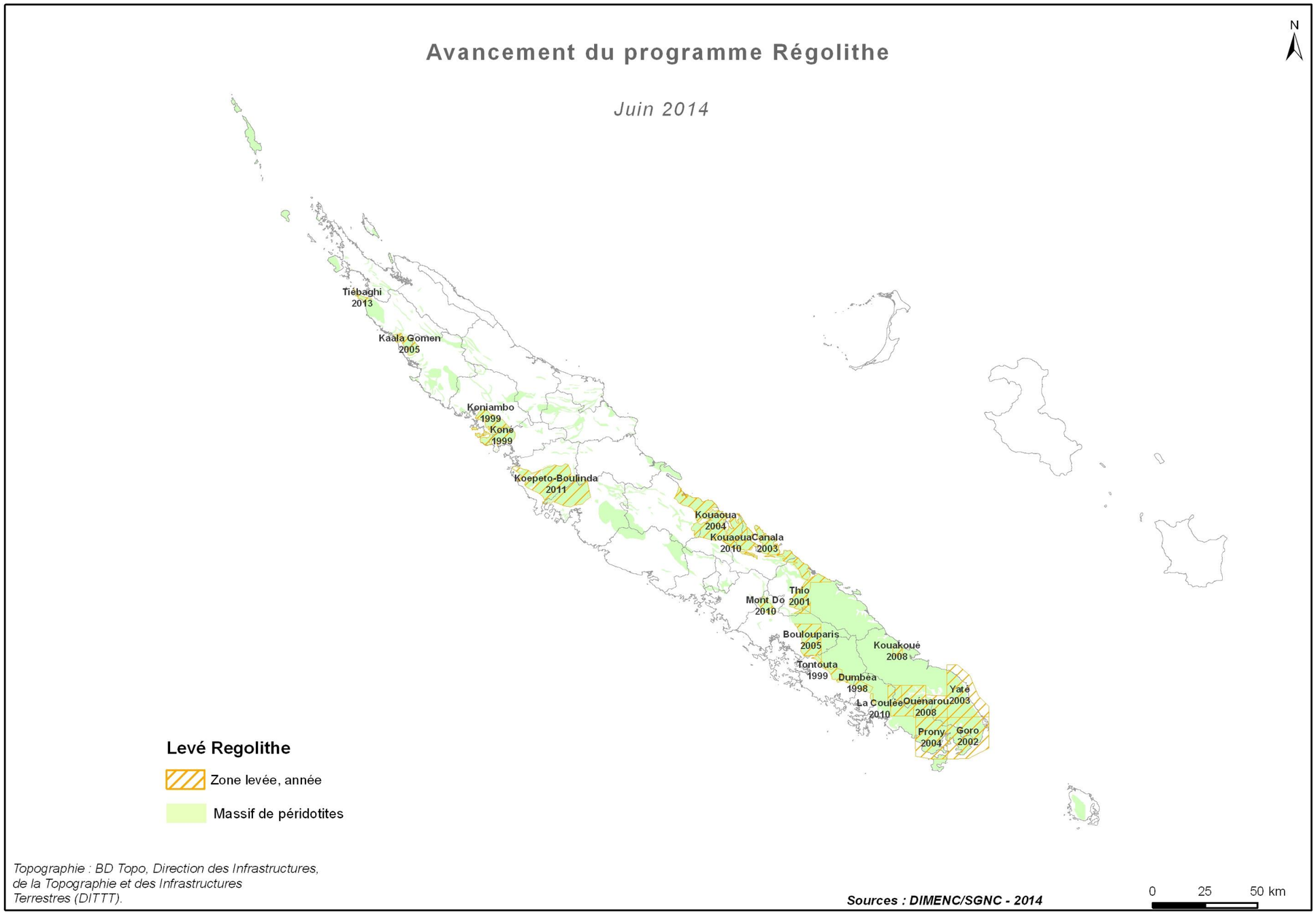


Figure 118 - Etat d'avancement du programme de cartographie "Régolithe"

4 La télédétection hyperspectrale

4.1 Introduction

Le projet CARTHA (CArtographie du Régolithe par Télédétection Hyperspectrale Aéroportée en Nouvelle-Calédonie), financé par le CNRT "Nickel et son environnement", s'est attaché à évaluer les potentiels de l'imagerie **hyperspectrale** appliquée à l'environnement minier. Cet environnement est particulièrement remarquable et sensible en Nouvelle-Calédonie en raison de son insularité et d'une géologie très spécifique ayant pour corrolaire l'endémisme de la faune et surtout de sa flore. Ce projet a été piloté par l'IRD, en association avec le SGNC, le BRGM et le CSIRO[14], et s'est déroulé de 2009 à 2012.

Une expertise afin de réaliser la bibliothèque spectrale a été apportée à l'IRD et au BRGM. Une mission d'un mois, en mai 2010, a permis de réaliser des mesures au sol sur les sites cibles du levé aéroporté. Une expertise et une validation des cartes produites à partir des images traitées a été réalisé courant 2011 et 2012, avec des reconnaissances de terrains pour vérification. Un rapport final a par la suite été produit fin 2012.

Ce chapitre reprend en partie les résultats et analyses du rapport final de ce projet (Despinoy *et al.*, 2012), enrichis de certains éléments. Contrairement au rapport CNRT qui intègre l'analyse complète de l'environnement minier, seule l'application au domaine de la géologie sera développée ici. Pour les notions de traitement d'images et de télédéction voir Girard *et al.* (Girard et Girard, 2010).

Les données et les résultats obtenus ont fait l'objet d'un article soumis à la revue *Remote Sensing of Environment : Airborne hyperspectral mineral sensing for regolith mapping of weathered Ni-bearing peridotites, New Caledonia. F. De Boissieu, B. Sevin, T. Cudahy, M. Mangeas, S. Chevrel, C. Ong, A. Roger, P. Maurizot, C. Laukamp, I. Lau, Touraivane, D. Cluzel et M. Despinoy.*

4.2 Bases de la spectroscopie

4.2.1 Le rayonnement électromagnétique

La spectro-radiométrie utilise les principes de l'interaction des ondes électromagnétiques (Figure 119), plus particulièrement de la lumière (par extension de la lumière « visible »), avec la matière. La lumière est un rayonnement électromagnétique pouvant être modélisé par une onde électromagnétique (comportement ondulatoire) ou un ensemble de photons (comportement corpusculaire). Dans le premier cas, l'onde électromagnétique se décompose en un champ électrique et un champ magnétique. D'après la théorie ondulatoire de la lumière, tout rayonnement peut alors être considéré comme la superposition d'ondes planes monochromatiques caractérisées par leurs longueurs d'onde et leurs fréquences.

[14] Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation ou CSIRO est l'organisme gouvernemental australien pour la recherche scientifique.

La notion d'onde électromagnétique est complémentaire de celle du photon, une particule sans masse et sans charge électrique, qui est associée à une radiation électromagnétique monochromatique.

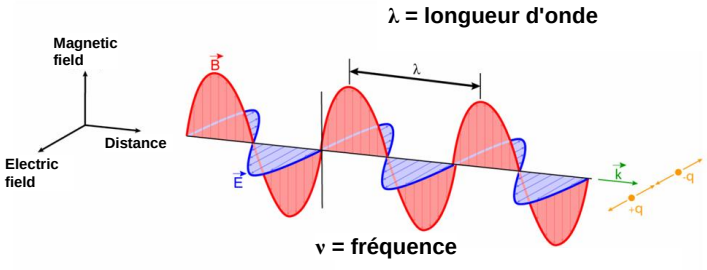


Figure 119 - Onde électromagnétique

La gamme spectrale couverte lors de cette étude est celle de la spectroscopie de réflectance : 450 – 2500 nm (Figure 120).

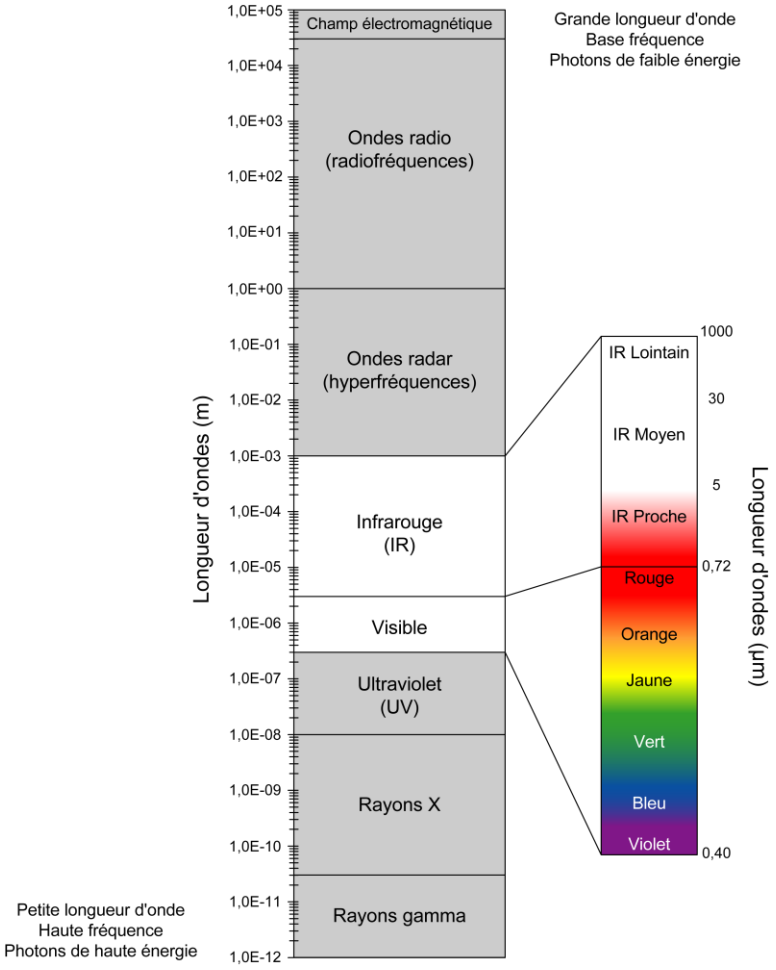


Figure 120 - Le spectre électromagnétique

4.2.2 La réflectance

L'onde électromagnétique incidente (lumière solaire) est absorbée, transmise et réfléchie par les objets de la surface terrestre (Figure 121).

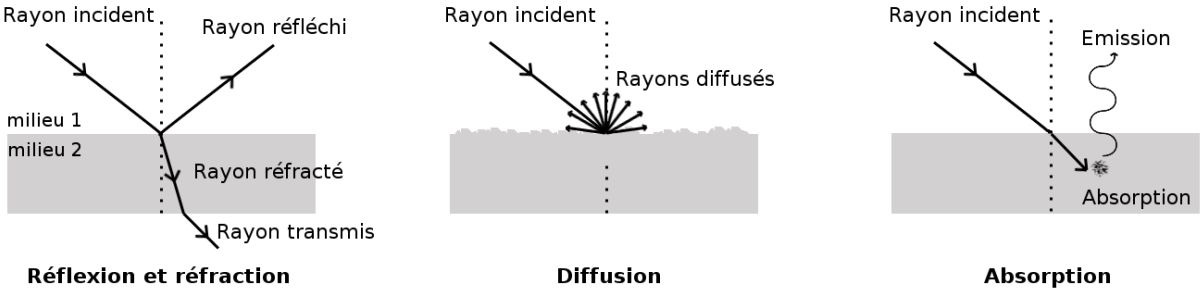


Figure 121 - Les types d'interactions possibles entre un rayonnement incident et une transition entre deux milieux de natures différentes : réflexion et/ou réfraction, diffusion et absorption

Suivant le principe de la conservation d'énergie, la somme de l'énergie absorbée, réfléchie et transmise est égale à l'énergie incidente (Figure 122) :

$$\mathbf{ET_{(\lambda)} = EA_{(\lambda)} + ETr_{(\lambda)} + ER_{(\lambda)}}$$

On définit alors la **réflectance** R comme le rapport de l'énergie réfléchie à l'énergie incidente :

$$\mathbf{R = ER_{(\lambda)} / ET_{(\lambda)}}$$

Elle varie de 0 à 1 ou de 0 à 100% suivant l'unité choisie.

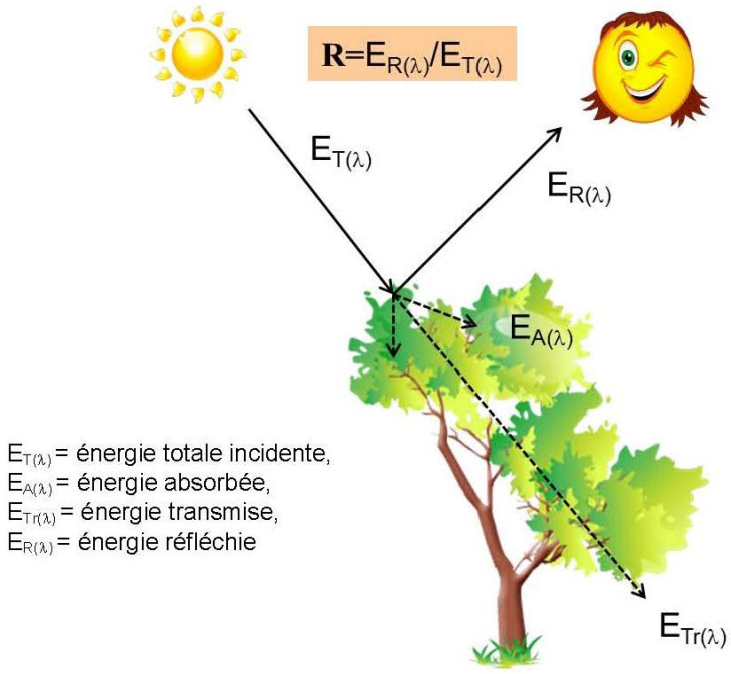


Figure 122 - Interaction des ondes électromagnétiques avec la surface terrestre.

4.2.3 La signature spectrale

La réflectance d'un objet de la surface terrestre dépend :

- de la longueur d'onde de la lumière incidente ;
- de la nature du matériau.

Si l'on dessine la courbe de la réflectance en fonction de la **longueur d'onde R = f(λ),** on obtient la courbe de réflectance caractéristique de l'objet étudié. On parle alors de **signature spectrale** spécifique d'un objet de la surface terrestre. Cette signature spectrale des objets permet d'extraire les composants biogéochimiques et/ou minéralogiques des composants de la surface terrestre (Figure 123).

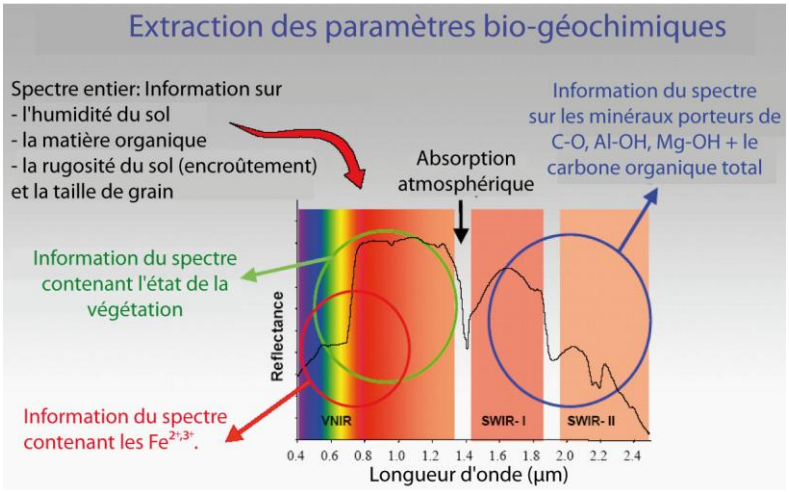


Figure 123 - Extraction des paramètres biogéochimiques de la surface terrestre d'après leurs caractéristiques spectrales (modifié de Chevrel, 2012)

4.2.4 Identification spectrale

La figure 124 décrit la capacité de discrimination de quelques minéraux courants d'après leur signature spectrale. Cette capacité permet l'utilisation des signatures spectrales dans des applications aussi diverse que la cartographie géologique, la cartographie du régolithe ou encore la cartographie des minéraux argileux.

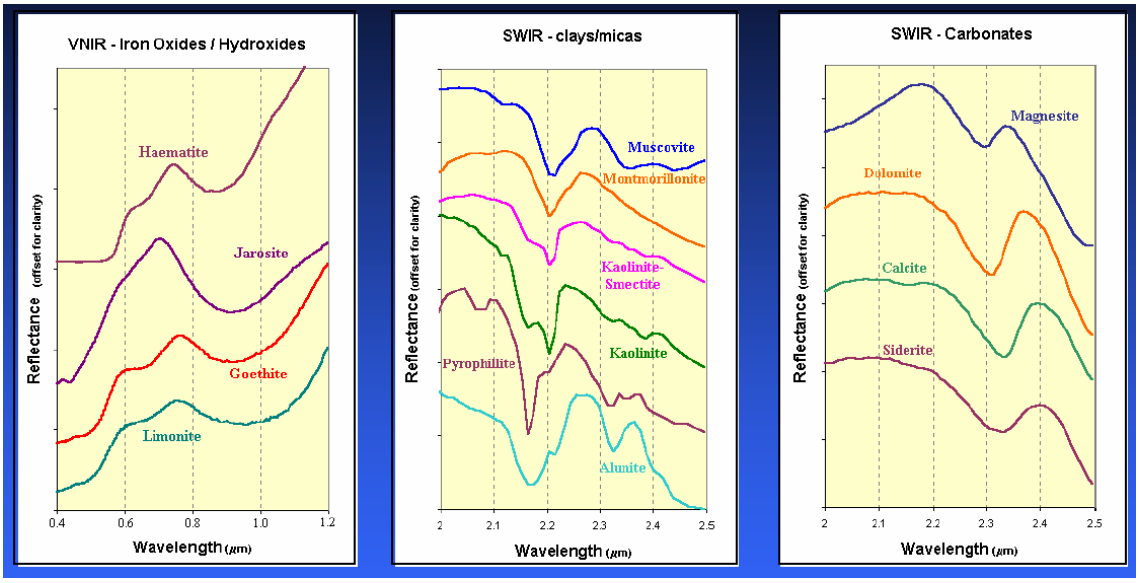


Figure 124 - Signature spectrale de quelques minéraux caractéristiques (Chevrel, 2012)

4.3 Applications à la télédétection

La technologie hyperspectrale est apparue en premier lieu sur les appareils au sol et sur les avions bien avant son apparition sur les satellites. Cependant, dès les années 2000 cette nouvelle technologie s'est étendue de plus en plus sur les satellites d'observation de la Terre (HYPERION de la NASA[15] en 1999 ; ASTER d'un consortium japonais en 1999). Récemment, l'intérêt grandissant pour de telles informations sur l'environnement est concrétisé par les investissements colossaux de plusieurs pays dans ce domaine : capteur EnMAP du DLR[16] ; micro satellite MSMI belge et sud-africain en construction ; futur satellite hyperspectral HERO de l'agence spatiale canadienne et le Japon qui est également récemment entré dans la course à l'hyperspectral afin de créer le successeur d'ASTER.

L'utilisation de ces capteurs hyperspectraux s'est diversifiée au cours du temps. Aujourd'hui, les applications s'étendent aux études environnementales avec en particulier :

- la végétation forestière (Lucas *et al.*, 2008) ;
- l'agriculture (Bappel *et al.*, 2003) ;
- le domaine marin côtier avec la sédimentologie (Murphy *et al.*, 2008; Small *et al.*, 2009) ;
- l'océanographie côtière (Despinoy et Naim, 1998; Despinoy *et al.*, 2004) ;
- les risques naturels (inondations).

Dans le domaine des sciences de la Terre, les utilisations des systèmes hyperspectraux aéroportés sont nombreuses (Van der Meer, 1999). La majeure partie

[15] National Aeronautics and Space Administration, plus connue sous son abréviation

[16] Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt plus connus sous son abréviation DLR, est le centre de recherche de l'Allemagne pour l'aéronautique et l'aérospatiale.

des études est focalisée sur la cartographie des altérations hydrothermales permettant de remonter aux minéralisations primaires (Ferrier et Wadge, 1996). Les capteurs hyperspectraux ont par la suite ouvert une nouvelle ère de cartographie géologique offrant, en plus de l'information tectonique/structurale, un accès direct et quantitatif à la minéralogie des roches de surface. Ainsi les grandes compagnies minières et pétrolières, considèrent maintenant cette technologie comme une source d'information indispensable, aussi bien pour la prospection, l'exploitation, mais aussi la réhabilitation des sites miniers.

En contexte de roches ultrabasiques, comme c'est le cas en Nouvelle-Calédonie, de nombreuses études concernent le degré de serpentinisation des roches ou la reconnaissance des différentes phases minérales amiantifères (Hunt et Evarts, 1981; Van der Meer, 1995; Swayze *et al.*, 2004; Clenet, 2009). Il en va de même en ce qui concerne la cartographie ou la caractérisation géochimique par cette technique en domaine latéritique, sujet auquel de nombreux auteurs se sont essayés (Carvalho *et al.*, 1999; Lau *et al.*, 2003; Kusuma *et al.*, 2010; Yang *et al.*, 2013).

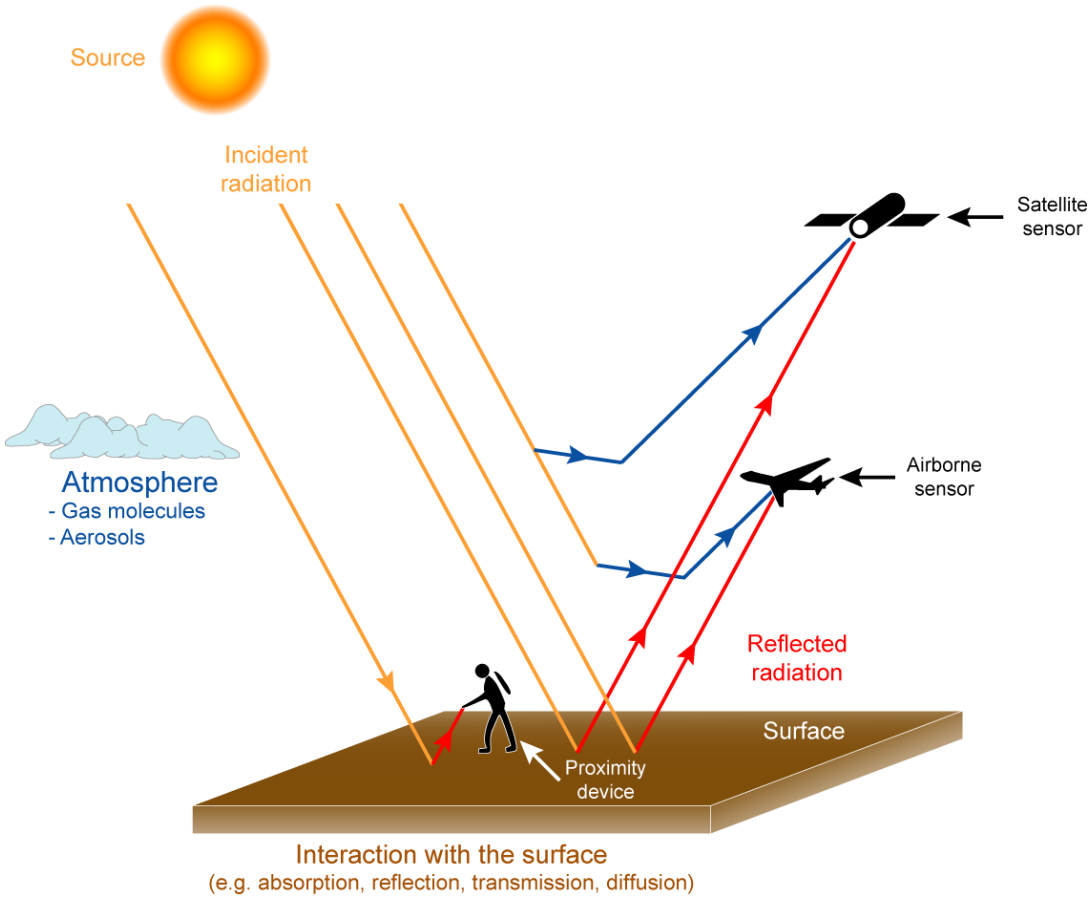


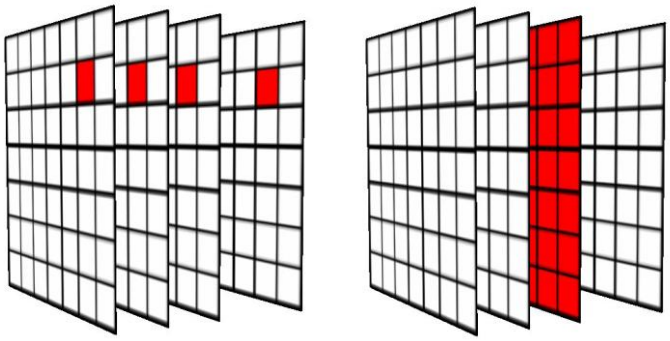
Figure 125- Méthodes d'acquisition de spectroradiométrie : proximale (terrain), aéroportée, satellitaire

La résolution actuelle des capteurs satellitaires, qui est au mieux de 30 m (cf. Tableau 13) correspond à une reconnaissance synthétique à l'échelle d'une région. Elle n'est en revanche pas compatible avec les objets miniers ou environnementaux recherchés.

Dans un milieu complexe comme celui de la Nouvelle-Calédonie où les objets affleurants sont souvent étroitement imbriqués sur des superficies restreintes, il

apparaît donc nécessaire de se tourner vers un capteur aéroporté qui fournira une résolution spatiale métrique compatible avec des objectifs de prospection ou de suivi environnemental.

Par ailleurs, la puissance de cette technologie d'imagerie spectroscopique réside principalement dans la prise de données en mode imageur sur plusieurs centaines de canaux extrêmement étroits (quelques dizaines de nanomètres). Cette finesse des canaux (largeur spectrale), qui apporte une pureté accrue de l'information contenue dans un pixel sous forme de **cube hyperspectral** (Figure 126), autorise ainsi une classification des objets de manière bien plus précise que les systèmes multispectraux.



(a) Spectre (b) Canal spectral

Figure 126 - Schéma d'un cube hyperspectral

Les différentes longueurs d'onde pour lesquelles les objets considérés obtiennent des réponses élevées doivent ainsi être comprises dans la plage de canaux du capteur aéroporté choisi. Ainsi, les possibilités du capteur **HyMap** correspondent en tous points aux caractéristiques du capteur également aéroporté AVIRIS et d'HYPERION (cf. caractéristiques techniques dans le tableau 13) et permet donc d'optimiser l'analyse du régolithe de Nouvelle-Calédonie.

	Capteur	Nb de canaux	Couverture spectrale (µm)	Résolution spectrale (µm)	Résolution spatiale	Rapport signal/bruit
Aéroportés	CASI (mode imageur)	15	0,4 - 0,94	0,08	de 1 à 5 m	500 :1
	AVIRIS	224	0,4 - 2,45	0,01	4m ou 20m	500 :1
	HyMap	**128**	**0,45 - 2,5**	**0,01 à 0,02**	**de 1 à 10m**	**500 :1**
Satellitaires	HYPERION	242	0,4 - 2,5	0,01	30m	50 :1
	MERIS	15	0,41 – 0,9	0,01	250 m à 1200 m	100 :1

Tableau 13 - Caractéristiques comparatives des principaux capteurs hyperspectraux aéroportés et satellitaires

Le capteur hyperspectral HyMap est fabriqué par Integrated Spectronics Pty Ltd, entreprise basée à Sydney. Il acquiert des données dans 128 bandes spectrales contigües entre 0,45 et 2,5 µm, avec une largeur de bandes de 15 à 20 nm. Le rapport signal sur

bruit est supérieur à 500 : 1 ce qui permet d'obtenir des données d'excellente qualité, exemptes de « bruit » parasitant le signal et permettant ainsi une meilleure discrimination spectrale des objets.

Le système, monté sur un avion (Figure 127), est stabilisé par 3 gyroscopes et effectue l'enregistrement simultané des paramètres de vol (roulis, tangage, lacet) grâce à une centrale à inertie (IMU, Inertial Monitoring Unit) et un GPS différentiel (DGPS), qui permettent le géoréférencement des données.

Figure 127 - Avion et capteur Hymap utilisés pour le projet

Avec un champ de vue instantané (IFOV[17]) de 2,5 milliradians et un angle de balayage de 61,3 degrés, le système acquiert des données sur une largeur de 512 pixels, avec une résolution variant de 2 à 10 m suivant l'altitude de vol. C'est la société

[17] En spectroradiométrie, l'IFOV (Instantaneous Field Of View) définit un cône dans lequel est effectuée la mesure.

australienne HyVista©, possédant ce type de capteur, qui a réalisé l'acquisition des données aéroportées.

4.4 Spectroscopie de terrain

La technique hyperspectrale requiert un calibrage sur le terrain réalisé avec un spectro-radiomètre portable mesurant la réflectance des différents objets que l'on désire cartographier dans la thématique concernée. Une **bibliothèque spectrale** de référence est ainsi constituée, qui est utilisable ensuite dans le traitement des images. La contribution des différents canaux étant établie par cette campagne de terrain pour chaque type d'objet recherché, le traitement des images consiste à retrouver cette information dans chaque pixel de l'image acquise en mode aéroporté pour cartographier l'étendue de cet objet.

Les spectres de terrain sont acquis, d'une part en illumination naturelle (spectres impurs) et, d'autre part sur échantillons de terrain en illumination artificielle (spectres purs) avec une sonde de contact. Sur le terrain, *in situ*, les mesures s'acquièrent avec un recul plus ou moins grand : affleurement, hauteur d'homme, nacelle. L'ensemble de ces mesures permet de constituer des bibliothèques spectrales de référence, représentatives de l'ensemble des matériaux rencontrés sur le terrain.

La mesure par contact en lumière artificielle permet de s'affranchir des perturbations dues à l'atmosphère (présence d'eau et d'aérosols) et d'obtenir un spectre continu sur l'ensemble de la gamme spectrale mesurée. La mesure en lumière naturelle, plus proche de celle effectuée par le capteur aéroporté ou satellitaire, est perturbée par les effets de l'atmosphère et implique d'éliminer une partie non exploitable du spectre. Les perturbations dues à l'atmosphère lors des mesures en conditions naturelles sont clairement visibles sur la figure 128 pour le même échantillon de garniérite (mine de Poro), où une perturbation du signal apparaît entre 1 345 – 1 400 nm, 1 810 – 1 935 nm et au-delà de 2 400 nm.

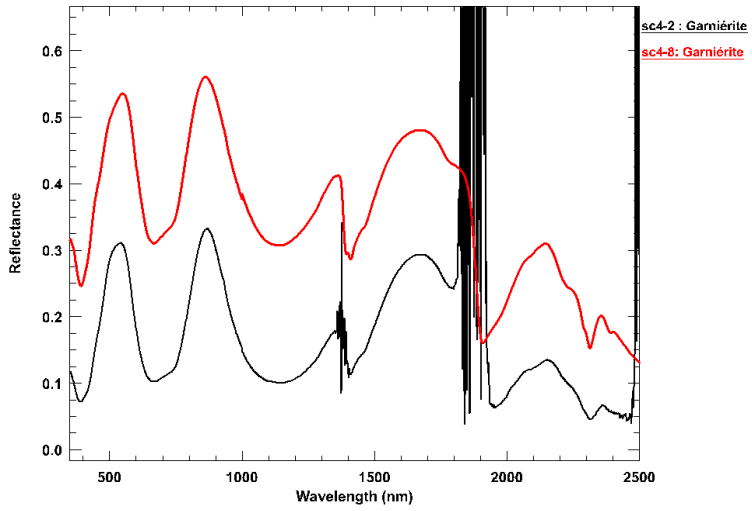


Figure 128 - Spectre de garniérite mesuré en illumination artificielle (courbe rouge) et en illumination naturelle (courbe noire) avec l'ASD FieldSpec

Figure 129 - ASD FieldSpec 3® en cours d'utilisation sur Goro (Photo : M. Despinoy)

Le spectro-radiomètre de terrain utilisé est un ASD FieldSpec® 3 (Analytical Spectral Device) appartenant au BRGM et déjà utilisé auparavant en Nouvelle-Calédonie dans une campagne pour la reconnaissance de l'amiante en milieu ultrabasique (Maurizot *et al.*, 2009). Ce spectro-radiomètre couvre la gamme spectrale de 350 à 2 500 nm (Tableau 14) et permet de mesurer des spectres de réflectance soit en lumière naturelle sur le terrain (Figure 129) à l'aide d'une fibre optique (IFOV= 25°), soit par contact avec la cible, en illumination artificielle sur le terrain ou en laboratoire. Le spectromètre mesure un spectre continu de 2 151 points d'échantillonnage entre 350 et 2500 nm (plage de longueurs d'onde correspondante à celle du capteur hyperspectral Hymap).

Gamme spectrale	0,35 – 2,50 µm
Résolution spectrale	3 à 10 nm
Nombre de bandes spectrales	2150
Durée d'acquisition (en secondes)	1/10 s par spectre
Source	lampe halogène (spectromètre) Soleil (spectroradiomètre)
Calibration	Automatique (référence Spectralon®)
Surface analysée **sonde de contact (en cm²)**	1,76
Fibre optique (en m²) 8°	0,06
25°	0,69

Tableau 14 - Caractéristiques du spectroradiomètre ASD FieldSpec 3®

Les spectres acquis avec le spectro-radiomètre doivent être ré-échantillonnés pour :

- éliminer les effets de perturbations atmosphériques (élimination des fenêtres atmosphériques) pour les spectres acquis en lumière naturelle,
- être calés sur les 126 bandes spectrales utilisables du capteur HyVista, pour tous les spectres.

Cette étape est importante, car elle permet de cibler les longueurs d'onde sur lesquelles les traitements d'image seront effectués. En effet, ces analyses d'image par le biais de traitements du signal (indices de pureté, « end-member »…) permettront de mettre en évidence les signatures caractéristiques des éléments considérés.

4.5 Acquisition des données et analyse

4.5.1 Images aériennes

Les données ont été enregistrées au cours du mois d'octobre et novembre par la société HyVista©. La figure ci-après (Figure 130) présente les zones acquises par le capteur HyMap (en rouge). Ces zones ont été choisies en concertation par le CNRT et les miniers et concernent donc les massifs ultrabasiques.

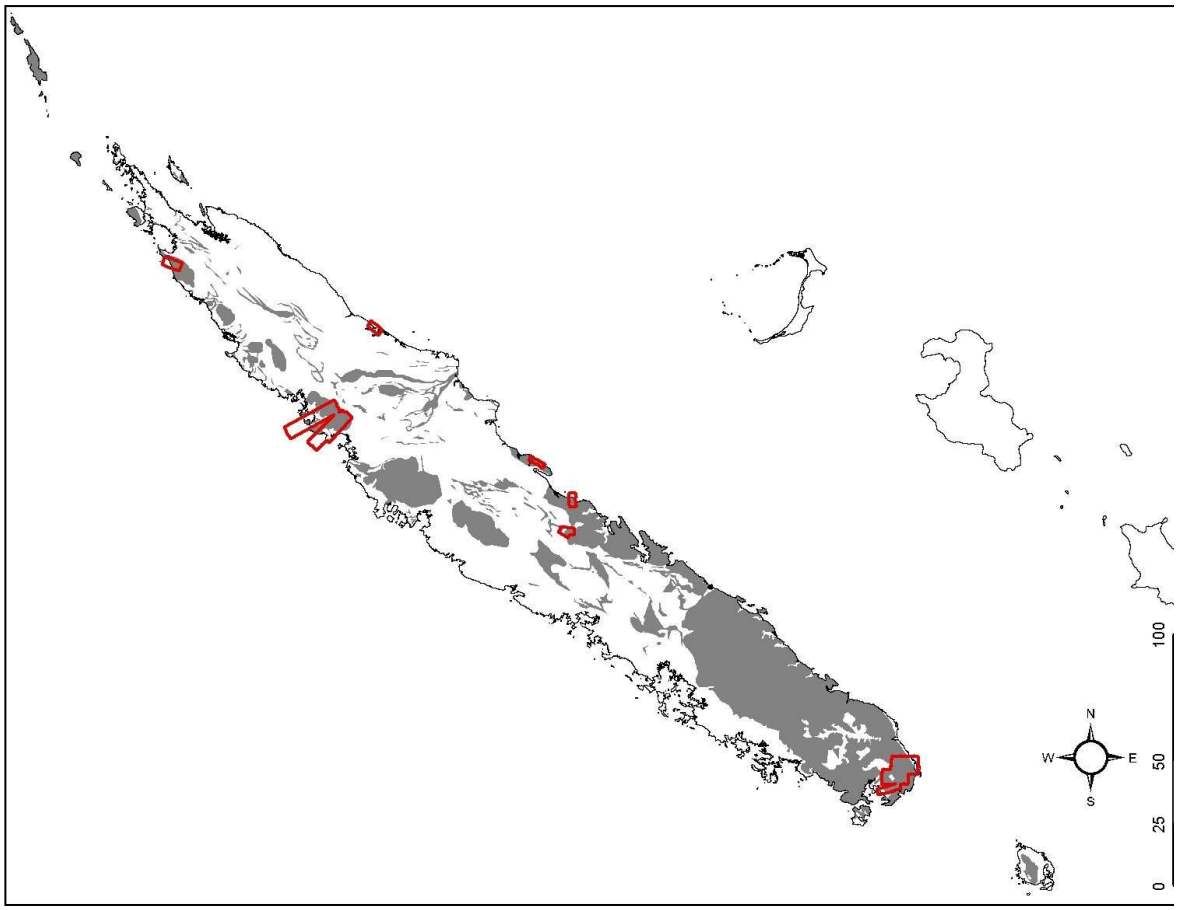


Figure 130 - Massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie (grisées) et les zones survolées par Hymap (rouge)

Analyse 1 : zone d'étude (zones géographiques réellement couvertes par les images)
Les tableaux ci-après résument la répartition des surfaces couvertes par les nuages et les ombres pour chacune des zones couvertes par le capteur HyMap.
Le tableau 15 montre ainsi les superficies exploitables (en km^2) et inexploitables (en %) pour chacune des zones d'étude.

Nom_Zone	Superficie totale couverte (km²)	Nuages (km²)	Ombres (km²)	Sup. Exploitable (km²)	Sup. Inexploitable (%)
Kwê Binyi	65,19	37,05	2,44	25,70	60,6%
Plaine de Kwé	45,10	9,98	5,17	29,95	33,6%
Poro	12,96	5,26	1,02	6,68	48,5%
Coco	99,02	25,86	7,87	65,29	34,1%
Pandanus	95,31	18,28	6,73	70,30	26,2%
Tiébaghi	22,73	0,02	0,48	22,23	2,2%
Total	**340,3**	**96,5**	**23,7**	**220,1**	**35,3%**

Tableau 15 - Répartition des zones non exploitables par zone d'étude

Il apparaît que la zone de Kwê Binyi (Goro) est particulièrement nuageuse. Cependant, toutes les images acquises disposent de zones exploitables. En effet, malgré cette présence de nuages et d'ombre, il suffisait de quelques km^2 (au minimum 1 km^2) dans le cadre de cette étude prospective, pour réaliser une analyse fine du milieu et tester le potentiel de ces images à très hautes résolutions spatiale et spectrale. Il est cependant difficile d'exploiter ces données dans un cadre plus professionnel de cartographie du milieu.

Analyse 2 : Sites d'étude (zones géographiques délimitées par les besoins des miniers)
Le tableau 16 montre les résultats des couvertures nuageuses et d'ombre (zones inexploitables) au sein même des sites délimités par des polygones. Ces polygones ont été réalisés en fonction des besoins et demandes des miniers dans le cadre du projet. La localisation de ces sites a été préalablement communiquée à l'opérateur pour la réalisation du plan de vol.

Nom_Site	Superficie totale (km²)	Sup. Nuages (km²)	Sup. Ombres (km²)	Sup. Exploitable (km²)	Sup. Inexploitable (%)
Kwê Binyi	42,30	29,85	1,50	10,95	74,1%
Plaine de Kwé	15,50	2,85	1,72	10,93	29,5%
Poro	2,99	1,90	0,15	0,94	68,5%
Coco	31,14	9,44	2,43	19,27	38,1%

Pandanus	32,75	6,21	3,06	23,48	28,3%
Tiébaghi	6,87	0,02	0,01	6,84	0,4%
Total	**131,5**	**50,3**	**8,9**	**72,4**	**45,0%**

Tableau 16 - Répartition des zones exploitables par site d'étude

Les images hyperspectrales représentent plusieurs dizaines de giga-octets (124 Go pour l'ensemble des données fournies par HyVista©, dont 64 Go pour les images de réflectance géoréférencées).

En conclusion, deux sites sont particulièrement impactés par les nuages, soit Kwé Biny avec 74 % de surface non exploitable et Poro avec 68,5 % de surface non exploitable. Les images obtenues par l'acquisition du capteur hyperspectral HyMap sont masquées à 45 % par les nuages (moyenne sur l'ensemble des sites).

Néanmoins, à l'exception du site de Kwé Biny, tous les sites disposent d'une superficie exploitable d'au moins 1 km^2. Ce qui est suffisant pour opérer des tests de traitement d'image et de signal. Par ailleurs, les images enregistrées concernent des zones géographiques bien supérieures aux sites d'étude

4.5.2 Données *in situ* (librairie spectrale)

La campagne d'acquisition de données hyperspectrales *in situ* a été réalisée en mai 2010. La bibliothèque spectrale répertorie la signature spectrale de différents types d'objets (sols et végétation). Cette bibliothèque est au format ENVI et a servi à la caractérisation spectrale des objets géologiques. Toutes les signatures spectrales ont été enregistrées sur 2150 bandes, sur une plage spectrale allant de 350 nm à 2500 nm. Après traitements, ce nombre de bandes spectrales a été réduit à 1859. Certains canaux ne pouvant être exploités en raison de perturbations atmosphériques ou de qualité du signal.

Les spectres de terrain ont essentiellement été enregistrés sur différents profils d'altération. La figure 131 met en correspondance des exemples de signatures spectrales avec les différents constituants de ces profils.

Pour le détail des signatures voir Chevrel (2012).

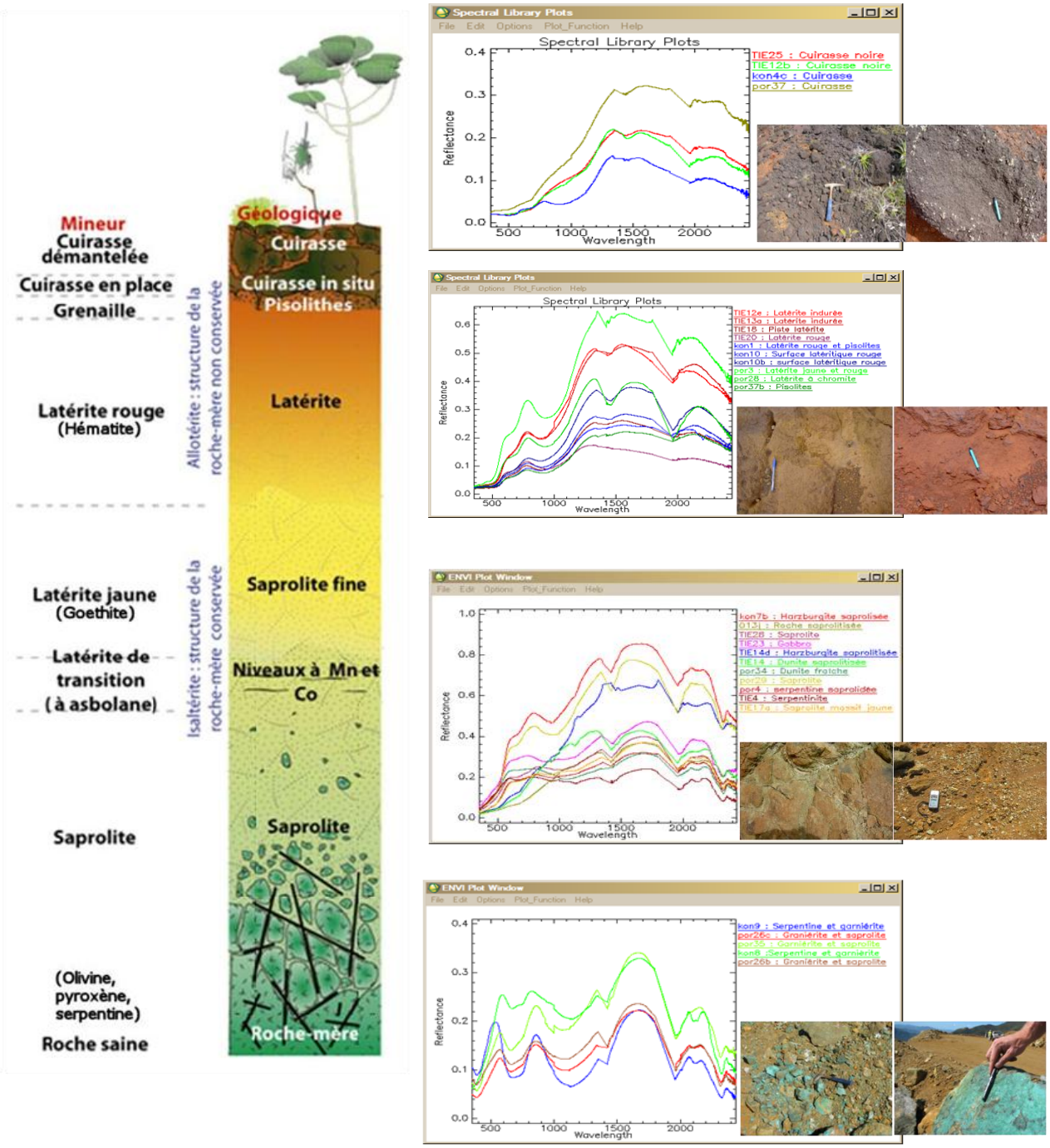


Figure 131 - A gauche, le profil type d'altération sur massif ultrabasique de Nouvelle-Calédonie (dénomination selon les mineurs et géologues) et à droite, les spectres in situ correspondants acquis par le spectroradiomètre de terrain (Photos : S. Chevrel)

4.6 Méthodologie de traitement

Dans le domaine de la télédétection, l'analyse commence généralement par la normalisation des données (images ou signaux spectraux), afin de pouvoir assurer la fiabilité des résultats notamment dans les comparaisons (analyses diachroniques par exemple). C'est le rôle des prétraitements qui ont pour but de corriger les données sur les plans géométrique et radiométrique (corrections atmosphériques). L'analyse et les traitements des données viennent ensuite.

Dans le cadre de cette étude, les différentes étapes des méthodes utilisées sont résumées dans le diagramme de la figure 132 et sont développées ci-après.

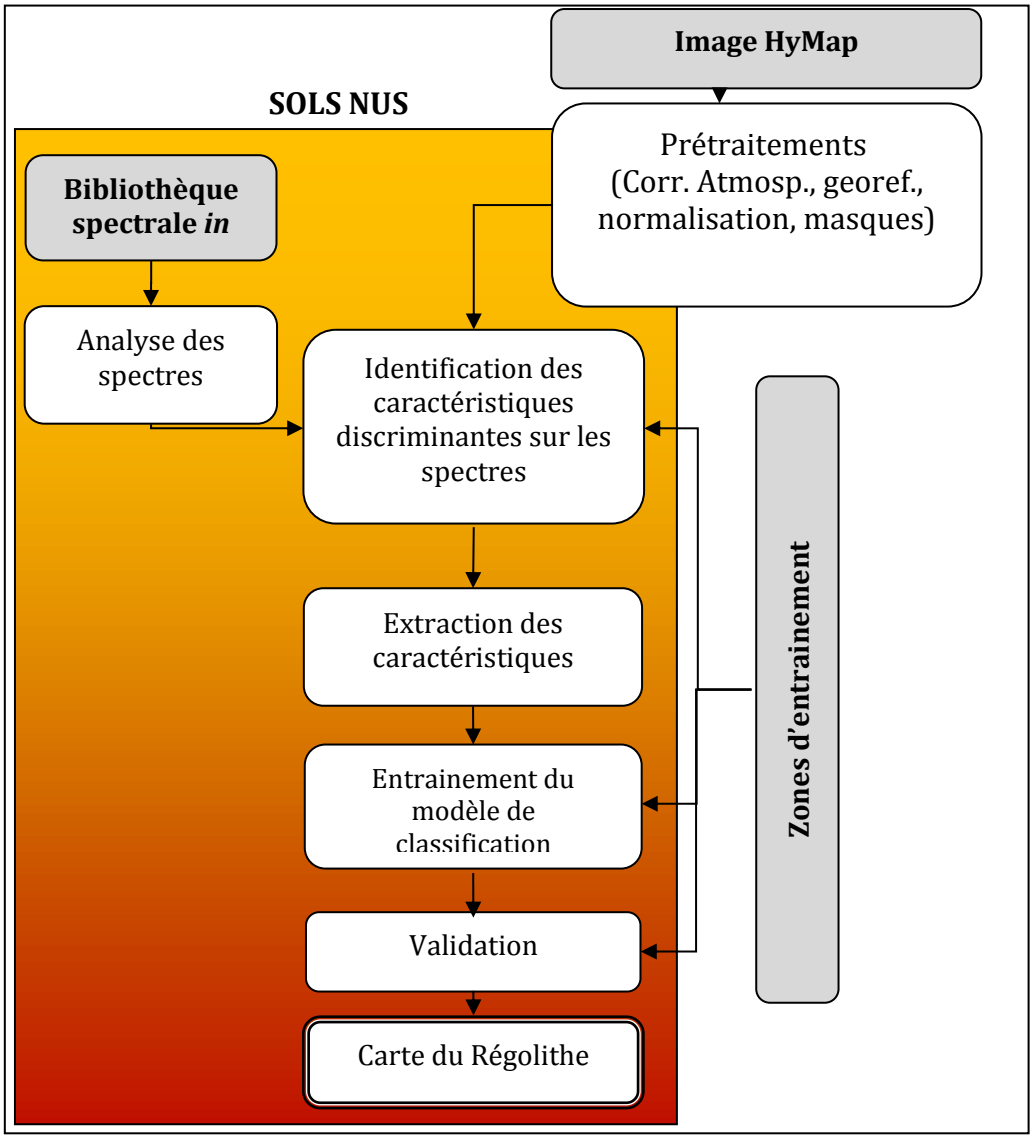


Figure 132 - Diagramme des méthodes mises en place pour la cartographie du régolithe. En gris, les données collectées

La première étape, comprend une série de prétraitements réalisée en partie par le CSIRO (correction atmosphérique) et par l'IRD (correction géométrique, normalisation et masques).

4.6.1 Prétraitement

Le premier prétraitement concerne la **correction atmosphérique**. Il s'agit de réaliser une conversion de la radiance en réflectance. Celle-ci a été réalisée par le CSIRO à l'aide du logiciel MODTRAN5® dans lequel la colonne d'eau atmosphérique (ACWV : Atmospheric Column Water Vapor) et le décalage des longueurs d'onde sont estimés avec la méthode SODA (Second Order Derivated Algorithm). Cet algorithme a été développé par l'équipe du CSIRO (Rodger, 2010) et consiste à estimer l'erreur des 2 paramètres précédents (vapeur d'eau et décalage des longueurs d'onde). Plus la dérivée seconde se rapproche de la valeur zéro, plus l'erreur est faible.

Comme la caractéristique spectrale de la vapeur d'eau, qui se situe autour de 1130 nm, influence fortement l'estimation de l'ACWV, l'algorithme SODA a été adapté pour cette étude réduisant l'écart spectral de la dérivée seconde pour passer de [820, 1200 nm], défini par Rodger (2010), à [820, 1050 nm].

Après cette étape de correction atmosphérique, toutes les informations inutiles de l'image sont éliminées. Ainsi les nuages ont été supprimés par application d'un seuillage de l'histogramme de l'image correspondant au canal 1 (bleu à 450 nm). Cette étape est réalisée par analyse d'expert et doit donc être refaite pour chacune des images acquises. Ensuite, l'eau et les ombres des nuages ont été masquées également par expertise en réalisant un seuillage sur l'histogramme de l'image correspondant à la longueur d'onde 1650 nm (canal correspondant à l'albédo).

La séparation de la végétation des sols nus est réalisée par un seuillage sur l'indice de végétation **NDVI**[18] (Normalized Difference Vegetation Index) qui est compris entre 0 et 1. Le NDVI est un indice réalisé par un rapport de canaux (PIR- R / PIR + R)[19]. Ce dernier crée une nouvelle image dans laquelle les 3 milieux (sols, eau et végétation) sont regroupés sur l'histogramme de l'image. Ainsi, une expertise de l'histogramme permet de trouver les seuils délimitant sur l'image ces 3 milieux. Les bornes du NDVI se situent normalement entre -1 et 1. Cependant, comme l'eau a été masquée par l'étape précédente, le NDVI sur l'image résultante varie entre 0 et 1. L'expertise montre qu'en dessous du seuil de 0,25, on obtient les sols nus exclusivement. Au-dessus de 0,3, on récupère toute la végétation. Les valeurs de NDVI comprises entre 0,25 et 0,3 concernent des zones mixtes végétation+sol qui ne sont pas considérées dans le cadre de cette étude. En effet, il n'était pas possible dans la durée de l'étude d'intégrer un traitement pour ces zones mixtes, qui nécessiteraient un développement algorithmique important.

Ensuite, les canaux correspondant aux absorptions atmosphériques et présentant donc des valeurs fausses sont enlevés des images. La figure 132 ci-après montre les plages de longueurs d'onde (en jaune) supprimées et qui correspondent aux canaux

[18] NDVI (pour Normalized Difference Vegetation Index) est un indice de végétation normalisée.

[19] PIR : Canal Proche Infra-Rouge et R : Canal Rouge

[longueurs d'onde] suivants : 30 [895,106 nm], 48 [1149 nm], 49 [1163 nm], 61 [1333,2 nm], 67 [1490,3 nm], 91:93 [1796,6 nm ; 1820,2 nm], 125 [2491,5 nm].

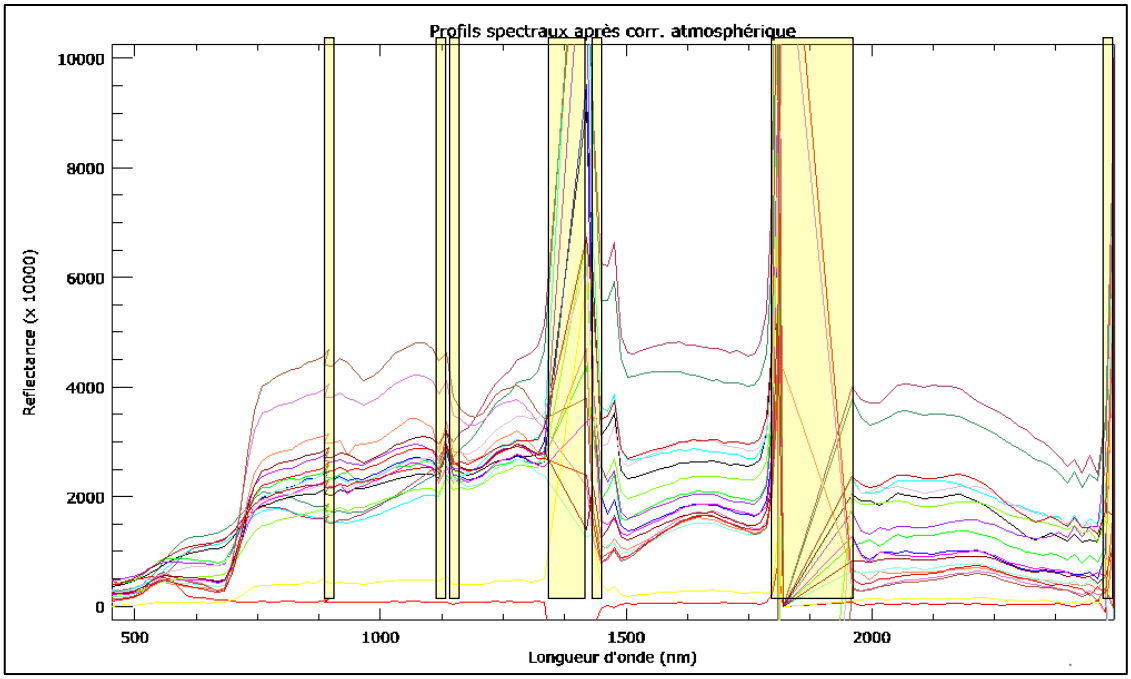


Figure 133 - Profils spectraux et zones d'absorption atmosphérique

Enfin, la dernière étape de prétraitement consiste à réaliser la **normalisation radiométrique** des images en divisant chaque valeur de pixel (réflectance) par sa moyenne dans toutes les longueurs d'onde. Cette opération est importante, car elle permet :

- la comparaison avec les spectres ASD qui sont eux normalisés ;
- d'éliminer les problèmes de gain (parties de l'image au soleil par rapport à d'autres parties dans des zones plus sombres) ;
- de comparer les images entre elles.

Les images sont ainsi prêtes à être exploitées.

4.6.2 Traitements testés

Dans le cadre de l'utilisation du logiciel ENVI, plusieurs méthodologies de traitement d'image ont été testées. Parmi elles, les méthodes de **démixage** qui permettent l'utilisation de spectres de référence comme ceux acquis par sur le terrain pour retrouver les objets (minéraux par exemple) dans les images.

Deux grands types de méthodes de démixage sont généralement utilisés en traitement d'image. Celles qui utilisent des spectres de référence connus et celles qui dérivent les spectres de références à partir des images. La première catégorie (spectres

connus provenant d'une librairie spectrale, d'extraction de spectres de référence sur l'image grâce à une connaissance *a priori*, ou par utilisation d'un système expert…) est utilisée pour dériver la fraction apparente d'abondance des spectres de référence dans chacun des pixels de l'image, donnant ainsi un jeu de spectres connus. Le **démixage linéaire** fait partie de cette catégorie.

Cette méthode de classification non supervisée permet l'identification d'objets purs et leur abondance dans une image. Dans le domaine de l'imagerie hyperspectrale, il est admis que la réflectance d'un pixel est une combinaison linéaire de réflectances de référence (end-members) présentes dans ce même pixel. La méthode de démixage linéaire résout le système suivant :

$$P_i = E*W \qquad \text{avec}$$

Pi : pixel considéré
E : librairie spectrale de référence
W : matrice des poids définissant l'abondance de chaque spectre de référence

Ainsi le nombre de spectres de référence doit être inférieur au nombre de bandes spectrales. Un point important de cette méthode consiste à avoir une connaissance des tous les spectres de référence.

La seconde catégorie de méthodes de démixage utilise les données comprises dans l'image hyperspectrale pour dériver des spectres de référence (Boardman et Kruse, 1994). Le « **Matching Filtering** » (MF) ou filtrage adapté fait partie de cette catégorie et s'affranchit des connaissances *a priori* de tous les spectres de référence en maximisant la réponse d'un seul spectre de référence. Elle supprime également la réponse du mélange de l'arrière-plan (background), ce qui correspond au final à la signature connue (Yu *et al.*, 1993; Harsanyi et Chang, 1994). Cette méthode est un moyen rapide pour détecter les minéraux spécifiques basés sur la corrélation avec la base de données de spectre ou la reconnaissance de spectre dans une image (connaissance *a priori*).

La méthode du « **Mixture Tuned Matched Filtering** » (**MTMF**) est une méthode hybride basée sur la MF (Matching Filtering) et la théorie du mixage linéaire (Boardman et Kruse, 1994). La MTMF utilise donc la théorie du mixage spectral et réduit le taux de fausses alarmes.

Cette méthode de cartographie a été testée dans CARTHA et se décompose ainsi :

- une étape de filtrage adapté (MF) estimant l'abondance du spectre de référence ;
- un réglage du mélange estimant l'infaisabilité du filtrage adapté (MF).

L'objectif du MF est de trouver un filtre qui optimise le ratio « signal-sur-bruit » de l'image, le signal étant le spectre de référence. Ce filtre v, se calcul par l'équation suivante :

$$v = \frac{C^{-1} * t}{\sqrt{t^T * C^{-1} * t}}$$

t : vecteur cible (ex. spectre de référence)
C^{-1} : matrice de covariance de l'image

Le calcul formel de la matrice des résultats du MF, avec P représentant la matrice des pixels de l'image, est :

$$MF = v * P$$

L'étape du réglage du mélange (« Mixture Tuned ») donne le résultat d'infaisabilité I_i pour chaque pixel. Les meilleurs pixels candidats pour l'affectation à une classe cible (classification) sont donc les pixels qui ont un résultat MF proche de 1 et un résultat d'infaisabilité de 0. Le nuage de points des pixels résultant du MF *versus* les résultats d'infaisabilité permet de sélectionner les pixels représentant les meilleurs candidats à une classe en particulier. Le logiciel ENVI permet de faire directement cette sélection sur le nuage de points (cercle jaune sur la figure 134).

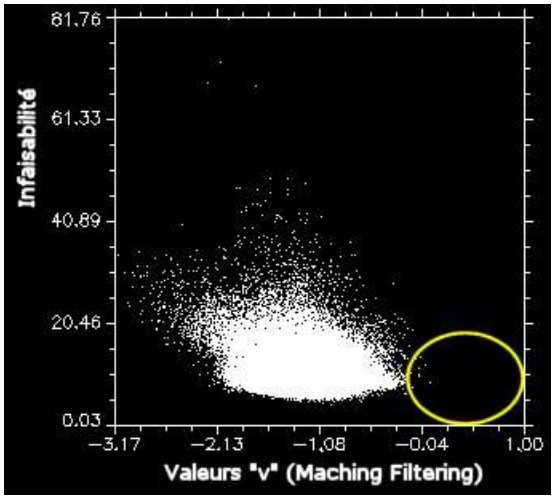


Figure 134 - Nuage de points du spectre TIE12a obtenu sur Tiébaghi (Cuirasse à lichens).

Ainsi, sur la figure 134, les pixels qui se rapprochent le plus du spectre de référence TIE12a, correspondant à la classe « cuirasse à lichens », sont ceux qui ont les valeurs [1, 0]. On observe sur ce graphique que les valeurs de MF (valeurs de « v ») sont très faibles et souvent négatives.

Une dernière méthode a été testée pour utiliser les signatures spectrales de référence en entrée des classificateurs. La méthode du **Spectral Angle Mapper (SAM)**, qui peut être traduite par carte d'angle spectral, consiste à évaluer la similarité des réflectances entre l'objet (ex. le spectre de référence récupéré sur le terrain) et la signature spectrale du pixel grâce à l'angle entre les 2 vecteurs correspondants dans un espace à n dimensions correspondant aux n canaux de l'image hyperspectrale. Pour 2 spectres Si et Sj, SAM est défini par :

$$SAM\,(Si, Sj) = \arccos\,(Si * Sj \,/\, \| Si \| * \| Sj \|)$$

Le logiciel ENVI utilise cette méthodologie de cartographie avec un classificateur attribuant au pixel la classe correspondante au plus proche spectre de référence, donc ayant le plus petit angle spectral. On peut également définir un « angle seuil » au-dessus duquel le pixel considéré n'appartient à aucune des classes définies.

La méthode est performante pour trouver les pixels ayant une signature spectrale proche d'une signature de référence. Cependant, cette classification ne donne pas d'information sur le taux d'appartenance (ou d'abondance) d'un pixel à chaque signature spectrale de référence. Ceci est un inconvénient dans le cas d'un pixel mixte,

c'est-à-dire un mélange de plusieurs signatures spectrales de référence pour un même pixel.

Toutes ces étapes ont été testées par le biais d'une procédure automatique sous ENVI appelée « Spectral Hourglass Wizard ». Ce module de traitement utilise les 3 méthodes de classification développées ci-avant (démixage linéaire, MTMF et le Spectral Angle Mapper) sur le résultat préliminaire d'une MNF (Minimum Noise Fraction). Ce dernier algorithme est basé sur une réduction de la dimension spectrale par le biais de 2 ACP (Analyse en Composante Principale) successives.

De ces 3 méthodes de cartographie, SAM est la plus adaptée à nos données. SAM réalise une classification de chaque pixel des images HyMap, choisit entre la classe « non classé » et les autres classes données par la librairie spectrale de référence.

Cependant, la cartographie des sols obtenue sur l'image de Tiébaghi par la méthode SAM, ne présente pas de résultats qui répondent aux attentes du projet. Ainsi, cette carte n'est pas représentative de la réalité du terrain. Ces erreurs de classification sont soit dues à une mauvaise localisation des échantillons sur les images, soit les limites limites de la méthode de discrimination des objets de l'image par le biais des spectres de terrain (spectres de références) sont atteintes.

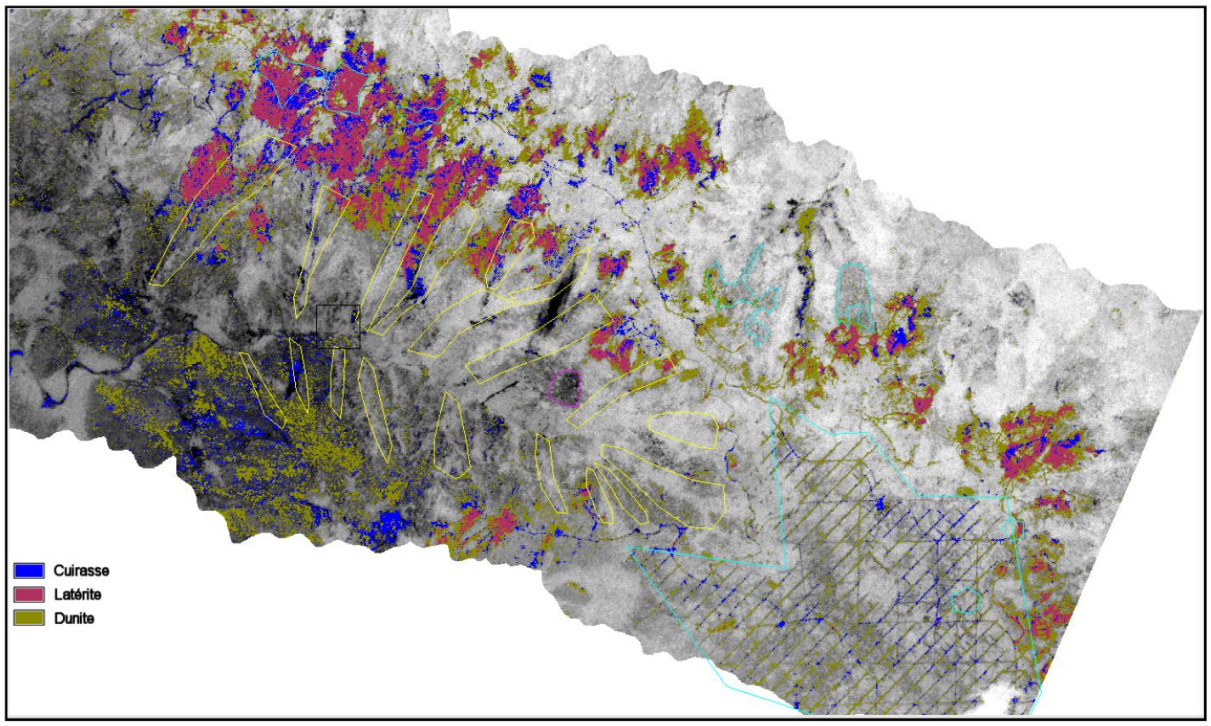


Figure 135 - Classification des sols par le modèle Spectral Angle Mapper (SAM) – Transect de Tiébaghi

4.6.3 Traitement utilisé

L'approche d'intégration des spectres de références dans les méthodes de classification ne donne pas de résultats suffisamment intéressants. Aussi, une autre approche, développée par le CSIRO pour la cartographie de sols australiens, a-t'elle été utilisée. Cette méthode est basée sur l'analyse des spectres de référence, afin d'identifier

les caractéristiques spectrales des différents composants du profil d'altération. Ces dernières sont ensuite utilisées dans les images hyperspectrales pour réaliser des classifications des sols.

Les analyses des signatures spectrales *in situ* ont été réalisées séparément par le BRGM/SGNC et par le CSIRO. Leurs conclusions sont identiques concernant les caractéristiques de la cuirasse, des latérites, de la saprolite et de la roche mère. Ces 4 horizons de profils d'altération constituent donc la base de notre travail pour le traitement des images.

Une étude du CSIRO a été réalisée sur la caractérisation chimique et minéralogique de la saprolite prélevée sur la zone géographique de Goro (Wells *et al.*, 2009). Cette analyse est basée sur l'étude en laboratoire des réflectances de spectroscope optique (Diffraction X –XRD- et Fluorescence X –XRF-). Cette étude a montré que les absorptions à 660 nm et 742 nm révèlent la présence de garniérite et que l'absorption mesurée à 2300 nm montre la présence de serpentine. Cette dernière remarque rejoint l'analyse du BRGM/SGNC (Chevrel, 2012) réalisée à partir des spectres mesurés sur le terrain par le spectroradiomètre (ASD FieldSpec 3). A *contrario*, l'étude du CSIRO ne montre pas la présence de serpentine à 2 120 nm comme l'indique l'étude du BRGM/SGNC.

Cette méthode d'analyse spectrale utilisée dans le cadre de cette étude consiste à identifier les **figures d'absorptions spectrales** (creux) spécifiques à la composition minéralogique des différentes horizons du profil d'altération. Pour chaque absorption deux caractéristiques peuvent être intéressantes : la profondeur et la position en longueur d'onde du pic absorption.

La profondeur d'absorption, distance entre le point haut et le point le plus bas du pic d'absorption, renseigne sur la densité de l'élément observé (oxyde de fer, serpentine, etc.). **La position en longueur d'onde** du maximum d'absorption renseigne sur la composition de l'objet, notamment s'il est composé de plusieurs minéraux dont les longueurs d'onde d'absorption sont proches. Cette analyse a permis de déterminer un certain nombre de caractéristiques spectrales représentatives de la composition minéralogique des objets étudiés (Tableau 17).

L'unité des valeurs de longueur d'onde (ex. 600) est en nanomètre (nm). La notation des caractéristiques reprend, la longueur approximative autour de laquelle se trouvent l'absorption et, la caractéristique représentative, avec **D** pour la profondeur (Depth) et **W** pour la longueur d'onde (Wavelength).

Type de roche	Altération des roches ultrabasiques et caractéristiques spectrales		
Cuirasse	Caractéristiques remarquables entre oxyde de manganèse (Mn) et oxyde de fer (Fe^{3+}) ⇨ Pente à W_{1300}/ W_{900} (Mn > Fe^{3+}, pente sup. pour Mn) ⇨ 2 pics (W_{606}+ W_{773})/(W_{531}+ W_{902})		
Latérites	Taux Hématite – Goethite déterminé par l'oxyde de fer à W = 900nm ⇨ 900D (900D $_{Goethite}$) : Oxyde de fer (Hématite) et hydroxyde de fer (Goethite) ⇨ 900W (900W $_{Goethite}$ > 900W $_{Hematite}$)		
Saprolite	Argile garniérite-Magnésium ⇨ Ni : 660D ⇨ EAU : 1900D ⇨ 2270-2310DW	Talc (silicate de magnésium) garniérite ⇨ Ni : 660D ⇨ EAU : 1900D ⇨ 2310DW ⇨ Talc: 2380D	Garniérite-Serpentinisée ⇨ Ni : 660D ⇨ Serp.: 2120D (W) ⇨ 2310-2340 DW
Roche mère (saine)	Roches ultrabasiques riches en magnésium (Mg) - Olivine + Pyroxènes (Opx, Cpx) ⇨ L'ion fer (Fe^{2+}) remarquable à 1200WD		

Tableau 17 - Paramètres remarquables pour la caractérisation de minéraux analysés

L'interprétation de ce tableau montre que pour les cuirasses, dans un premier temps, les pentes qui précèdent les pics d'absorption à 1 300 nm et 900 nm caractérisent : soit la présence d'oxyde de manganèse, soit celle d'oxyde de fer. Ainsi le rapport des pics à ces longueurs d'onde (W_{1300}/ W_{900}) ne permet d'avancer que s'il y a présence de Mn : la pente est alors plus forte que s'il y a du Fe^{3+}. Dans un deuxième temps, la différence entre l'oxyde de Mn et l'oxyde de fer est caractérisée par la profondeur d'absorption aux pics 606 nm et 773 nm. L'intérêt géologique de ce paramètre se situe dans le fait que généralement une forte teneur en Mn pourrait signer plutôt la présence de latérite (principalement les latérites de transition).

En ce qui concerne les latérites, deux paramètres sont intéressants : i) la goethite (FeO(OH)) et l'hématite (Fe_2O_3), ayant des structures différentes, ont toutes deux un pic d'absorption autour de 900 nm ; ii) le pic d'absorption de la goethite se trouve dans l'intervalle [900, 950] nm tandis que celui de l'hématite se trouve dans l'intervalle [850, 900] nm. La longueur d'onde du maximum d'absorption autour de 900 nm renseigne donc sur le ratio goethite/hématite.

Pour les saprolites, et en particulier pour les garniérites, on observe :

- une absorption à 660 nm indiquant très probablement une présence de nickel (Ni) ;
- une absorption autour de 2 120 nm, indiquant la présence de serpentine (pôle serpentineux des garniérites) ;
- un pic d'absorption récurrent compris entre 2 270 et 2 310 nm.

Pour les autres minéraux saprolitiques, les caractéristiques sont présentées dans le tableau 17. Pour les roches ultrabasiques saines (olivine + pyroxène), une absorption est observée autour de 1 200 nm, qui est caractéristique de la présence d'ion fer.

Les caractéristiques des minéraux, résultant de l'analyse des signatures spectrales des données relevées *in situ*, ont servi à l'analyse des signaux des images hyperspectrales. Ainsi, les spectres issus des images HyMap sont-ils à leur tour analysés en se focalisant autour des longueurs d'onde précédemment identifiées soit **660 nm**, **900 nm**, **2120 nm** et **2 310 nm** (zones entourées en rouge sur la figure 136). Ainsi, les valeurs autour de ces plages d'absorption ont-elles été extraites des images pour être analysées.

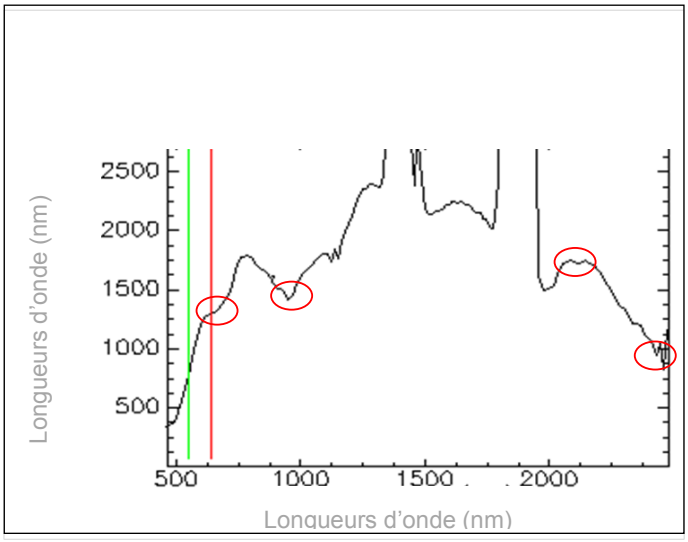


Figure 136 - Exemple de spectre sur sol nus (HyMap) avec les zones intéressantes (rond rouge) à caractériser

L'algorithme de mesure de la profondeur d'absorption comporte les étapes suivantes :

- Extraction à partir du spectre de réflectance, le spectre continu entre les longueurs d'onde définissant les supports de la raie d'absorption (Figure 137 A) ;
- Approximation mathématique (Figure 137B en rouge) de la partie du spectre avec la méthode du spline[20] de 2ème ordre (avec un polynôme de degré 2 l'erreur est plus importante) ;
- Localisation de la réflectance minimale (donc l'absorption maximale) sur le modèle, calcul de la valeur inverse (1/x) et la valeur correspondante de la longueur d'onde.

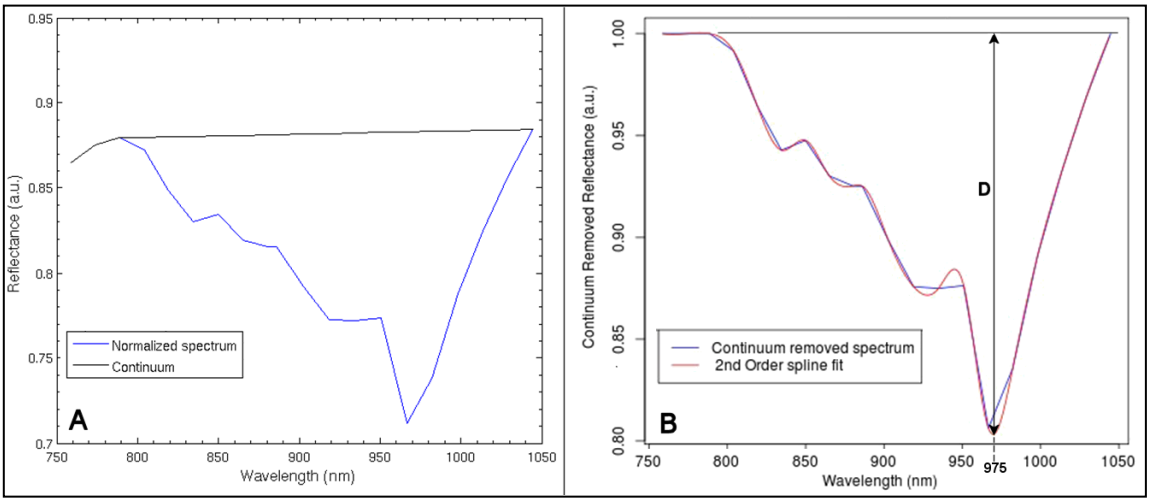


Figure 137 - Spectre de réflectance normalisé (A) sur la fenêtre de 758 nm à 1046 nm, le spectre continu (en bleu sur B) et le spectre d'approximation mathématique (en rouge sur B)

Les profondeurs d'absorption (distance « D ») et leur longueur d'onde (notée « W ») correspondantes sont ainsi extraites pour former les données d'entrée de l'algorithme de classification.

Parmi les nombreuses méthodes de classification disponibles, la **« Machine à Vecteurs de Support » (SVM)** et la **classification naïve bayésienne** ont été testées. Cette dernière méthode est un classificateur exploitant le théorème de Bayes pour simplifier le problème d'estimation de la probabilité (Duda *et al.*, 2001). Pour un vecteur de caractéristique X et une classe de variable C, la fonction de classification $class(X)$ est basée sur le maximum de vraisemblance comme exprimé dans l'équation suivante :

$$class(x)=argmx_c\, p(X=x|C=c)$$

Il est généralement admis que la distribution de vraisemblance $p(X|C = c)$ suit une distribution gaussienne $N(m_c, \Sigma_c)$ où m_c et Σ_c sont respectivement le vecteur moyenne et la matrice de covariance de la class c. La fonction de classification B est ainsi exprimée :

[20] Dans le domaine des mathématiques de l'analyse numérique, une spline est une fonction définie par morceaux par des polynômes.

$$class(x) = \arg\min_c \ln(\left|\sum_c\right|) + (x - m_c)^t \sum_c^{-1} (x - m_c)$$

Les **machines à vecteurs de support** ou **SVM**, constituent une méthode de classification supervisée particulièrement bien adaptée pour traiter des données à fort pouvoir discriminant comme les images issues de capteurs hyperspectraux possédant des résolutions spectrales importantes (Huang *et al.*, 2002). Par rapport aux techniques classiques d'apprentissage, les SVM ne dépendent pas de la dimension de l'espace de représentation des données. Grâce à l'utilisation d'une fonction noyau, elles permettent une classification non linéaire comme décrit ci-après.

La méthode par SVM est donc une classification binaire par **apprentissage supervisé**. Puisque c'est un problème de classification à deux classes, cette méthode fait appel à un jeu de données d'apprentissage pour apprendre les paramètres du modèle. Par exemple, pour deux classes données, le but de SVM est de trouver un classificateur qui va séparer les données et maximiser la distance entre ces deux classes. Avec SVM, ce classificateur est un classificateur linéaire appelé hyperplan. Il est évident qu'il existe une multitude d'hyperplans valides, mais la propriété remarquable des SVM est de calculer l'hyperplan optimal répondant à des critères de robustesse et de distance par rapport à des points de support.

Cette méthode de classification sépare l'espace en deux régions ou classes (pas forcément connexes), ce qui est particulièrement adapté dans le cadre d'utilisation d'images hyperspectrales (nombre de canaux important et largeur spectrale fine). La classification SVM a apporté les meilleurs résultats et a été adoptée pour le traitement des autres images.

La figure 138 présente des résultats obtenus aux différents niveaux de traitement. La figure 138A montre l'image en vraies couleurs (canaux bleu, vert et rouge) extraite du transect acquis sur Tiébaghi. Les autres figures sont des extractions correspondantes à la zone délimitée en noir sur le transect (en haut de la figure).

La figure 138B montre les valeurs maximales d'absorption pour les longueurs d'onde autour de 900 nm, longueurs d'onde pour lesquelles on mesure le **taux « d'oxyde de fer »** et donc le taux de mélange entre la goethite et l'hématite. En bleu se trouvent les zones de plus faible ratio goethite/hématite (cuirasse, latérite rouge) et en jaune-orangé les zones de plus fort ratio goethite/hématite (latérite jaune/saprolite fine). En ce qui concerne les minerais « latéritiques », il est reconnu que le porteur principal du nickel est la goethite (Trescases, 1975). C'est pourquoi, dans un but d'exploration minière, il serait possible de fixer un seuil à partir duquel le rapport goethite/hématite présente un intérêt discriminant entre les latérites.

De la même façon (analyse de la profondeur d'absorption), l'absorption du signal autour de 2 310 nm a permis de caractériser le **taux de serpentinisation**. La figure 138C représente l'extraction du transect de Tiébaghi correspondante à la présence de serpentine (forte en bleu et faible en rouge).

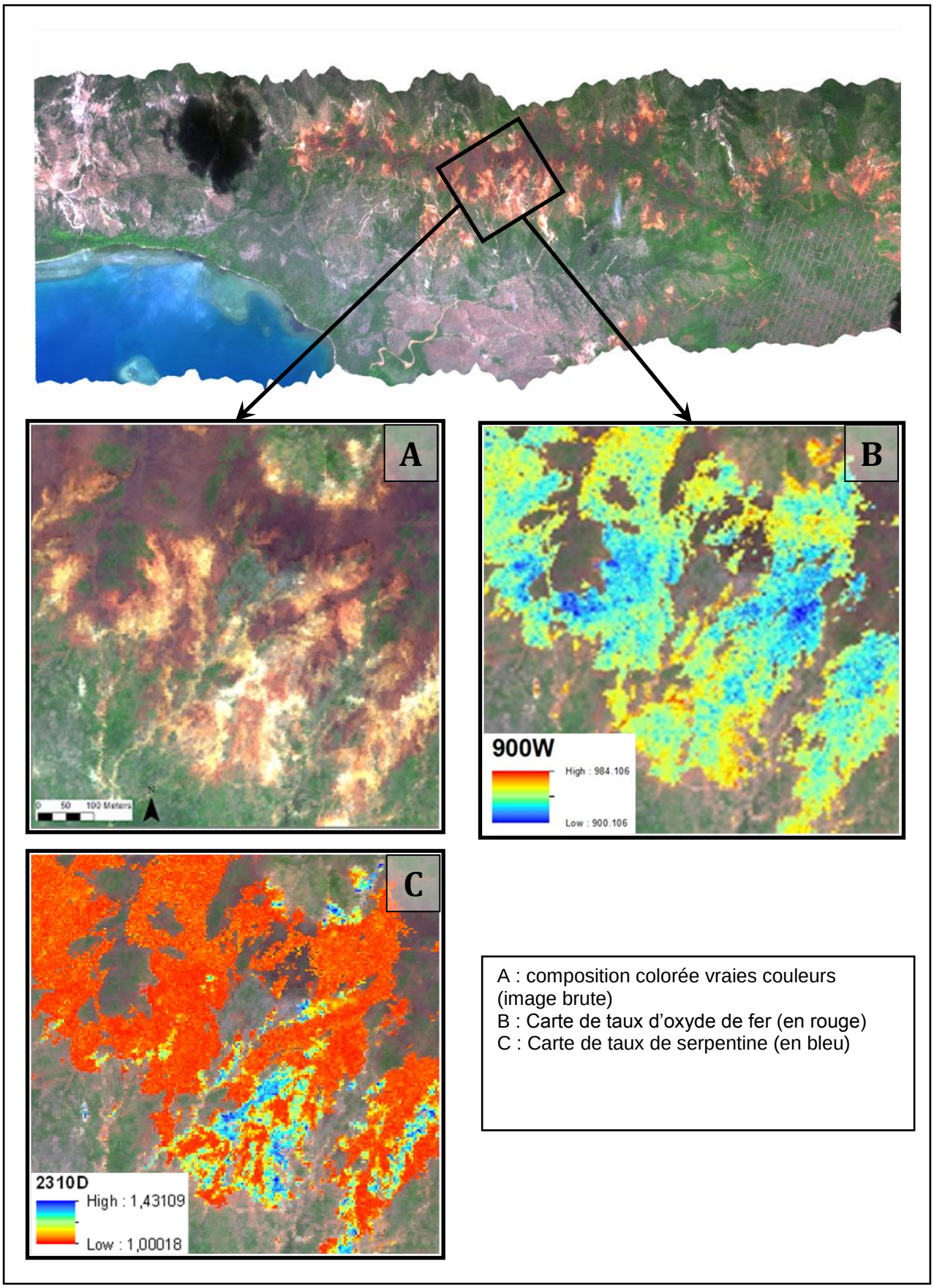
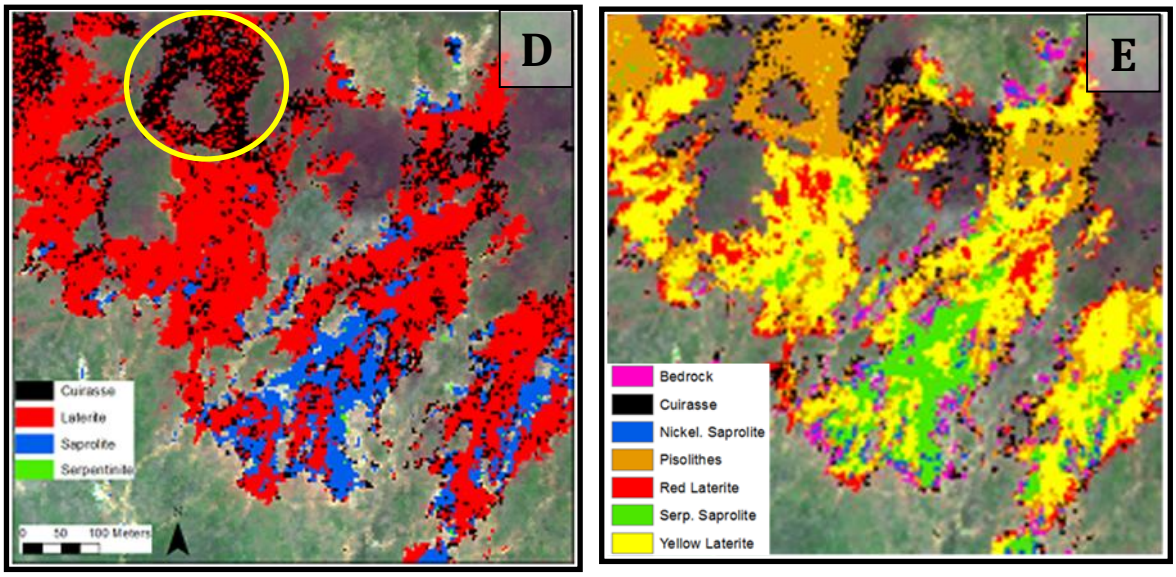


Figure 138 - Résultats de traitements (taux d'oxyde de fer et de serpentine) sur l'image de Tiébaghi

La figure 139D présente le résultat d'une première classification du sol nu en **4 grandes classes** correspondant à des horizons du profil d'altération. Le taux de pixels bien classés s'élève à **85 %** (+/- 3 %). Cette classification a été vérifiée sur le terrain et correspond à la logique géomorphologique du site à savoir : cuirasse sur le plateau, latérite sur les bords des lavakas, saprolite au fond des lavakas. Par ailleurs, les transitions franches entre latérite et saprolite de la carte correspondent exactement à la réalité de terrain. Aux endroits correspondants à des pixels isolés de serpentine il est constaté la présence de plans de faille à antigorite (serpentine) de dimension métrique.

Cependant, une confusion, qui peut être considérée comme « logique », est apparue entre la cuirasse et la latérite (cercle en jaune sur la figure 138D). La vérification sur le terrain a permis de montrer que ces pixels de latérites (jaunes + rouges) correspondent sur le terrain à des coulées superficielles de latérite remobilisée sur de la cuirasse démantelée ou des pisolithes. Cette classification est donc réaliste et robuste à la généralisation.

Une seconde classification des sols nus (Figure 139E), basée sur **7 classes,** a été obtenue par une analyse plus fine du profil d'altération et permet la création d'une classe « pisolithe » différenciée de la cuirasse, de deux classes de latérite (rouge et jaune), de deux classes de saprolite (nickélifère et serpentinisée) et d'une classe roche mère.



85 % ± 3 % **75 % ± 3 %**

D : Classification 4 classes selon le profil d'altération
E : Classification 7 classes

Figure 139 - Résultats de classification sur une des 2 images hyperspectrales de Tiébaghi

Le résultat de cette classification (Figure 139E) présente un taux de pixels correctement classé s'élevant à **75 %** (± 3 %). Bien que non validée sur le terrain, cette cartographie est réaliste, notamment au regard de la géomorphologie du site. Les zones à pisolithes en haut du plateau sont retrouvées, avec en bordure la cuirasse en place. Puis, en descendant dans les lavakas, se retrouvent dans l'ordre : la latérite rouge, la latérite jaune et au fond, la saprolite. Enfin, la roche-mère est localisée en bas des lavakas, à la limite avec la végétation. La carte obtenue montre que la géomorphologie est bien respectée et qu'une extrapolation cartographique peut être réalisée à partir de cette classification (Figure 140).

La matrice de confusion de cette dernière classification est présentée dans le tableau 18.

	Cuirasse	Pisolithes	Red Laterite	Yellow Laterite	Nickelifer Saprolite	Serpent. Saprolite	Bedrock
Cuirasse	33	5	2				4
Pisolithes	8	36	2	2	3		1
Red Laterite	2	1	34	6			4
Yellow Laterite		1	5	32		5	
Nickelifer Saprolite					28	5	
Serpent. Saprolite				3	8	32	3
Bedrock					4	1	31

Tableau 18 - Matrice de confusion pour la classification des sols sur Tiébaghi (7 classes)

La somme des chiffres du Tableau 18 (301) représente le nombre de pixels localisés sur l'image Hymap qui correspondent aux différentes classes identifiées. Ainsi, après classification, les pixels qui sont répartis dans les classes de façon correcte (en vert dans le tableau) représentent 75 % de la totalité.

Un des avantages de la matrice de confusion réside dans l'indication apportée également sur la répartition des pixels mal classés. Ainsi, à la lecture de cette matrice, la majorité des confusions se situe entre les classes de sols connexes (cuirasse/pisolithe, latérite rouge/jaune, saprolite nickélifère/serpentinisée). La matrice de confusion montre également que les confusions entre classes sont minimes. Cette seconde cartographie des sols nus semble donc être tout à fait réaliste et robuste à la généralisation.

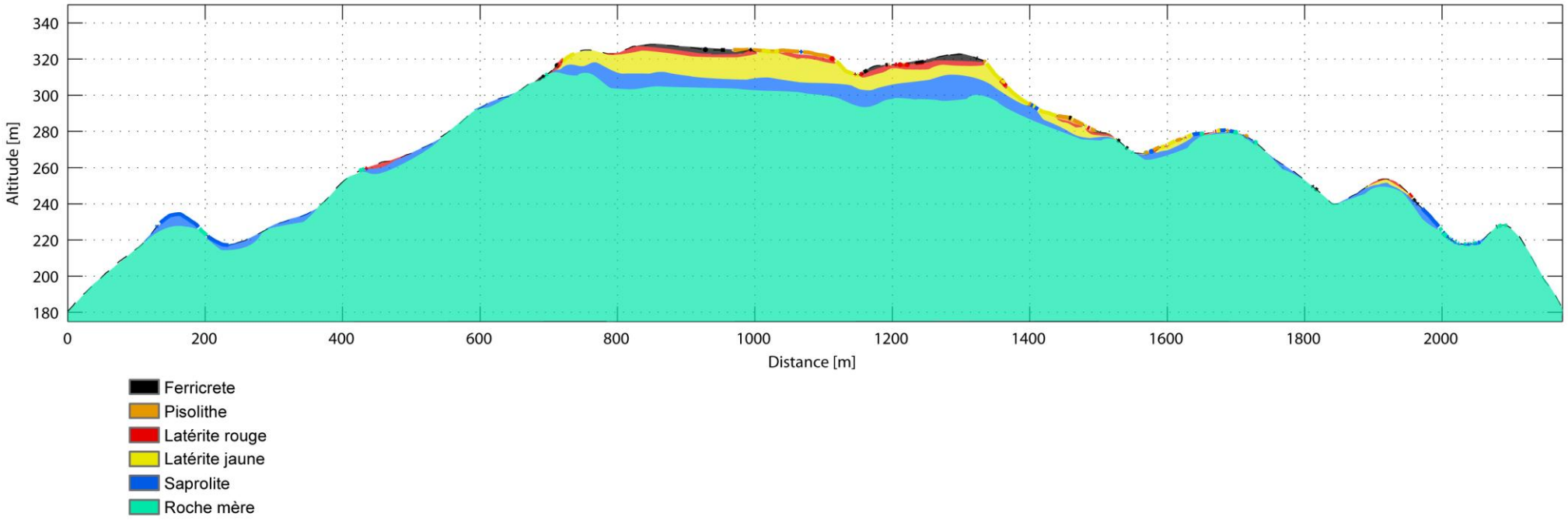


Figure 140 - Coupe géologique réalisée à partir de la cartographie obtenue par la méthodologie à 7 classes

4.7 Conclusion

Depuis trois décennies, l'imagerie hyperspectrale a apporté des solutions à la cartographie de milieux complexes à forte hétérogénéité (milieux tropicaux par exemple) là où la technologie multispectrale est inopérante. Dans le domaine minier, de nombreuses études s'attachent à cartographier les phases minérales, les différentes roches, mais aussi les altérites.

L'intérêt dans le domaine de la mine de la méthode hyperspectrale repose sur la **caractérisation spectrale des différentes composantes du régolithe, leur cartographie fine et l'utilisation comme support de prospection de cette cartographie** dans les zones d'enjeux minier.

En fonction de ces intérêts, les différents types de terrain ciblés dans les objectifs de départ donc :

- les péridotites à nu,
- les péridotites à nu à divers degrés de serpentinisation,
- le cortège des filons recoupants,
- divers degrés de saprolitisation,
- les différents faciès de latérites,
- différents faciès de cuirasse notamment à divers degrés de démantèlement (pisolithes).

Pour répondre à ces objectifs, nous nous sommes appuyés sur des données hyperspectrales *in situ* et aéroportées, qui ont été acquises dans le cadre de ce projet. D'un point de vue opérationnel, la cartographie automatique des images enregistrées n'est pas réellement efficace en raison de la couverture nuageuse fréquente en climat tropical. Du point de vue scientifique, cependant, ces données offrent suffisamment de potentiel pour répondre aux objectifs du projet.

La méthodologie décrite dans les chapitres précédents, a été mise en oeuvre sur les transects HyMap les plus exploitables (nébulosité minimale). Ainsi, l'analyse des sols nus et de la végétation a été réalisée sur les images de Tiébaghi en premier lieu. La méthode a été développée en fonction de l'objectif principal, la cartographie du régolithe.

Afin de réaliser cette cartographie, une analyse des spectres de terrain a été réalisée pour la reconnaissance des caractéristiques spectrales des minéraux constitutifs du profil d'altération sur péridotites. Les résultats issus de cette étape ont servi à la localisation d'end-members sur les images. À ce stade, deux méthodes mathématiques ont été testées : la méthode bayésienne et la méthode par machine à vecteur de support. L'évaluation des résultats des classifications a été effectuée par validation croisée.

Dans la plupart des cas, une meilleure approximation des intervalles de confiance des résultats de classification pourrait être obtenue sous réserve d'améliorer la connaissance du terrain.

Parmi les résultats de traitements effectués, une classification minéralogique automatisée a été réalisée pour la première fois sur la Nouvelle-Calédonie. La méthodologie de cartographie du régolithe mise en place a répondu dans un premier temps aux attentes des utilisateurs potentiels, en produisant une cartographie en 4 classes (cuirasse, latérites, saprolite, serpentinite). **Cette classification a été validée sur le terrain. Elle représente déjà un apport considérable pour la cartographie minière.** Cependant, le potentiel spectral de ces images a permis d'aller plus loin dans la

distinction et de réaliser des classifications en 7 classes différenciant, d'une part, le niveau pisolithique de la cuirasse, et d'autre part, les latérites (jaunes et rouges), ainsi que les saprolites (à tendance nickélifère et à tendance serpentinisée). La classe roche-mère a pu être également distinguée. Il est à noter qu'en ce qui concerne les saprolites de la zone d'étude (plateau de Fantoche), elles semblaient en effet soit très riches en nickel, soit très serpentinisées et que l'intermédiaire n'était pas présent.

En ce qui concerne la méthodologie, les traitements d'images basés sur la méthode du SVM ont été retenus, car ils ont apporté de meilleurs résultats que l'approche bayésienne.

Ainsi, **la cartographie du régolithe sur sols nus par télédétection hyperspectrale** propose les précisions suivantes :

- 4 classes : 85 % (cuirasse ; latérite ; saprolite ; serpentinite)
- 7 classes : 74 % (roche mère ; cuirasse ; pisolithes ; latérite rouge ; latérite jaune ; saprolite nickélifère ; saprolite serpentinisée).

5 L'outil radiométrique

5.1 Introduction

Un des éléments structurant les plus importants dans les massifs de péridotite est constitué par **le réseau filonien**. De nature variée (basique, ultrabasique, felsique, etc.), certains d'entre eux contiennent en particulier du zircon ce qui a permis leur datation (Cluzel *et al.*, 2006). Ces filons et les fractures qu'ils injectent **structurent les massifs de péridotites et jouent un rôle important dans le contrôle des gisements de nickel** (compartimentation, drains, écrans). Ce réseau a donc été la cible principale de cette étude. **L'évolution du signal dans les profils d'altération a également été étudiée.** Les contrastes de signature radiométrique entre péridotites et filons (très faible à nulle pour les péridotites, plus forte pour les filons), amplifiés (mais aussi complexifiés) par les phénomènes d'altération, ouvrent peut être des perspectives intéressantes avec des retombées appliquées pour la prospection du nickel. Une étude systématique au sol de ces structures dans différents contextes d'altération est donc justifiée. Différents modes d'acquisition, ponctuels ou linéaires ont été testés.

Ce projet réalisé avec un **spectromètre** au sol a permis de constituer une bibliothèque de réponses radiométriques en contexte néo-calédonien qui comble une lacune de données utiles pour déterminer si la méthode est transposable au mode **d'acquisition aéroporté** et avec quelle configuration de vol et instrumentale. Le projet « Radiométrie » du CNRT « Nickel et son environnement » a été piloté par le BRGM, réalisé en collaboration avec le SGNC. Une expertise a été apportée pour la reconnaissance des différentes lithologies de la Nappe des Péridotites et les horizons du profil d'altération. Une formation pour la prise en main du spectro-radiomètre a eu lieu en juillet 2010 au Centre Technique du BRGM à Orléans. Le matériel a ensuite été emmené sur le territoire et s'en est suivi deux mois d'acquisition de données sur le terrain, puis de traitement. Un rapport final a été produit l'année suivante : Deparis *et al.*, (2011).

Les données et les résultats obtenus font l'objet de la rédaction d'un article qui sera soumis à la revue *Near Surface Geophysics : On potential of gamma spectrometry to characterize weathering profile of ultrabasic massif : The New Caledonia cases. B. Sevin, J. Deparis, P. Maurizot, J. Perrin, S. Rad et F. Quesnel*

5.2 La spectrométrie gamma

La radiométrie par spectrométrie gamma, en mesurant la **radioactivité naturelle**, détermine les teneurs du sol en **potassium** (K), **uranium** (U) et **thorium** (Th), éléments radioactifs naturels présents à l'état de traces dans les formations géologiques. La réponse radiométrique donne accès à une signature géochimique simplifiée mais souvent suffisante pour aider à caractériser les roches, et parfois pour identifier la nature du substrat géologique. La méthode est peu pénétrante verticalement en raison de l'auto-absorption du rayonnement par le milieu : 90% des rayonnements gamma émanent des 30-45 premiers centimètres du sol (IAEA, 2003). L'intensité des émissions gamma est influencée à la fois par la minéralogie et la géochimie de la roche saine et par

la nature de l'altération. En zone inondée, la présence d'une tranche d'eau métrique constitue un écran total. Pour avoir une bonne sensibilité en mode d'acquisition aéroportée, l'utilisation de la méthode requiert la mise en œuvre de capteurs lourds et volumineux à cristaux scintillants très denses d'Iodure de Sodium (NaI).

Le **rayonnement gamma** issu des roches est produit par la désintégration des radioéléments naturels. Les principaux radioéléments naturels ont été créés lors de la synthèse originelle de l'univers. Ils incluent ^{40}K, ^{232}Th, ^{238}U et ^{235}U. Leur période de demi-vie, de l'ordre du milliard d'années, leur permet d'être encore présents dans les roches. Seul le radioélément ^{40}K est lui-même émetteur de rayonnements gamma (la raie à 1460 keV est produite par cet élément). Pour les radioéléments Th et U, seulement certains de leurs **radionucléides-fils** sont émetteurs de rayonnements gamma : le ^{214}Bi pour l'^{238}U et le ^{208}Tl pour le ^{232}Th sont les plus significatifs.

Une série de calibrations, de corrections d'environnement et de configuration de mesure, selon une procédure bien établie (IAEA, 2003) permet de quantifier la répartition en radioéléments. L'analyse multi paramètres de ces résultats souvent par le biais de ratio inter éléments apporte une aide géologique décisive (Martelet *et al.*, 2006).

Figure 141 - Spectromètre PGIS21 en opération en Nouvelle-Calédonie

La réponse radiométrique gamma des roches est à priori bien comprise de nos jours mais c'est moins le cas pour la réponse et la distribution des radioéléments de leurs équivalents altérés. Un intérêt s'est manifesté assez récemment pour l'utilisation de la radiométrie aéroportée pour **l'étude du régolithe et de la géomorphologie** (Cook *et al.*, 1996).

Le potassium, élément majeur très abondant dans les roches (environ 2,5 % en moyenne dans la croûte terrestre), est présent dans les minéraux primaires, tels que les feldspaths potassiques et les micas. Le pourcentage de potassium est généralement élevé dans les roches felsiques acides et faible dans les roches basiques. La faible abondance isotopique du ^{40}K (0,0118 %) amène sa contribution aux mesures radiométriques au même niveau que celle de l'U et du Th.

Du point de vue géochimique, **les péridotites n'ont pas de potassium et leurs concentrations en uranium et en thorium sont très faibles** (de l'ordre de 0,3 ppm). En revanche, de nombreux **filons de roches acides** recoupent les péridotites avec des **teneurs en éléments radioactifs probablement plus fortes**. Il faut s'attendre à ce que les phénomènes d'altération concentrent également les radioéléments portés par les minéraux lourds (U, Th dans les zircons).

Le comportement des radioéléments dans les altérites a été étudié par le BRGM sur de nombreux levers géophysiques aéroportés en Afrique (Gabon, Guinée, Mali) et en Guyane. On observe systématiquement un appauvrissement en potassium, lessivé dès le début de l'altération. Au contraire, l'uranium et surtout le thorium portés par des minéraux lourds résistants à l'altération, sont concentrés par le phénomène d'altération et sont conservés jusque dans la cuirasse latéritique. Ainsi les couvertures latéritiques en place ne constituent-elles pas un écran pour la radiométrie et dans les cas les plus favorables, la méthode peut contribuer à l'estimation de l'importance de l'altération.

Lors du développement d'un profil latéritique, les éléments chimiques constitutifs des minéraux des roches n'ont pas tous le même comportement :

- dans les cuirasses sont concentrés de manière résiduelle des minéraux lourds et/ou résistants associés aux augmentations des teneurs en Fe. Ces minéraux sont connus comme étant les principaux porteurs d'U et de Th ;
- des phénomènes d'hydrolyse et d'argilisation de la roche mère qui évacuent très rapidement le K du milieu surtout s'il est contenu dans les feldspaths et micas noirs.

5.3 Appareillage mis à disposition du projet

Un spectromètre portable PGIS21 PicoEnvirotec© acquis par le BRGM en 2010, a été mis à disposition du projet.

Ce spectromètre du rayonnement gamma (Figure 141 et figure 142) est équipé d'un détecteur à scintillation cristallin (NaI Tl) de 0,35 litre (21 pouce cubique). Il est couplé à un système de positionnement GPS Garmin. L'équipement est piloté par un micro-ordinateur de poche sous Windows-CE via différents logiciels permettant de paramétrer le processus de mesure, d'inspecter en temps réel les résultats et de les sauvegarder sur une carte mémoire.

Cet équipement a été calibré par le constructeur selon les instructions du BRGM et testé. Ces ajustements comportent :

- L'examen de la résolution du détecteur,
- La calibration en énergie,
- La vérification du processus de stabilisation automatique,
- La calibration de l'effet Compton,
- Le diagramme de rayonnement,
- La détermination de la sensibilité.

Figure 142 - Spectromètre gamma PGIS21

5.4 Traitements des données

En spectrométrie gamma le rayonnement est enregistré sous la forme d'un **histogramme** caractérisant le **comptage relatif de chaque niveau d'énergie**, de 0 à 3 MeV (Figure 143). Avec le PGIS 21, la radioactivité naturelle gamma est enregistrée chaque seconde sur 512 canaux.

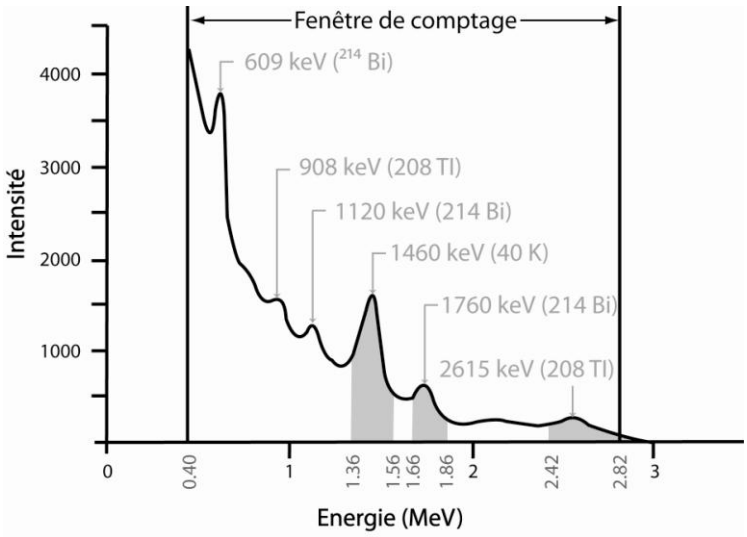


Figure 143 - Exemple d'un spectre typique de rayonnement gamma

Les spectres sont cumulés selon un **intervalle de temps constant au choix de l'opérateur**. La figure 144 montre un exemple de spectre acquis au cours du projet. Le traitement des données gamma-spectrométriques a été réalisé selon la méthode recommandée par l'IAEA (2003) qui est l'approche standard utilisée actuellement par les opérateurs géophysiques en spectrométrie aéroportée comme au sol.

En cartographie géologique, les raies des trois radioéléments naturels les plus fréquents (K, U et Th) sont prises en considération et quantifiées. Selon cette méthode de traitement des données, pour accéder aux teneurs en U et Th les intensités de la raie ^{214}Bi à 1760 keV pour l'U et de la raie ^{208}Tl à 2615 keV pour le Th sont utilisées. Pour le K la détermination est directe grâce à l'utilisation de la raie ^{40}K à 1460 keV

Les spectres, calés en énergie grâce à un algorithme d'identification automatique de la raie du Th (processus d'auto-stabilisation) sont intégrés sur des fenêtres spectrales

caractéristiques correspondant à ces trois éléments et au comptage total. Les fenêtres spectrales utilisées sont :

- Comptage total : 410 – 2810 keV,
- Potassium : 1370 – 1570 keV,
- Uranium : 1660 – 1860 keV,
- Thorium : 2410 – 2810 keV.

Les comptages intégrés sont corrigés du bruit de **fond Compton**, puis convertis en **concentration élémentaire** (%), pour le potassium, et, en **teneurs équivalentes** (eppm) pour l'uranium et le thorium. Le **comptage total** est exprimé en unité de débit de dose absorbée (nano-Gray/heure). Cette conversion met en œuvre les paramètres de sensibilité du détecteur.

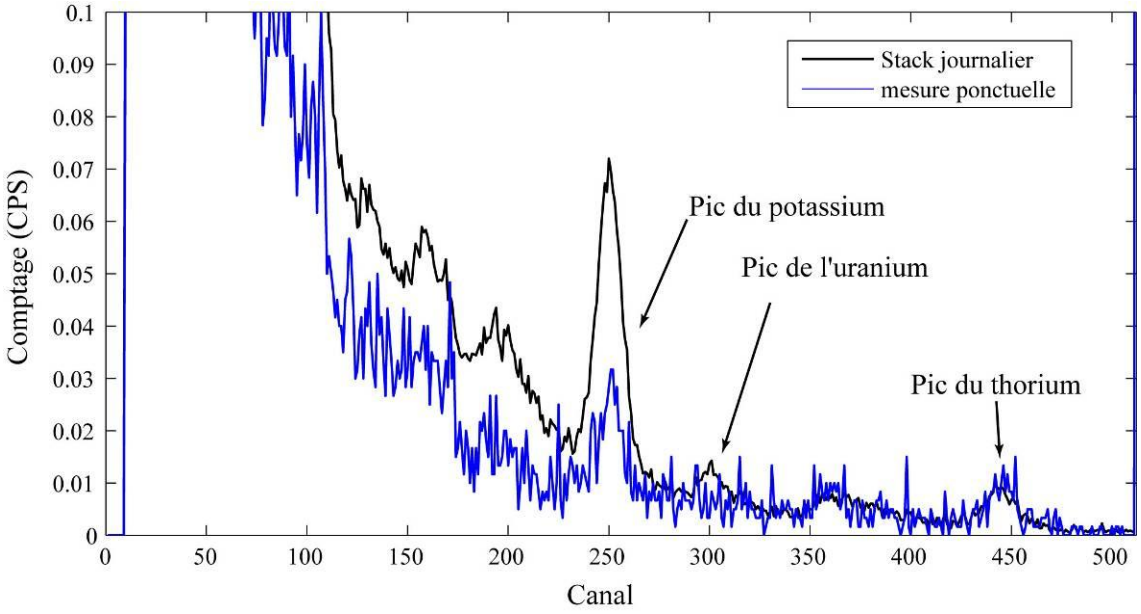


Figure 144 - Exemple de spectre acquis pour le projet

Soulignons que les teneurs de Th et U sont exprimées en équivalent-Th (eTh) et équivalent-U (eU). En effet, l 'évaluation des teneurs en U et Th à partir de l'activité gamma de leurs éléments de filiation (respectivement ^{214}Bi et ^{208}Tl) n'est rigoureusement possible que dans l'hypothèse du respect de l'équilibre séculaire des familles radioactives. Le déséquilibre apparaît lorsqu'un ou plusieurs éléments fils sont enlevés ou concentrés par des processus géochimiques. Ainsi la chaîne de désintégration de l'uranium et du thorium produit des isotopes intermédiaires, dont la dispersion peut fausser le calcul des teneurs équivalentes. Par exemple, dans la chaîne de l'^{238}U et immédiatement avant le ^{214}Bi, du gaz radon est émis et peut se diffuser dans l'atmosphère, ce qui conduit à sous-estimer la teneur en uranium. L'importance de la diffusion du radon est fonction des variations de pression barométrique, de l'humidité ou des précipitations. Des modifications des conditions d'émanation du radon constituent souvent une source importante de perturbation de l'équilibre radioactif de l'uranium.

En raison du phénomène de fluctuation statistique inhérent aux mesures de radiométrie spectrale, la précision des résultats dépend beaucoup du choix du temps d'accumulation. Différents tests ont été effectués en début de campagne pour choisir ce

paramètre. La figure 145 montre un exemple de l'évolution de la précision des signaux pour le potassium, l'uranium et le thorium en fonction du temps d'accumulation. Il s'agit de données acquises en conditions défavorables, c'est-à-dire correspondant à une station où les concentrations en radioéléments sont très faibles. Les valeurs estimées de la précision relative décroissent d'abord rapidement puis plus lentement après 300 secondes. Le **temps d'accumulation** pour chaque station a donc été choisi à **300 secondes** et ce pour optimiser à la fois le nombre de mesures et la précision des résultats. Les précisions maximales attendues pour les déterminations de concentrations sont donc de 8,7 % pour le potassium, 13,3 % pour l'uranium et 14,3 % pour le thorium.

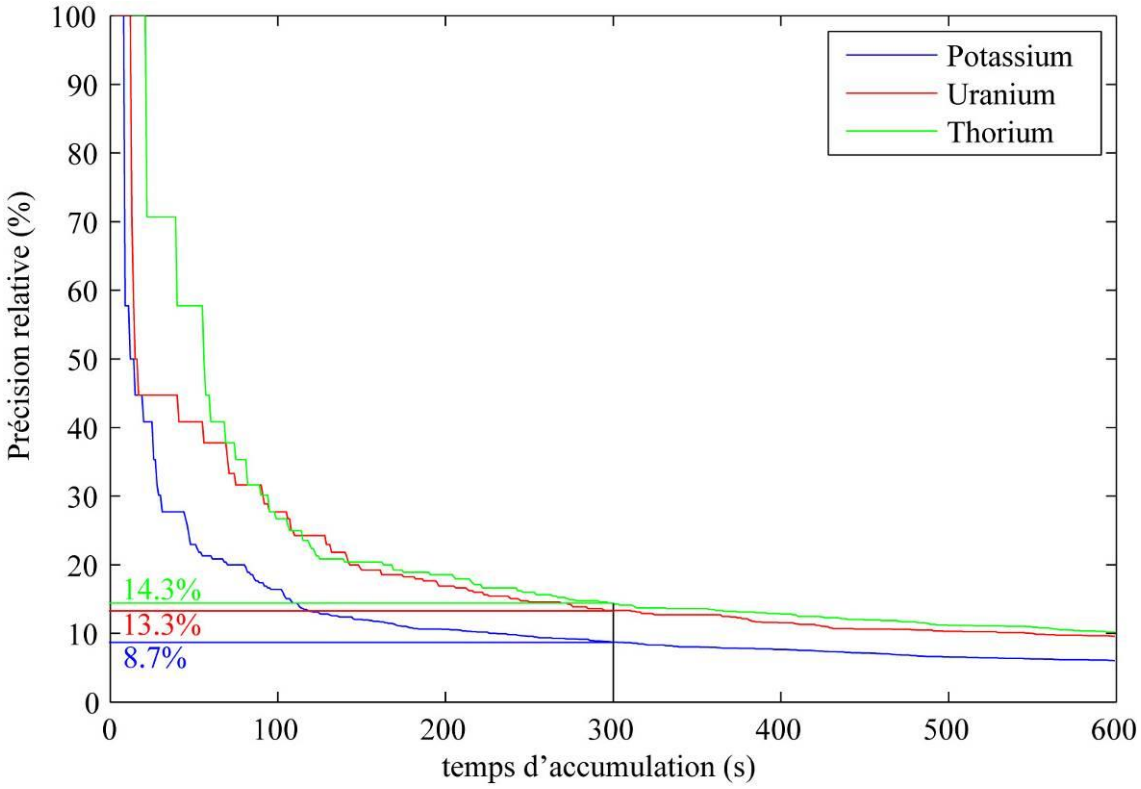


Figure 145 - Evolution de l'estimation de la précision de mesure en potassium, uranium et thorium en fonction du temps d'accumulation

Afin de s'assurer de l'absence de dérive dans l'acquisition des spectres au cours de la mission, chaque jour l'ensemble des spectres enregistrés a été additionné pour fournir un spectre témoin. Ce spectre a été analysé pour vérifier la stabilité de la position des pics et la résolution spectrale (largeur normalisée des raies spectrales). La résolution moyenne journalière (Figure 146a) ainsi que la position centrale du pic (Figure 146b) ont été tracées pour la fenêtre d'analyse du potassium. La figure 146a montre que la résolution varie de 4,7 à 6,1 %. Ces valeurs sont compatibles avec la résolution attendue pour un cristal de type NaI. La position moyenne du pic (Figure 146b) a varié de 0,6 % au cours de la mission, ce qui est très faible. **L'enregistrement ne présente pas de dérive significative.** Les mesures réalisées lors de la mission peuvent donc être comparées directement entre elles.

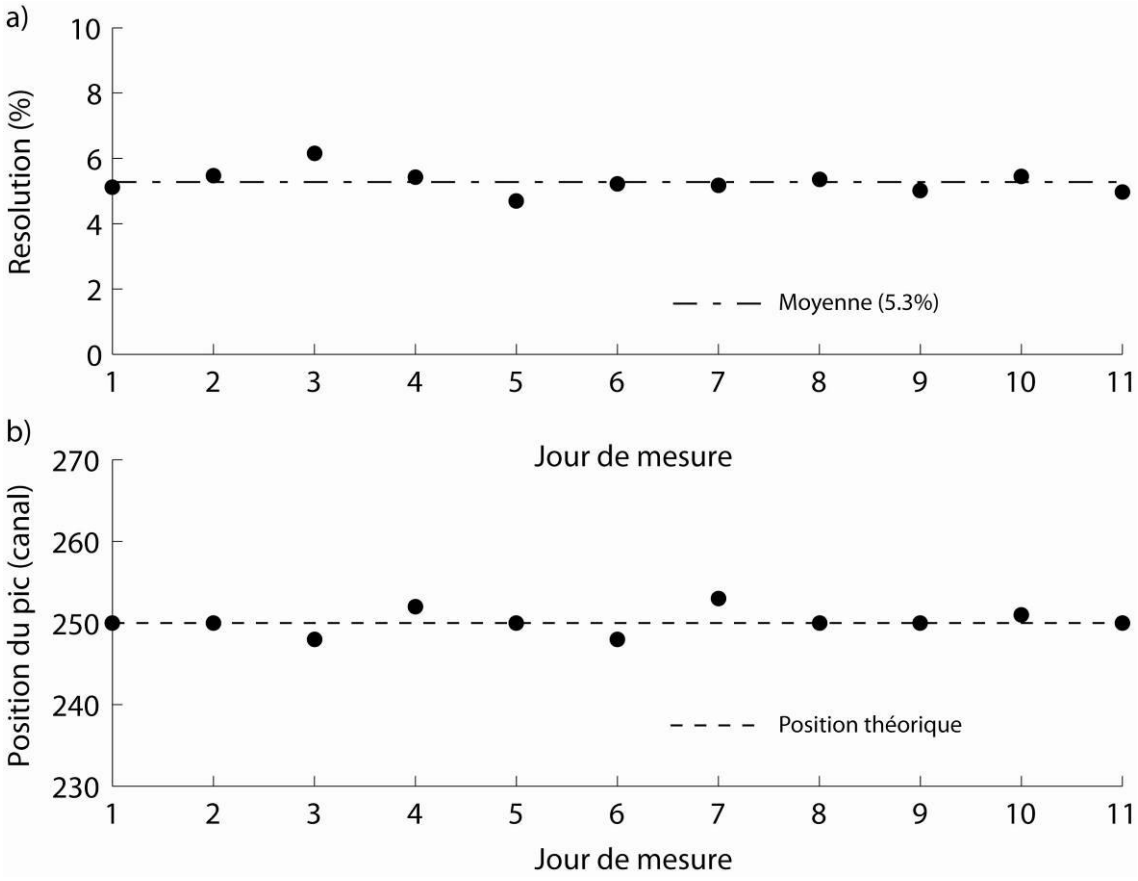


Figure 146 - (a) Evolution de la résolution (a) et de la position du pic (b) des spectres journaliers pour la fenêtre potassium

5.5 Mesures acquises pour le projet

Afin de répondre aux différents objectifs du projet, plusieurs sites ont été investigués selon différents modes d'acquisition (voir récapitulatif tableau 19).

Lieu	Objectif	Nombre de stations ponctuelles	Distance de profils continus	Observations
Massif du Sud	Mesure filons / encaissant	33		Evaluation du contraste filon / encaissant
Rivière des Pirogues	Modélisation d'une couverture régulière maillée (surface de 0,4 km^2)	134	8 km à pied	6 échantillons de roche pour analyses en géochimie isotopique
Tiébaghi	Evaluation méthodologique des mesures en zone de latérite épaisse et de cuirasse	60	10 km en voiture, 5,4 km à pied	5 échantillons de roche pour analyses en géochimie isotopique

Tableau 19 - Récapitulatif de l'échantillonnage géophysique réalisé

Outre le milieu des péridotites et son cortège filonien, des mesures ont été réalisées le long des itinéraires de liaison dans le substrat non péridotitique.

Lors de la campagne de terrain, il a été réalisé à la fois des **mesures ponctuelles** et des **relevés linéaires** en acquisition continue à raison d'un point de mesure par seconde. Les mesures ponctuelles permettent d'avoir une librairie de valeurs de différents types objets et de leur encaissant. Les mesures en continue se rapprochent du type d'acquisition aéroporté et permettent de modéliser ce dernier. Afin d'augmenter le niveau et la précision du signal, les spectres sont additionnés et moyennés:

- toutes les secondes pendant 300 secondes pour les stations ponctuelles ;
- au pas de 20 et 60 secondes en fonction de l'objectif pour les profils linéaires en continus.

Le capteur est positionné au droit de l'objet géologique à mesurer à environ 80 cm de hauteur. C'est donc une **mesure d'ambiance** qui est enregistrée, intéressant un certain volume de roche (et d'air) et non pas une mesure au contact concernant un volume réduit.

Dans le Massif du Sud, les mesures ont été prises sur les filons et leur encaissant ultrabasique, le tout, à différents degrés d'altération. Lorsque cela était possible plusieurs stations de mesures ont été réalisées sur des profils complets d'altération.

Dans le secteur de l'embouchure de la Rivière des Pirogues, l'objectif était, sur un site riche en filons connu et cartographié précisément (Maurizot, 1993), de modéliser la réponse spectrale sur une surface par des levés ponctuels et linéaires en acquisition continues, dans un contexte de couverture latéritique modérément épaisse.

Dans le secteur de Tiébaghi, l'objectif était, sur un site structuré en sillons et rides, reconnues par tomographie de résistivité et sondages, d'évaluer les réponses spectrales, par des levés ponctuels et linéaires en acquisition continue, en contexte de latérite épaisse et cuirassée.

L'objectif final était :

- de constituer une bibliothèque de réponses spectrales qui puisse être organisées dans des matrices telles que lithologie versus altérite, ou filon versus encaissant ;
- de modéliser la réponse spectrale sur une surface comportant un champ filonien visible ou masqué sous altérite.

Outre cet ensemble de mesures géophysiques, douze faciès géologiques représentatifs ont été échantillonnés pour effectuer une caractérisation géochimique isotopique.

5.6 Résultats acquis

5.6.1 Ensemble des mesures

L'ensemble des mesures, y compris celles enregistrées dans le substrat volcano-sédimentaire, en dehors du contexte ultrabasique, peut être analysé en confrontant deux à deux, par diagrammes binaires, les valeurs des trois éléments radiogéniques (U, Th et K). La figure 147 met en évidence **les faibles valeurs radiométriques mesurées en général dans les massifs de péridotites, des valeurs plus importantes pour les filons recoupants qui se différencient parfois nettement de leur encaissant**

ultrabasique et enfin des valeurs fortes pour les autres formations du substrat volcano-sédimentaire.

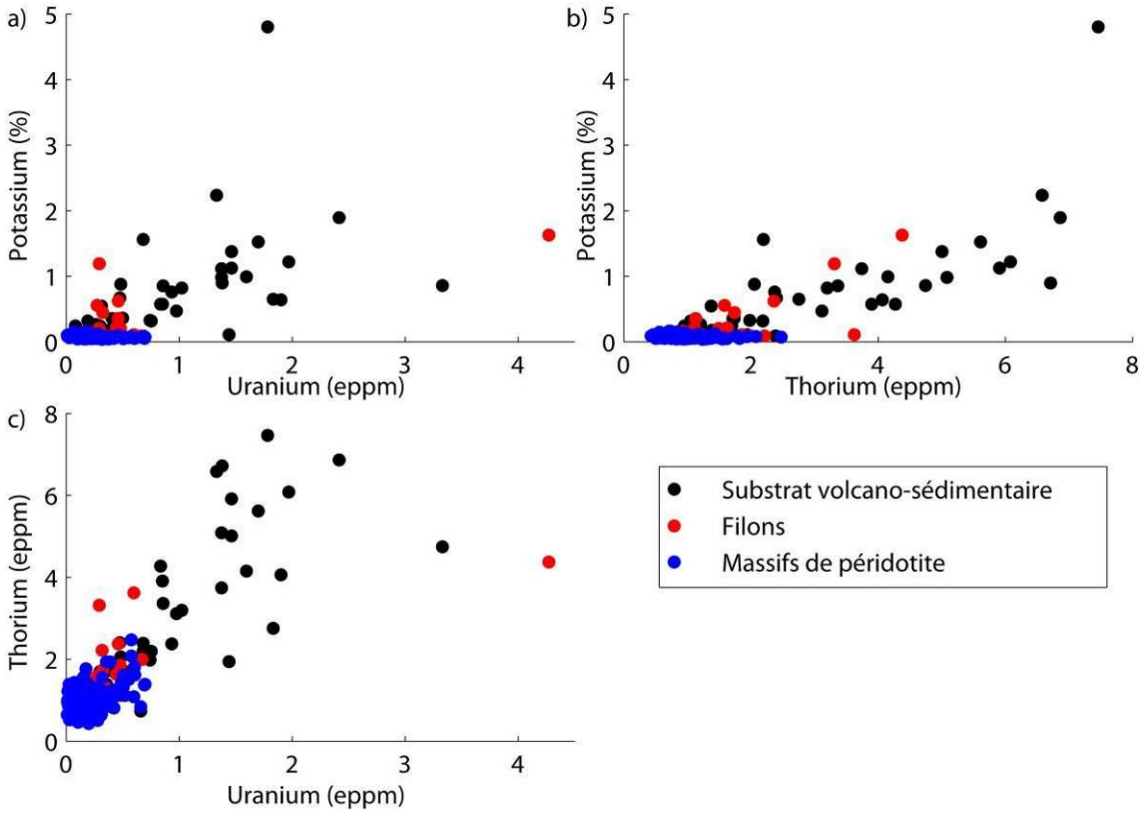


Figure 147 - Diagramme des teneurs de potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour l'ensemble des mesures gammas spectrométriques réalisées en Nouvelle-Calédonie

5.6.2 Comparaison avec les données géochimiques

Des échantillons des différents faciès lithologiques et faciès d'altération ont été collectés au cours de la mission. L'analyse par géochimie isotopique de ces échantillons permet, d'une part, de confronter les concentrations obtenues par les analyses de laboratoire aux mesures fournies par le spectroradiomètre, et d'autre part, d'étudier l'équilibre séculaire de la chaîne de décroissance de l'uranium. Cette connaissance permet de valider les déterminations de concentration par gamma-spectrométrie et d'étudier (théoriquement) en détail l'intensité de l'altération, ainsi que les interactions eau-roche.

i. *Confrontation des teneurs géochimiques et des mesures spectro-radiométriques*

La figure 148 présente une comparaison des teneurs U, Th et K mesurées par spectrométrie gamma (en ordonnées) et par analyses géochimiques (en abscisses). Parmi les douze échantillons, 3 types de faciès prélevés sont distingués : les filons, les

faciès mixtes (altérite de filons) et les latérites. Les teneurs sont dans l'ensemble très faibles, à l'exception de deux échantillons du faciès mixte ; les filons ont des teneurs intermédiaires en potassium et thorium. L'échantillon de latérite est totalement déprimé en K et U mais montre un peu de thorium résiduel.

En outre, il apparaît que pour les faibles teneurs géochimiques, les valeurs spectro-radiométriques sont plus élevées. Pour le potassium, au-delà de 0,1 % en géochimie ou spectro-radiométrie, la corrélation est assez bonne. Le comportement pour les faibles concentrations de potassium peut-être relié au seuil de détection du spectro-radiomètre qui est évalué à 0,07 % pour cet élément.

Pour le thorium, apparaît un schéma analogue, c'est-à-dire une surestimation par le spectro-radiomètre dans les plages de faibles valeurs géochimiques. L'effet de seuil de détection est moins net, mais une grande dispersion est observée pour les teneurs géochimiques inférieures à 0,2 ppm Th. La corrélation est bonne lorsque les teneurs géochimiques augmentent, toutefois elle n'est pas strictement proportionnelle en raison d'un défaut de calibration du spectro-radiomètre ou/et d'un effet de site : en effet le volume de roche contribuant à la mesure spectro-radiométrique (de l'ordre du m^3) est beaucoup plus important que celui de l'échantillon analysé en laboratoire, ce qui peut expliquer une dilution des concentrations déterminées sur le terrain. Par ailleurs il y a probablement un effet de matrice lié à la composition minéralogique des péridotites qui n'est pas pris en compte par la méthodologie de calibration sur blocs de ciment.

Concernant l'uranium le même schéma est retrouvé. Aux critères évoqués ci-dessus s'ajoute un biais lié aux déséquilibres de la chaîne radioactive de l'uranium, la restitution en teneur équivalente d'uranium par gamma-spectrométrie étant basée sur la raie du ^{214}Bi, ainsi la sous-estimation en radio-spectrométrie du point de concentration géochimique 0,7 ppm semble liée à un très fort déséquilibre radioactif. Le seuil de détection inférieur en uranium du spectro-radiomètre est de l'ordre de 0,1 ppm. Le faible nombre de mesures avec de fortes teneurs géochimiques et leur dispersion ne permettent pas de qualifier plus précisément la calibration du gamma spectromètre de terrain.

D'une manière générale, dans l'échantillonnage réalisé il y a beaucoup d'échantillons de faibles teneurs (environ 60 % des points) pour lesquels le spectro-radiomètre n'est pas assez sensible pour fournir des mesures significatives. **Les quelques points de plus fortes teneurs ne sont pas assez nombreux pour établir un réétalonnage *in situ* fiable sur le plan statistique.**

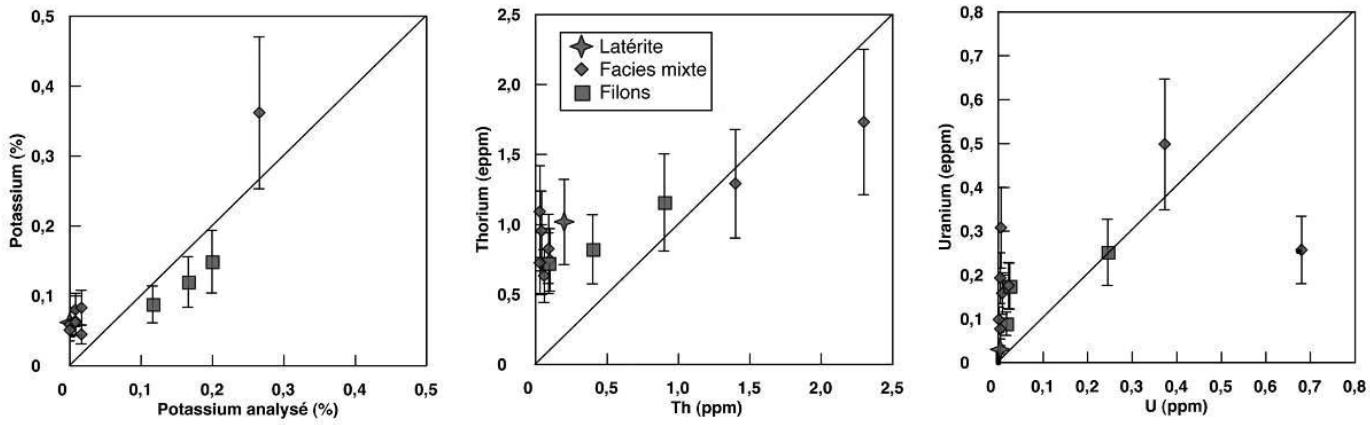


Figure 148 - Confrontation entre les analyses de laboratoire en abscisse et les mesures gamma spectrométriques de terrain en ordonnée, pour le potassium, le thorium et l'uranium

ii. *Les isotopes de l'uranium*

Il existe **trois chaînes de décroissance radioactive** : celles de l'^{238}U, de l'^{235}U et du ^{232}Th. Les trois chaînes aboutissent chacune à un isotope stable du plomb : respectivement ^{206}Pb, ^{207}Pb et ^{208}Pb. Cette étude porte sur les radionucléides suivants : ^{238}U (4,47 10^9 ans) et ^{234}U (248 000 ans) de la chaîne de décroissance de l'^{238}U. **Les séries de l'uranium présentent l'avantage d'avoir des périodes de demi-vie du même ordre de grandeur que les processus d'altération** (de la dizaine de milliers d'années aux millions d'années) et peuvent ainsi être utilisées pour estimer les temps d'interaction eau-roche (Dosseto *et al.*, 2008).

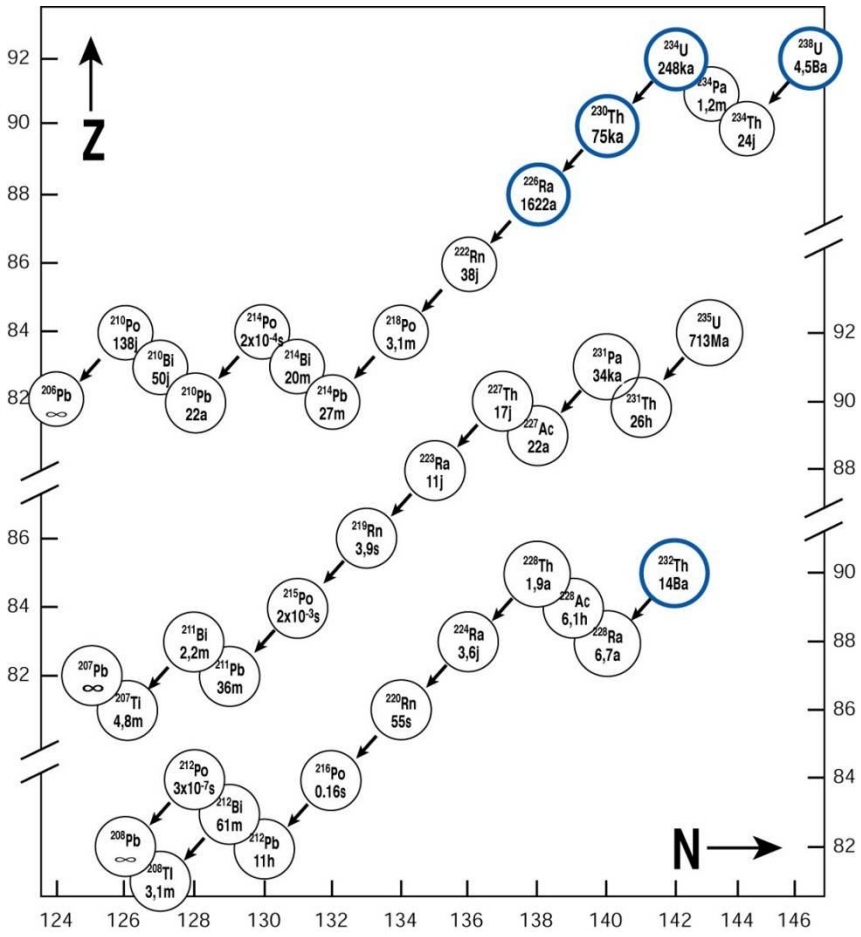


Figure 149 - Description des trois chaînes radioactives naturelles représentées dans un diagramme neutron-proton, d'après Allègre (2005)

iii. *Équilibre séculaire et déséquilibre*

L'activité **A** d'un radionucléide est le produit du nombre d'atomes **N** de l'isotope par sa constante de désintégration λ. Dans un système resté clos pendant une durée significative (supérieure à 5 fois la période de demi-vie du radionucléide), l'isotope parent (de plus grande période de désintégration) impose son taux de décroissance à l'ensemble de la chaîne. Elle se retrouve dans un état de décroissance stationnaire appelé **équilibre séculaire**.

L'équilibre séculaire est atteint lorsque les activités des nucléides père et fils sont égales :

$$N_p \lambda_p = N_f \lambda_f$$

Dans ce cas, le taux de production de l'isotope stable final est égal au taux de désintégration du parent initial.

Pour la série de l'^{238}U, si le système évolue en système clos durant un million d'années (environ cinq fois la période de l'^{234}U), l'équilibre séculaire est atteint. Les rapports d'activité sont alors à l'équilibre et ($^{234}U/^{238}U$) = 1.

Un fractionnement entre l'^{234}U et l'^{238}U peut se produire à l'interface eau-roche. Lors de sa désintégration l'^{238}U émet une particule alpha. **Cette émission qui s'accompagne d'une libération d'énergie très importante, peut endommager le réseau cristallin et provoquer l'éjection de l'isotope fils hors de son site cristallographique** (10 à 20 nm) **par effet de recul** (comme un canon). Lorsque l'isotope fils est situé en surface à l'interface eau-roche il est alors préférentiellement lessivé par rapport à l'isotope père encore inséré dans le réseau cristallin au cœur des grains de roche.

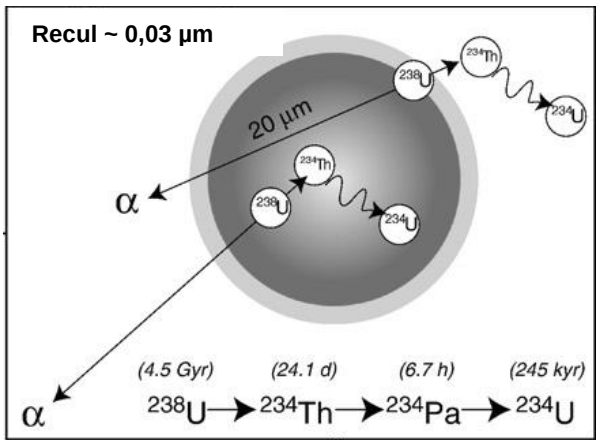


Figure 150 - Effet de recul, figure tirée de Dosseto et al., 2008

Les rapports d'activité ($^{234}U/^{238}U$) sont alors :

- < 1 dans la phase solide, c'est-à-dire la phase résiduelle après altération ;
- 1 dans la phase dissoute des rivières ;
- égal à 1 lorsque la roche est saine et donc à l'équilibre.

La figure 151 montre l'évolution des rapports isotopiques de l'uranium en fonction du temps et de la granulométrie (Dosseto *et al.*, 2008).

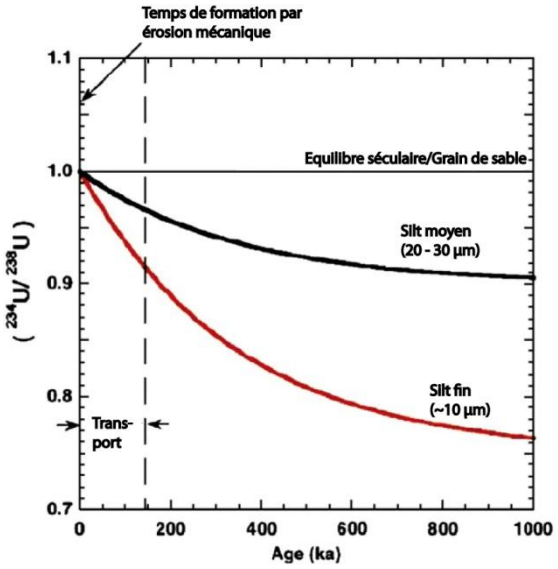


Figure 151 - Variation des rapports isotopiques de l'uranium en fonction du temps et de la granulométrie, d'après Dosseto et al. (2008)

Pendant les phases d'altération, la variation des rapports isotopiques dépend du temps écoulé depuis le début du processus et de la granulométrie des roches. Au-delà d'un million d'années, la roche se trouve à l'état stationnaire qui ne dépend que de la taille du grain (Dosseto *et al.*, 2008).

iv. *Matériel et méthodes*

Au préalable à la mesure isotopique, il a été procédé à une préparation chimique de l'échantillon, de façon à obtenir une quantité purifiée d'uranium. L'uranium est ainsi séparé de sa matrice par chromatographie sur résine échangeuse d'ions. Pour les roches et les sédiments, une étape de mise en solution par attaque acide est nécessaire auparavant. Au cours de la préparation de l'échantillon, l'apport en uranium lié aux réactifs utilisés et à la manipulation est inférieur à 250 ρg. Des corrections de blanc de chimie ont été apportées, les rapports d'activité étant considérés à l'équilibre.

La composition isotopique de l'uranium a été mesurée sur ICP-MS à multi-collection Neptune (ThermoElectron). La mesure de la composition isotopique se fait selon la méthode dite de « standard-bracketing » en normalisant au standard NBS960, afin de corriger du biais de masse instrumental et de sa dérive au cours du temps.

Chaque mesure isotopique est corrigée du « blanc » qui correspond au milieu d'introduction contenant l'échantillon (HNO_3 3 %) et au bruit de fond instrumental.

Pour chaque échantillon, les erreurs sont données à 2s (double écart-type). Elle est en moyenne inférieure à 4 %. Compte tenu des faibles quantités, les échantillons ont été passés deux fois (deux séquences consécutives).

v. *Résultats*

La figure 152 présente les résultats des analyses ($^{234}U/^{238}U$) des rapports isotopiques de l'uranium en fonction de la concentration dans les échantillons prélevés sur les deux sites, massif de Tiébaghi et Rivière des Pirogues.

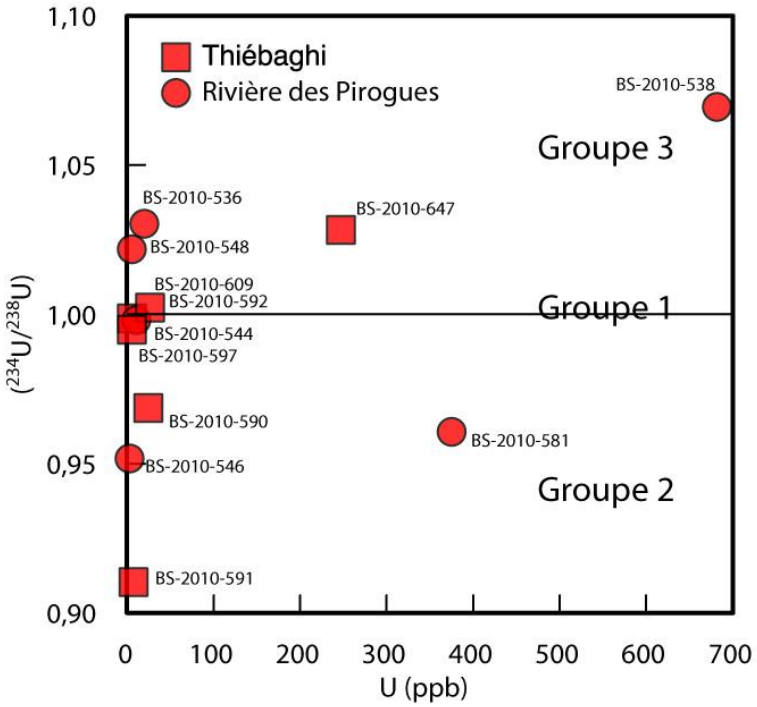


Figure 152 - Rapport isotopique ($^{234}U/^{238}U$) et concentration en uranium dans les roches et sédiments de Tiébaghi et de la rivière des Pirogues

On distingue trois groupes de points :

Groupe 1 : les échantillons sont à l'équilibre séculaire ($^{234}U/^{238}U$) = 1, il s'agit des échantillons soit de roche-mère non altérée dont l'âge est > 1 Ma (dunite ou filon de gabbro) soit des blocs de roche saine au sein du profil d'altération (saprolite riche en garniérite ou latérite). Ces échantillons ont des concentrations faibles en uranium.

Groupe 2 : les échantillons sont appauvris en ^{234}U avec un rapport isotopique ($^{234}U/^{238}U$) < 1. Il s'agit d'échantillons qui ont subi l'effet de recul avec un lessivage préférentiel de l'^{234}U expliquant ainsi cet appauvrissement. Ces rapports s'expliquent parfaitement lorsqu'il s'agit d'alluvions, présence de sédiments produits lors de l'altération (exemple de l'échantillon d'alluvion prélevé sur le site de la rivière des Pirogues dont le rapport ($^{234}U/^{238}U$) = 0,9612$\pm$46). Les échantillons les plus appauvris en ^{234}U sont des harzburgites saprolitisées de la rivière des Pirogues, qui montrent une intensité d'altération plus forte, bien observée sur le terrain. Certains échantillons de roche, bien que supposés à l'équilibre, sont tout de même appauvris en ^{234}U. Cela traduit l'intensité de l'altération chimique sous régime tropical qui n'est pas toujours visible sur le terrain (affleurements de pyroxénite de la rivière des Pirogues et de dunite saine à Tiébaghi). L'échantillon de harzburgite serpentinisée présente un fort déséquilibre avec un rapport ($^{234}U/^{238}U$) = 0.9692$\pm$176, qui s'explique par la serpentinisation et le régime d'altération. L'ensemble des roches présente de faibles teneurs en uranium alors que l'échantillon prélevé dans les alluvions est cent fois plus

uranifère, indiquant probablement un tri au cours du transport dans la rivière et la présence de minéraux lourds porteurs de l'uranium. Il n'est pas possible à ce stade d'identifier les minéraux porteurs de l'uranium avec certitude. Toutefois il faut envisager que des zircons, de la baddeleyite ou/et la zirconolite, ou encore des oxydes de zirconium, soient les porteurs de l'uranium. En effet, ces minéraux ont été observés en association avec des chromites ou des péridotites dans des contextes comparables (Zaccarini *et al.*, 2004 ; Rajesh et Arai, 2006).

Groupe 3 : les échantillons sont légèrement enrichis en ^{234}U avec un rapport ($^{234}U/^{238}U$) > 1. Pour la plupart, le déséquilibre est très faible : il s'agit de filons ou de roches quasi à l'équilibre séculaire. Un échantillon de la rivière des Pirogues est anormalement enrichi en ^{234}U avec une forte concentration en uranium (U=680 ppb), et une valeur ($^{234}U/^{238}U$) = 1,0700±44 : il s'agit de latérite colluvionnée de la rivière des Pirogues. Ces valeurs peuvent s'expliquer par un apport de minéraux lourds dans la rivière, suivi de phases de remaniement récent permettant des échanges entre la phase aqueuse (rapport > 1) et la phase solide. Outre ces échanges, l'uranium peut s'adsorber sur la matière organique (ou précipiter par phénomènes d'oxydo-réduction ?), ces phases peuvent alors être enrichies en ^{234}U et présenter des rapports ($^{234}U/^{238}U$) > 1.

L'analyse des rapports isotopiques de l'uranium permet d'évaluer l'état d'altération du système en fonction de l'écart à l'équilibre séculaire. Il apparaît, en raison du régime tropical où l'altération chimique est importante, que la roche-mère à l'affleurement présente déjà un **faible état de déséquilibre radioactif**, indépendamment de son âge ou de la lithologie. Quant aux échantillons prélevés dans des colluvions, ils présentent une trop grande hétérogénéité pour évaluer l'état d'équilibre du système. Afin d'étudier l'intensité de l'altération, une étude complémentaire d'un profil d'altération en place et carotté serait nécessaire.

En ce qui concerne les minéraux porteurs de l'uranium, bien qu'un enrichissement très important apparaît nettement dans les fractions remaniées, il n'est pour l'instant pas possible d'identifier avec certitude les porteurs sans analyses complémentaires.

5.6.3 Comparaison des mesures filons versus encaissant ultrabasique dans le Massif du Sud

i. *Contexte*

La comparaison binaire des teneurs en K, U et Th des filons par rapport à leur encaissant ultrabasique est illustrée par les diagrammes de la figure 153. La comparaison des roches saines entre elles montre que, les filons se distinguent nettement de leur encaissant, ce dernier étant très appauvri en radioéléments. Ceci est particulièrement sensible pour le potassium et pour le thorium, mais moins systématique pour l'uranium. Dans l'encaissant, la teneur du potassium varie de 0,05 à 0,2 % contre 0,22 à 1,63 % au droit des filons. Pour le thorium, la teneur dans l'encaissant varie de 0,79 à 1,5 eppm contre 1 à 4,27 eppm dans les filons. Dans l'encaissant, la teneur en uranium varie de 0,012 à 0,48 eppm contre 0,27 à 0,46 eppm au droit des filons. **Les teneurs les plus élevées en uranium et thorium ont été mesurées au droit des amphibolites saines.** Une valeur anormalement élevée dans les

trois éléments est enregistrée dans un filon de granitoïde à quartz et biotite (> 4 eppm de U et Th et > 1,5 % de K).

Les teneurs en uranium des filons altérés sont comparables à celles des filons sains (0,17 à 0,67 eppm). Les teneurs en thorium des filons sains et altérés sont également comparables (0,59 à 4,37 eppm). En revanche, la teneur en potassium des filons altérés est systématiquement très faible (0,07 à 0,11 %), cet élément étant donc lessivé.

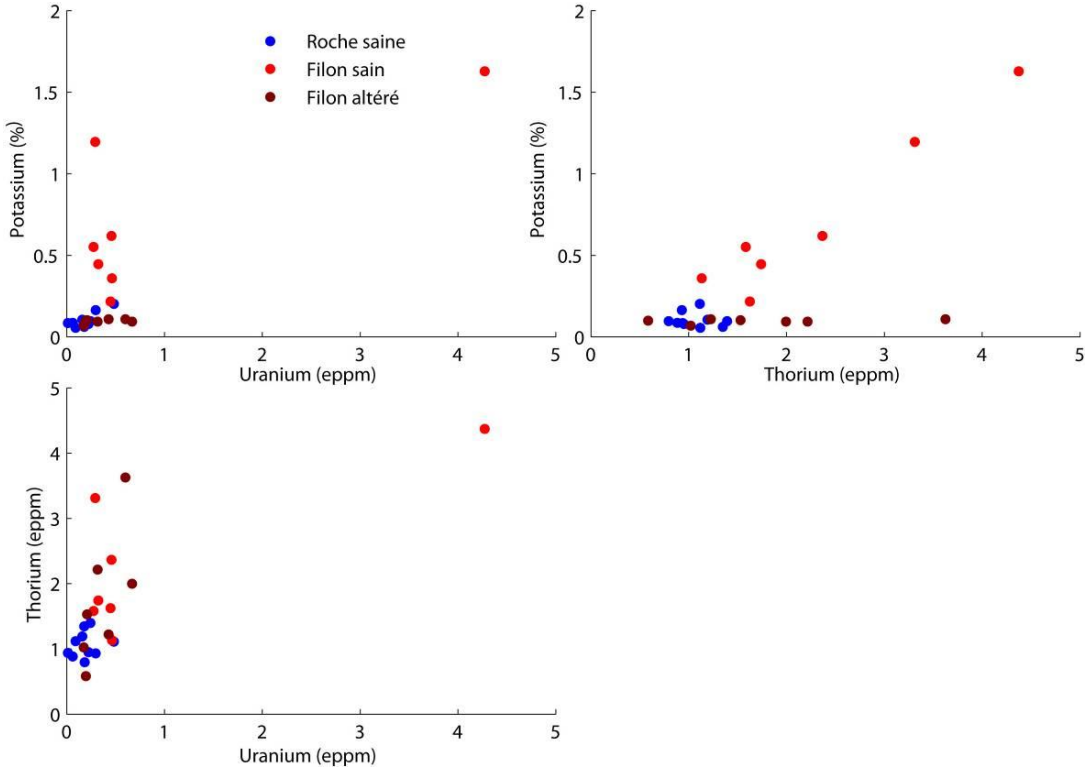


Figure 153 - Diagrammes binaires des teneurs en K, U, et Thpour les filons sains (points rouges), les filons altérés (points grenats) et la roche encaissante saine (points bleus)

vi. *Caractérisation des péridotites*

Différentes mesures gamma spectrométriques ont été réalisées au droit de différents types de péridotites présentes dans le Massif du Sud. Les roches sondées sont des harzburgites, des wehrlites, des amphibolites (hornblendites) et des dunites. Les mesures sont récapitulées dans le tableau 20. Une analyse graphique est proposée sous forme d'un diagramme ternaire en figure 154.

Géologie	Potassium (%)	Uranium (eppm)	Thorium (eppm)	Dose Totale (nGray/h)
Harzburgite saine	0.08	0.22	0.95	4.81
Harzburgite très saine	0.17	0.29	0.93	6.26
Wehrlite	0.09	0.06	0.88	3.85
Amphibolite saine	0.20	0.48	1.11	8.28
Dunite chromifère saine.	0.08	0.01	0.94	3.71
Dunite	0.11	0.16	1.19	5.44

Tableau 20 - Mesures gamma spectromètriques réalisées au droit des péridotites dans le Massif du Sud

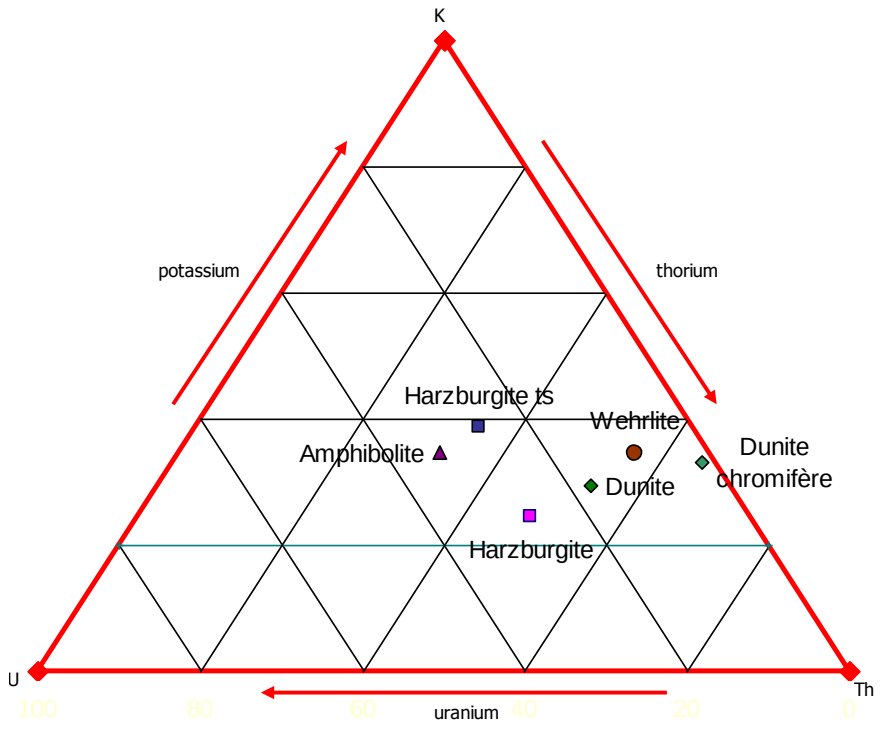


Figure 154 - Diagramme ternaire des concentrations relatives en potassium, uranium, thorium des péridotites du Massif du Sud

L'amphibolite saine montre la plus forte réponse radiogénique à la fois pour les trois éléments mesurés. Les valeurs en potassium sont très faibles pour les péridotites, la teneur maximum étant de 0,2 % pour l'amphibolite saine. Les variations de teneur en uranium et thorium apparaissent utiles pour différencier les lithologies avec une diminution du rapport U/Th depuis le pôle amphibolite jusqu'au pôle dunite chromifère, via harzburgite, dunite, wehrlite. La dynamique pour l'uranium est importante, mais les teneurs restent très faibles, ce qui rend les caractérisations radiométriques très difficiles à réaliser avec précision.

5.6.4 Site de la rivière des Pirogues

i. *Géologie*

Cette zone, où le réseau filonien est associé à une minéralisation en platine, a fait l'objet d'une cartographie détaillée (Maurizot, 1993). La couverture latéritique y est moyennement importante, avec des profils pouvant atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur. Le profil général est cependant incomplet puisqu'il n'y a pas de cuirasse sommitale. L'encaissant est essentiellement dunitique avec quelques passées wehrlitiques. Ce substrat non altéré apparaît au sein de ravines naturelles (lavakas) échancrées dans la couverture latéritique. L'**abondant réseau filonien** est de composition pyroxénitique et gabbroïque avec souvent ces deux lithologies associées dans un même filon : pyroxènite aux épontes, gabbro pegmatoïde souvent folié au centre.

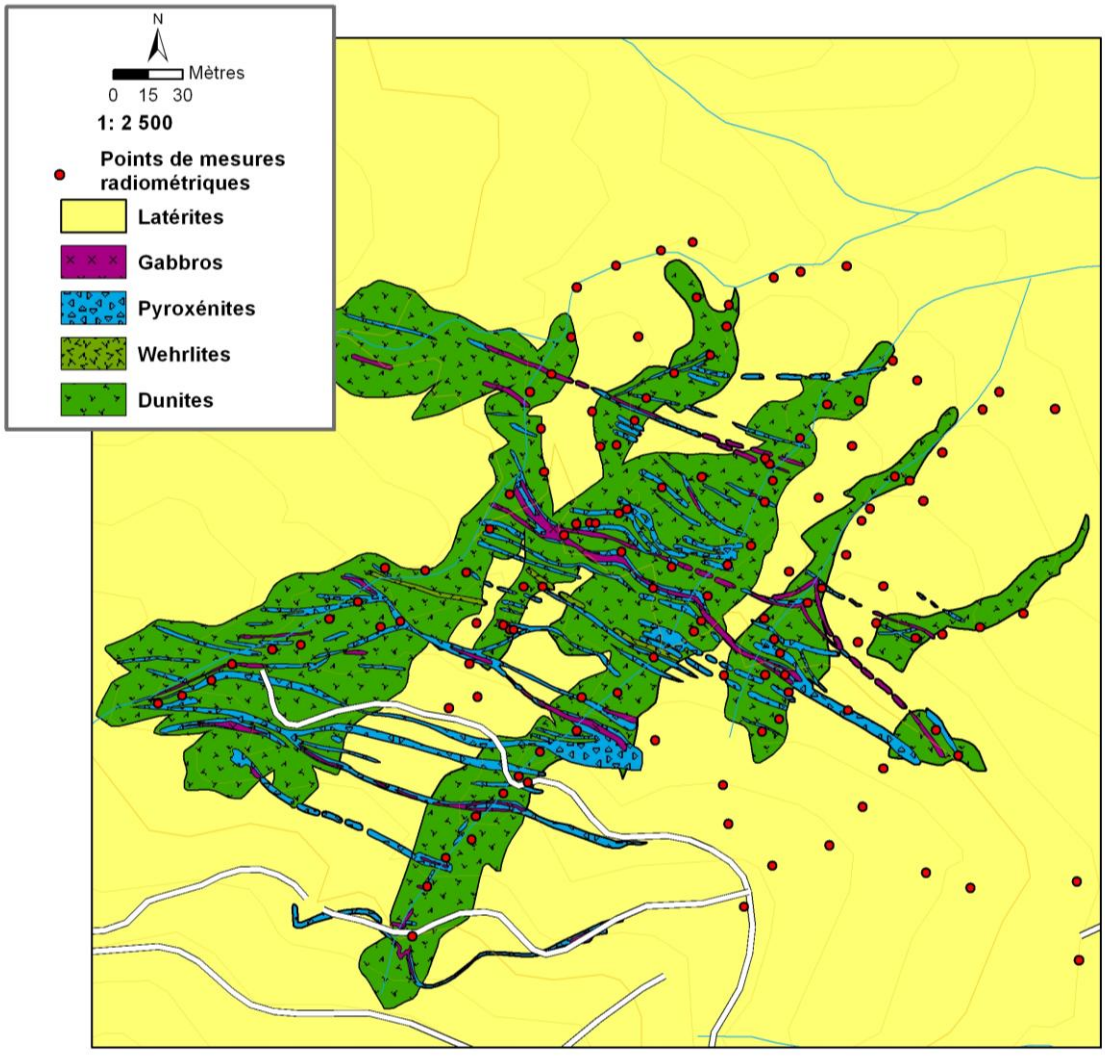


Figure 155 - Carte géologique du site de la Rivière des Pirogues (Maurizot, 1993)

Les filons les plus larges sont de dimensions métriques à décamétriques. La direction principale des filons est E-W, à pendage vertical ou fort vers le Nord. Une direction secondaire N 20° à N 45° à pendages verticaux est présente et, correspond à des filons d'épaisseur plus modeste, centimétrique à décimétrique. Ces deux familles s'interpénètrent et sont donc contemporaines. Les filons de pyroxénite sont nombreux, en moyenne un tous les dix à vingt mètres. On peut supposer a priori que leur contenu radiogénique y est très déprimé et que la réponse spectrale sera faible. Les filons de composition gabbroïque sont plus épars mais plus larges. Cinq à six ont été repérés, espacés d'une centaine de mètres. Une réponse spectrale plus significative est envisageable sur ces objets. Il n'y a pas de filons de type granitoïde.

Cette situation est très représentative de l'ensemble filonien dans les massifs de péridotites qui sont **majoritairement composés de roches de composition gabbroïque à felsique**, et beaucoup plus rarement de granitoïde. On peut donc dans ce secteur espérer au moyen de relevés en continu et ponctuels, simuler au sol l'équivalent d'une couverture régulière en lever aéroporté.

ii. *Mesures radiométriques*

Au total, 134 stations de mesures ont été réalisées, ainsi que 8 km de profils linéaires en acquisition continue. Les points de mesures sont localisés sur la figure 156.

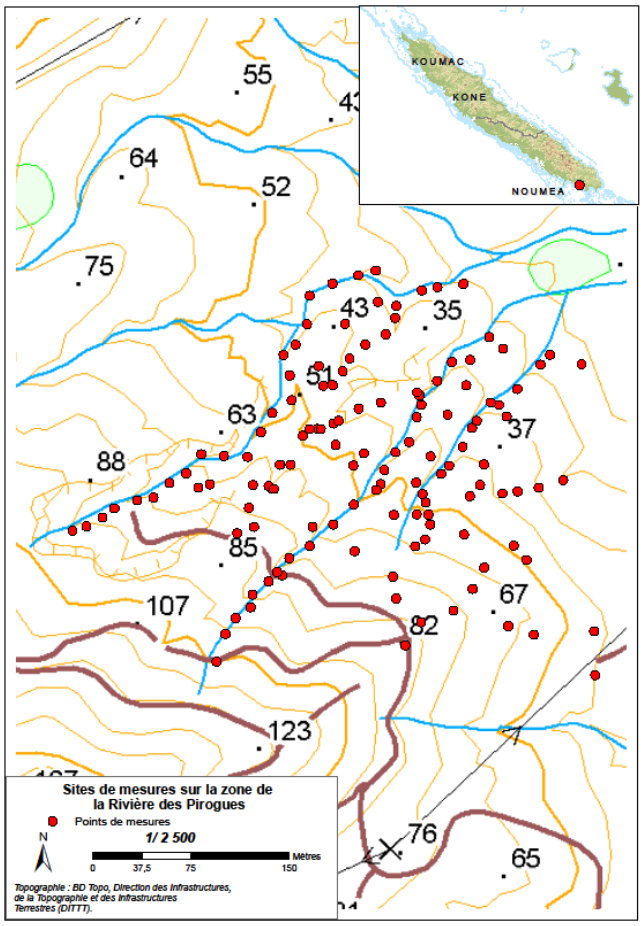


Figure 156 - Répartition de l'échantillonnage sur le site de la Rivière des Pirogues

iii. *Analyse des mesures en station*

Pour les mesures acquises en mode station, la comparaison binaire des teneurs en potassium, uranium et thorium pour les différents types de lithologie et pour l'ensemble des points du secteur est présentée dans les diagrammes de la figure 157. On analysera dans un premier temps les données et résultats des mesures en stations, puis dans un deuxième temps les données et résultats des mesures en continu.
Ces diagrammes montrent :

- **de faibles teneurs d'ensemble en potassium pour les différentes lithologies** (de 0,05 à 0,1 %), **avec cependant des teneurs plus élevées mais toujours faibles en valeur absolue pour les gabbros** ;
- **un enrichissement relatif des latérites en uranium et thorium.**

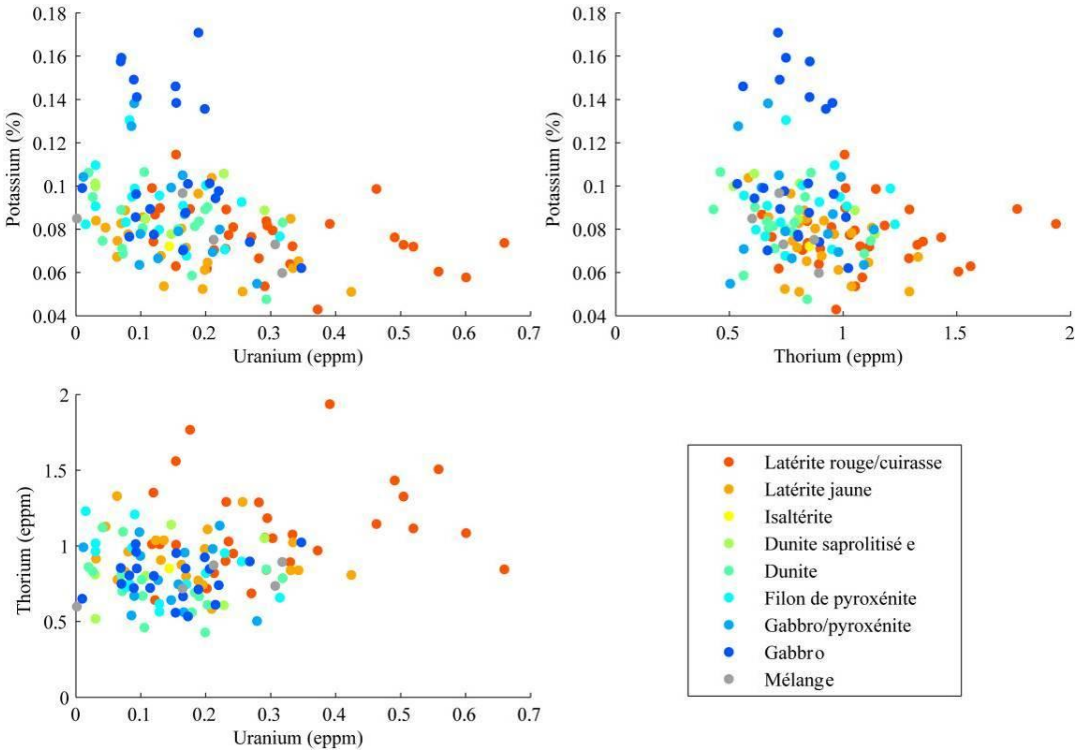


Figure 157 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies sur le site de la Rivière des Pirogues

Ces tendances peuvent être confirmées et mieux examinées en utilisant les paramètres statistiques par groupe lithologique. La moyenne, l'écart type et le nombre de mesures sont récapitulés dans le tableau 21 pour chaque lithologie concernée. Les résultats sont montrés sous forme de graphiques binaires en figure 158 où les ellipses représentent la dispersion des mesures à un demi-écart type.
Les faits marquant suivants sont relevés :

- Des teneurs moyennes en potassium déprimées pour tous les types de lithologies ;

- Des teneurs très légèrement supérieures en potassium pour les filons sains par rapport à leur encaissant (0,09 à 0,11 % pour les filons et 0,08 % pour l'encaissant) ;
- Une nette tendance à la diminution des teneurs en potassium en fonction du degré d'altération, cet élément apparaissant donc lessivé ;
- De faibles teneurs moyennes en uranium et thorium (valeurs comprises entre 0,13 à 0,15 ppm pour l'uranium et 0,75 à 0,85 ppm pour le thorium) pour les filons sains, qui sont dans la même gamme que celle mesurée sur l'encaissant sain ;
- Des teneurs en uranium et thorium enrichies relativement dans les altérites par rapport au substrat sain.

Lithologie	K_{moy} (%)	K_{std}	U_{moy} (eppm)	U_{std}	Th_{moy} (eppm)	Th_{std}	Nombre de mesures
latérite rouge/cuirasse	0,08	0,01	0,31	0,15	1,11	0,30	31
latérite jaune	0,07	0,01	0,17	0,11	0,92	0,18	23
Isaltérite	0,07		0,14		0,85		1
Dunite saprolitisée	0,09	0,01	0,14	0,11	0,82	0,24	6
Dunite	0,08	0,02	0,14	0,09	0,74	0,19	17
Filon de pyroxénite	0,09	0,02	0,13	0,09	0,85	0,20	15
Gabbro/pyroxénite	0,09	0,02	0,14	0,07	0,80	0,21	14
Gabbro	0,11	0,03	0,15	0,08	0,79	0,14	22
Mélange	0,08	0,01	0,20	0,13	0,76	0,12	5

Tableau 21 - Récapitulatif des paramètres statistiques (moy : moyenne ; std : écart type) pour les différentes lithologies mesurées sur le site de la rivière des Pirogues

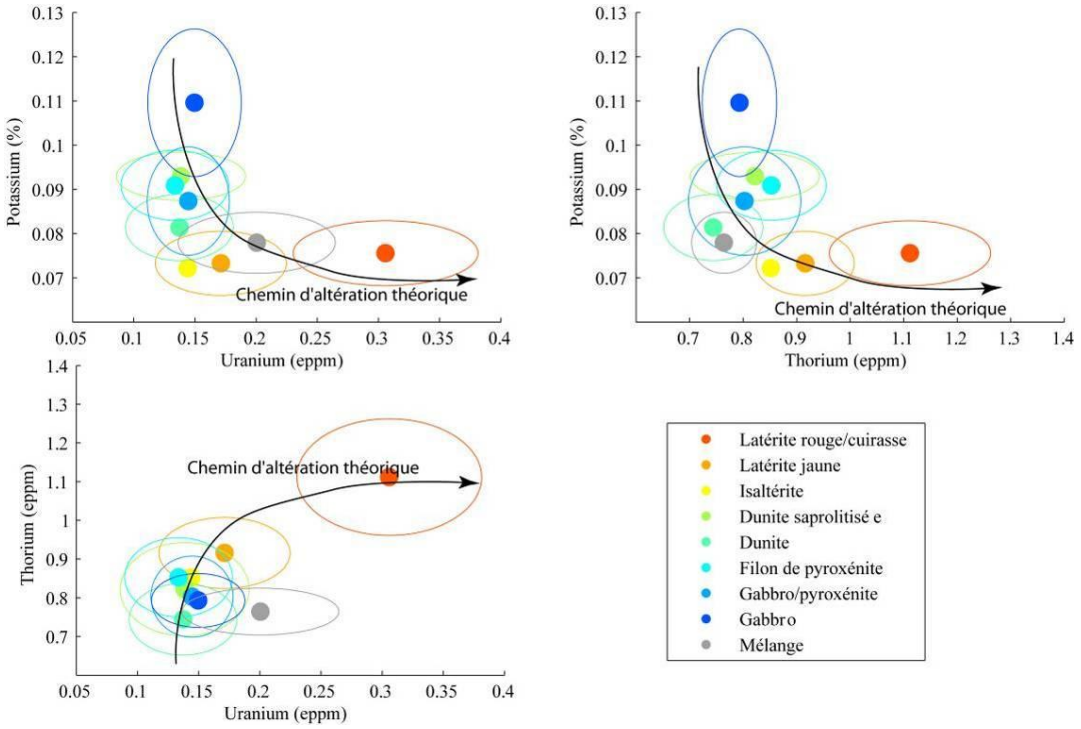


Figure 158 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies sur le site de la Rivière des Pirogues (les ellipses ont un rayon égal à un demi écart type)

iv. *Modélisation cartographique*

Les points acquis en mode station ont permis de réaliser des grilles de valeurs radiométriques du site de la rivière des pirogues pour les trois éléments radiogéniques qui peuvent être comparées à la carte géologique (Figure 155). **Les grilles ont été maillées au pas de 8 mètres** et les valeurs calculées avec un interpolateur de type courbure minimum.

Pour **le potassium** (Figure 159 et figure 163), **le passage des principaux filons de gabbros affleurant en fond de lavaka sont marqués.** En revanche les replats latéritiques sont appauvris en cet élément et les filons y sont masqués.

Pour **l'uranium** (Figure 160 et figure 164) et **le thorium** (Figure 161 et figure 164), **les principales zones latéritiques sont marquées par de plus fortes concentrations**. Toutefois la trace des filons sous masque latéritique n'apparaît pas. La structuration du réseau filonien ne ressort pas sous la couverture latéritique.

Enfin, la figure 162 présente une combinaison ternaire des trois radioéléments. Les zones où le potassium est majoritaire apparaissent en rouge : ce sont les principales zones de filons. Les zones appauvries en radioéléments ont des couleurs pâles et correspondent aux mesures réalisées à l'intérieur des lavakas. Enfin, les plateaux latéritiques ont des couleurs vives, qui se situent entre le vert et le bleu, en raison de concentrations plus fortes en thorium et uranium.

À ce stade on peut d'ores et déjà dire que avec le capteur utilisé au sol que: 1) les filons de gabbros offrent un contraste de valeur détectable en K par rapport à leur encaissant lorsqu'ils sont exposés à l'affleurement. 2) Dès lors qu'ils sont recouverts par quelques mètres de latérites ce contraste disparait et on n'a plus

de continuité cartographique d'une ravine à l'autre. 3) U et Th marquent les zones de recouvrement latéritique.

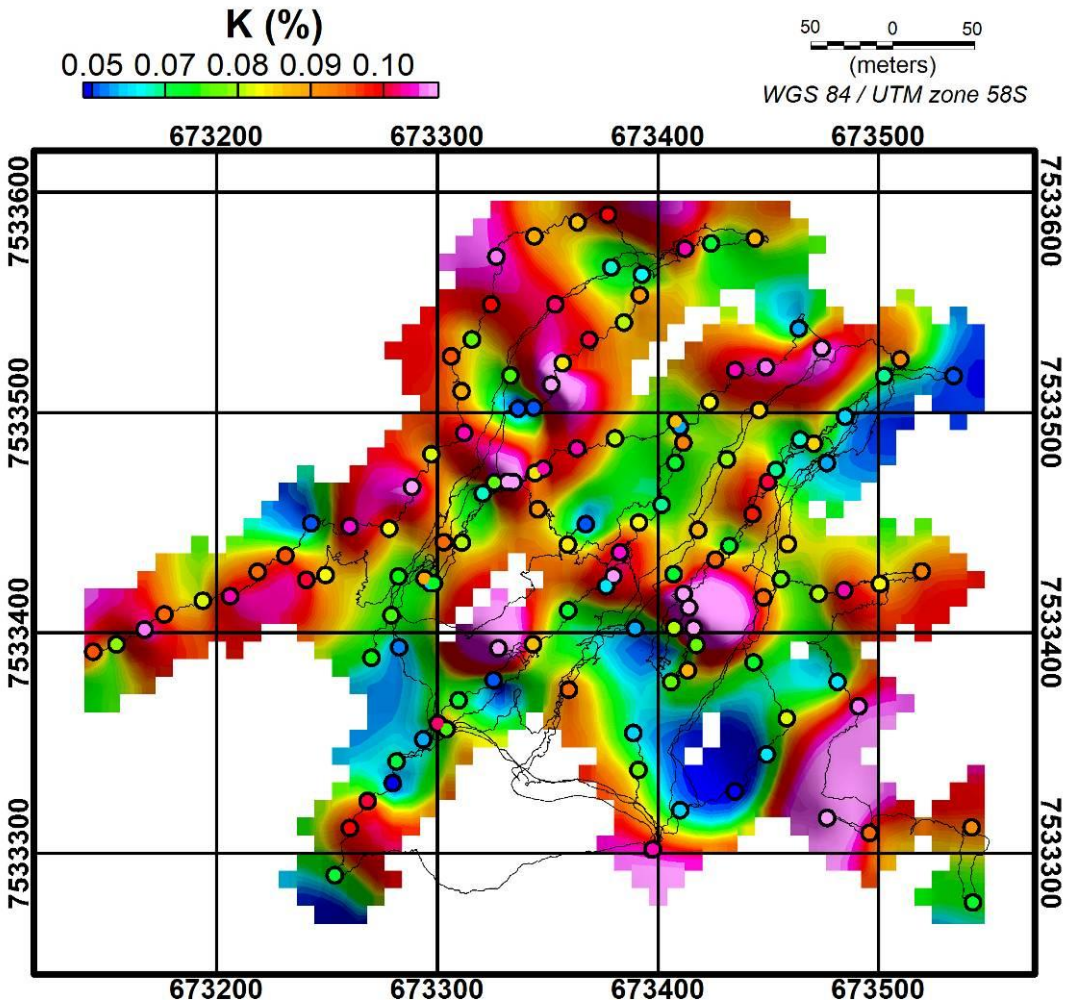


Figure 159 - Carte radiométrique du potassium du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition

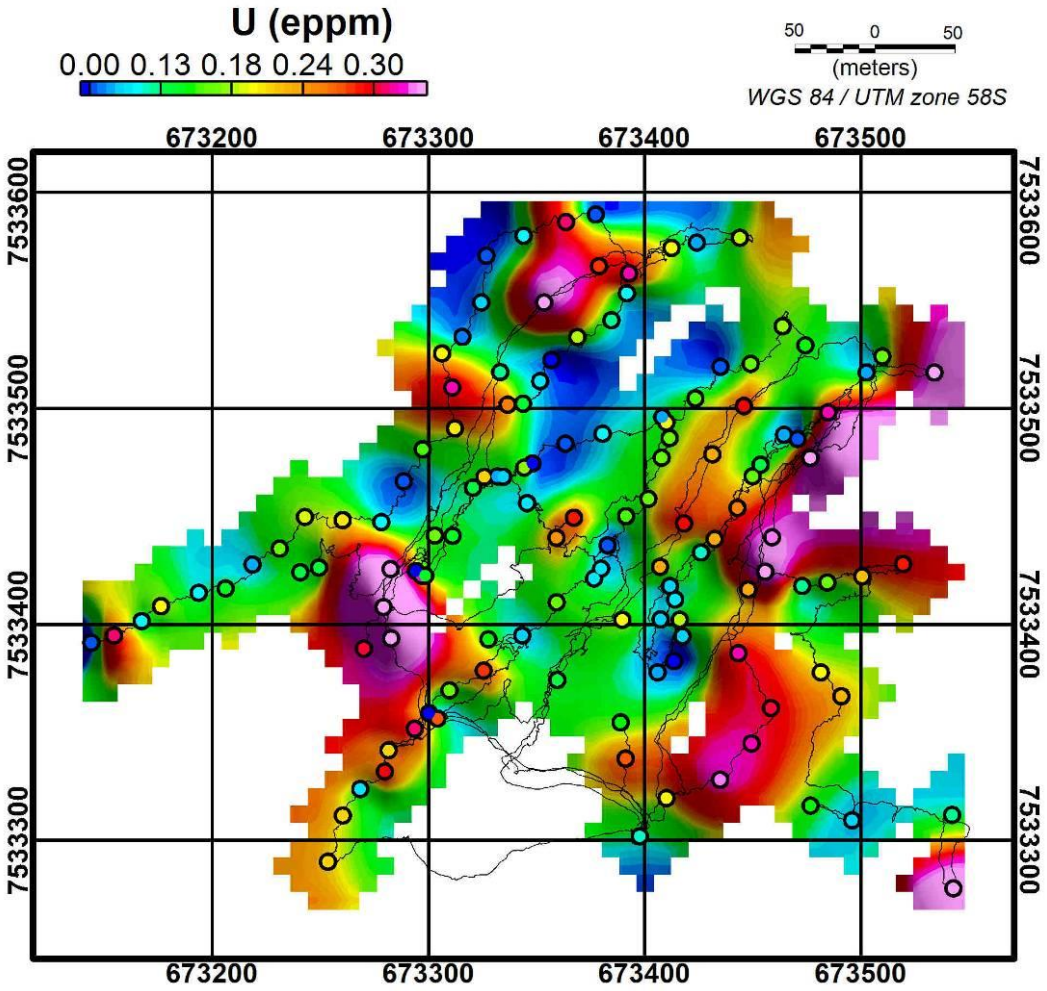


Figure 160 - Carte radiométrique de l'uranium du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition

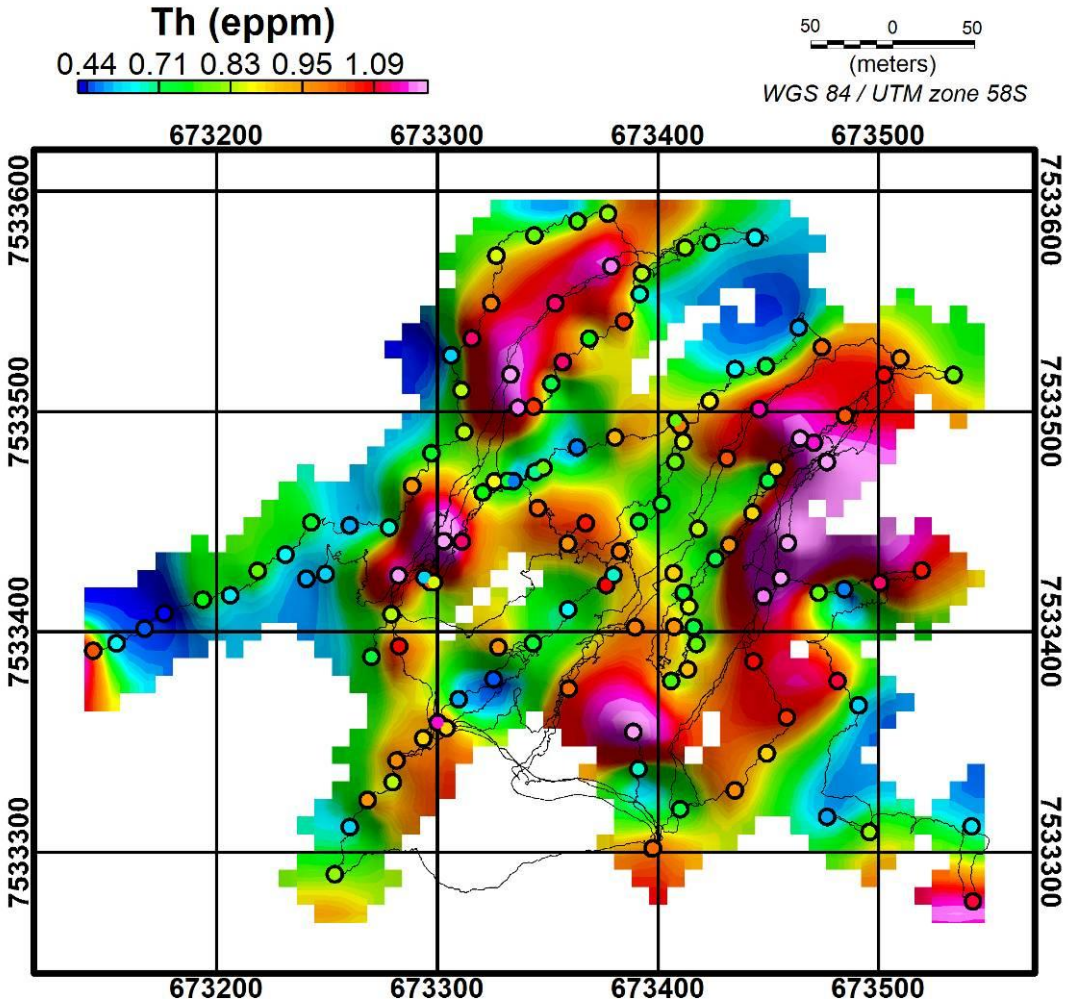


Figure 161 - Carte radiométrique du thorium du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition

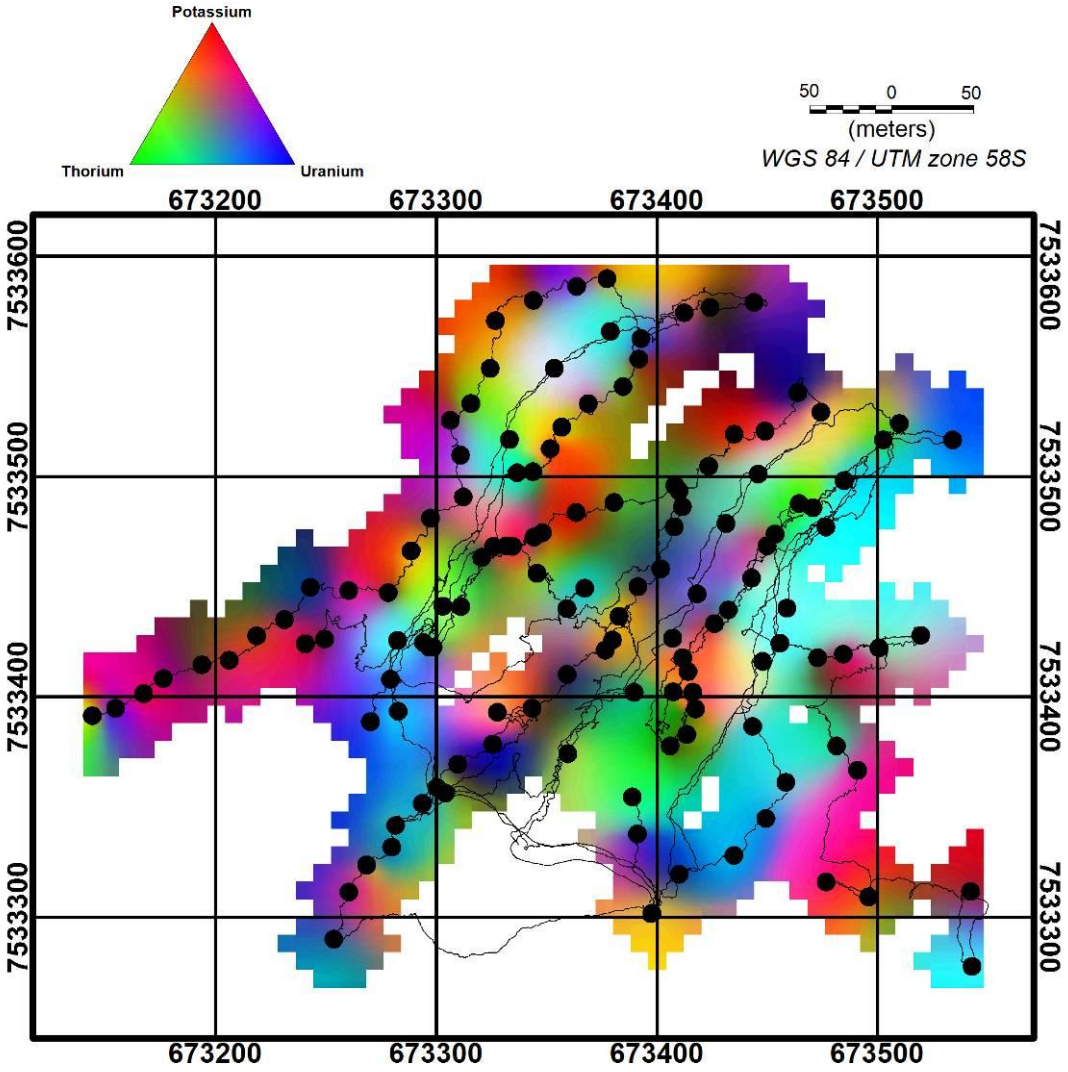


Figure 162 - Carte radiométrique ternaire du site de la Rivière des Pirogues. Les points représentent les stations d'acquisition

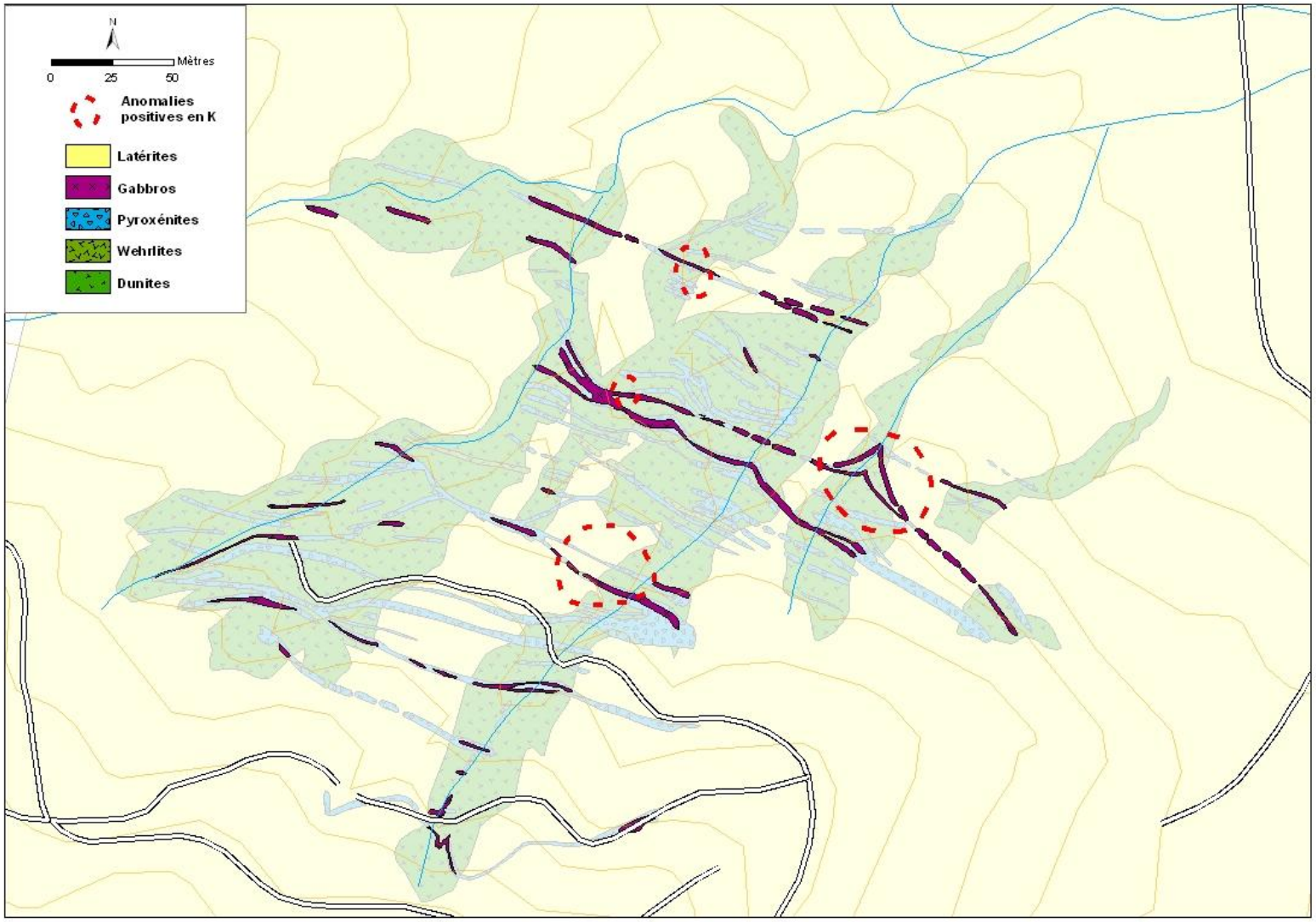


Figure 163 - Anomalies positives en K reportées sur la carte géologique des filons

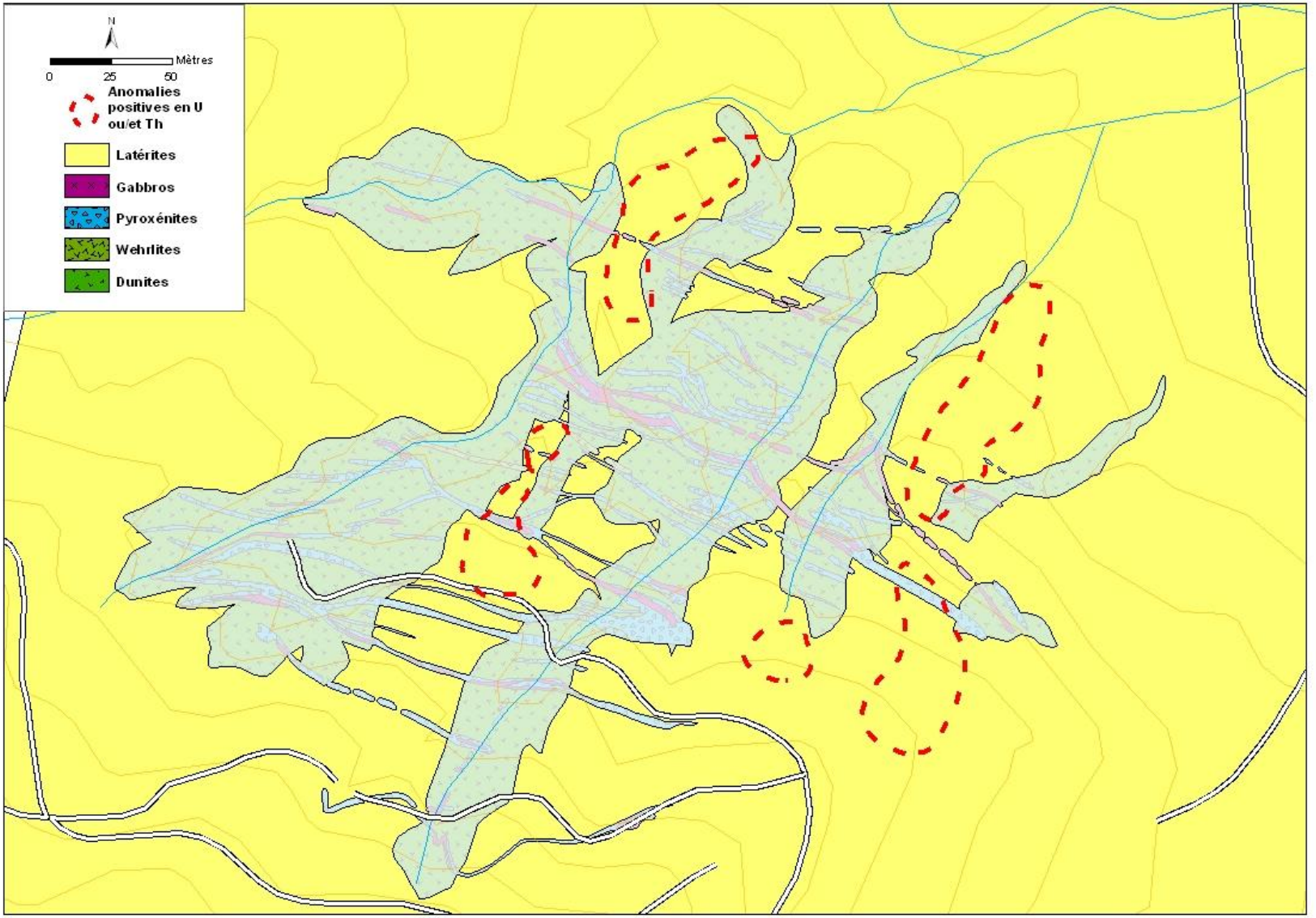


Figure 164 - Anomalies positives en U et Th reportées sur la carte géologique des latérites

v. *Transposition à une acquisition aéroportée*

En radiométrie spectrale, avec certaines configurations instrumentales, le **bruit statistique** de mesure peut devenir prépondérant et dégrader significativement les résultats jusqu'à rendre inopérante la méthode. Cela peut facilement être le cas en mise en œuvre aéroportée, en particulier en contexte faiblement radiogénique, en raison d'une altitude de vol (garde au sol) trop importante, d'un volume de détecteur trop faible, compte-tenu du temps d'accumulation imposé (1 seconde), afin de ne pas dégrader la résolution spatiale.

Il est proposé d'étudier l'influence de différents paramètres d'acquisition sur le bruit de mesures radiométriques aéroportées dans le contexte de la Nouvelle-Calédonie. L'approche théorique développée néglige l'effet lié aux variations du volume d'investigation (changement d'empreinte au sol) face à un milieu hétérogène. Ce propos est illustré avec le résultat de simulations numériques d'acquisition géophysique héliportée calculées à partir des mesures au sol enregistrées sur le site de la Rivière des Pirogues.

Le comptage théorique enregistré avec un détecteur NaI de volume V (en litres) ayant une sensibilité volumique So (en cps / cc unit / litre) face à un sol ayant une concentration C en émetteurs gamma s'exprime par la relation suivante (IAEA, 1979) :

$$No = C * So * V \qquad (1)$$

En radiométrie aéroportée, avec une garde au sol H, selon la loi d'atténuation, cette mesure peut être formulée par :

$$N_h = N_o * e^{-\mu * H} \qquad (2)$$

μ coefficient d'absorption par l'air

On utilise souvent la notation $A_t = e^{-\mu}$, coefficient d'atténuation.

$$N_h = C * S_o * V * A_t^H = C * S_h * V \qquad (3)$$

S_h, sensibilité à l'altitude H s'exprime conformément à la loi d'atténuation

$$S_h = S_o * A_t^H$$

La fluctuation gaussienne sur les comptages mesurés s'exprime :

$$Bcps = \sqrt{N_h} = C^{0.5} * S_o^{0.5} * V^{0.5} * A_t^{H/2}$$

Selon la formule (3) qui relie le comptage à la concentration, ce bruit peut être converti en unité de concentration:

$$Bcc = C^{0.5} * S_o^{-0..5} * V^{-0.5} * A_t^{-H/2}$$

Avec C : concentration sol ; S : sensibilité du capteur (Cps/ccUnit/l), V ; volume du capteur (L) ; A_t : coefficient d'atténuation du rayonnement gamma dans l'air et H : garde au sol simulée (m).

Coefficients	*Atténuation (At)*	*Sensibilité (S) (Cps/ccUnit/l)*
CT (nGy/h)	0,9927	1,56
K (%)	0,9909	5,9
Eq.U (ppm)	0,9917	0,58
Eq.Th (ppm)	0,9931	0,29

Tableau 22 - Coefficient de sensibilité et d'atténuation d'un système aéroporté pour des cristaux de type Na

Pour un cristal de type NaI, le Tableau 22 donne les valeurs standards des coefficients d'atténuations et de sensibilité d'un système aéroporté.

Le volume standard des détecteurs NaI utilisés en radiométrie aéroportée est contraint par la taille des cristaux unitaires (256 cubic inch = 4,2 litres), conditionnés par pack de 4 cristaux = 16.8 l. Ainsi les dispositifs utilisent 1 ou 2 packs = 16,8 ou 33,6 l en configuration héliportée et des volumes plus importants de 2, 2,5 ou 3 packs (33,6 ; 42,0 ou 50,4) en configuration aéroportée avion. La limitation est imposée non pas par le volume, mais par le poids des détecteurs : 150 kg / pack.

En radiométrie aéroportée , l'altitude de vol est choisie prioritairement en fonction des critères de relief et des installations au sol afin de satisfaire aux règles de sécurité demandées par l'aviation civile lors de l'instruction du dossier de dérogation de vol rasant. Les capacités du porteur (en particulier portance et taux de montée) entrent en ligne de compte : en hélicoptère une garde au sol réduite à 50 m peut être envisageable, mais nécessite alors l'utilisation d'un appareil puissant (bi-turbine) plus coûteux à mettre en œuvre. En vol couplé électromagnétisme (EM) avec un dispositif suspendu en nacelle, la garde au sol (cristaux dans l'hélicoptère) est de facto augmentée de la suspente, le minimum est alors d'environ 80 m.

Pour étudier les différentes options d'acquisition aéroportée, trois simulations sont proposées :

- La première (Figure 165) correspond à une acquisition couplée EM – gamma spectrométrie standard (garde au sol 100 m, petit détecteur de 16,8 l).
- La deuxième simulation (Figure 166) correspond à une acquisition couplée EM – gamma spectrométrie optimisée (garde au sol 80 m, 33,6 l de détecteur). Augmenter la taille de détecteur en dispositif couplé EM peut se révéler très pénalisant car l'augmentation de la charge embarquée se fait alors au détriment de l'autonomie (moins de carburant embarqué). Cette configuration, un peu moins réaliste, est proposée néanmoins, car elle donne une réponse équivalente à celle obtenue avec un temps d'intégration augmenté à 2 s. Ce paramétrage associé à une vitesse de vol réduite (72 km/h = 20 m/s) donne encore une résolution spatiale correcte (40 m).
- Enfin, la dernière simulation (Figure 167) correspond à une acquisition gamma spectrométrique seule, optimisée pour un contexte faiblement radiogénique par l'utilisation d'un très gros détecteur (50,4 l) opéré à très faible altitude (50 m).

Les résultats de simulation sont présentés en comparaison des grilles des mesures obtenues au sol (colonne de gauche).

Les simulations illustrent l'amélioration de la résolution des contrastes radiométriques avec l'augmentation du volume du capteur et la diminution de la garde au sol.

Ceci est crucial pour le canal K pour lequel il sera difficile avec le dispositif aéroporté de rendre compte des très faibles contrastes rencontrés dans ce contexte de très faibles teneurs. En effet, seule la troisième simulation (50,4 l opéré à 50 m) donne une carte potassium conforme à la référence au sol. Avec les paramètres de la première simulation, la carte apparaît inexploitable et le bruit reste encore prépondérant pour la deuxième simulation.

Pour l'uranium et le thorium, les simulations ne donnent pas de cartes aussi dégradées que pour le potassium. **Le signal aéroporté reste exploitable avec un paramétrage de l'acquisition tel que celui de la première simulation (16,8 l – 100 m).**

L'espacement entre lignes de vol n'est pas pris en compte lors de ces simulations. Il n'intervient pas sur le pouvoir de détection de la méthode, mais doit être adapté en fonction de la taille des objets à étudier pour permettre une restitution optimale de la complexité géologique en carte. Pour ce choix, il faut également considérer que l'altitude de vol modifie sensiblement l'empreinte au sol de la mesure. **Avec une garde au sol de 80-100 m, le rayon d'investigation est de l'ordre de 125 m. Un espacement de 250 m permet donc une investigation complète de toute la surface au sol, mais il faut souligner que ce paramètre a une très forte incidence sur le coût du lever.**

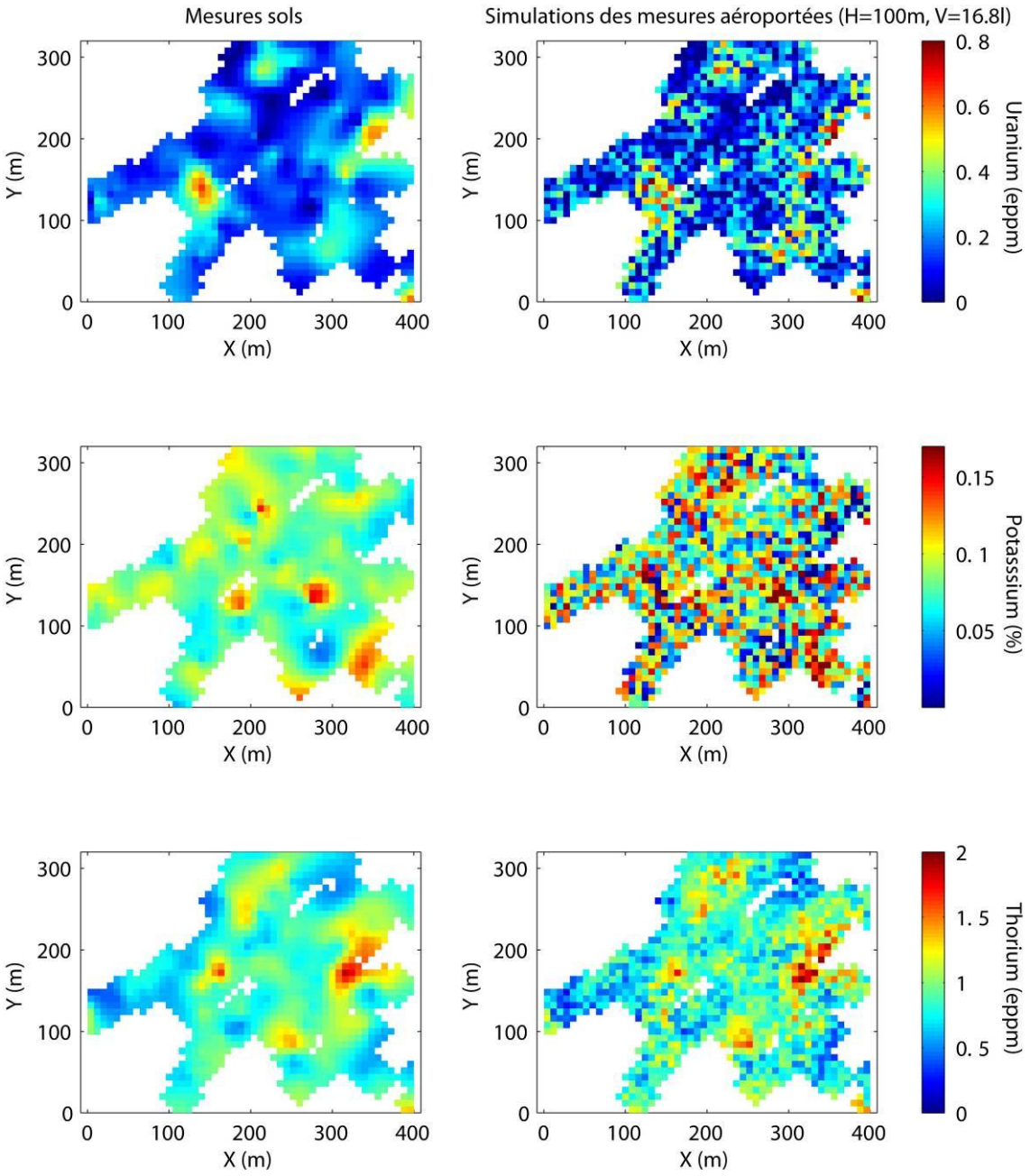


Figure 165 - A gauche, grilles de valeurs radiométriques obtenues au sol sur le site de la Rivière des Pirogues, à droite, les variables correspondantes pour une acquisition aéroportée à 100 m de hauteur pour un volume de capteur de 16,8 l

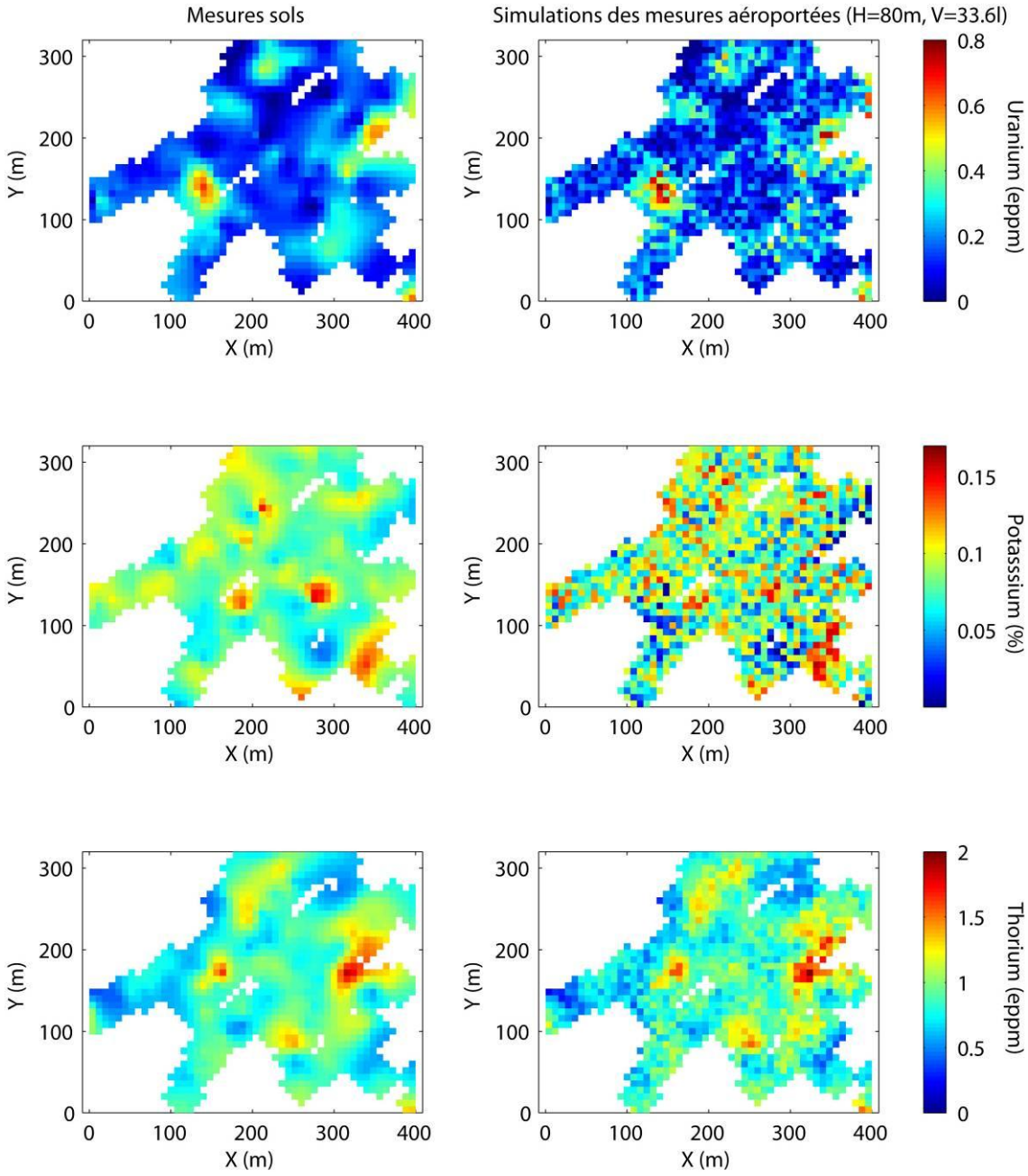


Figure 166 - A gauche, grilles de valeurs radiométriques obtenues au sol sur le site de la Rivière des Pirogues, à droite, les variables correspondantes pour une acquisition aéroportée à 80 m de hauteur pour un volume de capteur de 33,6 l

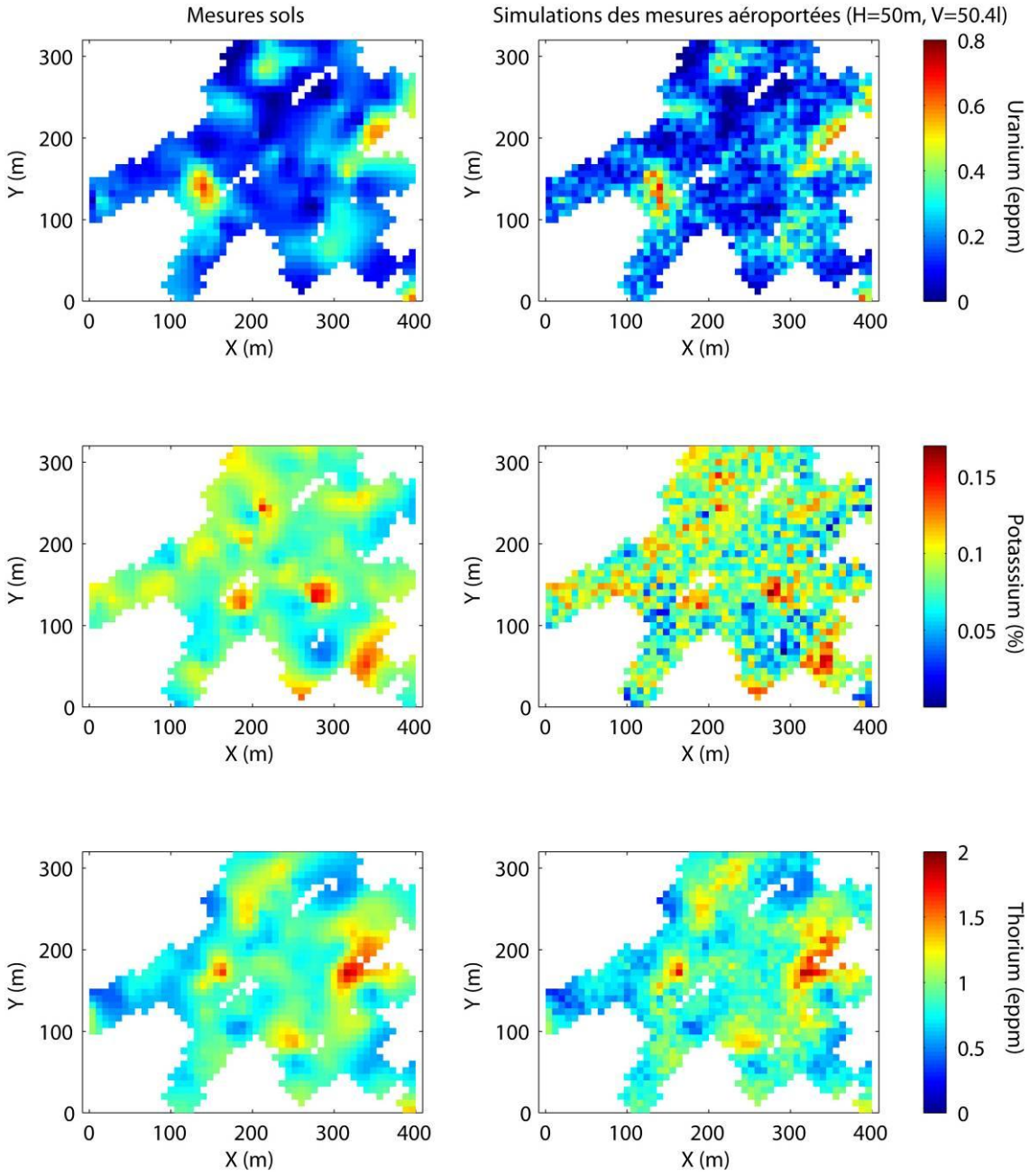


Figure 167 - A gauche, grilles de valeurs radiométriques obtenues au sol sur le site de la Rivière des Pirogues, à droite, les variables correspondantes pour une acquisition aéroportée à 50 m de hauteur pour un volume de capteur de 50,4 l

vi. *Apport de l'enregistrement continu*

Les données acquises en continu ont été ré-échantillonnées au pas de 60 secondes afin d'obtenir une estimation correcte des teneurs mesurées tout en ayant une résolution spatiale adéquate (50 mètres pour une vitesse de déplacement de 3 km/h). Les grilles ont été maillées au pas de 5 m. **La cartographie des variables géophysiques est proche de celle des cartes produites en mode station** (Figure 168a b et c). **En revanche, la résolution spatiale est améliorée. Les plateaux de latérite** (faible teneur en potassium et forte teneur en uranium et thorium) **sont mieux définis, ainsi que les affleurements rocheux** (forte teneur en potassium et faible teneur en uranium et thorium). La résolution de cette carte est optimale compte tenu des cheminements réalisés, pour autant, la structuration des filons sous le masque latéritique ne peut apparaître.

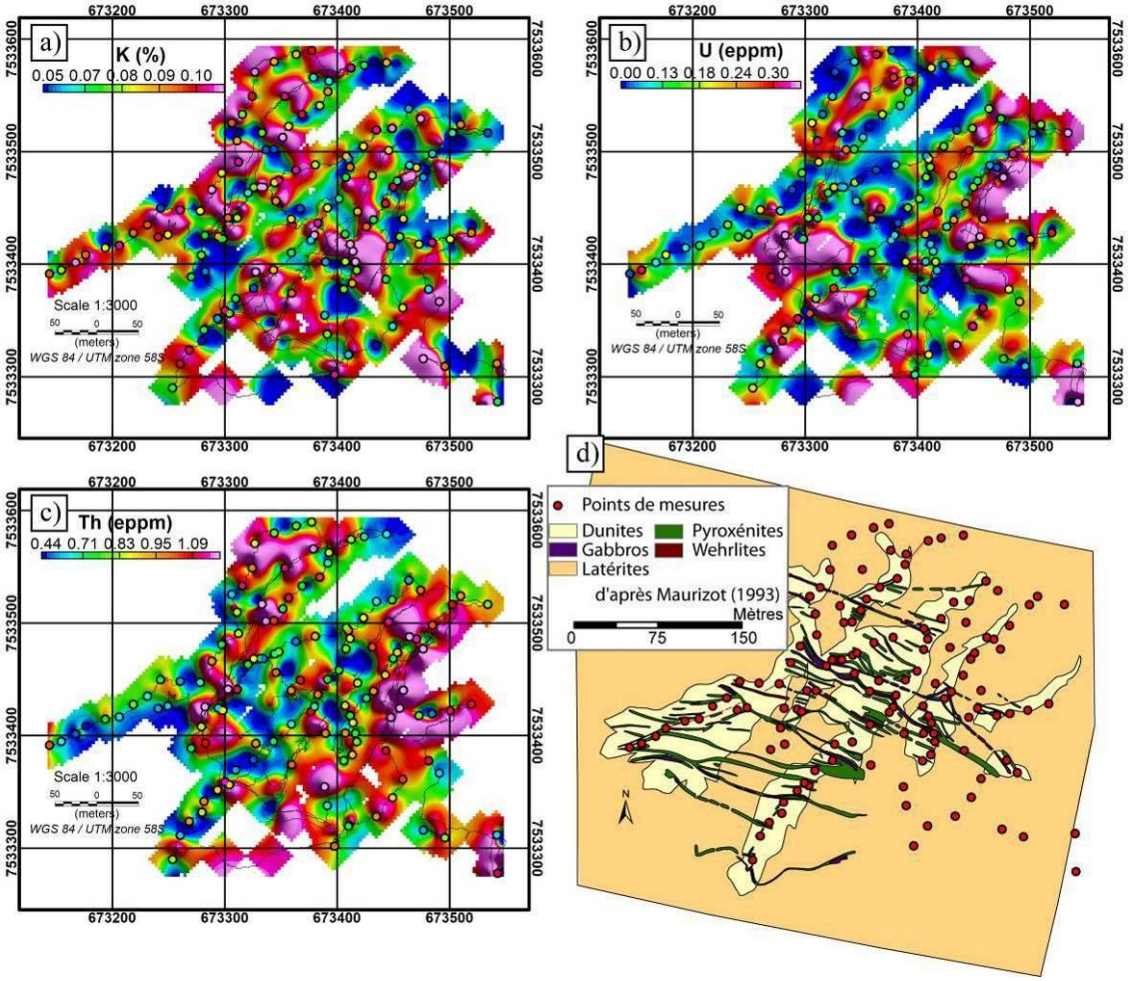


Figure 168 - Carte du potassium (a), de l'uranium (b), du thorium (c) et carte géologique (d) du site de la Rivière des Pirogues réalisées avec les enregistrements continus. Les points représentent les stations d'acquisition

5.6.5 Site de Tiébaghi

i. *Rappel de la géologie (voir Chapitre 3)*

Sur la zone du plateau, le gisement de nickel en cours d'exploitation (SLN) est fortement structuré en sillons et crêtes. On peut supposer que les sillons plus profondément latéritisés correspondent à des zones fracturées et/ou filoniennes. Plusieurs familles de structures (4 au total) sont décrites dans la littérature : N110°, N135°, N0°et N60°. La direction principale étant N135°E. La structuration en sillon a été étudiée par l'exploitant, par la méthode géophysique de tomographie de résistivité électrique (TRE). Les profils latéritiques du plateau de Tiébaghi, ont un niveau de latérite rouge peu développé et sont surmontés par une cuirasse sommitale de 3 à 4 mètres d'épaisseur souvent massive.

L'épaisseur moyenne des altérites est importante (40 mètres). Dans ce site, les structures filoniennes sont donc complètement masquées.

ii. *Mesures radiométriques*

Au total, 60 stations de mesures ont été acquises, ainsi que 8 km de profils en continu. La figure 169 montre la position des points de mesure sur le site.

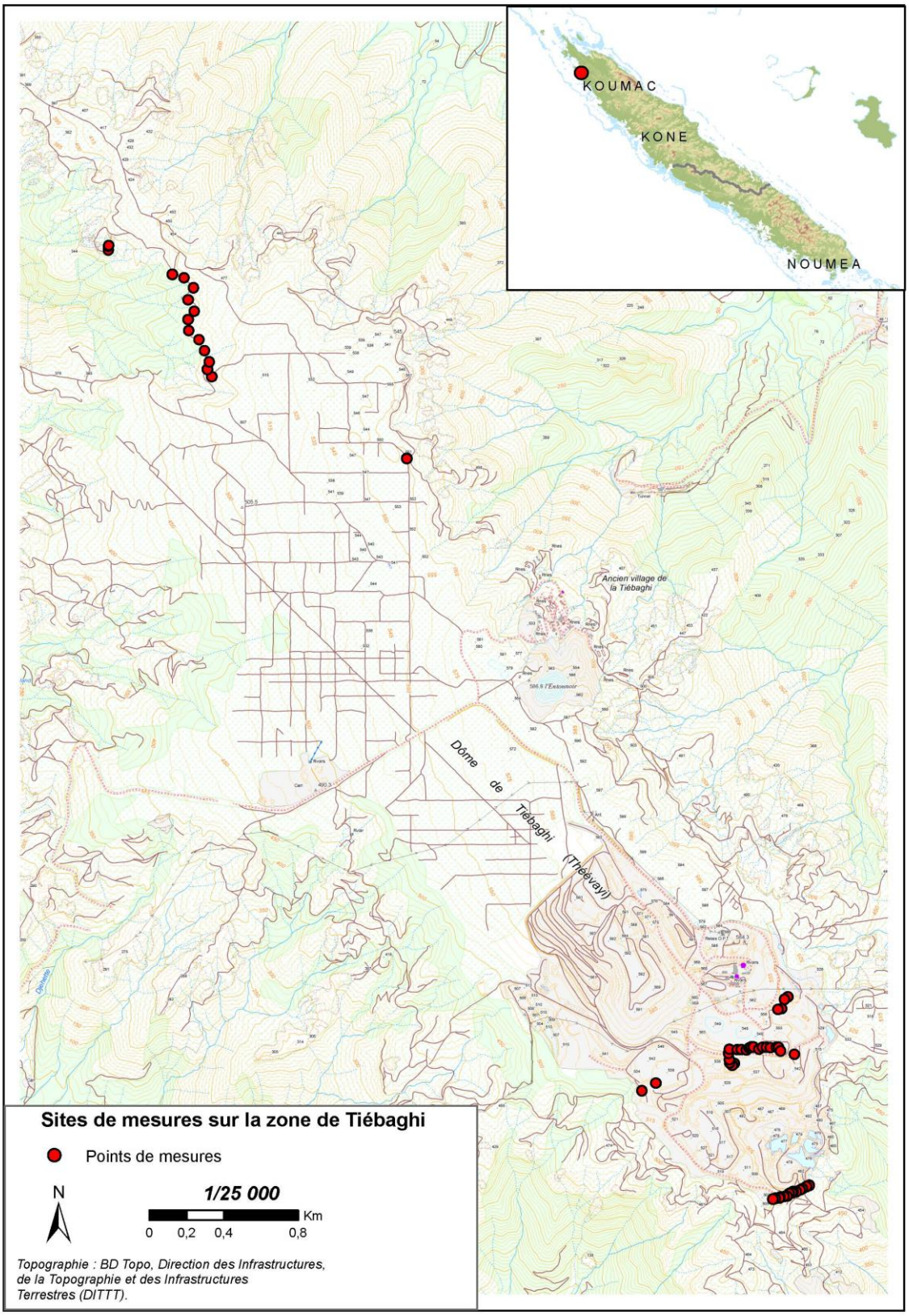


Figure 169 - Répartition de l'échantillonnage sur le site de Tiébaghi

5.6.6 Analyse des mesures en station

La figure 170 présente l'analyse des mesures acquises en mode station sur le site minier de Tiébaghi pour les trois éléments radiogéniques par diagrammes binaires. La moyenne, l'écart type et le nombre de mesures sont récapitulés dans le tableau 23 pour chaque lithologie mesurée.

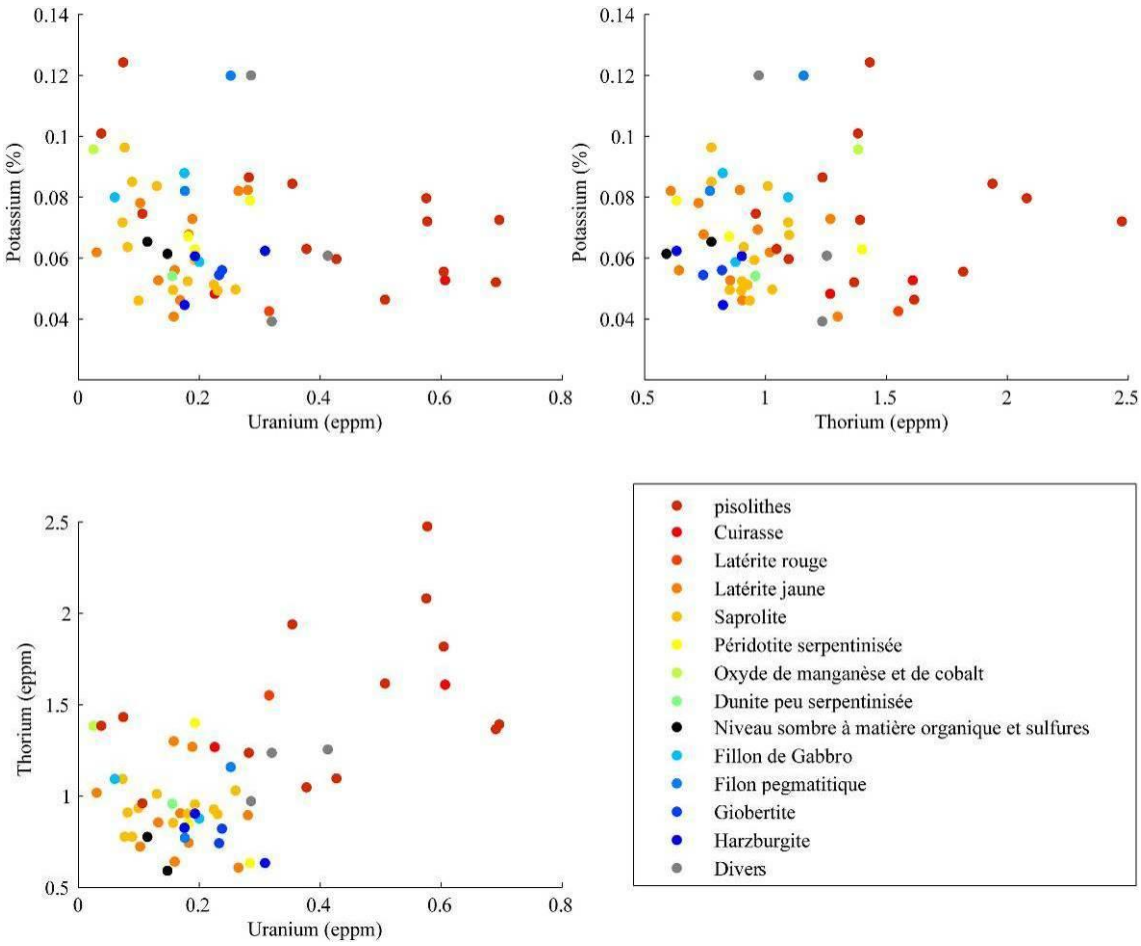


Figure 170 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies du site de Tiébaghi

Le nombre total de mesures réalisées sur le site de Tiébaghi est moins important que pour le site de la Rivière des Pirogues. **Pour chaque lithologie, les mesures montrent une dispersion importante, mais les données moyennées restent organisées, comparables et cohérentes par rapport à ce qui a été mis en évidence sur le site de la Rivière des Pirogues.**

Lithologie	K_{moy} (%)	K_{std}	U_{moy} (eppm)	U_{std}	Th_{moy} (eppm)	Th_{std}	Nombre de mesures
Cuirasse	0,05	0,27	0,42	0,00	1,44	0,24	2
Latérite rouge	0,04		0,32		1,55		1
Latérite jaune	0,06	0,09	0,15	0,01	0,90	0,23	11
Saprolite	0,06	0,08	0,14	0,02	0,94	0,10	13
Péridotite serpentinisée	0,07	0,06	0,22	0,01	0,96	0,40	3
Oxyde de manganèse et de cobalt	0,10		0,03		1,38		1
Dunite peu serpentinisée	0,05		0,16		0,96		1
Pisolithes	0,07	0,23	0,41	0,02	1,53	0,44	13
Matière organique	0,06	0,02	0,13	0,00	0,68	0,13	2
Filon de Gabbro	0,08	0,07	0,15	0,02	0,93	0,14	3
Filon pegmatitique	0,10	0,05	0,21	0,03	0,96	0,27	2
Giobertite	0,06	0,00	0,24	0,00	0,78	0,06	2
Harzburgite	0,06	0,07	0,23	0,01	0,79	0,14	3,00
Mélange	0,07	0,07	0,34	0,04	1,15	0,16	3,00

Tableau 23 - Récapitulatif des paramètres statistiques (moy : moyenne ; std : écart type) pour les différentes lithologies mesurées sur le site de Tiébaghi

Les mesures réalisées au droit des filons de gabbro et de pyroxénite montrent une faible teneur en uranium et thorium (valeurs comprises entre 0,13 à 0,15 ppm pour l'uranium et 0,75 à 0,85 ppm pour le thorium), qui sont dans la même gamme que celles mesurées sur l'encaissant. Les teneurs en potassium restent très faibles, mais contrastées. Seul les oxydes de manganèse présentent des teneurs plus élevés, cela peut s'expliquer par des minéraux du type cryptomélane et todorokite (comprenant du K dans le réseau cristallin) déjà signalés en Nouvelle-Calédonie, notamment à Tiébaghi (Llorca et Monchoux, 1991). Les filons présentent des teneurs plus importantes en potassium que la roche en place (0,09 à 0,11 % pour les filons et 0,08 % pour l'encaissant).

Si pour chaque lithologie la moyenne des mesures est considérée (Figure 171), il apparait que le centre de gravité des points représentatifs de chaque lithologie suit un cheminement logique depuis les roches saines jusqu'aux roches très altérées. Au cours de ce chemin, le potassium est lessivé et le couple uranium - thorium concentré. Les valeurs les plus faibles en potassium et les valeurs les plus fortes en U - Th se trouvent dans les diverses latérites, les niveaux pisolithiques et la cuirasse.

Ces résultats sont cohérents avec ceux précédemment présentés sur le site de la Rivière des Pirogues.

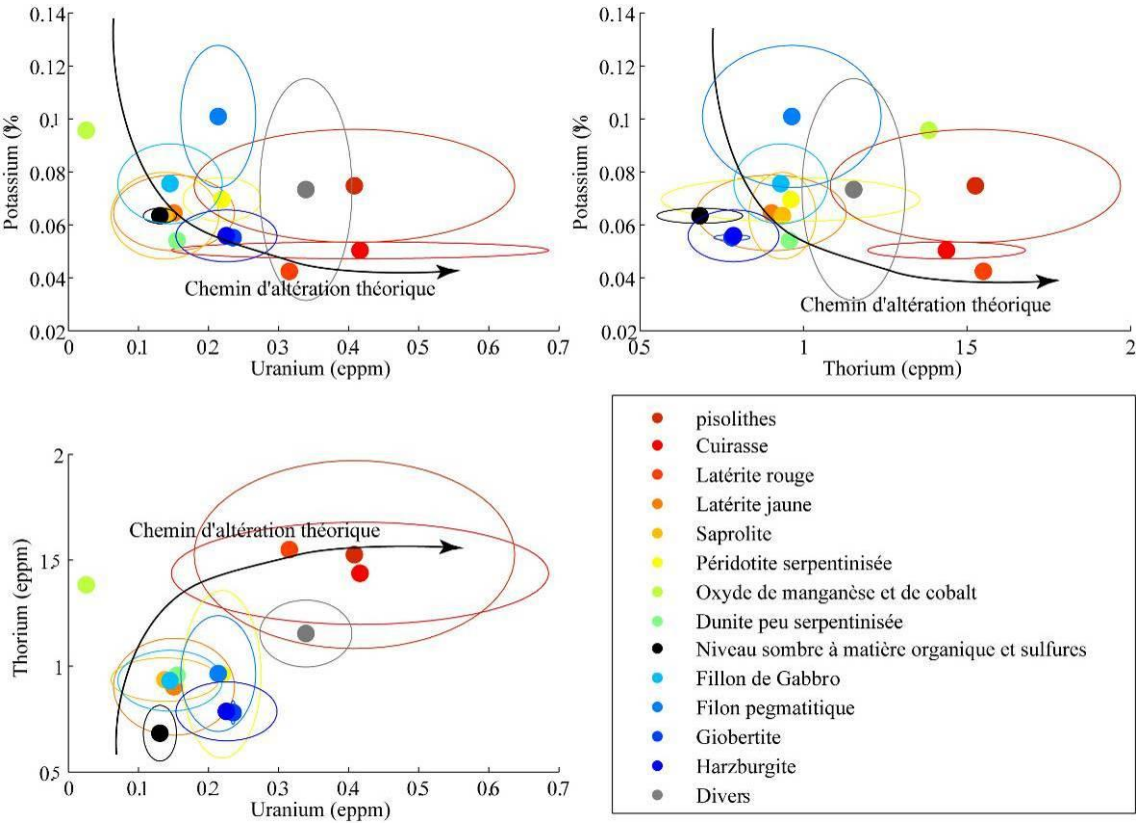


Figure 171 - Comportement moyen du potassium en fonction de l'uranium (a), du potassium en fonction du thorium (b) et du thorium en fonction de l'uranium (c) pour les différentes lithologies sondées à Tiébaghi (les ellipses ont un rayon égal à un demi écart type)

5.7 Conclusions

Les mesures réalisées au droit des péridotites montrent que **ces roches contiennent très peu de potassium, d'uranium et de thorium. Les amphibolites et les différents filons s'en distinguent avec des teneurs en radioéléments un peu plus élevées.**

En valeur absolue, les quantités mesurées dans les filons sont généralement faibles, par exemple le potassium dépasse rarement 1,5 % (dans les filons), alors que sa teneur moyenne dans la croûte continentale est de l'ordre de 3 %. Pour cet élément, les contrastes entre filons sains et encaissant sains sont cependant nets, dans un ratio de 1 pour 2. Les valeurs absolues pour l'uranium et le thorium sont également faibles, ainsi que les contrastes. L'uranium n'offre pas de contraste significatif entre filon et encaissant, à la différence du thorium.

L'altération produit une redistribution des éléments radiogéniques. Le potassium, très mobile, est rapidement lessivé dès les premiers stades d'altération, alors que l'uranium et le thorium sont concentrés dans les stades ultimes (latérites et cuirasses). À ce stade, les minéraux porteurs des éléments radiogéniques et leurs transformations, n'ont pas encore été identifiés.

La couverture surfacique réalisée sur le secteur de la Rivière des Pirogues montre que **les filons sont décelables dès lors qu'ils affleurent**. En revanche, ils disparaissent sous le masque latéritique, ici modéré, et la structuration régionale n'apparaît pas avec le capteur utilisé.

Des simulations de levers héliportés ont été réalisées à partir de la cartographie radiométrique faite au sol sur le site de la Rivière des Pirogues. **Elles montrent que les paramètres d'acquisition optimaux nécessaires à la radiométrie spectrale aéroportée dans ce contexte peu radiogénique** (garde au sol de 50 m pour un volume de 50,4 litres)**, ne permettent pas de faire une acquisition couplée avec l'EM. En acquisition EM/spectrométrie couplée standard** (garde au sol de 100 m avec un volume de détecteur de 16,8 litres), la carte de potassium –mesure très importante pour l'étude des filons- produite sera inexploitable. En revanche, il est possible de réaliser un vol héliporté (altitude de 80 m) avec couplage EM en améliorant les paramètres pour la spectrométrie gamma, c'est-à-dire en réduisant la garde au sol à 80 m et en portant le volume du détecteur à 33,6 litres. Les cartes d'uranium et de thorium produites alors permettront de faire ressortir fidèlement la gamme de variation attendue face aux variations d'altération ; toutefois les mesures de potassium restent en limite du pouvoir de détection de la méthode.

Les résultats sur Tiébaghi permettent de renforcer et compléter les conclusions du site de la rivière des Pirogues. **En premier lieu, les filons intrusifs sont plus riches en potassium que l'encaissant. L'enrichissement en uranium et thorium est aussi observé lorsque l'altération augmente. Les oxydes de manganèse ont les teneurs les plus importantes en potassium. Ainsi les porteurs présumés du potassium seraient au sein des filons d'oxydes de manganèse.**

5 DATATION DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE

DATATION DU REGOLITHE SUR FORMATION ULTRABASIQUE

1 Introduction

Les **datations** revêtent un grand intérêt pour la cartographie car elles sont un outil très efficace de **corrélation** entre altérites établies sur des replats géométriquement raccordés ou non. En outre, connaître la **durée des processus**, et établir les différents **stades de la morphogenèse** néocalédonienne sont des questions scientifiques majeures. Elles permettent de vérifier si par exemple les grandes phases observées d'altération ou de reprise d'érosion sont liées aux variations climatiques ou eustatiques néogènes à quaternaires. De plus, comparer ces datations des processus d'altération et d'érosion permet de vérifier le rôle des différentes étapes du soulèvement postérieur à l'obduction. L'ensemble de ces nouvelles données devrait donc permettre de trancher entre toutes les hypothèses classiquement émises et de mettre en évidence la part des différents paramètres (climat, eustatisme, tectonique) dans la morphogenèse de la Nouvelle-Calédonie et la formation des différentes unités qui constituent son régolithe.
Dans le cadre de cette thèse, l'outil de datation par paléomagnétisme a été principalement utilisé, mais dans le cadre des projets SGNC-BRGM, ainsi que dans le cadre du projet CNRT « Nickal », d'autres outils de datations ont été utilisés. Ayant participé uniquement à une partie de la sélection et des prélèvement des échantillons pour ces autres méthodes, les résultats ne seront pas présentés dans ce manuscrit. Ils feront l'objet de publications à venir. Pour information, les outils de datation et de thermochronologie prospectés ont été :

- Caractérisation minéralogique fine et datation par K-Ar et Ar-Ar des oxydes de Mn (réalisé par J. Yans à l'Université de Namur et Gilles Ruffet à Géosciences Rennes) ;
- datations U(Th/He des oxy-hydroxydes de Fe (réalisé par Jocelyn Barbarand à l'Université d'Orsay-Paris Sud);
- thermochronologie par traces de fission et U-Th/He sur apatites et zircons (réalisé par avec Jocelyn Barbarand et Cécile Gautheron à l'Université d'Orsay-Paris Sud).

2 Paléomagnétisme

2.1 Introduction

Les péridotites et leur manteau d'altération sont pauvres en éléments radiogéniques, et les cuirasses ferrugineuses sont apparues en 2007 comme potentiellement appropriées pour être datées par l'outil de datation par **paléomagnétisme** (Quesnel et al, 2008). C'est pourquoi il fut testé, et appliqué rapidement avec succès, au cours du projet BRGM-SGNC (Ricordel-Prognon et al, 2011), puis utilisé plus largement toujours au cours de ce

projet et du projet Nickal, dans le cadre de cette thèse, ce qui a abouti aux résultats présentés ici.

Cet outil a été utilisé par de nombreux auteurs dans des contextes similaires. Ainsi, en utilisant cette méthode sur des profils d'altération latéritiques d'Australie, Schmidt et Embleton (1976) et Idnurm et Senoir (1978) ont obtenu des âges Éocène et Oligocène supérieur pour deux profils. En Inde, une étude similaire a été réalisée par Schmidt *et al.*, (1983) et Idnurm et Schmidt (1986). Cette étude a permis de distinguer deux paléosurfaces, l'une d'âge Crétacé supérieur et l'autre d'âge Tertiaire. D'autres travaux ont été réalisées par la suite sur des profils australiens (Schmidt et Ollier, 1988 ; Nott *et al.*, 1991 ; Acton et Kettles, 1996). Le paléomagnétisme a aussi été appliquée sur des cuirasses noduleuses de latérites d'Afrique de l'Ouest (Gehring *et al.*, 1992) ainsi que sur des profils latéritiques de Guyane (Théveniaut et Freyssinet, 1999; Théveniaut et Freyssinet, 2002) mais aussi en France (Ricordel-Prognon, 2007; Ricordel-Prognon *et al.*, 2007; Théveniaut *et al.*, 2007; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010). En Nouvelle-Calédonie, cet outil a été utilisé par Falvey (1979) en collaboration avec Latham (1986). Falvey a prélevé des échantillons sur trois sites :

- cuirasses établies sur la formation de Népoui d'âge Miocène ;
- cuirasses de Tiébaghi ;
- cuirasses de Poum.

La faible quantité de données ne permit malheureusement pas de proposer un âge avec certitude (Falvey, 1979 ; Latham, 1986).

Le paléomagnétisme fait référence au **champ magnétique terrestre enregistré par les minéraux magnétiques**. Les mesures paléomagnétiques concernent l'orientation de **l'aimantation naturelle des minéraux ferrugineux présents dans une roche**. Les minéraux acquièrent une aimantation dans la direction du champ géomagnétique lors de la formation de la roche, ou lors de leur création par les altérations minéralogiques subies. Le champ magnétique enregistré dans les roches s'appelle **aimantation rémanente naturelle** (ARN ou NRM natural remanent magnetization). En dessous d'une température spécifique correspondant à la température de Curie Tc, ces minéraux s'ordonnent magnétiquement. Tant que la température est supérieure à la température de Curie, les moments magnétiques présents dans les grains du minéral sont capables de s'orienter parallèlement au champ magnétique présent. En refroidissant, et en passant en dessous de cette température Tc, **le minéral enregistre et bloque cette orientation magnétique**.

La goethite et l'hématite sont les principaux oxy-hydroxydes de fer qui se forment dans le profil d'altération. Ils acquièrent alors une aimantation chimique rémanente, dans la direction du champ géomagnétique ambiant. Cette direction permet de calculer la position du **pôle paléomagnétique** attaché au site où les minéraux magnétiques ont précipité. La datation par paléomagnétisme s'obtient alors en comparant le PGV d'un site à **la courbe de dérive apparente du pôle du continent (CDAP)** sur lequel ce site est situé (Idnurm et Senoir, 1978 ; Schmidt *et al.*, 1983 ; Gehring *et al.*, 1992 ; Théveniaut et Freyssinet, 1999 ; Butler, 1998; Ricordel-Prognon, 2007). Les datations par positionnement sur la courbe de dérive apparente du pôle sont directement tributaires de la vitesse de dérive des continents (Figure 172). La datation n'est possible que s'il y a dérive du continent pour l'intervalle de temps considéré. La résolution des datations est d'autant meilleure que la dérive du continent est importante et rapide. C'est ainsi que les premières datations de terrains du régolithe par positionnement du paléopôle du site étudié sur la courbe de dérive apparente du pôle ont été effectuées en Inde et en

Australie (Idnurm & Senoir, 1978 ; Schmidt *et al.*, 1983). Ces continents présentent en effet une courbe de dérive très rapide au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

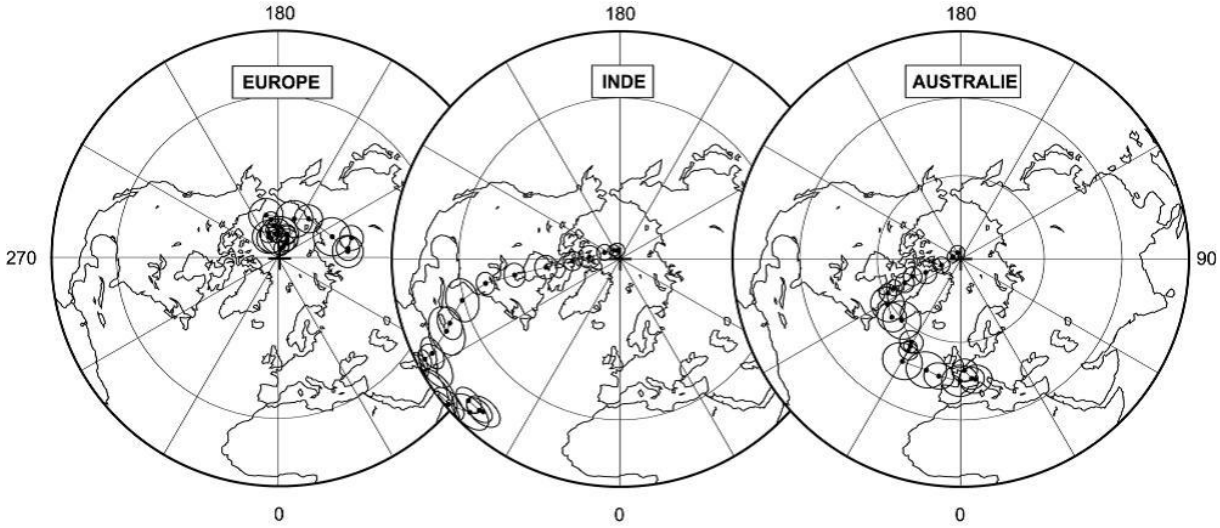


Figure 172 - Comparaison des courbes de dérive apparente du pôle de l'Europe, de l'Inde et de l'Australie entre 0 et 200 Ma, d'après Ricordel-Prognon (2007).

La courbe de dérive des pôles utilisée dans le cadre de cette étude est celle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2002; 2003), en admettant l'hypothèse qu'il n'y a eu aucune rotation de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la plaque australienne. Cette hypothèse est appuyée par plusieurs faits : une telle rotation, si elle avait eu lieu, se serait faite autour de l'Éocène supérieur ou à la base de l'Oligocène (cf. travaux de paléomagnétisme dans le flysch de Bourail ; D. Cluzel, communication personnelle), i.e. avant le moment supposé de formation des cuirasses ferrugineuses de la Grande Terre. De plus, les données cinématiques synthétisées dans le papier de Schellart *et al.*, (2006) montrent l'absence de rotation entre la ride de Lord Howe et l'Australie (Figure 173) pour l'intervalle de notre étude.

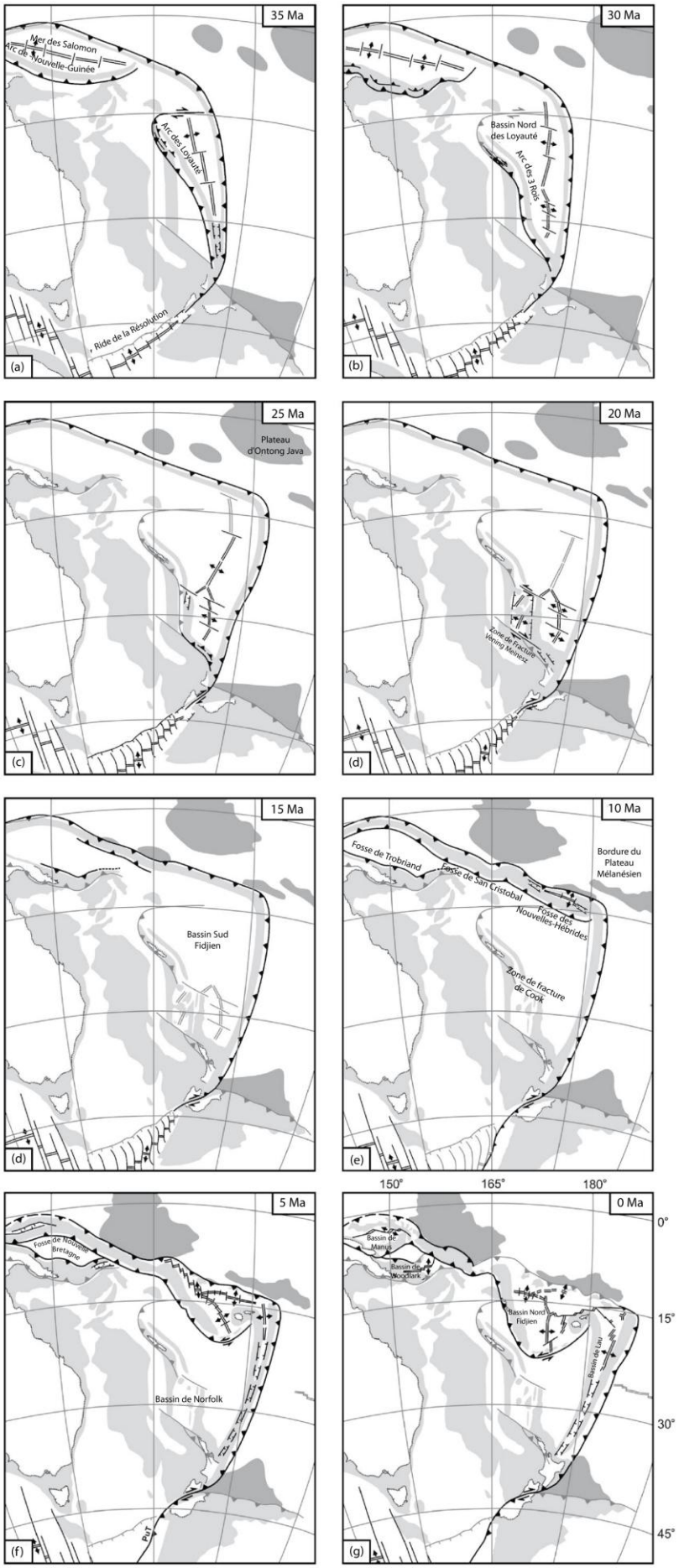


Figure 173 - Evolution géodynamique du SW Pacifique durant l'intervalle post-obduction, modifié de Schellart (2006). Noter la position fixe de la Nouvelle-Calédonie par rapport à l'Australie durant cet intervalle.

2.2 Théorie

Lorsque l'on applique un champ magnétique H ($A.m^{-1}$) sur un matériau, celui-ci acquiert une aimantation induite Ji ($A.m^{-1}$) proportionnelle au champ appliqué. Le facteur de proportionnalité χ est appelé susceptibilité magnétique et est sans dimension (Butler, 1998):

$$Ji = \chi.H$$

Sous l'effet d'un champ, les électrons vont rentrer en précession et vont créer une aimantation magnétique proportionnelle au champ appliqué, dans la même direction mais en sens inverse. C'est ce qu'on appelle le phénomène de **dia-magnétisme.** Les valeurs de susceptibilité magnétique des éléments diamagnétiques sont très faibles, et auront tendance à être masqués par les éléments **para-magnétiques**. Ces éléments vont s'orienter dans la direction et le sens du champ appliqué. Seulement les minéraux contenant des éléments de transition (Mn, Fe, Co, Ni, Cu), dont la couche électronique 3d est incomplète, des lanthanides ou Fe^{2+} et Fe^{3+}, peuvent enregistrer ce para-magnétisme. Si, ces éléments de transition sont compris dans des minéraux à structure cristalline compacte (exemple des oxy-hydroxydes de fer), les spins libres vont conserver l'orientation acquise par un phénomène de couplage entre les atomes adjacents. Ces corps, dits **ferromagnétiques**, seront donc capables, même en l'absence d'un champ appliqué, de posséder une aimantation spontanée dite **rémanente**, phénomène qui est à la base du **paléomagnétisme**. Leur susceptibilité est importante. Leur aimantation croît avec le champ appliqué et à partir d'un certain champ il y aura saturation et l'aimantation, Ji, n'augmentera plus. L'évolution de l'aimantation avec le champ appliqué est appelée **cycle d'hystérésis**[21] (Figure 174) **:**

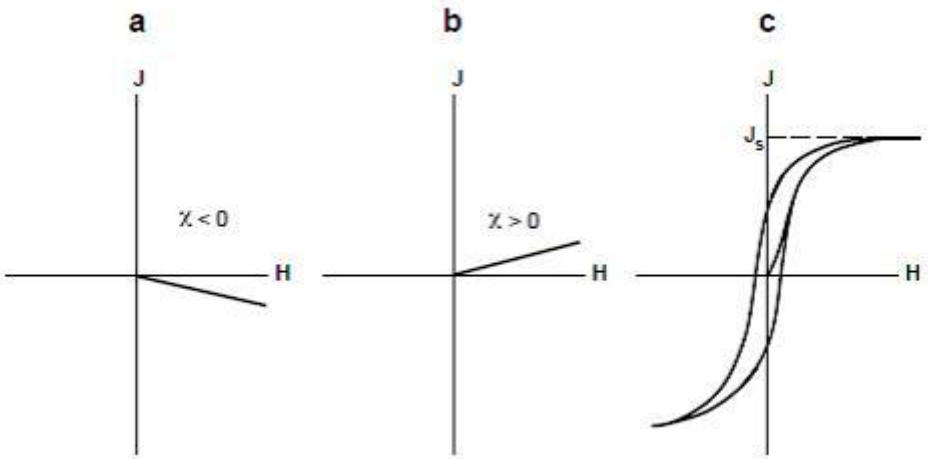


Figure 174 - Magnétisation : Aimantation induite vs. Champ magnétique. (a) Dia-magnétisme, avec une susceptibilité négative constante ; (b) Para-magnétisme, avec une susceptibilité positive constante ; (c) Ferro-magnétisme présentant un cycle d'hystérésis, avec une susceptibilité non constante. D'après Butler, 1998.

[21] L'hystérésis (ou hystérèse) est la propriété d'un système qui tend à demeurer dans un certain état quand la cause extérieure qui a produit le changement d'état a cessé.

2.2.1 Aimantation rémanente naturelle (ARN)

L'**aimantation rémanente naturelle** des roches est l'aimantation acquise par les roches au cours de leur histoire. La source de cette ARN est le champ magnétique terrestre dans la plupart des cas. L'ARN apparaît dans les roches contenant des minéraux ferromagnétiques (au sens larges)().

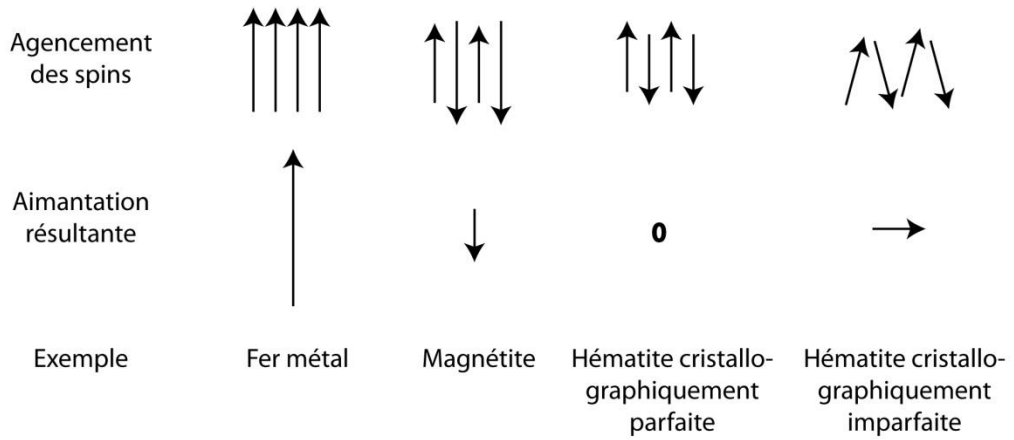


Figure 175 - Les minéraux ferromagnétiques au sens large ont, suivant le minéral, un agencement des spins différent, d'après Souque (2006).

Une fois une aimantation rémanente acquise, cette aimantation peut être modifiée par l'action de 3 éléments : le temps, la température, et le champ magnétique :

- En ce qui concerne le temps, l'agitation thermique sur une durée à une température donnée pourra retourner l'aimantation d'un ou plusieurs grains. Mais ce paramètre n'a pas d'implication dans le cadre de notre étude, car les minéraux étudiés n'ont jamais connus d'autres conditions que celles de la surface, les températures nécessaires à l'agitation thermique des grains ne sont donc jamais atteintes ;
- Lorsque l'on chauffe progressivement une roche aimantée, au fur et à mesure la distance entre les atomes augmente, et donc l'aimantation rémanente diminue. La température à partir de laquelle toute aimantation a disparu est appelée température de **Curie** pour les ferromagnétiques et température de **Néel** pour les antiferromagnétiques (le terme de température de Curie sera utilisé par la suite dans les deux cas). Comme pour le temps, les conditions de la surface ne permettent aucun cas d'atteindre les températures de désaimantation. Seuls les feux de brousse peuvent avoir un impact sur les objets étudiés. La variable de l'élévation de température sera en revanche utilisée en laboratoire afin d'étudier l'ARN ;
- La variable d'un champ magnétique n'a d'équivalent naturel que le foudroiement d'une roche. Ce paramètre est donc négligeable une fois encore dans notre étude.

Minéral	Composition	Tc(°C)
Magnétite	Fe_3O_4	575-585
Hématite	αFe_2O_3	675
Maghémite	γFe_2O_3	~600
Goethite	FeOOH	~120

Tableau 24 - Températures de Curie ou de Néel des principaux hydroxydes de fer rencontrés dans les latérites de Nouvelle-Calédonie.

2.2.2 Minéralogie magnétique

Comme il a été détaillé dans le Chapitre 2, les minéraux principaux des latérites et cuirasses développés sur péridotites en Nouvelle-Calédonie sont les oxy-hydroxydes de fer, dont les plus abondants sont la goethite et l'hématite. Cependant, la superposition éventuelle de plusieurs signaux magnétiques pendant de longs intervalles d'évolution des profils est une difficulté supplémentaire pour la datation d'un paléoprofil d'altération par paléomagnétisme (Ricordel-Prognon, 2007). La séparation de signaux superposés n'est possible que dans des cas simples, mais le plus souvent, les signaux sont inséparables et il est impossible de discriminer les directions d'aimantation.

Dans les formations du régolithe, l'aimantation peut être celle des oxy-hydroxydes de fer secondaires ayant précipité pendant l'altération et/ou celle des oxydes primaires pouvant avoir conservé leur aimantation d'origine (cas de certaines magnétites héritées). Plusieurs types d'oxydes peuvent coexister dans un même échantillon. Du fait de l'évolution lente des profils d'altération, des oxydes de fer de même nature minéralogique mais d'âges différents peuvent coexister dans un même profil et/ou échantillon. De plus, au cours de l'évolution des profils, les grains d'oxydes peuvent être désorientés mécaniquement en relation avec les mouvements du sol : bioturbations, dilatation/retrait, illuviation (Prognon, 2007).

Les problèmes peuvent éventuellement être résolus en identifiant les différents porteurs potentiels de l'aimantation rémanente de manière à les rapporter à des processus relatifs au développement des régolithes. La nature des porteurs magnétiques peut être précisée par plusieurs méthodes.

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

- La **coercivité de rémanence** (BCR) définie comme l'intensité du champ magnétique nécessaire pour réduire l'aimantation rémanente à saturation (ARS) jusqu'à zéro ;
- La **température de Curie ou de Néel** (T_C ou T_N) défini précédemment ;

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

i. *Caractérisation par les cycles d'hystérésis*

L'acquisition de **cycles d'hystérésis** est un bon moyen d'identifier les minéraux porteurs du signal paléomagnétique. Lorsqu'on magnétise un échantillon jusqu'à la saturation et que l'on fait décroître l'excitation ***H***, on constate que ***B*** décroît également,

mais en suivant une courbe différente qui se situe au-dessus de la courbe de première aimantation. Ceci est le fait d'un retard à la désaimantation. On dit qu'il y a hystérésis (Figure 176).

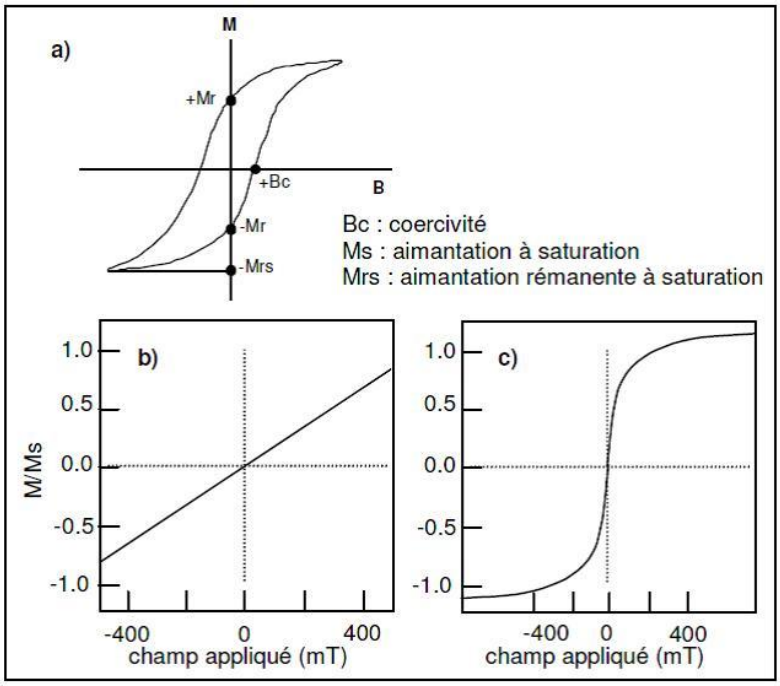


Figure 176 - Définition des paramètres d'hystérésis (a) et allure de cycles d'hystérésis caractéristiques : (b) d'un échantillon au comportement paramagnétique; (c) d'un échantillon au comportement superparamagnétique, d'après Butler (1998)

La forme du cycle et les différents paramètres obtenus (Bc : coercivité, Bcr : coercivité de rémanence, Ms : aimantation à saturation, Mrs : aimantation rémanente à saturation) sont fonction de la taille et de la nature des minéraux magnétiques (voir Figure 174). L'allure des cycles des minéraux paramagnétiques, sigmoïdales, est aussi très caractéristiques de chaque minéral (Figure 177). Les cycles d'hystérésis donnent des indications sur la nature minéralogique du porteur de l'aimantation. En effet, un cycle large est révélateur de la présence de minéraux de forte coercivité (goethite, hématite) alors qu'un cycle plus fin révèle la présence de minéraux de plus faible coercivité comme par exemple la magnétite. Dans les cas simples ou un seul minéral est présent, hématite ou magnétite par exemple, les cycles ne présentent pas de constrictions. Dans les régolithes évolués, le signal est généralement porté par différents minéraux en mélange et de tailles variées. Cela entraîne des distorsions des cycles d'hystérésis. Par exemple, un mélange entre des grains de coercivité différente (hématite et magnétite) se présentera sous la forme d'un cycle dit « goose-necked » avec une « taille de guêpe », et un mélange de deux hématites de coercivités différentes sous la forme d'un cycle à taille de guêpe plus ou moins prononcée (Butler, 1998).

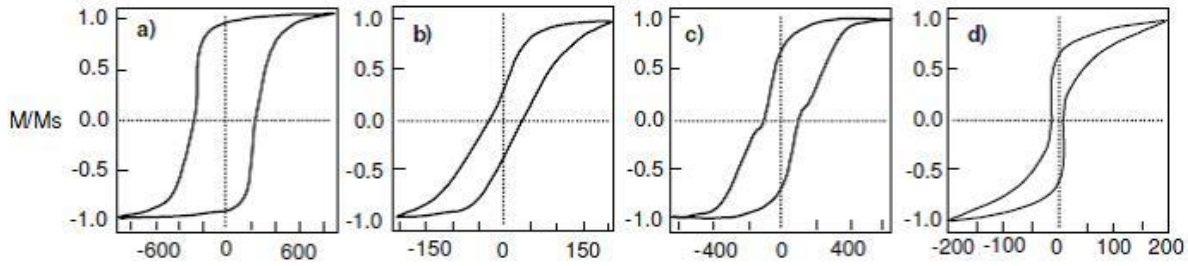


Figure 177 - Exemples de cycles d'hystérésis caractéristiques : a) d'hématite ; b) de magnétite ; c) d'un mélange hématite et magnétite ; d) d'un mélange de deux hématites de coercivités différentes, d'après Ricordel (2007).

ii. *L'aimantation rémanente isotherme (ARI)*

Une autre possibilité de caractérisation de minéralogie magnétique est d'obtenir un spectre de coercivité par une acquisition de **l'aimantation rémanente isotherme** (ARI). Par exemple, une aimantation portée par de la magnétite sature essentiellement aux environs de 0,1 T et jusqu'à 0,3 T, alors qu'une aimantation portée par de l'hématite n'est pas saturée à 1,5 T. Kruiver *et al.*, (2001) ont développé une méthode particulièrement utile lorsque plusieurs porteurs magnétiques sont présents dans un échantillon avec des spectres de coercivité se recouvrant (Kruiver *et al.,* 2001). La méthode est basée sur l'analyse de trois courbes d'acquisition d'ARI (Figure 178). Si les interactions magnétiques entre les grains sont négligeables, chaque composante magnétique dans un assemblage minéralogique est caractérisé par :

- sa saturation (ARS) ;
- la valeur du champ pour laquelle la moitié de la saturation est atteinte ($B_{1/2}$) ;
- et la dispersion de la distribution (Dispersion Parameter=DP).

Les données brutes sont reportées sur trois types de graphiques: **LAP** (linear acquisition plot), **GAP** (gradient acquisition plot), **SAP** (standardized acquisition plot) (Figure 178). A partir de ces trois graphiques, une ou plusieurs composantes sont déterminées. Les courbes sont ensuite déconvoluées, c'est à dire décomposées en composantes simples et le nombre de composantes est optimisé pour obtenir le meilleur accord entre l'enregistrement et la recomposition des courbes primaires. Les valeurs d' ARS, $B_{1/2}$ et DP ainsi fixées pour chaque composante permettent de définir les minéraux rencontrés dans un échantillon ainsi que leurs proportions relatives (Figure 179).

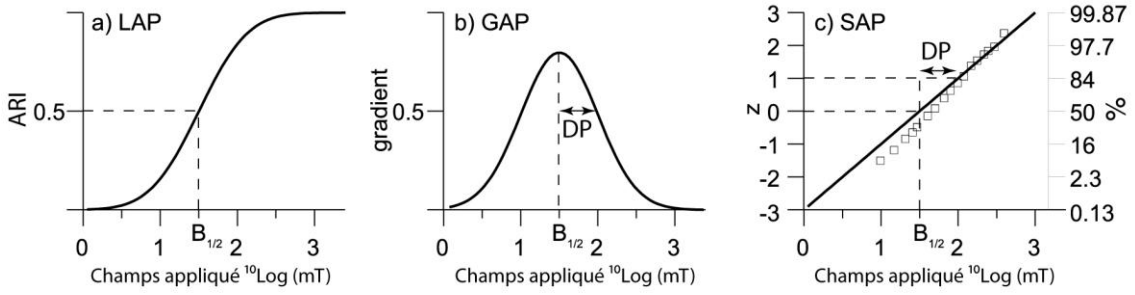


Figure 178 - (a) Exemple d'acquisition d'ARI par mesure linéraire (LAP) ; (b) Acquisition par une courbe à gradient, DP= Paramètre de dispersion ; (c) Acquisition standardisée selon échelle de probabilité (SAP). Modifié de Kruiver (2001).

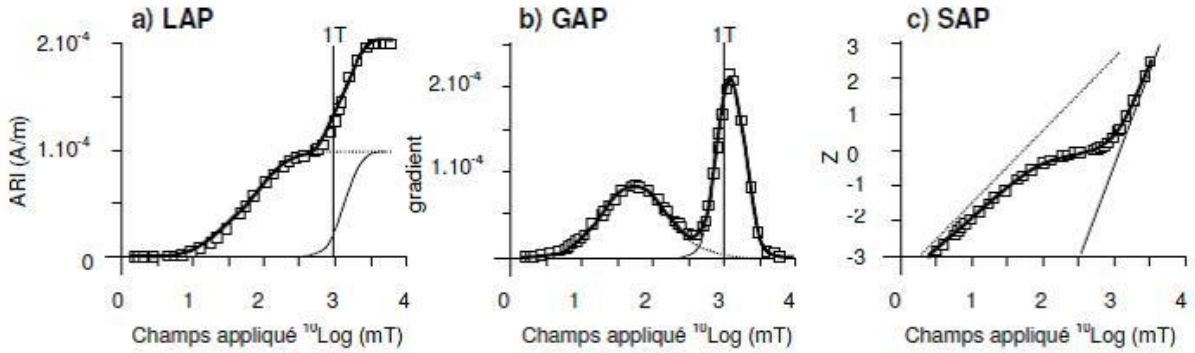


Figure 179 - Analyses des courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI) selon la méthode de Kruiver et al. (2001). Les courbes présentées sont relatives à un échantillon présentant deux composantes. La composante 1 (trait pointillé fin) correspond à de la magnétite (ARS=0.1 A/m, log(B1/2)=1.76, DP=0.48). La composante 2 correspond a de la goethite (trait pointillé épais) (ARS=0.1 mA/m, log(B1/2)=3.11, DP=0.19) (Kruiver et al., 2001). La somme des deux composantes est représentée par le trait gras. Elle est parfaitement corrélée avec les points de mesures (carrés vides).

2.3 Prélèvements

Une mission de repérage des **sites** a été systématiquement réalisée en amont des missions de prélèvement. Les missions de prélèvement ont été conduites conjointement avec l'équipe d'experts du BRGM (Florence Quesnel et Caroline Ricordel-Prognon). 4 missions d'une durée de 1 à 2 mois ont lieu chaque année afin de prélever une quantité suffisante d'échantillons et sur un maximum de sites répartis tout le long de la Grande terre. Deux missions au Centre Technique du BRGM à Orléans et à l'IPGP à St-Maur-des-Fossés ont été réalisées afin d'assister C. Ricordel-Prognon pour réaliser les mesures aux deux laboratoires de paléomagnétisme.

Sur chaque zone, le secteur est divisé en **sous-sites** pouvant compter eux-mêmes plusieurs dalles de cuirasse. Les critères de choix sont les suivants :

- la dalle doit être à plat, si ce n'est pas le cas l'azimuth et le pendage de la dalle sont mesurées, plusieurs fois si ces paramètres varient le long de l'affleurement. Ainsi des corrections pourront être appliquées par la suite;
- le faciès de la dalle doit être assez massif ou les éléments bien « soudés », car un faciès vermiforme se tient mal lors de la foration ;

- la dalle ne présente pas de champ magnétique fort anormal qui serait sûrement dû à un foudroiement ou à la présence de magnétite résiduelle ou néoformée.

Lors des missions de prélèvement une carotteuse montée sur un moteur thermique est utilisée (Modèle D261-C de Pomeroy©). Elle entraîne un foret diamanté de 2,5 cm de diamètre, lubrifié à l'eau à l'aide d'une pompe à eau annexe (Figure 181). Après carottage, les échantillons encore en place sont repérés dans le système de coordonnées géographiques locales (RGNC Lambert NC). Aucune convention standard n'existe pour la procédure d'orientation, mais la même procédure a toujours été utilisée pour les différentes missions :

1) La génératrice du plan méridien de la carotte est repérée, sa direction et son inclinaison mesurées à l'aide d'une boussole (Figure 180) ;

2) Quand cela a été possible, la direction du soleil et l'heure exacte ont été notés pour vérifier qu'aucune interférence magnétique n'a agi sur la mesure à la boussole et corriger l'azimuth de la déclinaison du champ magnétique actuel ;

3) Après orientation, la carotte a été marquée de la génératrice repérée. La précision des mesures est de l'ordre de 2°.

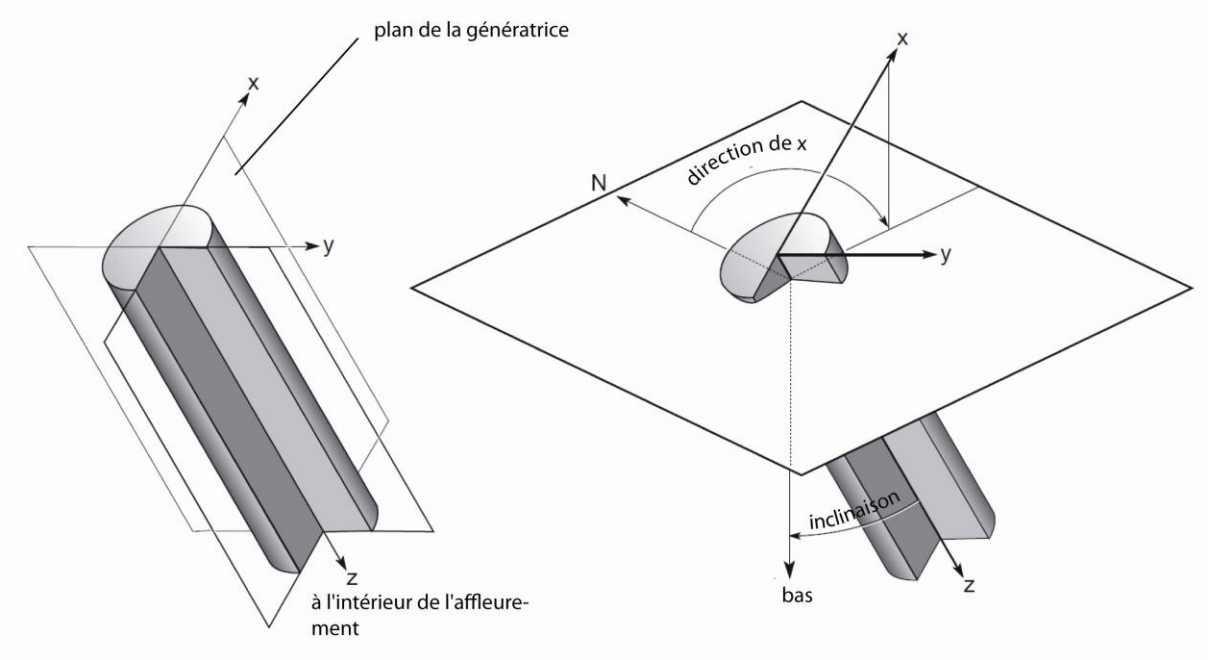


Figure 180 - Système d'orientation de l'échantillon collecté par la foreuse portative. Le schéma de gauche représente l'échantillon in situ. *L'axe z pointe au sein de l'affleurement ; l'axe x est le plan vertical ; l'axe y est le plan horizontal. Le schéma de droite présente les angles mesurés pour pouvoir orienter la carotte dans l'espace. Les angles mesurées à la boussole sont l'angle formé par z et la verticale, soit l'inclinaison ; et l'angle formé par l'axe x et le Nord. Modifié de Butler (1998).*

Figure 181 - Prélèvement avec foreuse portative, foret lubrifié à l'eau. Wharf de Népoui (Photo : L. Alizert)

Figure 182 - Mesure de l'orientation des échantillons pour étude paléomagnétiques. a) Mesure de la direction de la génératrice avec la boussole et son porte-boussole ; b) Mesure de l'inclinaison ; c) Prélèvement de la carotte ; d) Traçage de la génératrice (Photos : L. Alizert)

2.4 Détermination du signal paléomagnétique

2.4.1 Principe de la mesure

Comme précisé précédemment, un échantillon peut être désaimanté par **chauffe**. Ainsi pour l'analyse paléomagnétique, les échantillons sont chauffés jusqu'à la disparition totale de l'aimantation rémanente naturelle. Des chauffages par paliers jusqu'à 600-700°C conduisent à une désaimantation progressive de l'échantillon et peuvent permettre de **séparer les composantes d'aimantation** portées par différents minéraux. Des paliers plus serrés peuvent être effectués autour des températures de Curie ou de Néel des principaux minéraux susceptibles d'être rencontrés (Tableau 24). L'ensemble des mesures d'ARN ont été acquises au Laboratoire de Paléomagnétisme de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), à l'aide d'un démagnétiseur thermique (LDA) de Advanced Geoscience Instruments Company (AGICO©) pour la chauffe (Figure 184) et d'un magnétomètre JR-5A spinner de AGICO© (Figure 183 et figure 185). Les résultats des désaimantations thermiques par paliers sont représentés à l'aide de projections orthogonales dites de Zijderveld (Zijderveld, 1967 ; Figure 186) et de projection stéréographiques ou à aires conservées selon la représentation choisie (Figure 187). Les conventions graphiques utilisées sont les suivantes : sur les projections de Zijderveld, les

Figure 184 - Démagnétiseur LDA utilisé pour la chauffe des échantillons

Figure 183 - Mesure de l'ARN par un magnétomètre JR-5A spinner au Laboratoire de Paléomagnétisme de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

Figure 185 - Porte échantillon du magnétomètre JR-5A spinner

symboles pleins correspondent à la projection des directions dans le plan horizontal tandis que les symboles vides correspondent à la projection des directions dans le plan vertical. Les représentations du type projections à aires conservées seront utilisées dans cette étude. Les cercles pleins réfèrent aux directions dans l'hémisphère inférieur (les directions sont normales), tandis que les cercles vides réfèrent aux directions dans l'hémisphère supérieur (les directions sont inverses).

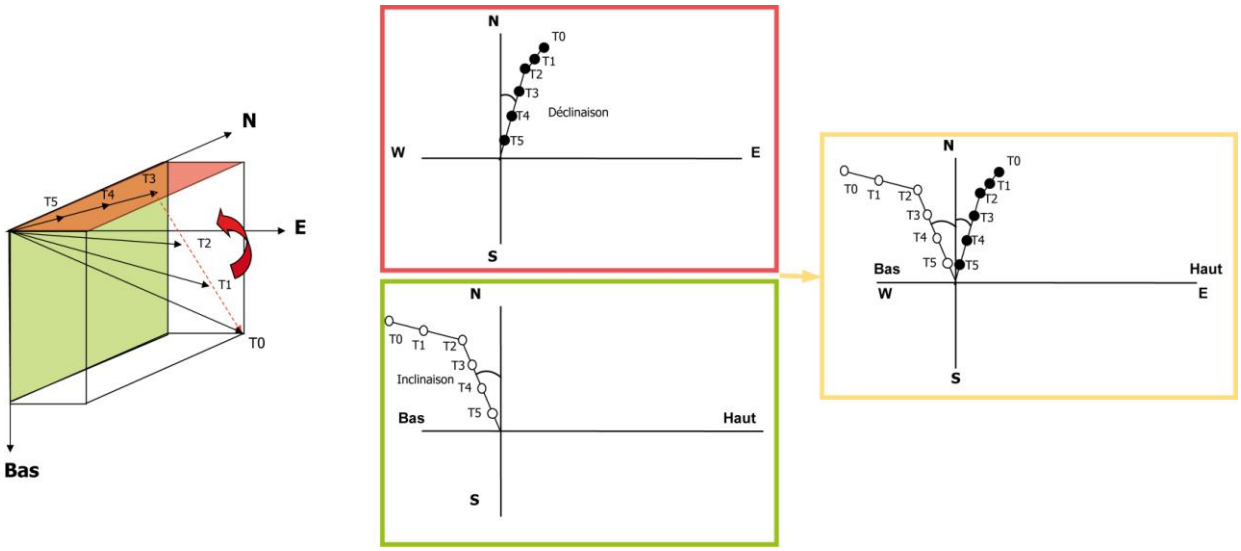


Figure 186 - Création d'un diagramme de Zijderveld. On projette la trace du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux : un plan avec EW en x et NS en y, permettant d'obtenir la déclinaison; et un plan avec Haut-Bas en x et NS en y, permettant d'obtenir l'inclinaison. On rabat ensuite ces deux plans pour obtenir un diagramme de Zijderveld. Modifié de Ricordel-Prognon, 2007

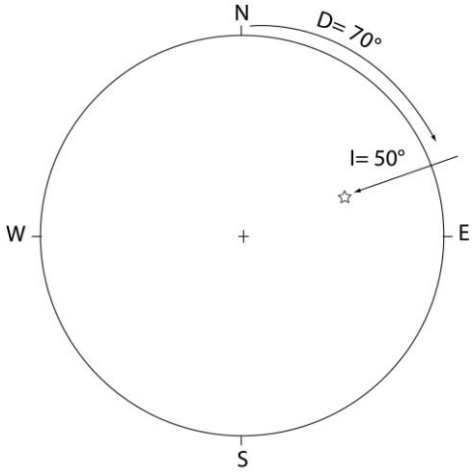


Figure 187 - Représentation d'une direction sur une projection à aires conservées. La déclinaison est mesurée autour du périmètre du cercle (sens horaire en partant du Nord) et l'inclinaison est mesurée du périmètre (0°) jusqu'au centre du cercle (90°). Modifié de Butler, 1998

1) Dans le cas idéal où une seule aimantation est détruite (composante 1), les points se déplacent sur une droite qui tend vers l'origine (Figure 188a). En projection à aires conservées, les points sont groupés.
2) Quand plusieurs composantes à température de blocage bien distinctes (composante 1 et 2) sont présentes dans un échantillon, les points de mesure de

l'ARN se déplacent sur une ligne brisée (Figure 188b). Chaque segment correspond à une composante d'aimantation présente dans l'échantillon. En projection à aires conservées, on retrouve un groupement de points correspondant à la dernière composante et la trace d'un grand cercle correspondant à la première composante.

3) Quand plusieurs aimantations d'âges différents, et donc de directions différentes, sont portées par le même minéral (par exemple de l'hématite) avec des températures de déblocage voisines, une courbe est obtenue et il est souvent impossible d'en séparer les composantes (Figure 188c). La projection à aires conservées est plus utile. S'il n'y a que deux composantes d'aimantation, le vecteur résultant se trouve dans le plan passant par ces deux composantes. La projection de ce plan sur la sphère est un grand cercle passant par les directions d'aimantation de ces deux composantes.

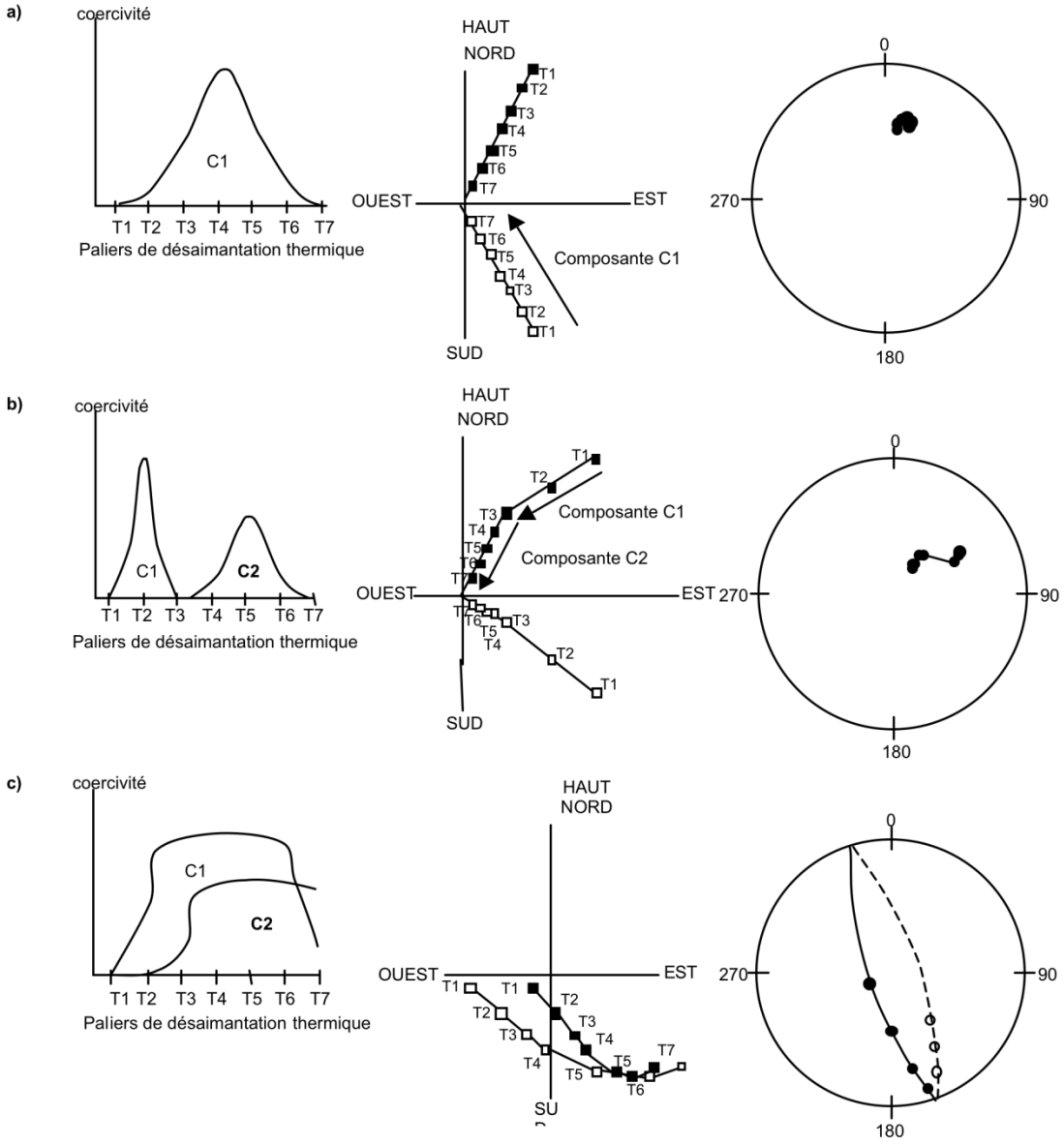


Figure 188 - Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers. a) Dans le cas ou une seule composante d'aimantation est détruite. b) Dans le cas ou 2 composantes aux spectres de coercivité bien distincts sont désaimantées. c) Dans le cas ou deux composantes présentent des températures de blocage et des spectres de coercivité semblables. D'après Ricordel-Prognon (2007)

2.5 Traitement des données

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

Ainsi, si l'aimantation présente une polarité normale (le vecteur aimantation pointe vers le bas sur les diagrammes de Zijderveld), la projection stéréographique de la direction d'aimantation est représentée par un cercle plein. Un cercle autour de ce point correspondra alors à l'incertitude autour de la mesure (soit le α_{95}). Si l'aimantation présente une polarité inverse (le vecteur aimantation pointe vers le haut sur les diagrammes de Zijderveld) alors la projection stéréographique de la direction d'aimantation est représentée par un cercle vide. Le dipôle actuel peut être aussi représenté sur la projection.

2.6 Transformation en pôle paléomagnétique et datation

Les directions d'aimantations moyennes obtenues pour chaque site étudié sont transformées en **pôles paléomagnétiques** (coordonnées Latitude et Longitude) et comparées à la **courbe de dérive apparente du pôle** (CDAP) du continent considéré pour dater l'acquisition de l'aimantation rémanente naturelle. Des paramètres statistiques sont utilisés pour déterminer l'incertitude sur la position du pôle calculé. **Dp** et **dm** sont les paramètres correspondant aux valeurs des axes de l'ellipse de confiance à 95%. Lorsqu'un PGV moyen est calculé à partir de plusieurs PGV, l'incertitude sur sa position est illustrée grâce aux paramètres k et 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 de McElhinny (1990) peut être utilisé pour comparer deux moyennes.

3 Zones d'études et résultats

3.1 Présentation de l'ensemble des résultats

En 2008 et au cours de cette thèse plus de 3800 carottes ont été prélevées sur une multitude de sites (Tableau 25 et figure 189). Tout les résultats obtenus ont été présentés et interprétés dans des rapports BRGM-SGNC et CNRT (Quesnel *et al.*, 2008; Quesnel *et al.*, 2011; Ricordel-Prognon *et al.*, 2011; Bailly *et al.*, 2014). Seul quelques-uns ont pu donner des résultats intéressants, dont certains ont été présentés dans un article : *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(1), 77-85* (Annexe 1). Un autre article de synthèse de l'ensemble des résultats est en cours par Ricordel-Prognon *et al.* Les principaux résultats seront donc décrits dans cette partie.

Tableau 25 - Ensemble des résultats de datation par paléomagnétisme obtenus depuis 2008

Site	Résultats et recommandations pour la suite	Mission
Goro 1 à 4	Datations cohérentes obtenues sur 4 sous-sites (âges de 0-5 Ma, 10-20 Ma et 25 Ma)	SGNC/BRGM Phase 2
Tiébaghi	Datation à 25 Ma homogène à l'échelle de tout le plateau	SGNC/BRGM Phase 2
Prony	Dispersion sur le sous-site Prony 1; autres sous-sites à étudier, avec compléments possibles	SGNC/BRGM Phase 2
Col de Yaté	Magnétite dominante, dispersion; compléter avec autres sous-sites	SGNC/BRGM Phase 2
Port-Boisé	Dispersion, mais faible incertitude; complété durant les phases suivantes	SGNC/BRGM Phase 2
Napoueredjeine (fluvio-lacustre)	Résultats de 0-5 Ma et 10-20 Ma sur des festons ferruginisés. Trop peu d'échantillons, complété durant les phases suivantes	SGNC/BRGM Phase 2
Népoui (conglomérat)	Goethite: 5-15 Ma; Hématite: cohérent mais trop peu d'échantillons. Complété durant les phases suivantes	SGNC/BRGM Phase 2
Kouaoua	Résultats sur Kouaoua 2; à compléter par autres sous-sites	SGNC/BRGM Phase 2
Tiégamus	Résultats intéressants, dispersion possible: à compléter	SGNC/BRGM Phase 2
Ouazangou	Résultats intéressants, mais dalles basculées	SGNC/BRGM Phase 2
Kopeto Aubin	Dispersion, pas de compléments à apporter	SGNC/BRGM Phase 3
Kopeto Iris	Dispersion, pas de compléments à apporter	SGNC/BRGM Phase 3
Kopeto Kawa	Dispersion, pas de compléments à apporter	SGNC/BRGM Phase 3
Boulinda 1, 3 et 5	Directions bien grouppées et cohérentes pour le sous-site 1, mais rotation et basculement. Le reste présente une dispersion importante	SGNC/BRGM Phase 3
Népoui (de B à H)	Dispersion, pas de compléments à apporter	SGNC/BRGM Phase 3
Népoui Mémorial	Trop peu d'échantillons	SGNC/BRGM Phase 3
Pindaï (A et B)	Trop peu d'échantillons	SGNC/BRGM Phase 3
Népoui (conglomérat)	Datation à 10-25 Ma	SGNC/BRGM Phase 3
Goro 5	Datation à 10 Ma ; compléments sur un autre sous-site	Projet Nickal
Koniambo	Dispersion sur la goethite et encore plus sur l'hématite. Pas de compléments à apporter.	Projet Nickal
Tambounan (conglomérat)	Directions bien grouppées et cohérentes pour une dalle, mais rotation et basculement très probable	Projet Nickal
Iles des Pins	Résultat sur la goethite; pôle en dehors de la courbe, mais très proche de 0-5 Ma; compléments pour réduire l'incertitue sur le pôle obtenu	Projet Nickal
Gwa N'Doro	Casse en cours de chauffe, dispersion	Projet Nickal
Kadjitra	Dispersion, pas de compléments à apporter	Projet Nickal
Nakéty	Transformations minéralogiques en cours de chauffe	Projet Nickal
Napoueredjeine (fluvio-lacustre)	Datation de 0-5 Ma pour la goethite, âge possible de 10 à 20 Ma pour l'hématite	SGNC/BRGM Phase 4

Figure 189 - Ensemble des sites étudiés et résultats paléomagnétiques obtenus sur la Grande Terre

3.2 Tiébaghi

La géologie et la géomorphologie du plateau de Tiébaghi ont été décrites précédemment. Ce massif présente une cuirasse relativement épaisse (Figure 190) et homogène. De plus, sur les versants du plateau les affleurements permettent d'observer des coupes verticales montrant l'évolution des faciès de bas en haut du profil cuirassé. Cinq sous-sites ont été échantillonnés sur le plateau de Tiébaghi (Figure 191) qui est allongé selon un axe NW-SE et penté vers le SW. Il s'agit de 4 sous-sites proches de la piste qui conduit au Dôme de Tiébaghi (TIE A, B, C et TOP) et d'un dernier site en bordure nord (TIEB D) du plateau très échancré et formant falaise dans ce secteur. Ces prélèvements ont été réalisés en 2008 avant que la fosse d'extraction de Dôme soit ouverte. Plus précisément ces sous-sites sont les suivants :

- Tiébaghi A, en position basse à l'Ouest du plateau, une coupe le long d'une rigole d'évacuation de l'eau qui s'échelonne entre 390 et 440 m, au Sud de la piste. Le pendage apparent du sommet de la dalle de cuirasse est de 16° vers l'Ouest, et la cuirasse suit la pente topographique tout le long de la coupe ;
- Tiébaghi C (Figure 192), un peu au-dessus du précédent en montant vers le Dôme, au niveau d'un double collecteur, au Nord de la piste, vers 440 m ;
- Tiébaghi B, encore un peu au-dessus en montant vers le Dôme, près de l'Aire de séchage, au Nord de la piste, vers 485 m ;
- Tiébaghi TOP, le dernier affleurement disponible de cuirasse au sommet du plateau et du Dôme de Tiébaghi, au NE de la piste, vers 580 m ;
- Tiébaghi D, sur une coupe en falaise d'environ 3 m de hauteur, vers 495 m.

De par leur bonne répartition en travers du plateau et la qualité des coupes, 3 sites ont été retenus. Il s'agit des sous-sites Tiébaghi B, Tiébaghi C et Tiébaghi Top. Pour l'ensemble des données voir *Quesnel et al.* (2011).

Figure 190 - Vue de la falaise coupant la cuirasse et le sommet de la latérite rouge sur la bordure NW du plateau de Tiébaghi (proche du site Tiébaghi D). (Photo : F. Quesnel)

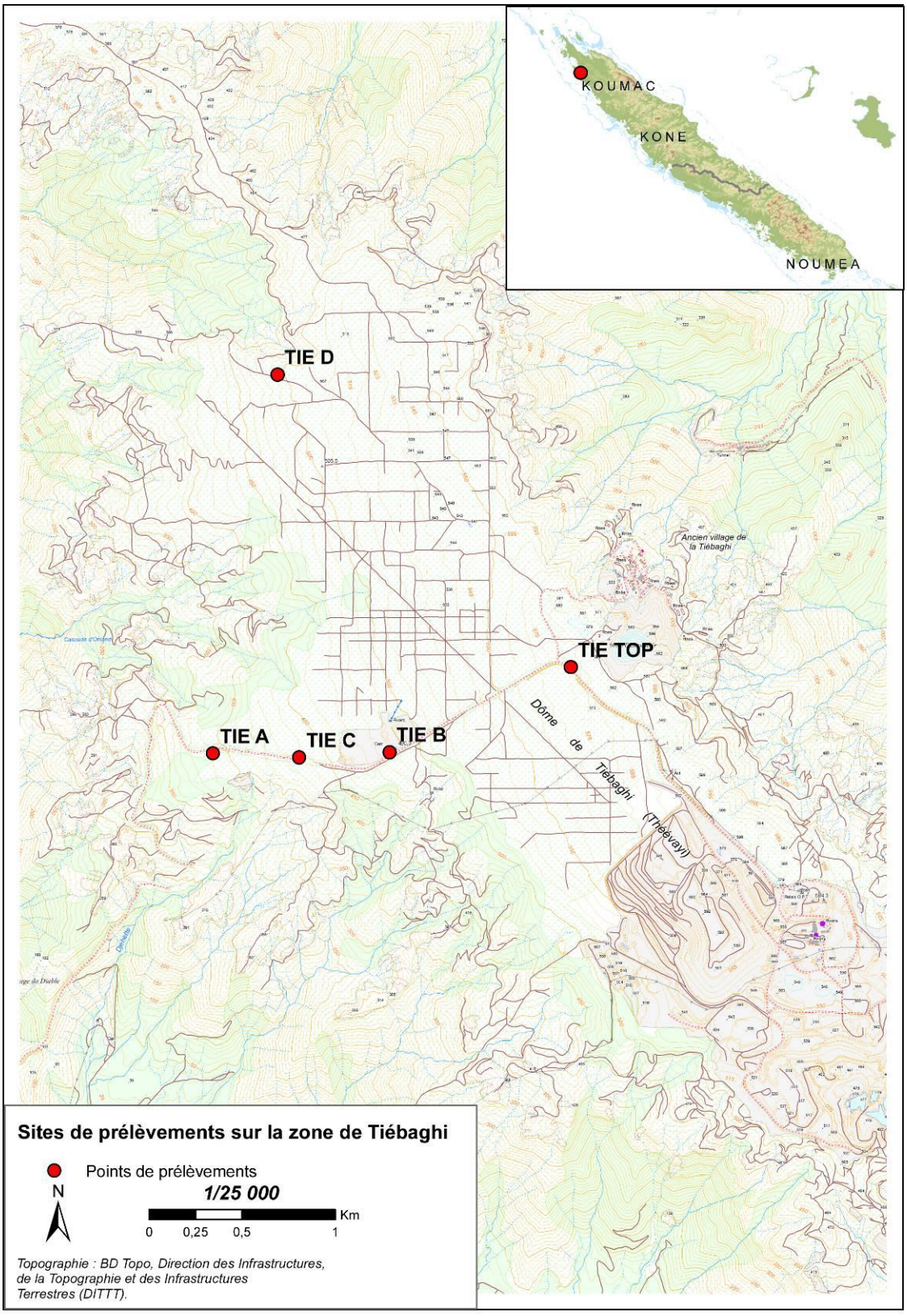


Figure 191 - Carte des prélèvements pour datation par paléomagnétisme sur le plateau de Tiébaghi.

3.2.1 Etude pétrographique et géochimique

Les cuirasses de Tiébaghi présentent une grande variété de faciès, dont un faciès qui n'a pas été retrouvé ailleurs très souvent : le **faciès nodulaire** (Figure 193).

Figure 193 - Faciès nodulaire observé sur la coupe 2 du site B de Tiébaghi. (Photo : F. Quesnel)

En effet, les cuirasses observées les dans la coupe (exemple de lames minces réalisées sur les échantillons 53 et 54), sur le sous-site B par exemple, sont constituées de grandes plages de nodules hématitiques centimétriques très sombres entourées d'une première ceinture (halo) d'oxyde de fer.

Figure 194 - Nodules d'hématites et illuviations dans une cuirasse nodulaire de Tiébaghi en LTNA.

Ce faciès selon la classification de Tardy, pourrait être identifié de **sub-nodulaire.**
L'aimantation portée par l'hématite dans la suite de cette étude provient très probablement de ces nodules hématitiques. Le reste du faciès est

principalement constitué d'un plasma[22] très orangée goethitique présentant des reliques de granules. Des illuviations de ferrihydrites, nombreuses et très spectaculaires viennent combler les vides. Elles peuvent atteindre des tailles pluri-millimétriques, tout en ne montrant pas ou peu de pédoplasmation entre les cutanes successives (Figure 194). Elles se disposent : dans la porosité granulaire ou dans de petites fentes diverticulées de 50 à 100 µm d'allongement, dans les grandes fentes pluri-millimétriques, dans les grands pores entre les grains grossiers et dans les diverses structures pédologiques. Elles sont de couleur variable, rouge, rouge-orangé. Ces illuviations correspondent à des stades d'imprégnations postérieures de la cuirasse nodulaire par les fluides météoriques se chargeant en oxy-hydroxyde de fer à la surface. Latham (1986) a dans l'ensemble réalisé les mêmes observations. Il a de plus observé au MEB la présence de gros cristaux de gibbsite. Ce qui corrobore nos observations de terrain sur ce massif, avec l'identification de minéraux riches en Al : nontronite et gibbsite. Des analyses microsonde réalisé par Latham (1986) attestent de la richesse en Al de la matrice (Tableau 26):

	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO
Nodules (centre)	-	16,23	2,29	0,03	-	0,09	6,21	0,28	76,09	0,06
Nodules (halo)	-	21,35	1,95	0,03	0,04	0,37	9,43	0,35	65,29	0,03
Fond matriciel internodulaire	-	44,66	1,45	0,05	0,05	0,40	5,55	0,06	47,72	0,05

Tableau 26 - Analyses microsonde d'une cuirasse nodulaire de Tiébaghi. Les moyennes sont ramenées à 100 % pour chaque phase. Modifié de Latham (1986).

Des analyses DRX (laboratoire d'analyse du BRGM) réalisées dans le cadre de la présence viennent appuyer un peu plus cette observation avec la présence de gibbsite et bayerite (Tableau 27):

Minéral	B-18P	25-P	B-11P	B-55P	B-31P	B-EP	C-13
goethite FeO(OH)	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++
hématite Fe_2O_3	+/++	+/++	+/++	++	++	+/++	+
chromite $FeCr_2O_4$	-	-	-	-	-	-	-
gibbsite $Al(OH)_3$	+/++	+/++	+/++	+/++	+/++	+/++	+/++
bayérite $Al(OH)_3$	+	+	+	-	-	-	+
lizardite $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	-	-	-	+/++	-	-	-
dolomite $CaMg(CO_3)_2$	-	-	-	-	-	+	-
enstatite $Mg_2Si_2O_6$	-	-	-	-	-	-	+
phase amorphe	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++

Tableau 27 - Analyses DRX d'échantillons de cuirasses de Tiébaghi.

Comme précisé ci-dessus, le faciès nodulaire est rare, il est le témoin de la déstructuration des véritables cuirasses primaires à faciès massif, constitué d'hématite et qui n'ont pour l'instant pas été retrouvés sur le territoire. **Il est donc important de**

[22] Constituants d'un matériau d'altération qui peuvent être (ou ont été) déplacés, réorganisés ou concentrés par les processus d'altération.

prendre en compte que quel que soit l'âge obtenu à partir de ce faciès, des cuirasses plus anciennes dites « massives » ont existées avant celles-ci.
Sur des échantillons prélevés plus proches de la surface, les faciès tendent clairement vers un aspect pisolithique (bien soudés entres eux ; Figure 195) avec quelques reliques de nodules.

Figure 195 - Faciès pisolithique partiellement vermiforme observé sur la coupe 2 du site B de Tiébaghi. (Photo : F. Quesnel)

Les pisolithes sont bien concentriques, les cortex goethitiques entourent des nodules voir des granules (Figure 196). Le plasma asépique est rouge orangé et plutôt homogène.

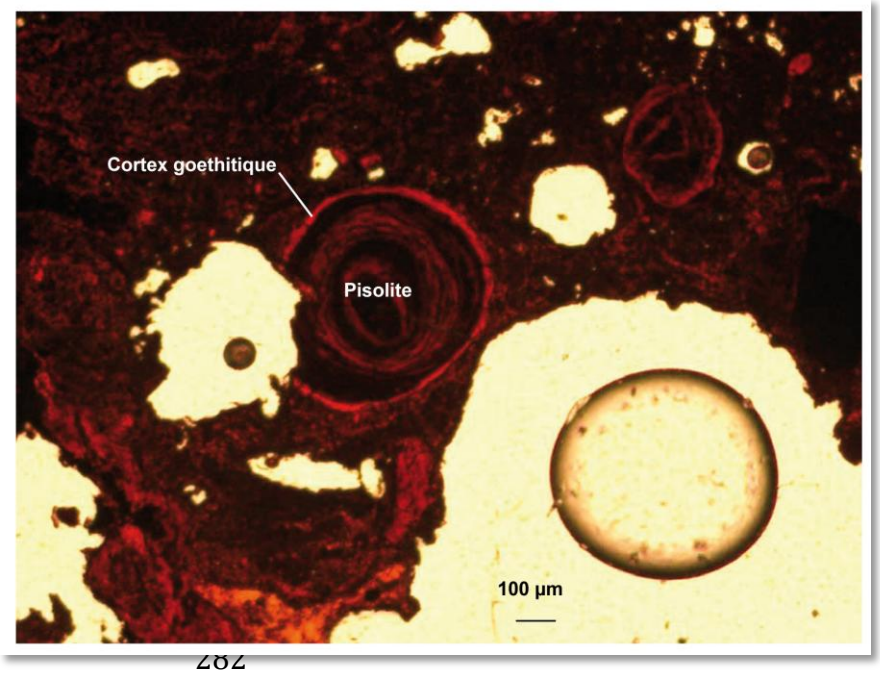


Figure 196 - Photo d'une lame mince de l'échantillon Tie C17 (faciès de cuirasse pisolithique soudée vermiforme d'après les observations macroscopiques) observée en LTNA.

Suite à l'observation macroscopique et microscopique des carottes prélevés, une liste d'échantillons retenus a été établie (Tableau 28) :

Tableau 28 - Liste des échantillons de Tiébaghi retenus pour analyse paléomagnétique

Faciès	Echantillon
Cuirasse pisolithique soudée à massive	Tieb3
Cuirasse pisolithique soudée à massive	Tieb4
Cuirasse massive trouée à pisolithique	Tieb6
Cuirasse pisolithique soudée, trouée et noduleuse	Tieb12
Cuirasse pisolithique soudée, trouée et noduleuse	Tieb15
Cuirasse massive trouée	Tieb19
Cuirasse massive trouée	Tieb22
Cuirasse pisolithique soudée à noduleuse	Tieb29
Feston à nodules	Tieb31
Cuirasse pisolithique soudée, trouée et noduleuse	Tieb34
Cuirasse pisolithique soudée et trouée	Tieb38
Cuirasse pisolithique soudée, trouée et noduleuse	Tieb47
Feston pisolithisé	Tieb48
Cuirasse pisolithique soudée, feston et latérite rouge indurée	Tieb51
Feston massif et latérite rouge indurée	Tieb54
Cuirasse pisolithique soudée	Tiec2
Cuirasse pisolithique soudée trouée	Tiec3
Cuirasse pisolithique soudée un peu plus trouée	Tiec4
Cuirasse pisolithique soudée peu trouée	Tiec5
Cuirasse pisolithique soudée à massive	Tiec7
Cuirasse pisolithique soudée trouée	Tiec13
Cuirasse pisolithique soudée trouée	Tiec15
Cuirasse pisolithique soudée peu trouée	Tiec18
Cuirasse pisolithique soudée à massive	Tiec19
Cuirasse pisolithique soudée peu altérée	Tiec21
Cuirasse pisolithique soudée noduleuse	Tiec31
Cuirasse pisolithique soudée altérée noduleuse	Tiec37
Feston et latérite rouge indurée pisolithisée	Tiec49
Latérite rouge indurée nodulaire cloisonnée	Tiet1
Cloison noduleuse	Tiet2
Cuirasse massive pisolithique	Tiet3
Cuirasse massive un peu pisolithique et noduleuse	Tiet5
Cuirasse massive un peu pisolithique et noduleuse	Tiet6
Cuirasse massive légèrement trouée	Tiet7
Cuirasse massive noduleuse	Tiet8
Cuirasse massive noduleuse pisolithisée	Tiet9
Cuirasse massive trouée et noduleuse	Tiet12

3.2.2 Minéralogie magnétique

Afin de caractériser au mieux les porteurs de l'ARN, une étude de la minéralogie magnétique par courbes d'aimantation rémanente isotherme a été réalisée sur 2 échantillons au Laboratoire de Paléomagnétisme de l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Ces échantillons présentent un seul type de comportement (Figure 197). Les échantillons présentent deux phases distinctes : une première de faible coercivité caractérisée par une augmentation rapide de l'ARI jusqu'à 100 mT et une seconde phase de forte coercivité caractérisée par une augmentation forte de l'ARI jusqu'à 1 T, champ maximum appliqué. La saturation n'est pas atteinte.

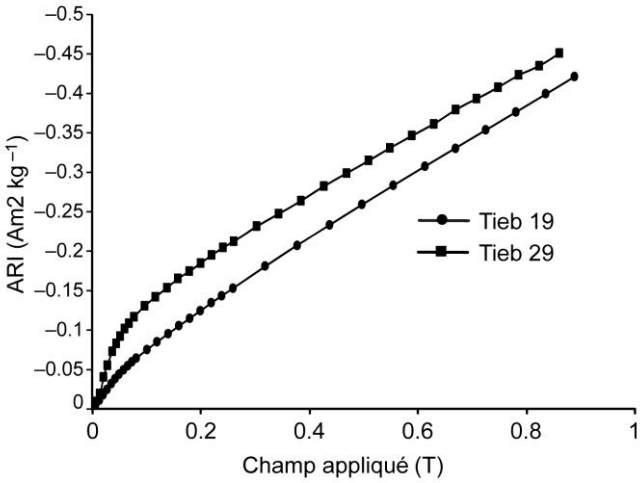


Figure 197 - Courbe d'aimantation rémanente isotherme (ARI) de deux échantillons représentatifs de Tiébaghi.

La composante de faible coercivité correspond probablement à de la magnétite: une composante d'aimantation est en effet détruite à 580°C (Figure 198), la composante de forte coercivité correspond à de l'hématite (désaimantation autour de 645°C).

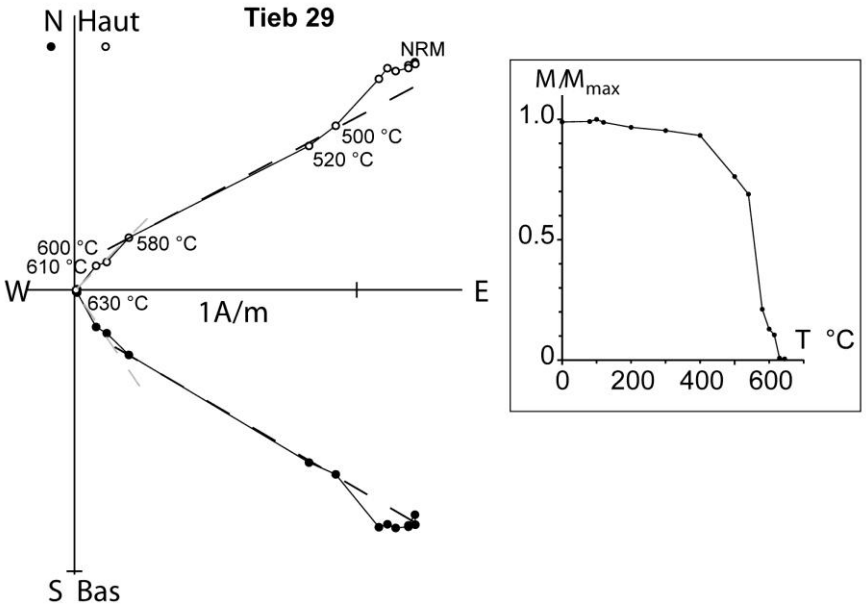


Figure 198 - Projection orthogonale du vecteur aimantation pour l'échantillon 29 du site de Tiébaghi et comportement thermomagnétique, M/Mmax : moment magnétique.

3.2.3 Paléomagnétisme

36 échantillons ont été traités. La désaimantation est enregistrée autour de 600°C-645°C. 13 échantillons ont fourni un signal haute température (Figure 199). La température de désaimantation de l'hématite, 675°C, n'est pas atteinte les phases minérales ne sont donc pas pures.

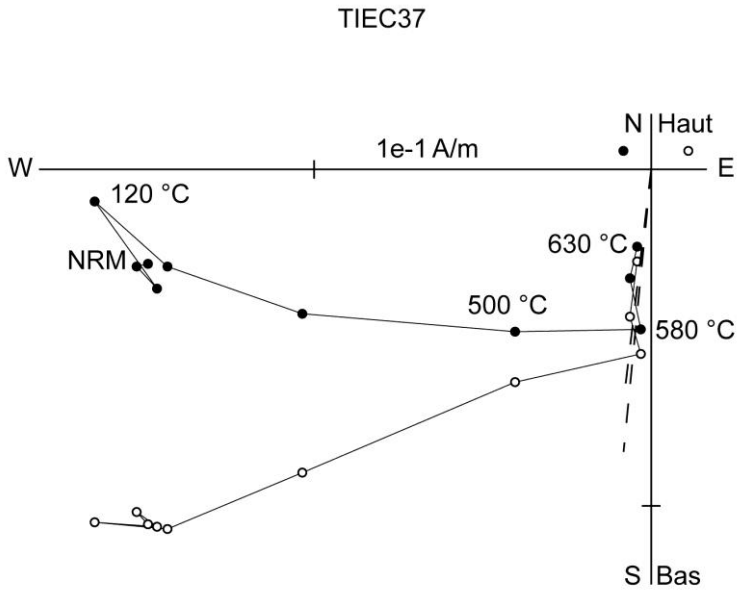


Figure 199 - Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site de Tiébaghi (TIEC37).

La direction d'aimantation moyenne présente une déclinaison de 10,1°, une inclinaison de -48° et un α95 de 10,9°.

Il est possible de comparer ce résultat à celui obtenu par Falvey en 1979 (Figure 200).

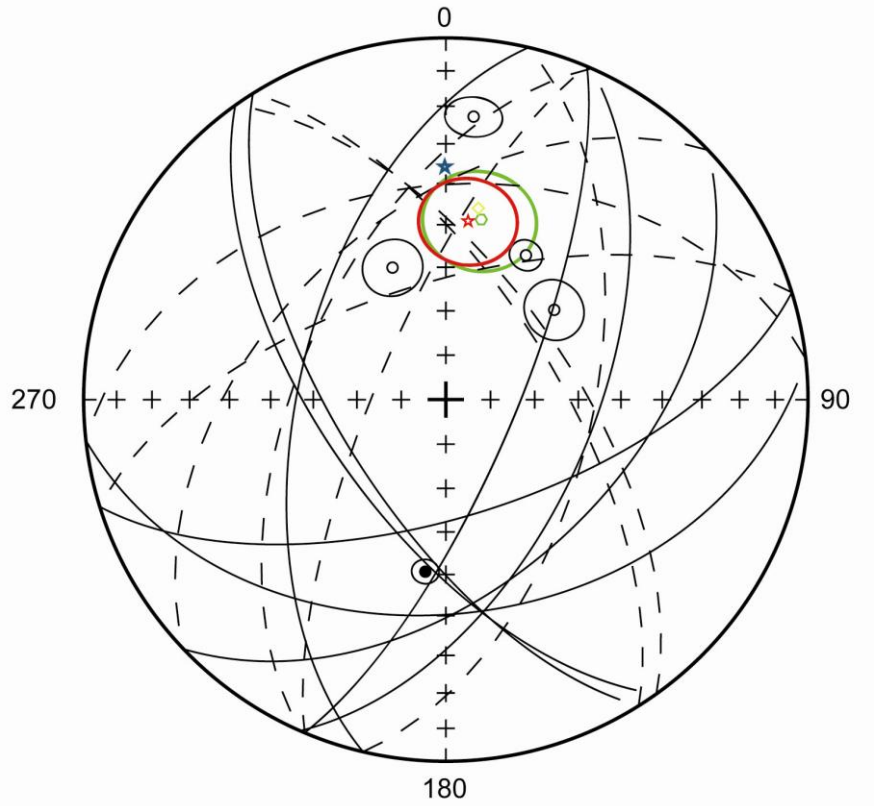


Figure 200 - Projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne du site de Tiébaghi. Symboles noirs/ blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/ inverses. Etoile rouge : moyenne des directions d'aimantation. L'hexagone vert représente la direction d'aimantation moyenne obtenue par Falvey (1979). La croix bleu représente la direction du champ dipôle actuel et le rhomboèdre jaune la direction du dipôle géocentrique.

La direction d'aimantation moyenne obtenue à Tiébaghi a été transformée en pôle paléomagnétique (Tableau 29) et comparée à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Le pôle paléomagnétique obtenu est proche du pôle de la CDAP est défini pour **25 Ma** (Figure 201). Le test de McFadden (1982) est positif lorsque l'on compare le pôle obtenu lors de la présente étude et le pôle obtenu par Falvey ($\gamma c = 23,5°$ et $\gamma 0 = 14,9°$).

Site	Lat(°S)	Long(°E)	N	n	D	I	k	α95	Pole (Lat)	Pole (Long)	Dp	dm
Tiébaghi	-20,45	164,21	36	13	10,1	-48,0	16	10,9	299,4	77,4	9,3	14,3

Tableau 29 - Coordonnées géographiques, et directions d'aimantation moyenne et pôles paléomagnétiques de Tiébaghi. Lat. (°N)= latitude du site ; Long. (°E)= longitude du site ; N=nombre d'échantillons traités ; n=nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne ; D=déclinaison ; I=Inclinaison ; k=paramètre de précision ; α95=rayon du cône de confiance à 95% ; Pole Lat (°N)=latitude du pôle paléomagnétique ; Pôle Lon. (°E)= longitude du pôle paléomagnétique ; dp and dm= erreur autour de la position du pôle.

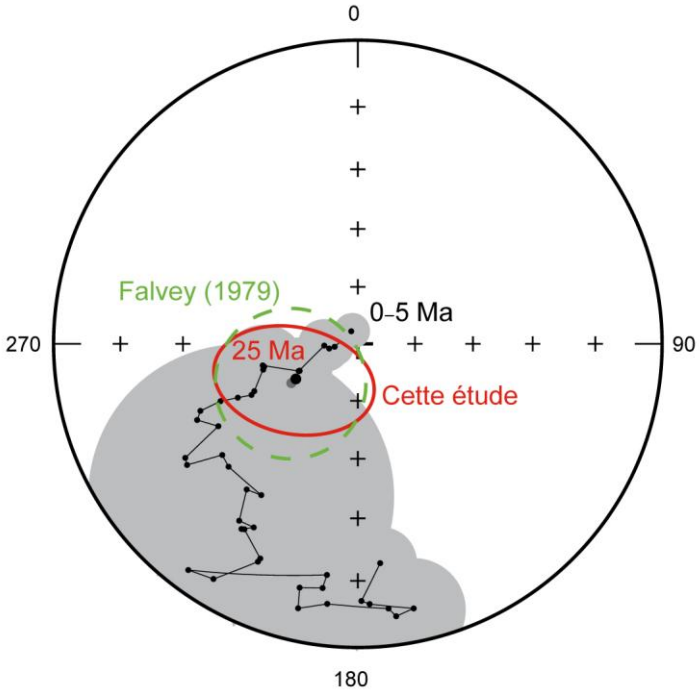


Figure 201 - Pôles paléomagnétiques obtenus pour Tiébaghi (Falvey, 1979 en vert ; présente étude en rouge) et comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003).

Ces résultats indiquent un seul âge, pour la cuirasse de Tiébaghi, de -25 Ma, quels que soient les sous-sites et pour des faciès échantillonnés relativement homogènes (cuirasse massive à pisolithique soudée et cuirasses nodulaires, ainsi que quelques festons concrétionnés). Or les sous-sites sont répartis sur le plateau incliné vers le SW et de part et d'autre d'une rupture de pente. Il peut en être déduit que cette morphologie inclinée vers le SW et la rupture de pente étaient façonnées avant la formation de la cuirasse. Un test de débasculement des directions paléomagnétiques de 8° (pente moyenne de la surface vers le SW ; Beauvais *et al.*, 2007; Robineau *et al.*, 2007) a été effectué (Figure 202), mais l'âge de 45 à 50 Ma qui en résulte est incohérent avec l'histoire géologique de la Grande Terre.

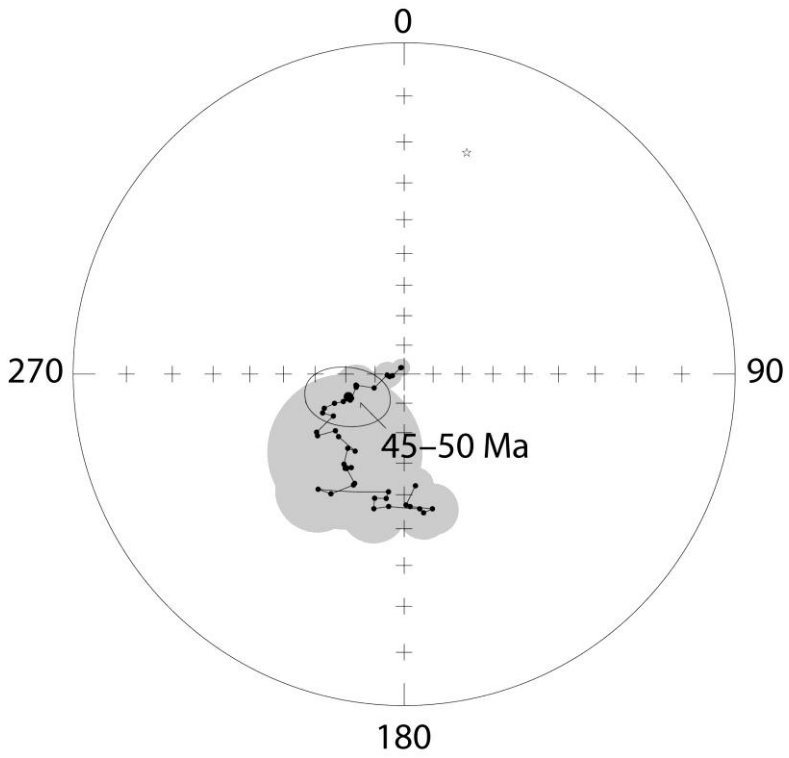


Figure 202 - Impact de la prise en compte du basculement moyen de la surface de Tiébaghi (8°) sur les âges estimés.

Nos résultats sont conformes à ceux obtenus antérieurement par Falvey (1979). L'âge de -25 Ma obtenu est plausible, il se place à **l'extrême fin de l'Oligocène, proche de la limite Oligocène-Miocène**, et est le plus ancien obtenu à ce jour en Nouvelle Calédonie. La cuirasse coiffant les latérites formées sur les péridotites du plateau de Tiébaghi est donc **fossile**, ce qui est cohérent avec sa position perchée au-dessus de plusieurs replats conduisant à la mer.

3.3 Goro

3.3.1 Sites de prélèvements

Quatre sous sites ont été échantillonnés sur trois replats du site de Goro (Figure 204) :

- Goro 1, sur une petite butte épargnée par l'exploitation du test minier BRGM-COFREMI, le plus haut, vers 245 m ;
- Goro 2, sur les bords du parking de la base opérationnelle mine (près de l'essai minier de Goro Nickel), vers 233 m ;
- Goro 3, tout près de Goro 2, sur un front de taille de l'essai minier, vers 228 m ;
- Goro 4, sur un talus au-dessus et sur les bords d'un Creek affluent de la rivière Kwé, le plus bas, vers 190-195 m ;
- Goro 5, situé au sommet d'un replat vers 298 m d'altitude, au nord du sous-site de Goro 1.

Sur le sous-site Goro 1 les échantillons ont été prélevés sur 3 faces obliques à subverticales de la butte. Sur le sous-site Goro 2, ils ont été prélevés sur des dalles émergeant à peine, il y a peu de coupe verticale. Sur le sous-site Goro 3, les échantillons ont été prélevés sur le front de taille, sur une coupe verticale, permettant de traverser plusieurs sous-horizons de la cuirasse et pour la plupart à l'aide d'une échelle. Sur le sous-site Goro 4, les échantillons ont été prélevés sur une grande dalle affleurant au bord du creek (érodée par ce dernier), sur une coupe oblique d'environ 3 m au-dessus, puis sur la dalle sommitale, entre le talus et la piste. Concernant Goro 5, il s'agit de 4 dalles de cuirasse en place (choisies parmi 6 échantillonnées).

Figure 203 - Cuirasse sur le site de Goro (sous-site COFREMI) (Photo : L. Bailly)

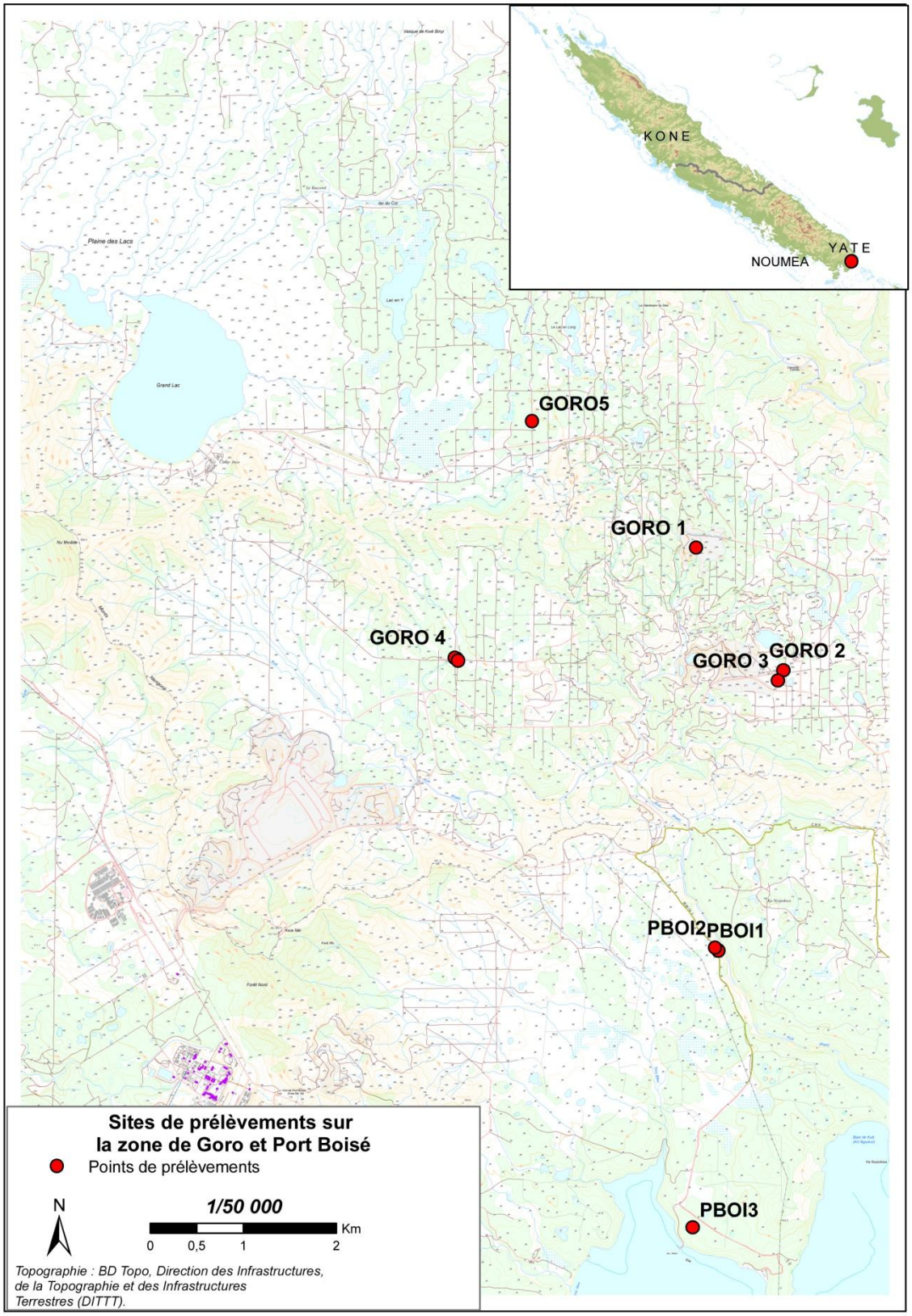


Figure 204 - Carte des prélèvements pour datation par paléomagnétisme sur le plateau de Goro et Port-Boisé

3.3.2 Etude pétrographique et géochimique

Un faciès majeur est observé macroscopiquement sur les sous-sites de Goro, ce faciès est très **massif** et présente quelques vides souvent remplis par des latérites (composante vermiforme ; Figure 205). Des festonnements sont aussi très fréquents, indiquant probablement les zones préférentielles de circulations d'eau.

Figure 205 - Cuirasse massive légèrement vermiforme avec remplissage de latérite, sous-site Goro 3. (Photo : F. Quesnel)

Les observations en lames minces ont permis de mettre en évidence les oxy-hydroxydes de fer et de décrire leur distribution. Goethite et hématite sont les principaux oxydes observés. Le fond matriciel à Goro est essentiellement ferrugineux pigmenté selon les sites soit par de l'hématite de couleur rouge à noire, soit par de la goethite brune à jaune orangée.

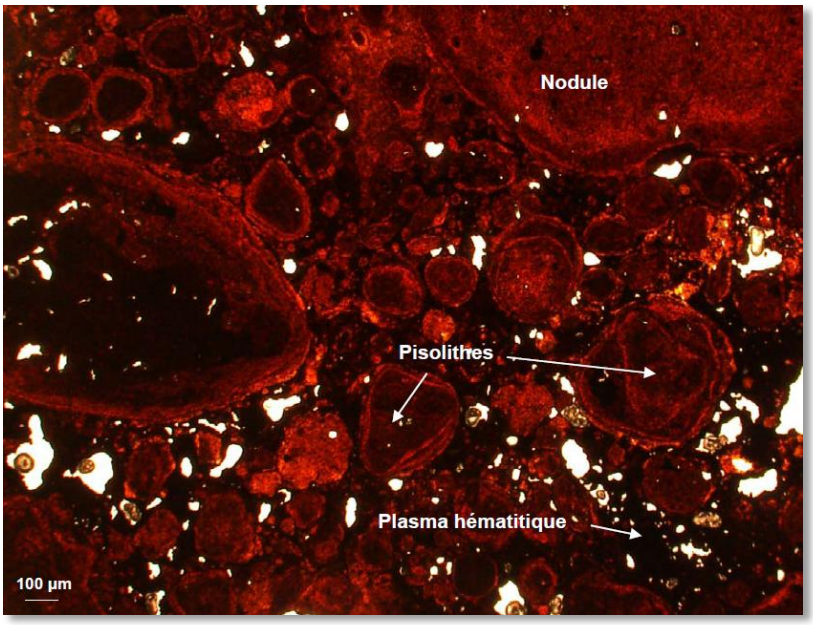


Figure 206 - Matrice hématitique avec nodules et nombreux pisolithes en LTPNA x50 (GORO 4-5).

La plupart des grains de squelette sont de nature pédologique : il s'agit de nodules et pisolithes. Ces éléments se comportent comme des grains de squelette au sein du plasma ferrugineux (Figure 206). Les nodules montrent des plasmas asépiques (sans organisation particulière). Ils peuvent être de nature goethitique ou hématitique (Figure 207 et figure 208).

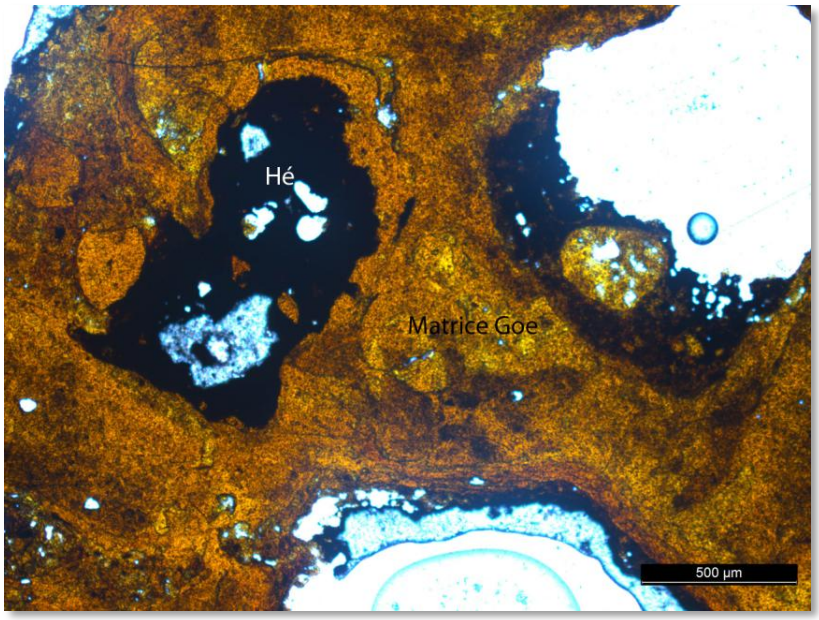


Figure 207 - Matrice goethitique et nodules d'hématite altérés en LTPNA x50 (GORO 5-3).

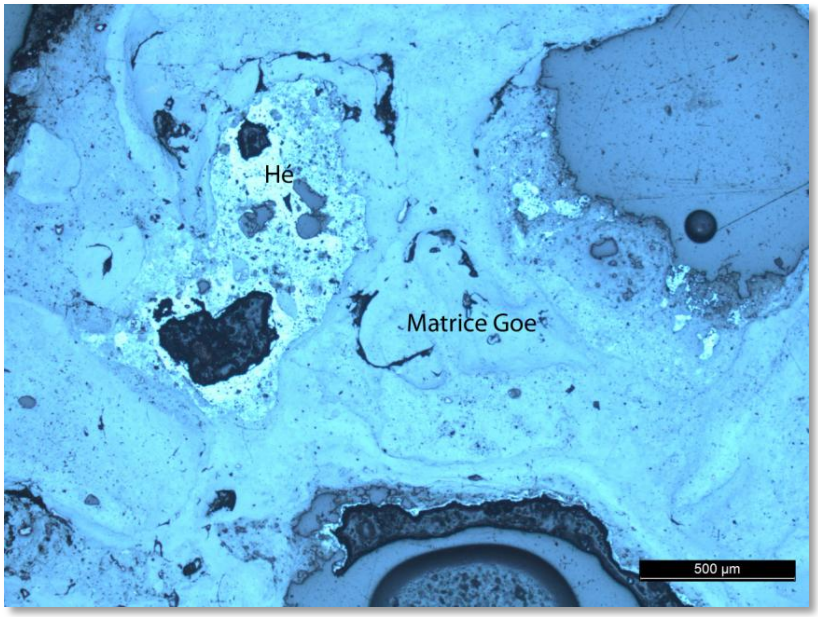


Figure 208 - Matrice goethitique et nodules d'hématite altérés en LRPNA x50 (GORO 5-3).

Les pisolithes sont presque toujours à cœur d'hématite et sont entourés d'un cortex/cutane de goethite. Ces cutanes sont parfois orientées.

Dans les niveaux à plasma important se développent aussi des orientations de fines particules (d'oxydes ?) autour des gros grains de squelette[23] (plasma squelsépique).

Des concrétions ont également été identifiées autour des pores (figures de cocardes) (Figure 209 et figure 210). Elles sont formées de goethite et d'hématite cristallisées successivement.

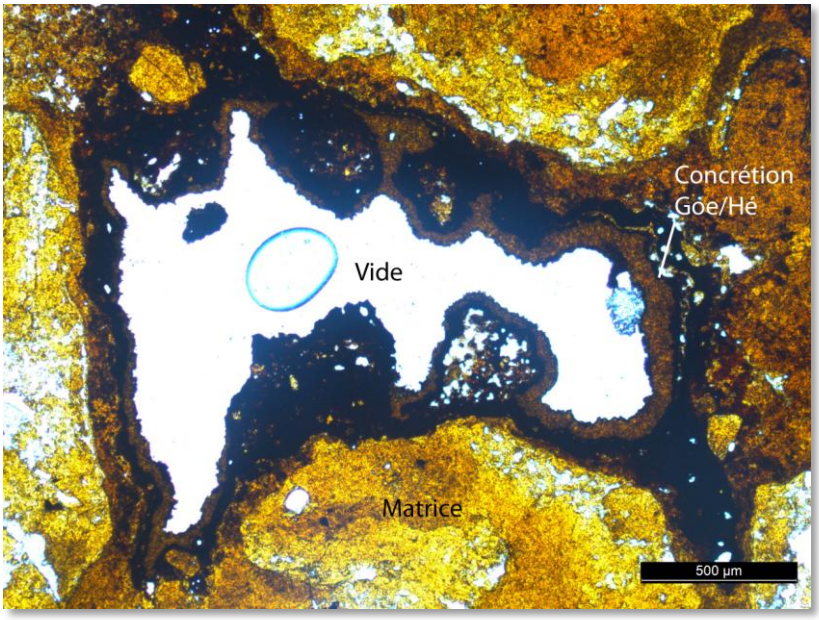


Figure 209 - Concrétions de goethite/hématite autour des vides en LTPNA x50 (GORO 5-3).

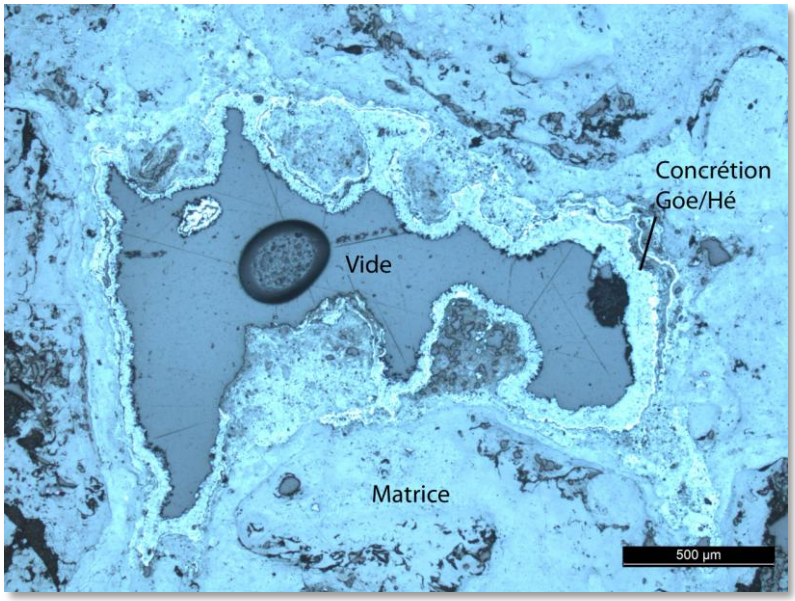


Figure 210 - Concrétions de goethite/hématite autour des vides en LRPNA x50 (GORO 5-3).

[23] Constituants de base (les grains) du fond matriciel.

Il résulte des observations que les structures sont assez homogènes sur tous les sous-sites et dans tous les faciès de Goro. Les variations observées d'un sous-faciès à l'autre concernent les proportions de pisolithes, nodules ou plasma goethitique / hématitique. L'aspect « massif » à l'observation macroscopique se révèle donc être composé d'éléments pédologiques et d'une matrice en lames minces. Le faciès n'est donc pas massif, au sens de la classification de Tardy, mais plutôt pisolithique voir conglomératique avec une matrice, dans les deux cas, très développée.

Suite aux différentes observations en lames minces, les échantillons de ces 5 sous-sites ont été retenus (Tableau 30):

Faciès	Echantillon
Feston troué et altéré	Gor1-A
Feston altéré et très troué	Gor1-B
Cloison massive à pisolithique soudée	Gor1-E
Cloison massive à pisolithique soudée	Gor1-F
Cloison noduleuse à pisolithique	Gor1-G
Cloison pisolithisée trouée	Gor1-Y
Cloison trouée	Gor1-1
Cloison trouée	Gor1-2
Cloison massive trouée	Gor1-3
Cloison trouée	Gor1-5
Cloison trouée	Gor1-6
Cloison pisolithisée trouée	Gor1-11
Cloison trouée et latérite rouge indurée	Gor1-14
Cloison trouée et latérite rouge indurée	Gor1-18
Cloison pisolithisée trouée	Gor1-19
Cloison trouée et latérite rouge indurée	Gor1-20
Latérite rouge indurée trouée	Gor1-22
Cloison très trouée	Gor2-0
Cloison massive	Gor2-1
Cloison peu trouée	Gor2-2
Cloison peu trouée	Gor2-3
Cloison trouée	Gor2-5
Cloison trouée et latérite rouge indurée	Gor2-6
Feston troué, en début de pisolithisation	Gor2-10
Feston troué et un peu de latérite rouge	Gor2-12
Feston troué	Gor2-14
Feston troué	Gor2-15
Latérite rouge indurée cloisonnée, trouée	Gor2-16
Latérite rouge indurée cloisonnée, trouée	Gor2-17
Latérite rouge indurée cloisonnée, trouée	Gor2-18
Latérite rouge indurée cloisonnée, trouée	Gor2-19
Cuirasse massive mitée	Gor3-6
Cuirasse massive mitée	Gor3-7
Cuirasse massive mitée	Gor3-8
Cuirasse massive trouée mitée	Gor3-12
Feston massif mité troué	Gor3-13

Feston massif mité troué	Gor3-14
Feston massif mité troué	Gor3-15
Détritique (?) soudé troué	Gor4-1
Détritique (?) soudé troué	Gor4-2
Détritique (?) soudé troué	Gor4-4
Latérite rouge indurée cloisonné pisolithisée	Gor4-6
Latérite rouge indurée cloisonné pisolithisée	Gor4-8
Latérite rouge indurée cloisonné légèrement trouée	Gor4-12
Latérite rouge indurée cloisonné pisolithisée	Gor4-14
Latérite rouge indurée à cloison épaisse pisolithisée	Gor4-15
Cuirasse pisolithique soudée	Gor4-16
Cuirasse pisolithique soudée	Gor4-17
Latérite rouge indurée cloisonné pisolithisée	Gor4-24
Feston troué	Gor4-25
Feston troué	Gor4-27
Feston pisolithisé troué	Gor4-28
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-6
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-9
Cuirasse massive (peu) vermiforme	GORO 5-12
Cuirasse massive vermiforme	GORO 5-13
Cuirasse massive (peu) vermiforme	GORO 5-18
Cuirasse (très) massive (peu) vermiforme	GORO 5-21
Cuirasse massive vermiforme GORO 5-26	GORO 5-26
Cuirasse massive vermiforme GORO 5-27	GORO 5-27
Cuirasse massive vermiforme GORO 5-29	GORO 5-29

Tableau 30 - Liste des échantillons de Goro retenus pour analyse paléomagnétique.

Sur Goro 1 et 2, les faciès observés en macroscopie sur le terrain sont majoritairement de la latérite rouge indurée avec de nombreux festons et cloisons concrétionnées, plus ou moins secondairement troués et/ou pisolithisés. Ces cloisons et festons traversant la latérite indurée ont été prélevés, et non la latérite indurée.

Sur Goro 3, les faciès observés en macroscopie sur le terrain sont majoritairement de la cuirasse massive vermiforme, passant en-dessous à de la latérite rouge indurée avec de nombreux festons concrétionnés, épais et souvent troués. La cuirasse vermiforme et les festons ont été préférentiellement échantillonnés.

Sur Goro 4, les faciès observés en macroscopie sur le terrain sont de la base vers le haut un faciès nodulaire (décrit improprement sur le terrain comme détritique), puis une latérite rouge indurée à cloisons concrétionnées pisolithisées, passant à de la cuirasse pisolithique soudée traversée de festons troués. Tous ces faciès ont été échantillonnés.

Sur Goro 5, le faciès observé en macroscopie sur le terrain est majoritairement de la cuirasse massive vermiforme à peu vermiforme.

Les analyses DRX confirment la présence de goethite et d'hématite (Tableau 31). Dans les cuirasses prélevées sur Goro, les hydroxydes d'aluminium sont absents :

	Goro						
Minéral	1-L	1-2	1-22	1-5	3-6	3-15	4-28
goethite FeO(OH)	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++
hématite Fe_2O_3	+/++	+/++	+/++	+/++	+/++	+/++	+/++
chromite $FeCr_2O_4$	+/++	+	+	+/++	+/++	-	+
gibbsite $Al(OH)_3$	-	-	-	-	-	-	-
bayérite $Al(OH)_3$	-	-	-	-	-	-	-
lizardite $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	-	-	-	-	-	-	-
dolomite $CaMg(CO_3)_2$	-	-	-	-	-	-	-
enstatite $Mg_2Si_2O_6$	-	-	-	-	-	-	-
phase amorphe	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++	++/+++

Tableau 31 - Analyses DRX d'échantillons de cuirasses de Goro.

3.3.3 Minéralogie magnétique

Les acquisitions d'aimantation rémanente isotherme (ARI) ont été réalisées sur des échantillons représentatifs des deux sous-sites Goro 1 et Goro 3 (Figure 211). Les courbes d'acquisition d'aimantation rémanente ont été normalisées à 1T.

Les échantillons présentent deux types de comportements. Goro 3-14 présente une augmentation monotone de l'ARI jusqu'à 1T, champ maximum appliqué. La saturation n'est pas atteinte. Ce comportement est caractéristique de la présence d'une phase de forte coercivité. L'hématite et/ou la goethite sont susceptibles d'être les principaux porteurs de l'aimantation. L'échantillon Goro 1-18 montre une première composante de faible coercivité mise en évidence par une augmentation rapide et brutale de l'ARI jusqu'à 100 mT, et une seconde composante caractérisée par une augmentation forte de l'ARI jusqu'à 1T. La saturation n'est pas atteinte.

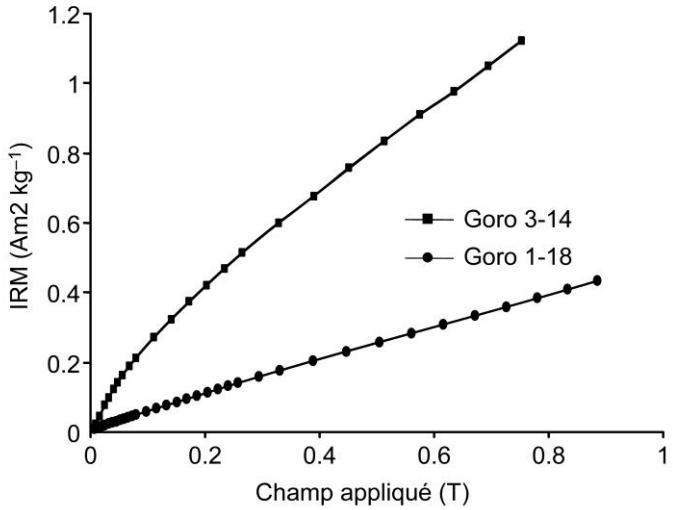


Figure 211 - Courbe d'aimantation rémanente isotherme (ARI) de deux échantillons représentatifs de Goro.

Les températures de désaimantation de cet échantillon peuvent être déterminées à l'aide des diagrammes de Zijderveld et des courbes thermomagnétiques (Figure 212). On remarque qu'une composante disparaît autour de 580°C. La magnétite est donc

probablement l'un des porteurs de l'aimantation. La phase de forte coercivité coïncidant avec des températures de désaimantation autour de 645°C correspond à de l'hématite.

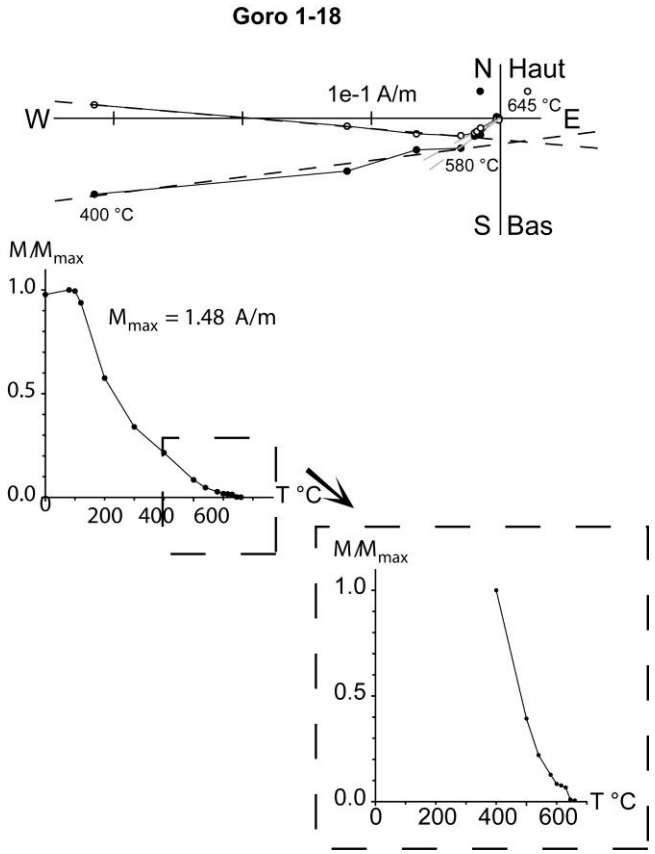


Figure 212 - Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du site de Goro (Goro 1-18) et comportement thermomagnétique, M/Mmax : moment magnétique.

3.3.4 Paléomagnétisme

Goro 1 : Dix-sept échantillons ont été analysés. Les directions d'aimantation deviennent instables au-dessus de 630°C. 7 échantillons montrent une aimantation détruite en moyenne autour de 600-630°C. En projection à aires conservées, les directions sont bien groupées et leur polarité est normale et inverse. La direction moyenne est la suivante : déclinaison : 2,4°, inclinaison : -45,3°, rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne: α95: 8,3° (Tableau 32 et figure 213).

Goro 2 : 14 échantillons ont été analysés. 6 échantillons ont été rejetés, car ils ne présentaient pas de composante haute température. Les directions d'aimantation portées par l'hématite sont de polarité normale et inverse pour 8 échantillons (600-630°C). Les projections à aires conservées ont été utilisées pour définir des grands cercles. La direction d'aimantation moyenne est la suivante : déclinaison: 2,0°, inclinaison : -47,3° et α95 : 3,5° (Tableau 32 et figure 213).

Goro 3 : 8 échantillons ont été analysés. La désaimantation est enregistrée autour de 600°C. Seulement un échantillon a été rejeté ne présentant pas de composante haute température. La direction d'aimantation moyenne portée par l'hématite présente une déclinaison de 3,8°, une inclinaison de 44,4° et un α95 de 6,1° (Tableau 32).

Goro 4 : 15 échantillons ont été traités. La désaimantation est enregistrée autour de 600°C. 9 échantillons ont été rejetés ne présentant pas de composante haute

température. La direction d'aimantation moyenne présente une déclinaison de 358.7°, une inclinaison de 40,0 et un α95 de 4,3° (Tableau 32 et figure 213).

Goro 5 : 9 échantillons ont été traités pour ce sous-site. Un signal basse température porté par la goethite a été extrait pour 8 échantillons. Les directions obtenues ne sont pas très bien définies et relativement dispersées. Elles sont toutes inverses. La moyenne présente un α95 supérieur à 20°. Un signal haute température porté par l'hématite a également été extrait sur 6 échantillons. Les directions obtenues sont bien définies et antipodales (Tableau 32 et figure 213).

Site	Lat(°S)	Long(°E)	N	n	D	I	k	α95	Pole (Lat)	Pole (Long)	Dp	dm
Goro 1	-22,3	167	17	7	2,4	-45,3	61,2	8,3	321,7	85	6,7	10,5
Goro 2	-22,3	167	13	8	6,2	-48,1	267,2	3,5	309	81,1	3,9	6
Goro 3	-22,3	167	8	7	3,8	-44,4	112,7	6,1	309	85,2	4,8	7,7
Goro 4	-22,3	167	15	6	359	-40	306,5	4,3	35,8	88,4	3,2	5,2
Goro 5	-22,3	167	15	7	184	28,6	27,8	11,9	81,9	193,4	7,2	13,1

Tableau 32 - Coordonnées géographiques, et directions d'aimantation moyenne et pôles paléomagnétiques de Goro. Lat. (°N)= latitude du site ; Long. (°E)= longitude du site ; N=nombre d'échantillons traités ; n=nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne ; D=déclinaison ; I=Inclinaison ; k=paramètre de précision ; α95=rayon du cône de confiance à 95% ; Pole Lat (°N)=latitude du pôle paléomagnétique ; Pôle Lon. (°E)= longitude du pôle paléomagnétique ; dp and dm= erreur autour de la position du pôle.

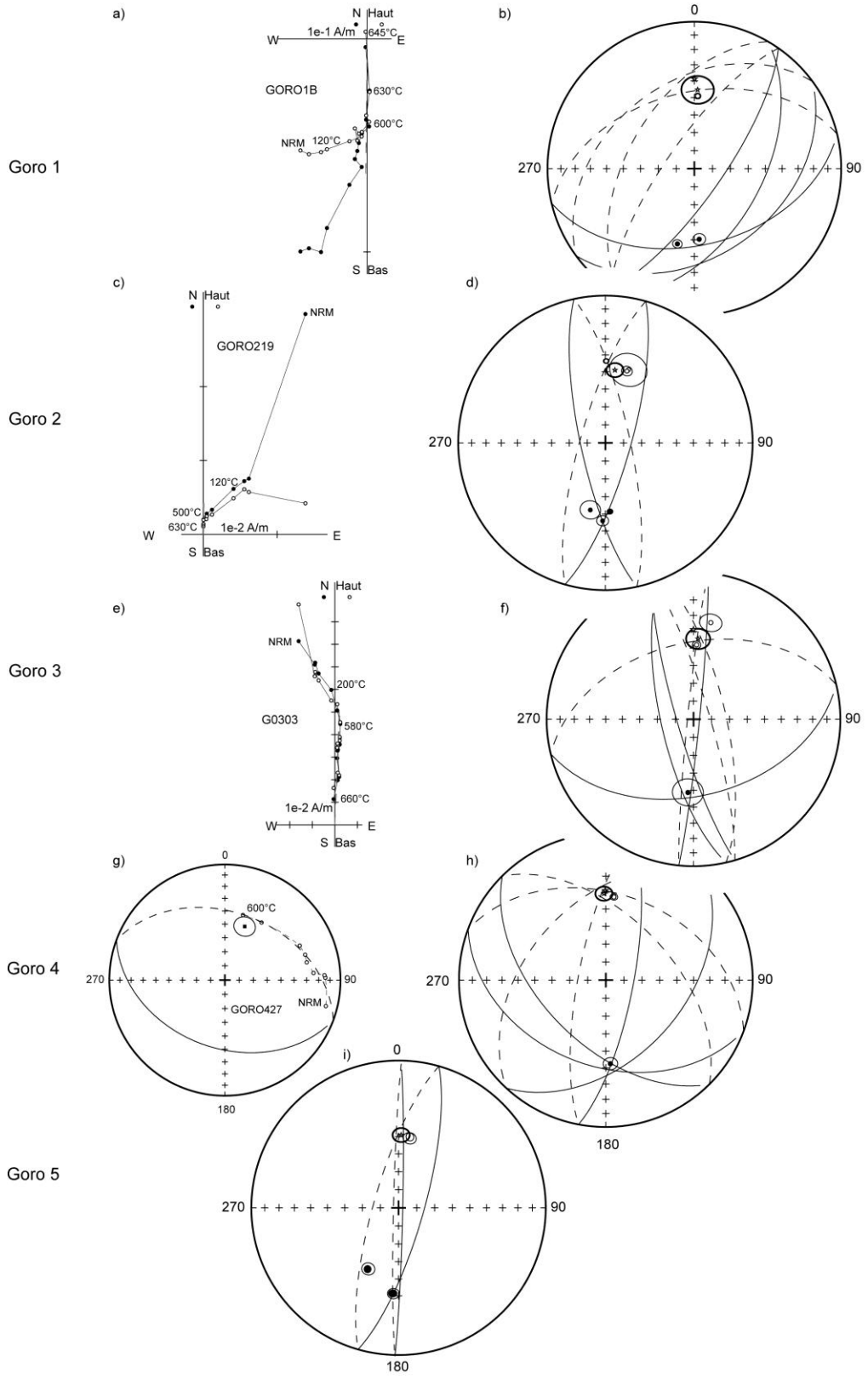


Figure 213 - Désaimantation de l'ARN et directions d'aimantations obtenues pour les différents sous-sites de Goro. a, c, e) Projection orthogonale du vecteur aimantation au cours de la désaimantation thermique pour un échantillon représentatif du sous-site. b, d, f, h, i) Projection à aires conservées des directions d'aimantation et de leur moyenne. Symboles noirs/ blancs : le vecteur aimantation pointe vers le bas/haut, les directions sont normales/inverses. g) projection à aires conservées de la désaimantation de l'échantillon Goro4-27. Etoile: moyenne des directions d'aimantation. Croix grise : direction du champ dipôle actuel.

Les directions d'aimantation moyenne obtenues sur les 5 sous-sites de Goro ont été transformées en pôles paléomagnétiques (Figure 214) et comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse et Courtillot, 2003). Les pôles paléomagnétiques obtenus pour Goro 1 et Goro 3 sont proches du pôle de la CDAP définie pour 10-20 Ma. Le pôle obtenu à Goro 2 est proche du pôle défini pour 25 Ma. Le pôle obtenu pour Goro 4 est proche du pôle de la CDAP défini pour 0-5 Ma. Pour terminer, le pôle de Goro 5 est situé sur le pôle de la CADP défini pour 10 Ma.

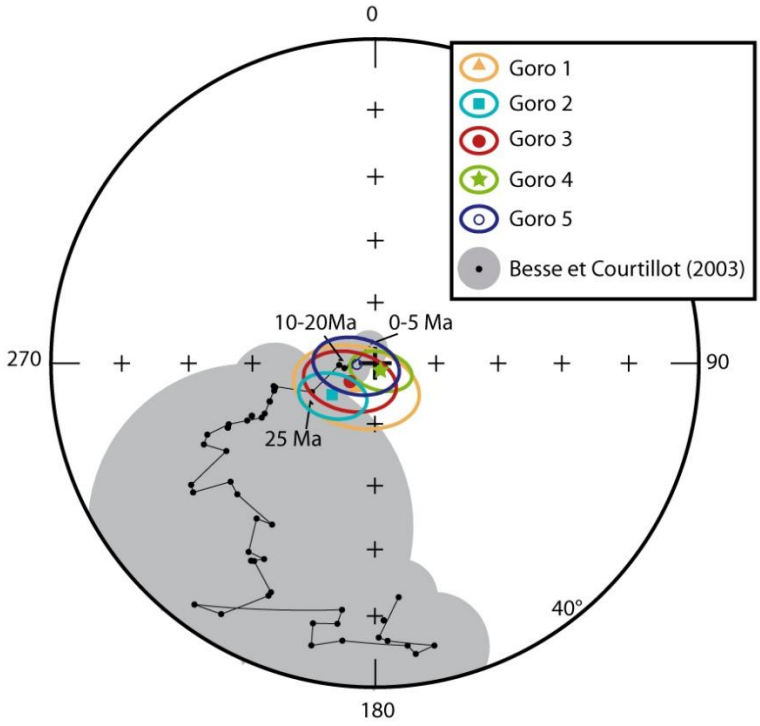


Figure 214 - Pôles paléomagnétiques obtenus pour les différents sous-sites de Goro et comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse and Courtillot, 2003).

Ces résultats indiquent **plusieurs âges** pour les cuirasses des différents replats de Goro. Goro 2 présente l'âge le plus ancien, Goro 1, 3 et 5, un âge intermédiaire, et Goro 4, l'âge le plus jeune. Certains de ces âges peuvent paraître étonnants, rapportés à la position relative des différents replats qui portent les cuirasses datées. En effet, les replats les plus hauts sont censés avoir été façonnés à une période plus ancienne que les replats les plus bas.

Dans cette logique classique de l'étude des paléosurfaces continentales, il est donc normal que Goro 4 présente l'âge le plus jeune, puisqu'il est le plus bas, mais surprenant que Goro 1 ne soit pas le plus ancien, étant le plus haut.

Or il convient de tenir compte des faciès dans lesquels ont été prélevés les échantillons et de leur position au sein d'une verticale. En effet, les faciès observés présentent beaucoup de remplissages par des hydroxydes de fer probablement plus tardifs. Sur le sous-site de Goro 2 c'est bien l'hématite, et donc probablement les **nodules**, qui permettent la datation **la plus ancienne à 25 Ma** tout comme sur le site de Tiébaghi, alors que pour les autres sites, il semblerait (voir pétrographie) que les datations aient été obtenues sur des **matrices hématitiques**. L'évolution d'une matrice goethitique à une matrice hématitique semble donc enregistrer un signal fiable, ce qui

n'est pas le cas lors de la mise en place d'une matrice goethitique/ferrihydritique, qui doit s'illustrer pas des illuviations (signal dispersé).

En conclusion, sur le site de Goro plusieurs âges ont été obtenus, **entre -25 Ma et le Plio-Pléistocène**, dans une cellule d'altération au fonctionnement plus long et complexe que le plateau de Tiébaghi, et probablement encore active.

3.4 Autres résultats

3.4.1 Résultats à confirmer

L'évaluation de l'outil de datation par paléomagnétisme a porté sur le régolithe développée sur roches ultrabasiques, mais aussi sur les régolithes développés au détriment des sédiments post-obduction. Dans cette partie seront présentés brièvement des résultats prometteurs demandant encore des données complémentaires afin de lever les incertitudes.

Le premier site est une dalle de cuirasse à proximité du site des éoliennes de l'Ile des Pins (Bailly *et al.*, 2014). 15 échantillons ont été traités. Un signal basse température porté par la goethite a pu être identifié sur 7 échantillons, ainsi qu'un signal moyenne-haute température portée par l'hématite sur 10 échantillons. Le signal porté par la goethite est cohérent et une direction d'aimantation moyenne a pu être extraite. Les directions d'aimantation portées par l'hématite sont quant à elles dispersées. Le pôle paléomagnétique obtenu pour la composante portée par la goethite tombe en dehors de la courbe de dérive des pôles de l'Australie (Figure 215). L'ellipse de confiance englobe cependant les pôles définis pour **0 et 5 Ma**.

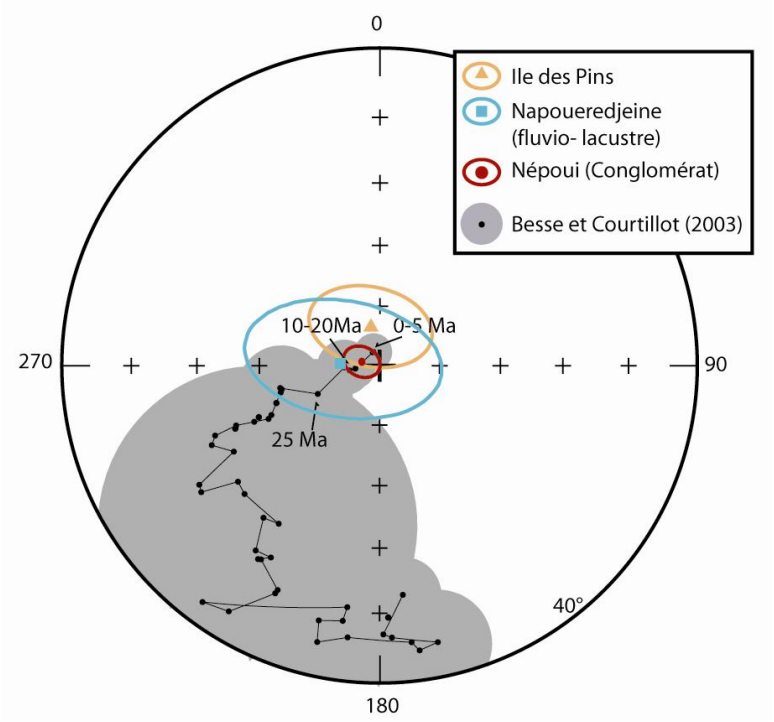


Figure 215 - Pôles paléomagnétiques obtenus pour les sites de l'Ile des Pins, la Napoueredjeine (fluvio-lacustre) et le conglomérat de Népoui, comparés à la courbe de dérive apparente du pôle de l'Australie (Besse and Courtillot, 2003).

Le signal semble donc porté par la phase goethitique sous forme de matrice ou sous forme rubannée (Figure 216 et figure 217), **ce qui semble cohérent avec des précipitations d'hydroxyde de fer sur la partie supérieur de la cuirasse, d'âge actuel à Pliocène.**

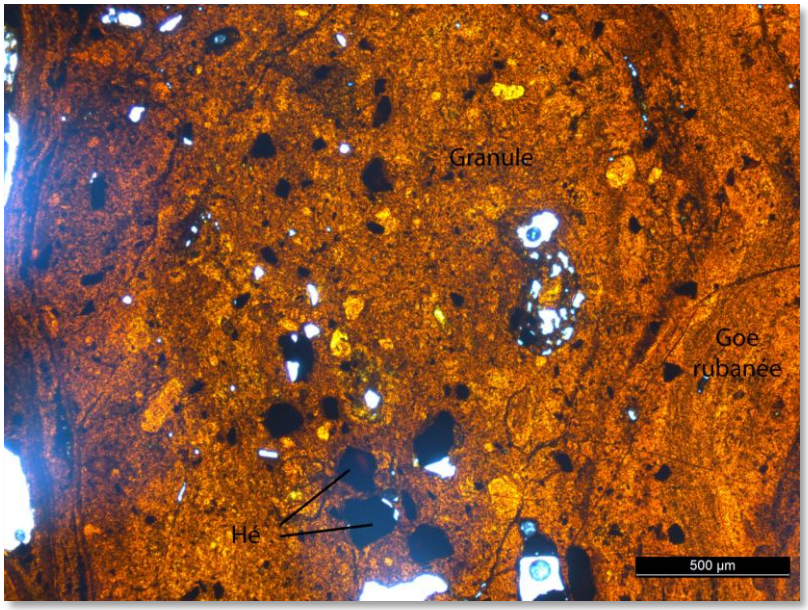


Figure 216 - Goethite rubanée et éléments hématitiques en LTPNA x50 (IDP B-8).

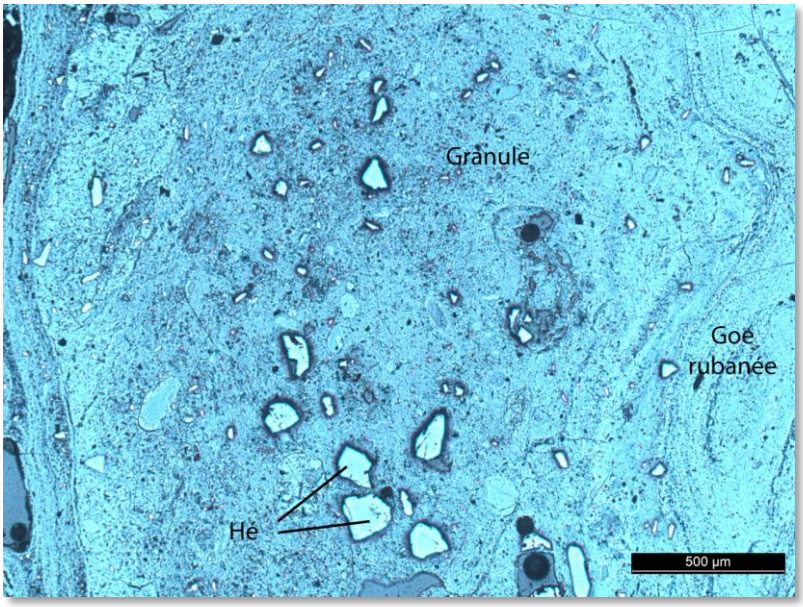


Figure 217 - Goethite rubanée et éléments hématitiques en LRPNA x50 (IDP B-8).

Le deuxième site concerne un affleurement de sédiments de la formation du fluvio-lacustre se situant au point de confluence entre Napoueredjeine et la Rivière des Pirogues. Les faciès observés en macroscopie sur le terrain sont de la cuirasse massive vermiforme à nodulaire au sommet, puis des bancs ferrugineux massifs interstratifiés dans les séquences sédimentaire fluviatiles, et des festons ou concrétions massives, plus

ou moins contournés, qui traversent les unités sédimentaires très souvent en oblique. 10 échantillons ont été traités pour ce site provenant de la cuirasse et des festons ferrugineux. 7 échantillons ont fourni un signal haute température. Au vu des premiers résultats, la coupe de la Napoueredjeine semble une cible intéressante pour effectuer des compléments d'échantillonnages et d'analyses. Toutefois la barre d'erreur est encore trop large pour donner un âge suffisamment précis entre 10 et 20 Ma (Figure 215).

Le dernier site correspond au conglomérat présent sur la presqu'île de Népoui (Quesnel *et al.*, 2011; Ricordel-Prognon *et al.*, 2011). L'analyse microscopique révèle que la matrice siliceuse est pigmentée par des oxydes de fer. En 2010, 18 échantillons ont été traités pour le site de Népoui. Un signal porté par la goethite (désaimantation basse température : 120°C environ) y est enregistré, ainsi qu'un signal haute température porté par l'hématite. Les moyennes obtenues ont été converties en pôle paléomagnétique. Les résultats obtenus donnent un âge compris entre 5 et 15 Ma pour le signal porté par la goethite. Seuls 3 échantillons ont fourni un signal porté par l'hématite, mais les directions semblent cohérentes. En 2011, 11 échantillons ont été traités et 7 ont fourni un signal haute température porté par l'hématite avec une désaimantation autour de 640°C. Les moyennes obtenues ont été converties en pôle paléomagnétique. Il n'a pas été possible d'affiner la moyenne obtenue en 2010 (Figure 215). **Cette donnée révèle que le conglomérat, d'âge Miocène inférieur, s'est probablement altéré puis silicifié (silcrète) ultérieurement.**

3.4.2 Les comportements conglomératiques

Les échantillons étudiés des massifs de Kopéto, Boulinda et des replats qui leurs sont inférieurs en amont de Népoui n'ont pas pu être datés par paléomagnétisme. En effet les directions d'aimantation enregistrées sont multiples et les échantillons de cuirasse se comportent sur le plan magnétique comme des conglomérats. Aucune moyenne n'a pu être calculée, *a fortiori* aucun pôle n'a pu être dégagé (Ricordel-Prognon *et al.*, 2011).

L'étude pétrographique approfondie de ces échantillons a révélé des remaniements de nodules, pisolithes et autres éléments du squelette, ce qui explique le comportement de type "conglomérat" de ces objets porteurs de l'aimantation (Figure 218). Il ne s'agit donc pas de cuirasse ferrugineuse latéritique telle que définie par Tardy (1993), mais d'une "pseudocuirasse", issue du démantèlement de cuirasses, latérites, pisolithes et nodules formés auparavant, i.e. un latosol, recimenté ensuite par les oxydes de fer. Sur le replat inférieur du massif du Boulinda, un ciment siliceux tardif aurait favorisé la préservation des "pseudocuirasses" ferrugineuses. Cette phase siliceuse tardive semble plus abondante à l'aval (en ciment de la matrice du Conglomérat de Népoui), qu'à l'amont du paysage (cuirasse des surfaces intermédiaires du Boulinda).

Ces observations sont en parfait accord avec la position géomorphologique des "pseudocuirasses" échantillonnées, qui moulent la topographie en grands glacis entre les crêtes armées par la péridotite (et la saprolite) et des zones en creux qui sont des dolines actives la plupart du temps, notamment sur le massif du Boulinda. La "pseudocuirasse" étudiée correspondrait à des formations de pente et colluvions issues des profils latéritiques anciens démantelés par érosion, suite à une forte incision du relief. Cette incision du relief pourrait être liée à un fort soulèvement de la zone centrale

de la Grande Terre. Ce soulèvement plus intense est également envisagé comme étant responsable du plus fort étagement des replats dans cette zone.

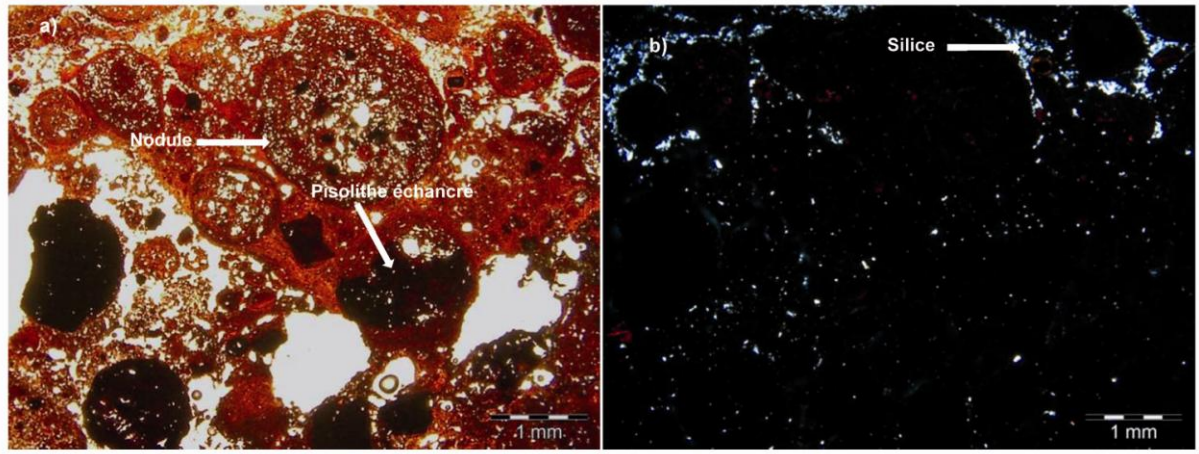


Figure 218 - a) Lame mince d'une pseudocuirasse du Boulinda: on observe de nombreux nodules, pisolithes, ainsi qu'une matrice constituée elle-même d'éléments (LTNA x50) ; b) Les interstices sont composés de silice (LTA x50).

De plus, les observations effectuées lors de la cartographie de la région ont aussi montré dans le secteur du Kopéto une position très élevée de la semelle de la nappe des péridotites, indiquant là aussi une position structurale plus haute. Ce soulèvement y aurait également induit l'érosion d'horizons plus profonds des profils d'altération, emportant vers l'aval du matériel plus saprolitique et serpentineux, qui serait à l'origine de sables et galets de péridotite et de la silice qui cimente les pisolithes et nodules remaniés dans le latosol pour former certaines "pseudocuirasses" et les galets du Conglomérat de Népoui.

En outre, en tenant compte de la proximité géographique et de la relative continuité géomorphologique entre les sites, il est possible d'envisager, à titre d'hypothèse, que la remobilisation de cuirasses et latérites mise en évidence sur les sites de Koniambo, Ouazangou, Oundjo et Tiégamus soit contemporaine de celle montrée sur la paléotopographie du Kopéto-Boulinda à Népoui-Pindaï (Quesnel *et al.*, 2011).

3.5 Conclusions

L'outil de datation par paléomagnétisme a permis d'attribuer un âge à certaines cuirasses coiffant les profils latéritiques, et par extension de dater pour la première fois certaines paléosurfaces. Les âges obtenus sont légèrement plus jeunes, en ce qui concerne les paléosurfaces les plus hautes, que ceux proposés par Chevillotte (2005), qui n'avait pratiqué aucune datation Certains bancs ferrugineux intercalés dans les sédiments fluviatiles de la Fm fluvio-lacustre du Sud ont égalemetn pu être datés, et pour certains sont très anciens.

Deux nuances sont à retenir concernant ces résultats. La première nuance est que les âges obtenus sont des âges correspondant à la partie supérieure d'une cuirasse. Or, lorsque celle-ci est épaisse, le cuirassement peut se prolonger jusqu'au toit des latérites et donc avoir un âge différent. La deuxième nuance est que l'âge obtenu sur les échantillons correspond généralement à la dernière phase de cuirassement ayant affecté

la ferricrète, c'est en fait une phase d'arrêt du système qui est daté, il n'est donc pas impossible que le cuirassement est démarré avant les âges proposés. La caractérisation macroscopique et microscopique des ferricrètes, couplée aux analyses du signal magnétique permettent d'établir que (Figure 219):

- **les cuirasses sommitales des klippes du Nord semblent être d'âge fini oligocène**, avec une datation homogène du plateau de Tiébaghi à -25 Ma. **Ce plateau perché est donc fossile** ;
- les **cuirasses sommitales et intermédiaires des klippes de la côte ouest (Kopéto-Boulinda, Koniambo, ...) sont en fait des pseudocuirasses remaniant des éléments** (nodules et pisolites). **Aucun âge n'a pu être obtenu** du fait du comportement conglomératique durant les analyses. **Ces massifs ont donc subi une érosion très poussée ayant démantelé les premiers régolithes** ;
- **l'étude d'une cellule d'altération dans la région de Goro (Sud du Massif du Sud) a permis d'obtenir plusieurs âges, entre la fin de l'Oligocène (-25 Ma) et le récent (0-5 Ma)**, révélant un fonctionnement plus long et complexe. Des âges récents ont été aussi obtenus sur un site de l'Ile des Pins qui est dans la continuité de la Grande terre

Faciès	Topographie/Géomorphologie	Age	Exemples	Observations
Cuirasse nodulaire, à grandes plages d'hématite	Replats sommitaux	25 Ma	Klippes du Nord (Tiébaghi); Sud du Massif du Sud (Goro)	Altitude, pluviométrie, soulèvement doivent être modérés pour pouvoir conserver cette cuirasse somitale (plateau)
Pseudocuirasse, démentelement puis cimentation	Replats intermédiaires	Inconnu (comportement conglomératique)	Klippes de la côte ouest (Ouazangou, Koniambo, Kopeto Boulinda); Nord du Massif du Sud (Kouaoua)	Cuirasse de colluvionement, moula la topographie en grand glacis entre les crêtes armées
Cuirasse nodulaire à pisolitique à hématite majoritaire(nodules d'hématite et matrice hématitique)	Replats intermédiaires à bas	10 à 20 Ma	Sud du Massif du Sud (Goro)	Cuirasse évoluée provenant de la dégradation des cuirasses nodulaires
Cuirasse nodulaire à pisolitique à goethite majoritaire(nodules d'hématite et matrice goethitique)	Replats bas	0-5 Ma	Sud du Massif du Sud (Goro)	Cuirasse évoluée provenant de la dégradation des cuirasses nodulaires, avec remplissage des vides par de la goethite
Cuirasse massive à matrice goethitique	Replats bas	0-5 Ma	Ile des Pins	Cuirasse évoluée provenant de l'aggradation des cuirasses nodulaires

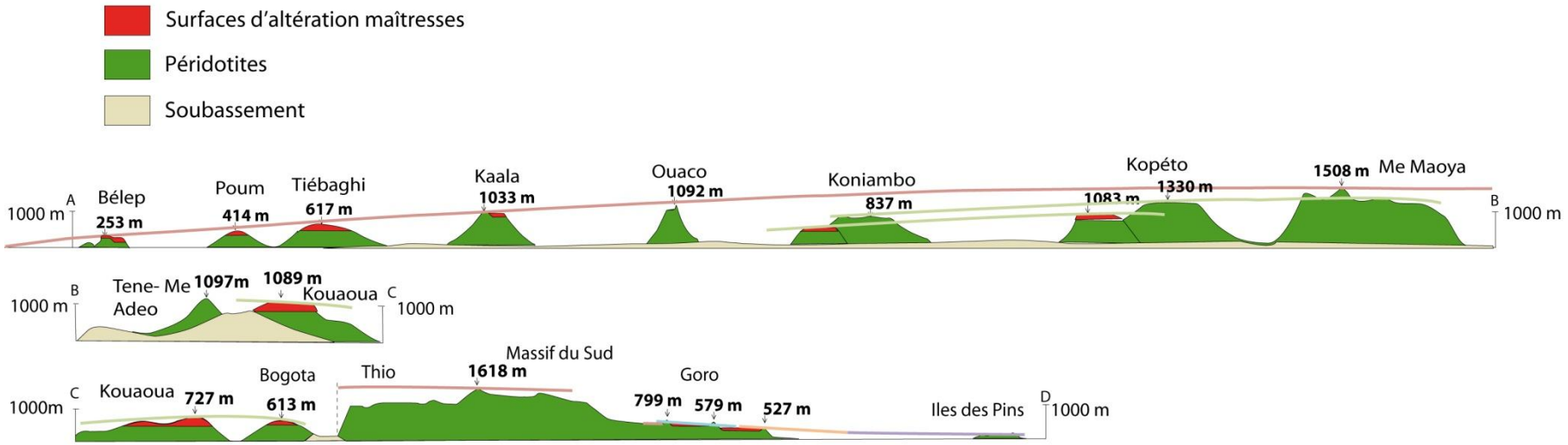


Figure 219 - Tentative de corrélation entre les faciès de cuirasse, les âges obtenus par paléomagnétisme et les paléosurfaces associées. Situation des coupes AB, BC et CD sur la figure 97.

6 EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE POST-OBDUCTION

EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE POST-OBDUCTION

4 Introduction

Le présent travail ne concerne pas seulement aux terrains du régolithe, mais également les **sédiments** déposés durant la période **post-obduction**. En effet, ces sédiments, reprenant en partie des éléments de régolithe démantelé, constituent des élèments importants pour reconstituer l'histoire morphotectonique de la Nouvelle-Calédonie depuis l'Oligocène.
À la lumière de l'ensemble des résultats présentés dans les chapitres précédents, associés à l'étude des sédiments post-obduction , il est possible de proposer un **scénario d'évolution morphotectonique alternatif** à ceux proposés par les auteurs précédents. Les données et interprétations présentées dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication accepté (avec modifications mineures) en mai 2014 à la revue « *Tectonics » : A drastic Lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. B. Sevin, D. Cluzel, P. Maurizot, C. Ricordel-Prognon, G. Chapronière, N. Folcher et F. Quesnel.*

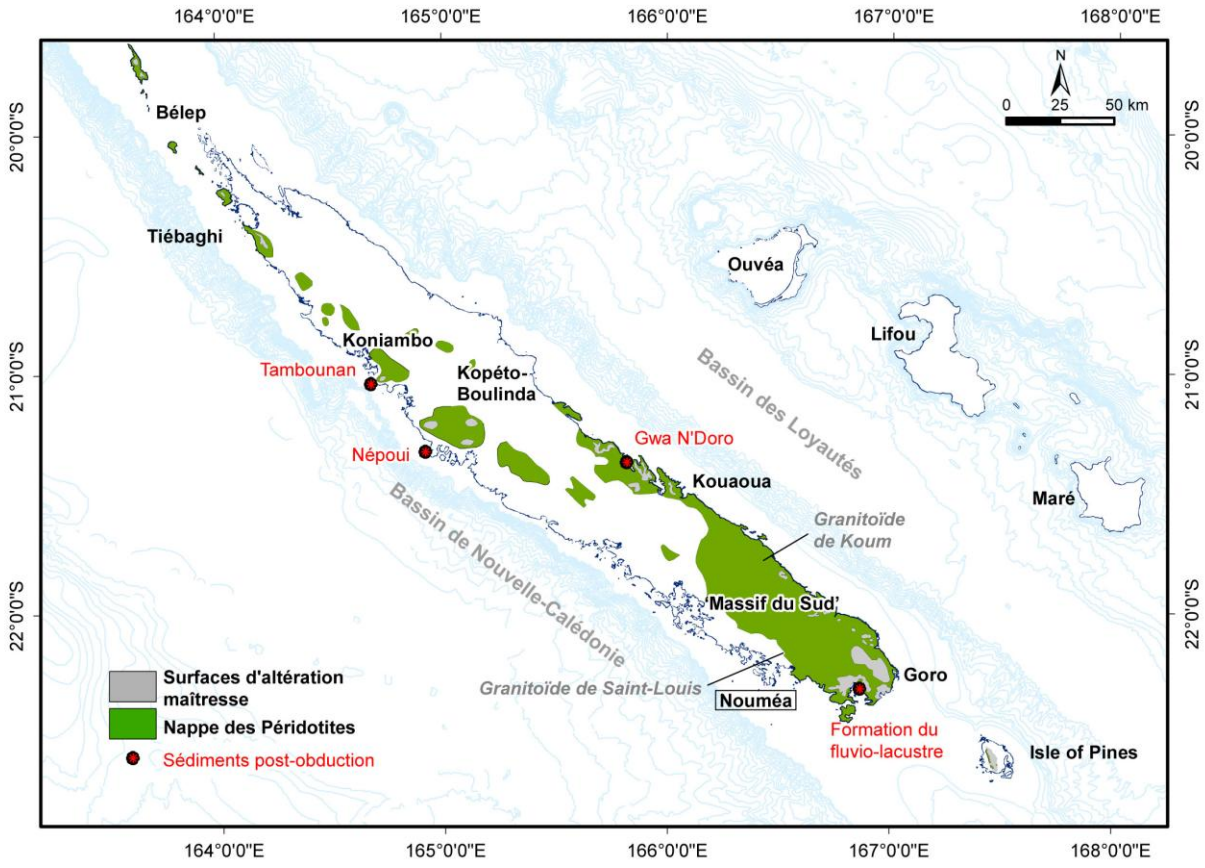


Figure 220 - Carte géologique simplifiée de la Nappe des Péridotites, avec les surfaces d'altération maîtresses et les occurences de sédiments post-obduction

5 Les évènements « post-obduction »

5.1 Le développement du régolithe et l'interprétation des replats

La datation par paléomagnétisme, la cartographie des formations et la géomorphologie nous apprennent que :

- Dès la fin de l'Oligocène (25 Ma) des cuirasses massives et nodulaires (riches en hématite) sont formées sur la paléosurface correspondant actuellement au **plateau** de Tiébaghi (Sevin *et al.*, 2012b). Il est possible d'en déduire : i) qu'**à la fin de l'Oligocène, l'émersion** (en tout cas pour le Nord) **est terminée** ; ii) que de par sa forte épaisseur et son extension, **cette paléosurface s'est formée** en position probablement beaucoup moins déconnectée du réseau hydrographique qu'actuellement (nappe phréatique pérenne), et donc **à plus faible altitude relative** ; iii) qu'**un évènement postérieur à 25 Ma est responsable de l'isolement du massif** ; iv) que cette paléosurface subit une érosion modérée depuis le Miocène (l'érosion n'ayant lieu que sur les bords et les pentes de ce plateau).

Ces observations concordent avec la morphologie tabulaire de Tiébaghi et son relief de moyenne altitude, qui le rendent moins sujet à l'érosion que les klippes de la côte ouest. **Ces observations sont généralisables à l'échelle des klippes du Nord qui présentent le même type de plateau sommital préservé : Poum et Bélep.**

De plus, **l'inclinaison de 8° vers l'ouest du plateau** de Tiébaghi ne semble pas intervenir en correction des datations (Figure 202), **elle est donc acquise avant 25 Ma**.

Il est probable, mais non démontré, que l'évènement responsable de ce phénomène soit l'exhumation du complexe métamorphique ou le rééquilibrage isostatique (Lagabrielle et Chauvet, 2008).

À l'échelle globale, il est à noter que **cette première période de cuirassement se corrèle à l'intervalle chaud du LOWE** (Late Oligocene Warm Event ; Figure 94 ; Zachos *et al.*, 2001; 2008).

- **La cuirasse sommitale**, correspondant à celle décrite sur Tiébaghi, **n'existe plus sur les autres klippes de la côte ouest** : Ouaco, Koniambo, Kopéto-Boulinda, Me Maoya. En effet, soit cette cuirasse n'est pas préservée, soit les cuirasses observées présentaient un faciès de **« pseudocuirasse »** (impossible à dater en paléomagnétisme de par leur nature conglomératique) correspondant au remaniementd'un régolithe plus ancien (avec silice imprégnant la matrice des cuirasses les plus hautes du Kopéto ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2011). La morphologie de ces massifs est constituée de **plateaux étagés**, mais le manque de datation ne permet pas de savoir si ces plateaux sont uniquement liés à des décalages liés à des failles ou à plusieurs morphogenèses successives. Les observations morphologiques montrent que **le réseau hydrographique semble s'être profondément incisé** dans ces klippes, jusqu'à atteindre la semelle de l'ophiolite. De plus l'orientation du réseau réutilise les grands linéaments du type N110° (axe de l'île) ou N30° (oblique à l'axe de l'île). À l'échelle des replats, des dolines très prononcées, ainsi que des crêtes érodées, témoignent d'**un karst démantelé**. **Le bombement de l'île, dessiné par les surfaces sommitales des klippes du Nord** (Figure 219 ; d'axe NW-SE) **ne semble pas se poursuivre sur les klippes de la côte ouest**, appuyant l'idée que les plateaux sommitaux de ces klippes ont

entièrement disparu. Sur la base de l'observation des sites de Kouaoua et Nakéty, **ces caractéristiques sont généralisables au Nord du Massif du Sud**. **Ce grand ensemble structural de klippes semble donc avoir subi d'importants mouvements verticaux, probablement postérieurs à 25 Ma, responsables du démantèlement du régolithe.**

- **Le Sud du Massif du Sud** a subi une histoire différente. Les datations **montrent trois intervalles de cuirassement : 25 Ma, 10-15 Ma et 0-5 Ma** (Sevin *et al.*, 2012b ; observée aussi à l'Ile des Pins). Du point de vue des datations, cette région semble donc avoir subi **une succession d'étapes d'altération**, et la morphologie appuie cette idée. En effet, **le Sud est constitué d'alvéoles d'altération, marquées par des bassins remplis de latérite épaisse, et un karst actif**. Par conséquent, en dehors du soulèvement récent (< 200 ka) et très limité (< 10m) dû au bombement lithosphérique provoqué par la subduction du Vanuatu, cet ensemble parait avoir été **préservé d'un soulèvement et donc d'une intense érosion**. **Une limite morphologique nette apparait lorsqu'on s'approche de la Montagne des Sources**, où le relief devient beaucoup plus montagneux, les travaux cartographique de cette étude montrent un décalage important dans la pile ophiolitique au niveau des flancs d'une faille supposée par Prinzofher (Prinzhofer, 1981), marquée par une différence d'altitude de plus de 1 000 m entre deux corps de gabbros cumulats normalement continus (Montagne des Sources/Ouénarou). Du point de vue paléoclimatique, **l'intervalle de cuirassement Miocène (10-15 Ma) semble très bien se corréler à l'optimum climatique MMCO** (Middle Miocene Climatic Optimum; Figure 94 ; Zachos *et al.*, 2001; 2008) **ainsi qu'aux évènements identiques survenant en Australie** (cf. chapitre 3 ; Smith *et al.*, 2009).

Il est intéressant de noter que les différentes scenarii vécus par ces grands ensembles se corrèlent aux différents types de minerais de nickel observés en Nouvelle-Calédonie (cf. chapitre 7).

5.2 Le plutonisme fini-oligocène

Ainsi qu'il a été indiqué dans le Chapitre 2, les caractéristiques géochimiques et isotopiques des granitoïdes du Sud ont permis de montrer que :

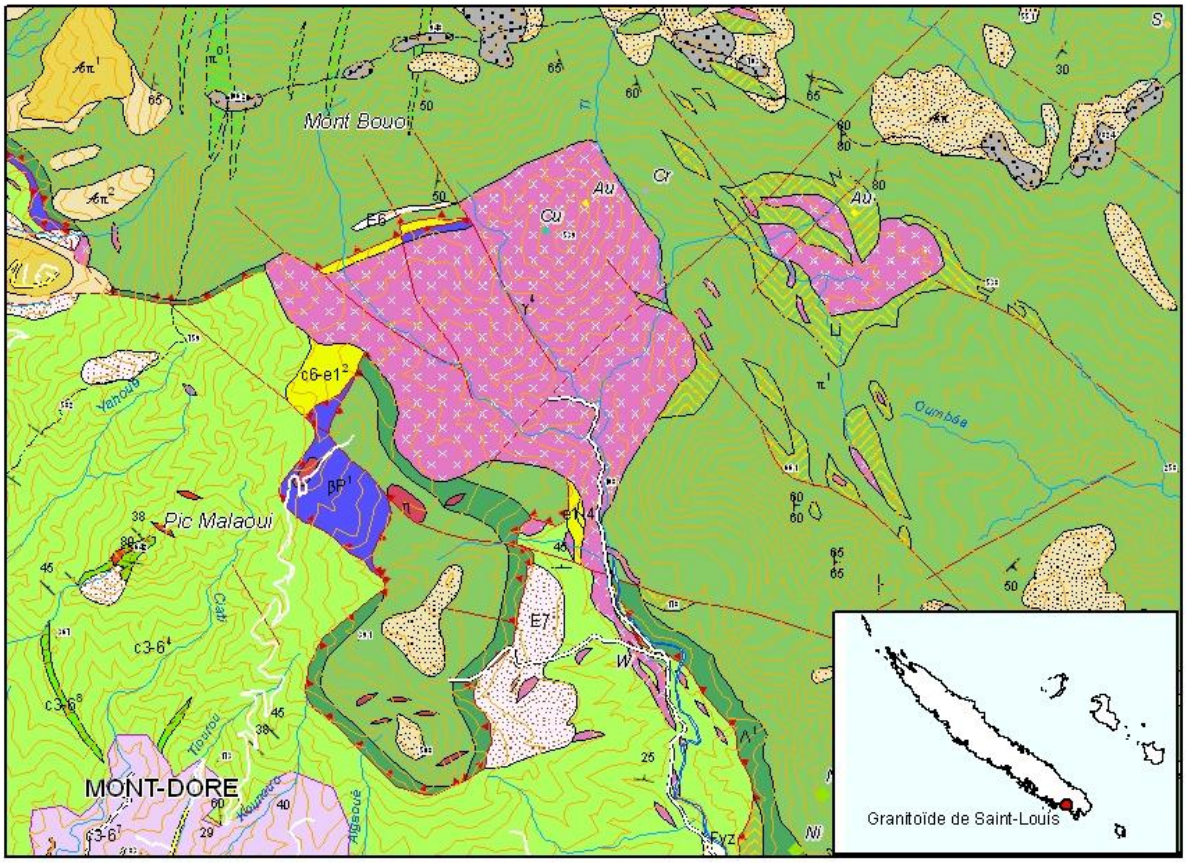
- Ces granitoïdes ont des âges de **27,5 et 24 Ma (Oligocène supérieur)** respectivement pour la granodiorite de Saint-Louis et l'adamellite de Koum – Borindi (Paquette et Cluzel, 2007) ;
- Ces granitoïdes calco-alcalins (riches en potassium) sont des **magmas mantelliques d'arc, non contaminés** par la croûte continentale (Cluzel et *al.,* 2005) ;
- **Le granitoïde de Koum est marqué par un appauvrissement en terres rares pouvant être dû à un équilibre avec le matériel sous-crustal** de faciès granulite trouvé en enclaves (Paquette et Cluzel, 2007) ;
- **Le granitoïde de Koum présente également un enrichissement relatif en Nb, Ta et Hf, suggérant l'intervention d'une source asthénosphérique non métasomatisée**;
- **Une subduction très vite avortée le long de la côte ouest serait responsable de la mise en place du granitoïde de Saint-Louis** (anomalies de tomographie télésismique le long de la côte ouest ; Regnier, 1988) ;
- **Une rupture de la plaque plongeante de la première subduction serait à l'origine de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique synchrone de la mise en place du granitoïde de Koum.**

Récemment, dans le cadre de travaux menés en parallèle de cette présente thèse, des résultats de **thermochronologie** ont été obtenus par **traces de fission et U-Th/He sur des apatites du granitoïde de Saint-Louis** (site de « Comète ») montrant des **âges de refroidissement à 30-25 Ma** (données de Barbarand, *in* Quesnel *et al.*, 2012 ; publication en cours). Ces âges, très proche de ceux de l'intrusion (27 Ma, U-Pb sur zircon) et du refroidissement de la biotite (25 à 24,5 Ma ; Guillon et Trescases, 1975; Paris, 1981; Black *et al.*, 1994), suggèrent **un refroidissement rapide s'expliquant** soit i) par une mise en place peu profonde peu compatible avec les textures de la granodiorite, soit ii) **par une exhumation rapide peu après sa mise en place.**

L'étude **métallogénique** et **structurale** (à grande échelle) des deux granitoïdes est aussi riche d'enseignements. En effet, le pluton de Koum est associé à une ceinture de roches carbonatées et siliceuses, les **listvénites** provenant de l'altération hydrothermale de serpentinites, partant de **sa périphérie et se prolongeant jusqu'à Nakéty** (50 km plus au NW). Ces **listvénites soulignent les grandes fractures régionales N110°E** qui affectent la Nappe des Péridotites mais aussi son substratum. Dans **la région de Nakéty, ces roches sont associées à des filons de quartz à stibine** (paragenèse à Sb, W, As, Hg, Au ; Jacob, 1985). La **granodiorite de Saint-Louis est elle aussi, associée à des lisvénites, la minéralisation est principalement à Au (Cu plus faiblement) et l'altération hydrothermale semble moins marquée** que pour la région de Koum (Jacob, 1985). En revanche **une altération potassique** est bien présente ainsi que ne nombreux filons de quartz. En termes de gîtologie, les élèments à retenir sont donc les suivants :

- La **granodiorite de Saint-Louis à minéralisation principalement aurifère comparable aux porphyres orogéniques rencontrés dans les marges du type andin** (type « *Au-dominated porphyry* » de Laznicka, 2006) ;
- **Les lisvénites de la côte est, à minéralisation du type Sb, W, As, Hg, Au semblent être symptomatiques de l'expression de fluides hydrothermaux remontant de granitoïdes plus profonds, à la faveur de roches très fracturées** (type *« Antimony deposits »* de Laznicka, 2006).

En conclusion, les arguments géochimiques, isotopiques, structuraux et métallogéniques convergent pour confirmer que le granite de Saint-Louis est un granitoïde symptomatique d'une zone de subduction et que l'adamellite de Koum-Borindi un peu plus récente, est associée à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique (contamination par du manteau juvénile) et que pour finir, les lisvénites atteignent les zones superficielles à la faveur des fractures régionales N110°.



Formations fluviatiles et littorales
- Alluvions actuelles et récentes, Fyz

Formations d'épendages et de versants
- Formations de pente à débris ferrugineux, E7
- Epandages de blocs de cherts dépigmentés (Caillasse siliceuse), E6

Formations d'altération
- Cuirasses disloquées et démantelées, $\mathscr{C}^3$
- Latérites minces sur péridotites, $\mathscr{A}\pi^2$
- Latérites épaisses sur péridotites, $\mathscr{A}\pi^1$
- Latérites indifférenciées sur péridotites, $\mathscr{A}\pi$

Unité sédimentaire d'âge crétacé supérieur - paléocène
- Calcaires micritiques à cherts et foraminifères planctoniques, e1-4
- Cherts noirs ("Phtanites"), c6-e1²
- Tufs remaniés acides, c3-6⁸
- Ignimbrites, rhyolites, trachytes, c3-6⁷
- Argilites, grès, schistes tufacés indifférenciés, c3-6⁴

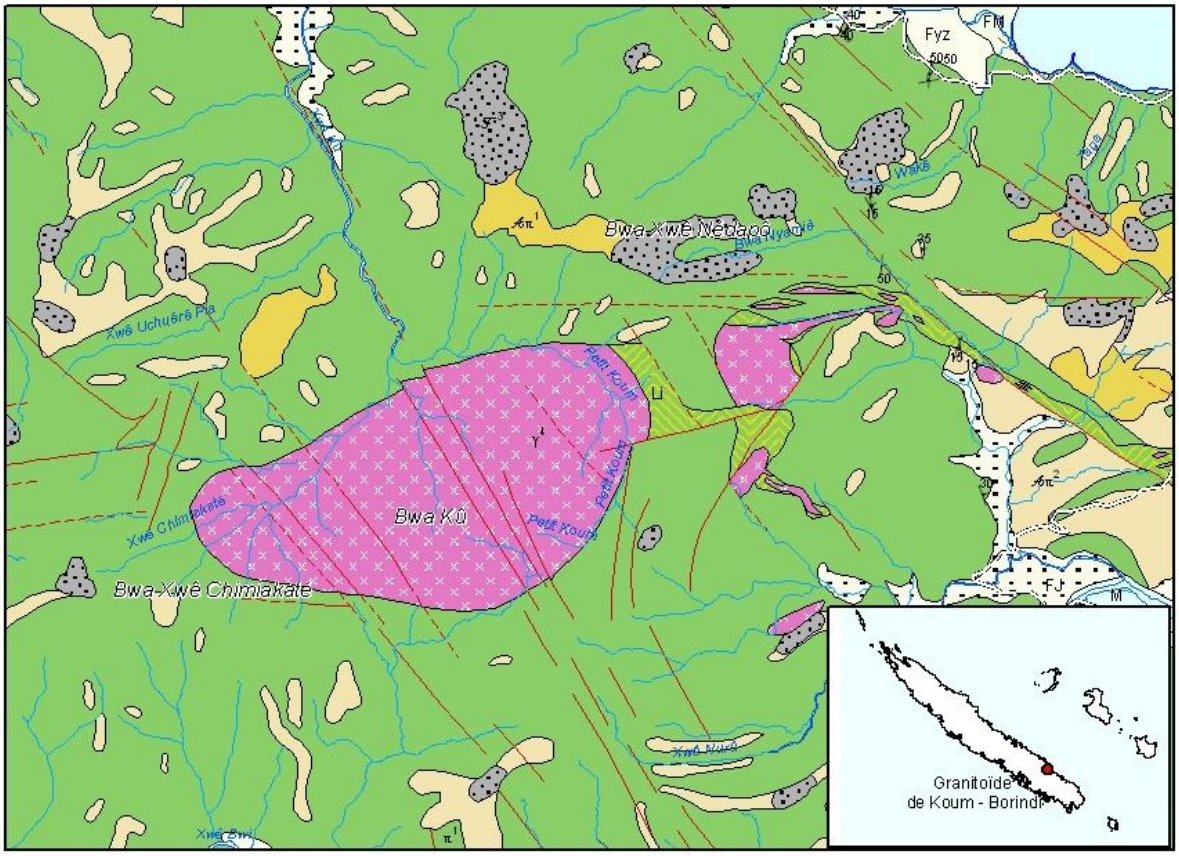
Unité de Poya
- Basaltes et dolérites indifférenciés, βP^1

Intrusifs post-obduction
- Granodiorites, adamellites, microgranites, γ^4
- Listvénites, Li

Intrusifs post-péridotites
- Diorites, diorites quartziques, amphibolites, η

Nappe des péridotites
- Harzbourgites, π^1
- Dunites, π^0
- Serpentinites, Λ^1

Figure 221 - Carte géologique et localisation du granitoïde de Saint-Louis



Formations fluviatiles et littorales

- Formations littorales indifférenciées, M
- Alluvions et formations littorales associées, FM
- Cônes de déjection indifférenciés, FJ
- Alluvions actuelles et récentes, Fyz

Formations d'altération

- Cuirasses disloquées et démantelées, $\mathcal{F}^3$
- Latérites minces sur péridotites, $\mathcal{A}\pi^2$
- Latérites épaisses sur péridotites, $\mathcal{A}\pi^1$

Intrusifs post-obduction

- Granodiorites, adamellites, microgranites, γ^4
- Listvénites, Li

Nappe des péridotites

- Harzburgites, π^1
- Péridotites indifférenciées, π

N

1:50 000

0 0,5 1 2 km

Figure 222 - Carte géologique et localisation du granitoïde de Koum-Borindi

5.3 Les sédiments post-obduction

5.3.1 Les sédiments de Népoui

Le Miocène de Népoui affleure dans les falaises des péninsules de Muéo et de Pindaï, ainsi que sur les îlots de la baie de Népoui (Coudray, 1976 ; Figure 224). Classiquement, le conglomérat de Pindaï a été interprété comme le résultat d'une transgression marine miocène sur une pente inclinée (Routhier, 1953; Latham, 1974; 1975; Paris, 1981), mais **la découverte récente d'un calcaire récifal d'âge Miocène inférieur, épais d'environ 120 m** (Maurizot, 2011b ; publication en préparation ; Figure 225) **remet fortement en cause cette interprétation**. En effet, la présence d'un calcaire récifal sous le conglomérat et la subsidence associée suggèrent que l'essentiel du rééquilibrage isostatique post-obduction (Lagabrielle *et al.*, 2005; Lagabrielle et Chauvet, 2008) est d'ores et déjà achevé. Cette situation est comparable à celle de l'Oman où les premiers calcaires marins viennent recouvrir l'ophiolite quelques millions d'années seulement après l'obduction. La signification de ce conglomérat doit donc être réévaluée.

Les terrains miocènes de la région de Népoui plongent doucement vers le lagon (<5°) et recouvrent en discordance l'Unité de Poya et le Flysch de Népoui (Figure 226). **Ces sédiments se composent de deux formations** (de bas en haut ; Figure 224) : **i) la Formation inférieure de Népoui** (le Membre du calcaire récifal du Chapeau Chinois, le Membre des sables verts à *Operculina* et le Membre du calcaire de Xuudhen) et ii) **la Formation supérieure de Népoui** (le Membre du conglomérat de Pindaï, le Membre du Wharf et le Membre du calcaire bioclastique de Népü).

i. *La Formation inférieure de Népoui*

La Formation inférieure de Népoui est formée principalement d'**un calcaire coralgal de 120 m d'épaisseur**, dont seuls les 20 m supérieurs affleurent sur la côte ouest de la péninsule de Pindaï (Xuudhen). Cette Fm disparaît rapidement vers le Nord sous le conglomérat et s'épaissit vers le Sud, sous le niveau de la mer. Un forage (Figure 224) a permis de reconnaitre 105 m de calcaire. La base de la Fm est constituée d'un conglomérat de 10 cm d'épaisseur moyenne formé de graviers et galets altérés du Flysch Éocène de Népoui, mélangés avec des bioclastes miocènes. Ce conglomérat de base est recouvert par un grès à grain fin discordant, composé d'éléments de serpentinite arrondis et de chromites plus ou moins oxydées. La majeure partie de la Fm est par la suite constituée d'un calcaire récifal et bioclastique à éléments de corail *in situ,* parfois de dimensions importantes (Mb du calcaire récifal du Chapeau Chinois). Plusieurs séquences, de 20 à 30 m d'épaisseur, peuvent être distinguées. De façon symptomatique, le calcaire jaunâtre contient des lits ou de petites poches de latérite remaniée. Le sommet est formé de sables bioclastiques calcaires blanchâtres à verdâtres (Mb des sables verts à *Operculina*), **riches en grands foraminifères benthiques,** en petits massifs isolés de corail, en rhodolithes en position de vie, et **quelques rares foraminifères planctoniques**. **L'association sédimentaire et l'assemblage faunique sont typiques d'un environnement de récif frangeant avec dépôt de sables lagonaires.**

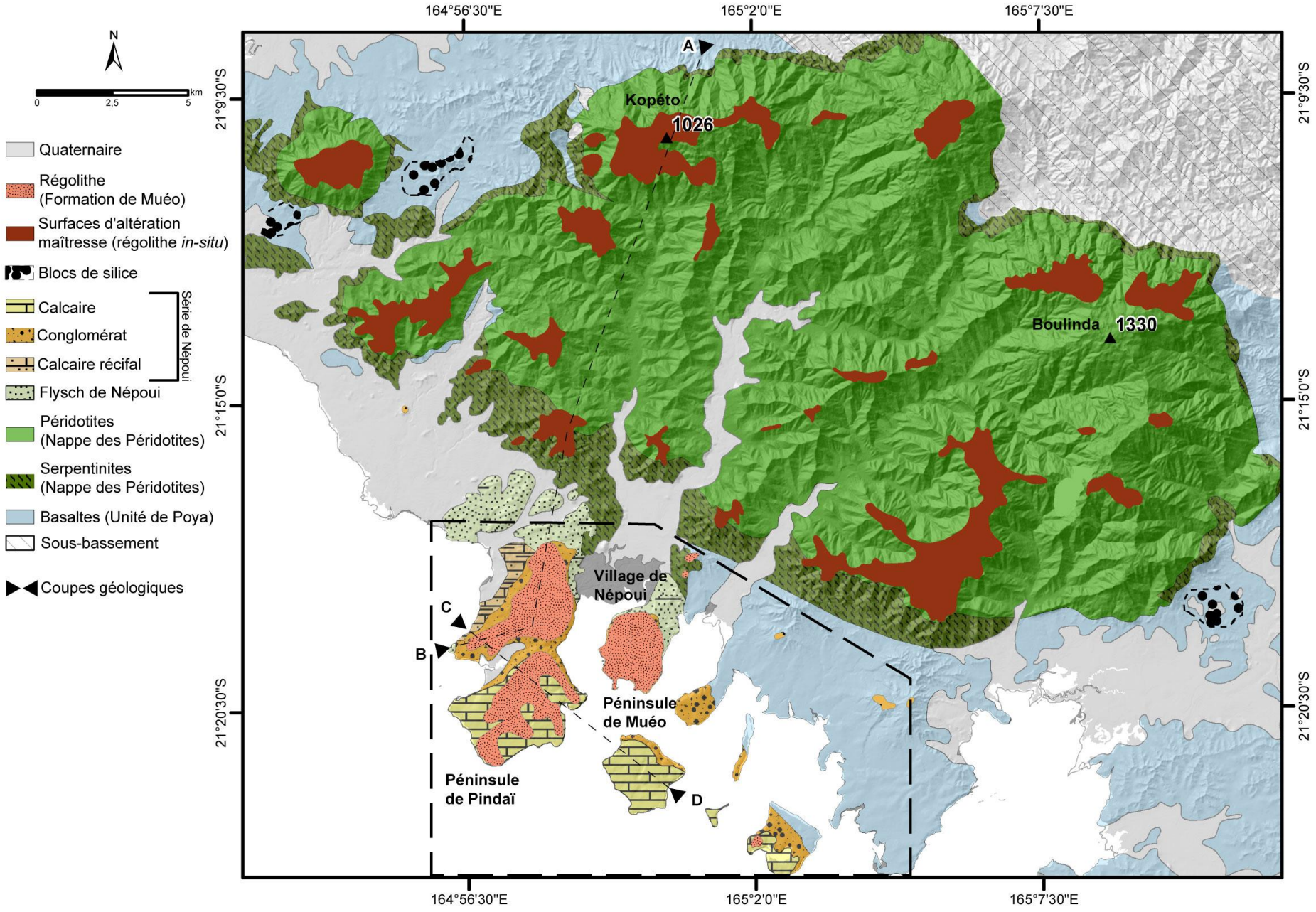


Figure 223 - Carte géologique simplifiée de la région de Népoui

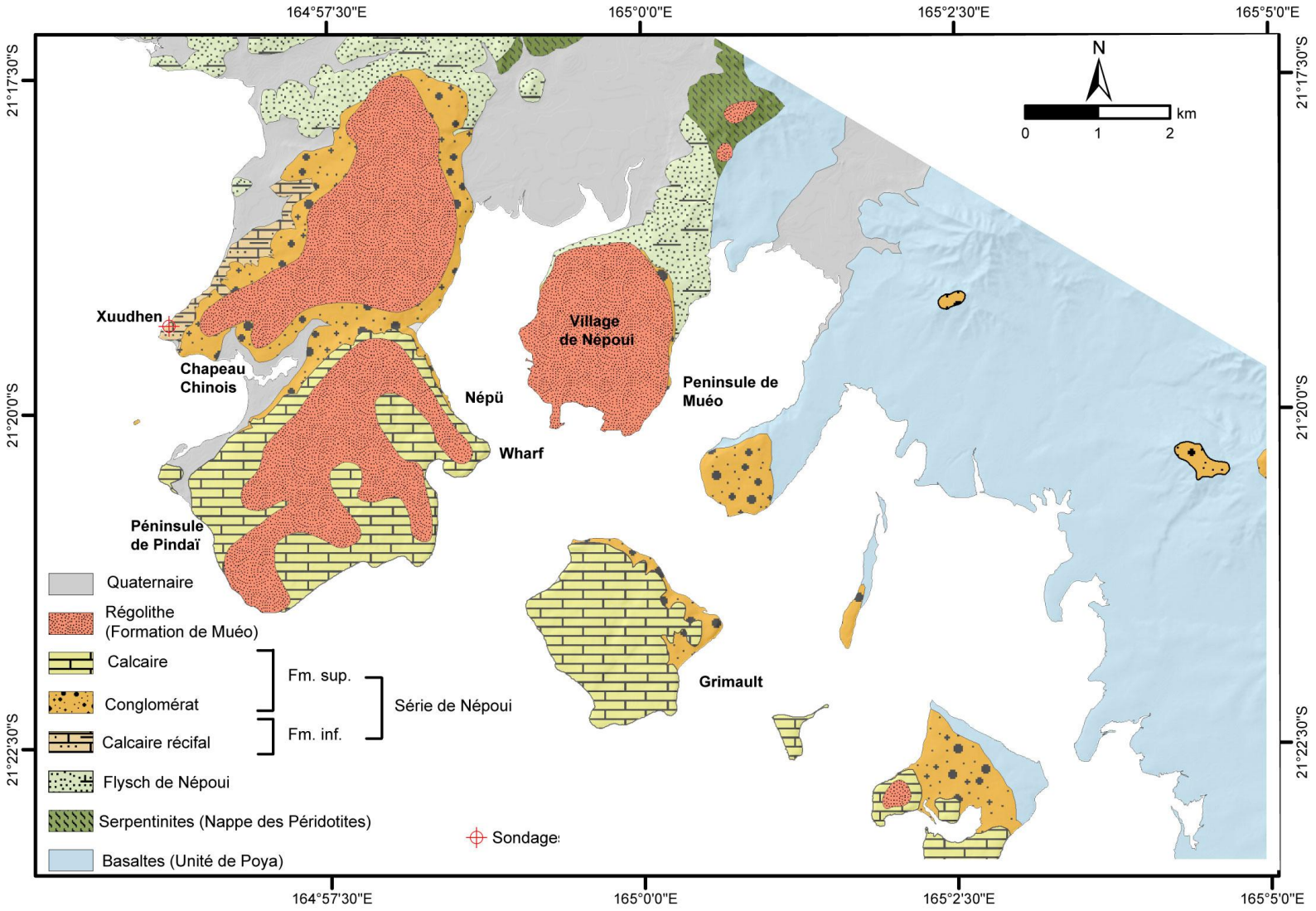


Figure 224 - Carte géologique simplifiée de la baie de Népoui indiquant l'implantation du sondage (Xuudhen)

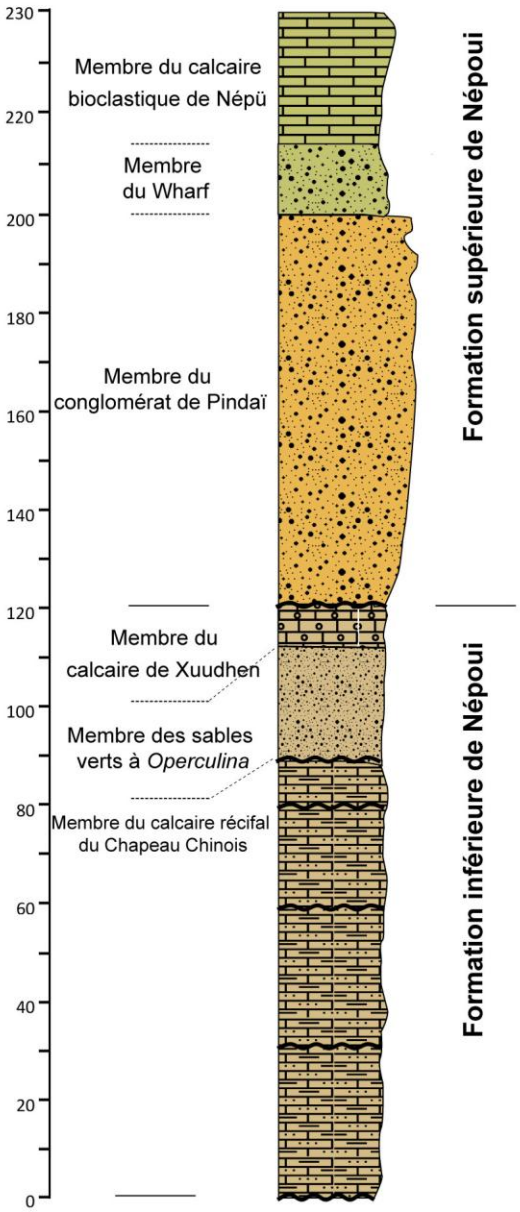


Figure 225 - Log simplifié du Groupe de Népoui

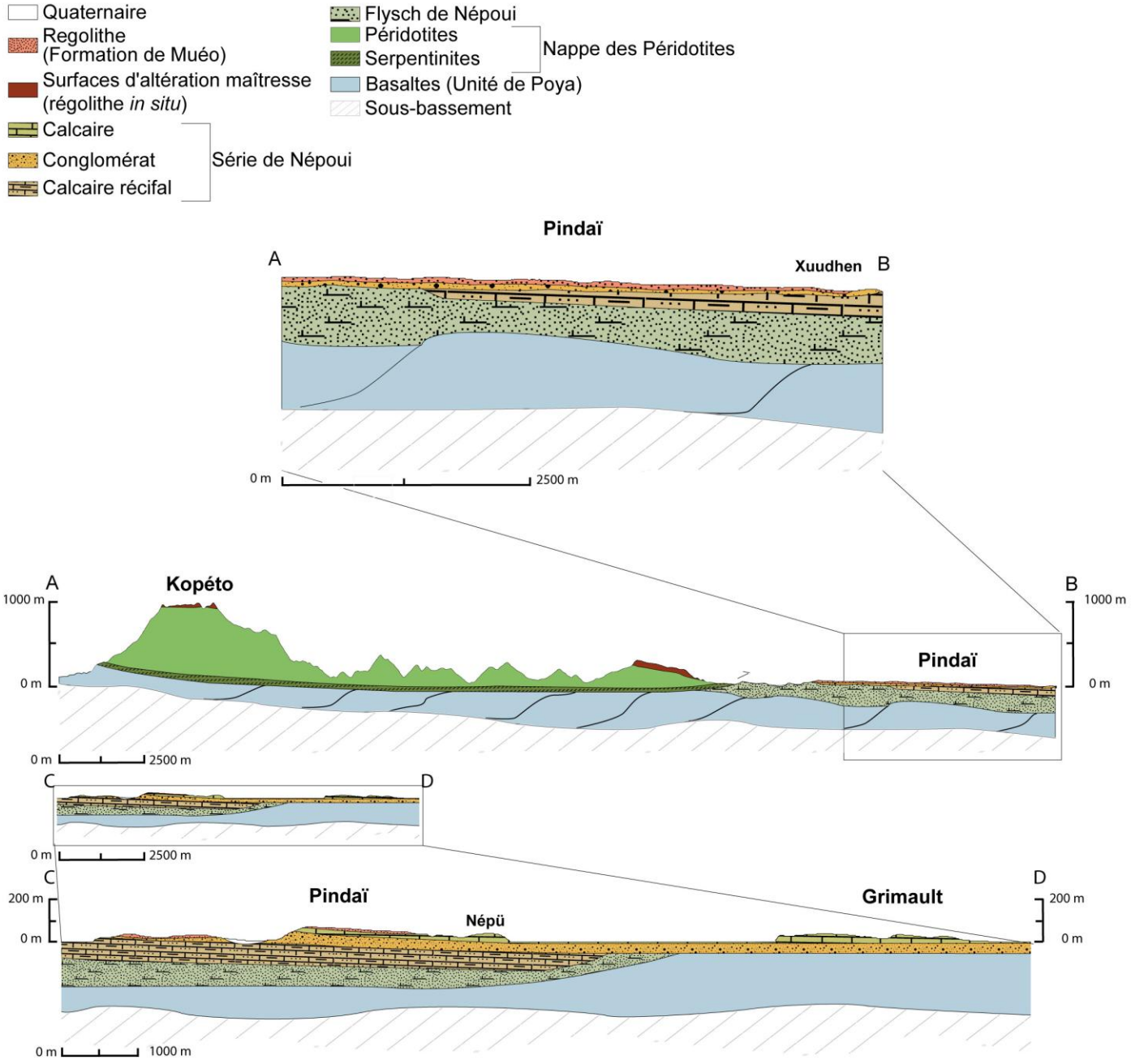


Figure 226 - Coupes géologiques dans la région de Népoui (exagération verticale x2) ; pour la localisation des coupes voir figure 223

ii. *La Formation supérieure de Népoui*

Cette Fm, d'environ 110 m d'épaisseur, est formée de trois membres qui sont de bas en haut : **i) l**e **conglomérat torrentiel (Mb du conglomérat de Pindaï), ii) un conglomérat calcaire de transition (Mb du Wharf), et iii) le calcaire bioclastique supérieur (Mb du calcaire bioclastique de Népü)**. La base présente une limite érosive et commence par un **conglomérat discordant très grossier** (Figure 227), **épais de 80 m**, et déposé dans **un environnement fluviatil à régime torrentiel** (cône alluvial ; Coudray, 1976; Paris, 1981). Ce conglomérat se compose de plusieurs séquences, chacune de 10 à 20 m d'épaisseur, dans lesquelles les éléments grossiers l'emportent largement sur la matrice. Des blocs bien arrondis (jusqu'à 80 cm de diamètre), des galets, des graviers, et des sables, sont symptomatiques d'un milieu de dépôt de très haute énergie comme l'indiquent de nombreuses structures érosives intra-séquences, la taille des éléments, les chenaux et les stratifications entrecroisées (Figure 228).

Figure 227 - Conglomérat de Pindaï à proximité du wharf de la SLN, sur la presqu'île de Muéo (Photo : L. Alizert)

Des lits d'argile nontronitique, de quelques centimètres d'épaisseur, s'intercalent à la partie supérieure du conglomérat (Coudray, 1976). Les éléments du conglomérat proviennent du **calcaire sous-jacent** (blocs de corail) et **de la Nappe des Péridotites et de son cortège intrusif** (serpentinite, péridotite serpentinisée, rares dolérites et roches felsiques à amphibole). Les galets de dolérite sont des tholéites d'arc, leur géochimie est identique à celle des filons recoupant la Nappe des Péridotites et ne proviennent donc pas de l'Unité de Poya. Ainsi, **ces observations démontrent une érosion intense et profonde des péridotites en amont (Kopéto-Boulinda)**. Des fragments de bois fossile, silicifiés et ferruginisés, sont communs dans les lits du conglomérat (troncs, branches, feuilles et graines). Le sommet du conglomérat est recouvert localement par **des latérites colluvionnées ou par des ferricrètes *in situ*** contenant des rhizoconcrétions et des racines d'arbres en position de vie, fournissant la **preuve d'une émersion prolongée accompagnée d'altération météorique**.

Les éléments et la matrice sont altérés à différents degrés, et présentent localement des silicifications (calcédoine/opale et quartz) et concrétions de magnésite/giobertite, par apport massif de Si et Mg lessivés à l'amont du massif. Des concentrations importantes en Ni sont aussi connues (Coudray, 1971). Les éléments de

péridotites sont en général très altérés, alors que dolérites et roches felsiques le sont peu. Une autre caractéristique remarquable est la présence de galets et de blocs de cuirasse d'une taille atteignant jusqu'à 1 m. **La présence d'éléments du régolithe donne la preuve d'une érosion des profils latéritiques sur péridotites pré-Miocène ; tandis que la cuirasse *in situ* et les silicifications indiquent la poursuite de l'altération après le dépôt du conglomérat.**

Le conglomérat passe progressivement à des sédiments déposés dans un environnement mixte terrestre/marin (Membre du Wharf), d'environ 15 m d'épaisseur. Les deux faciès principaux sont des sables verts à rouille avec des grains de serpentinites altérés, semblables à ceux observés dans la Fm inférieurede Népoui, et un conglomérat chenalisé. Ce conglomérat contient de nombreux fragments de bois fossile, et est intercalé avec des sables bioclastiques à foraminifères avec des stratifications entrecroisées du type « *herringbone* » liées à des rides de courant, typiques d'**un environnement subtidal**. Bien que moins altéré que le conglomérat sous-jacent, la matrice et les bois fossiles sont souvent silicifiés. Les lithoclastes sont de nature variée : des péridotites serpentinisées, des serpentinites, des grains d'olivine, de pyroxène, de chromite, des dolérites, du jaspe, de la silice, de la magnésite, des latérites et cuirasses.

Le Mb du calcaire bioclastique de Népü, épais de 20 à 30 m, est composé de plusieurs séquences de **calcaire bioclastique**, **intercalées avec des lits de nature plus terrigènes, telle que des latérites colluvionnées ou des micro-conglomérats**. **Il faut signaler quelques galets de sédiments (cherts noirs et grauwackes), preuves d'une érosion atteignant le substratum de la Nappe des Péridotites.** L'**environnement péri-récifal** est marqué par des sédiments bioclastiques très fossilifères, des fragments de coraux, des algues, des coquillages, des oursins, des gastéropodes et des tubes de vers (Coudray, 1976). **La succession globale de la Fm supérieure de Népoui enregistre donc la transition d'un cône de déjection à un environnement subtidal.**

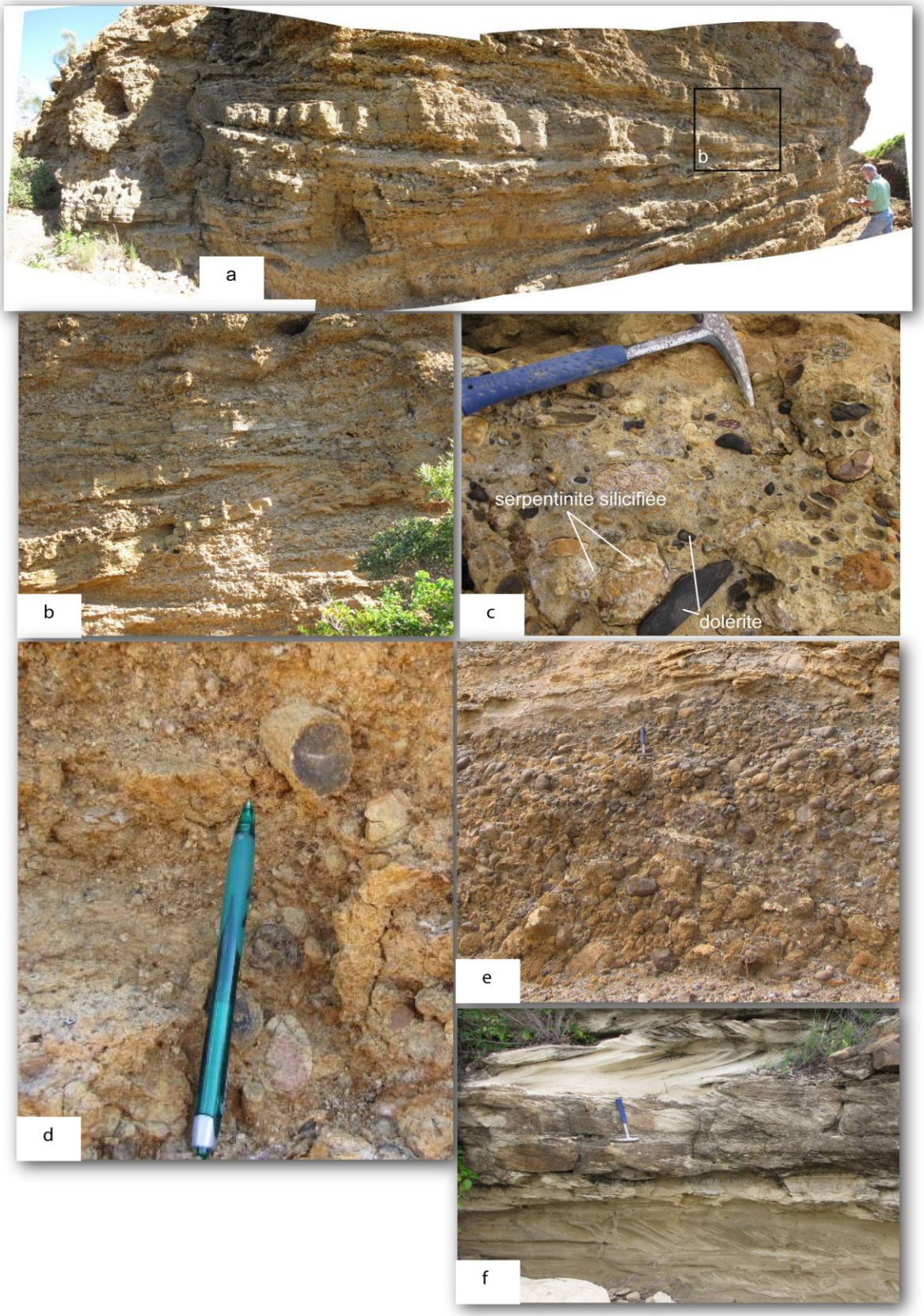


Figure 228 - a) Stratifications entrecroisées dans le conglomérat de Pindaï ; b) Focus sur les stratifications entrecroisées de (a) ; c) Conglomérat à clastes de dolérite et de serpentinite silicifiée ; d) Bois fossile silicifié dans le conglomérat ; e) Conglomérat à galets et graviers de péridotites, de cuirasse, de silice et de magnésite ; f) Stratification entrecroisée du type « Herringbone »

iii. *Datation des sédiments de Népoui*

De nouvelles données micropaléontologiques permettent une réévaluation de l'âge des deux Fm de Népoui. Les sables lagunaires de la Fm inférieure ont donné des grands foraminifères benthiques typique de l'étage Te 1-4 de la biozonation « *Letter stages* » (Adams, 1970; 1984) **équivalent du Chattien (Oligocène)**. Cependant, de rares **foraminifères planctoniques** permettent une corrélation à la biozone M1 (Berggren et Pearson, 2005; Wade *et al.*, 2011) probablement M1b, ce qui équivaut à la **fin de l'Aquitanien** (Miocène inférieur ; Hilgen *et al.*, 2012). En outre, **le calcaire qui recouvre le conglomérat affiche aussi de grands foraminifères benthiques** typiques de l'étage Te 5, qui **correspond au Miocène inférieur excluant le Burdigalien**.

Ainsi, le Mb du conglomérat de Pindaï s'est déposé durant un intervalle compris entre la fin de l'Aquitanien et le Burdigalien inférieur (22 à 19 Ma).

À ces données s'ajoutent celles obtenues par paléomagnétisme sur la matrice du conglomérat altéré qui montre **une altération tardive** (5-15 Ma) préservée par la silicification et donc forcément antérieure à cette dernière (Ricordel-Prognon *et al.*, 2011).

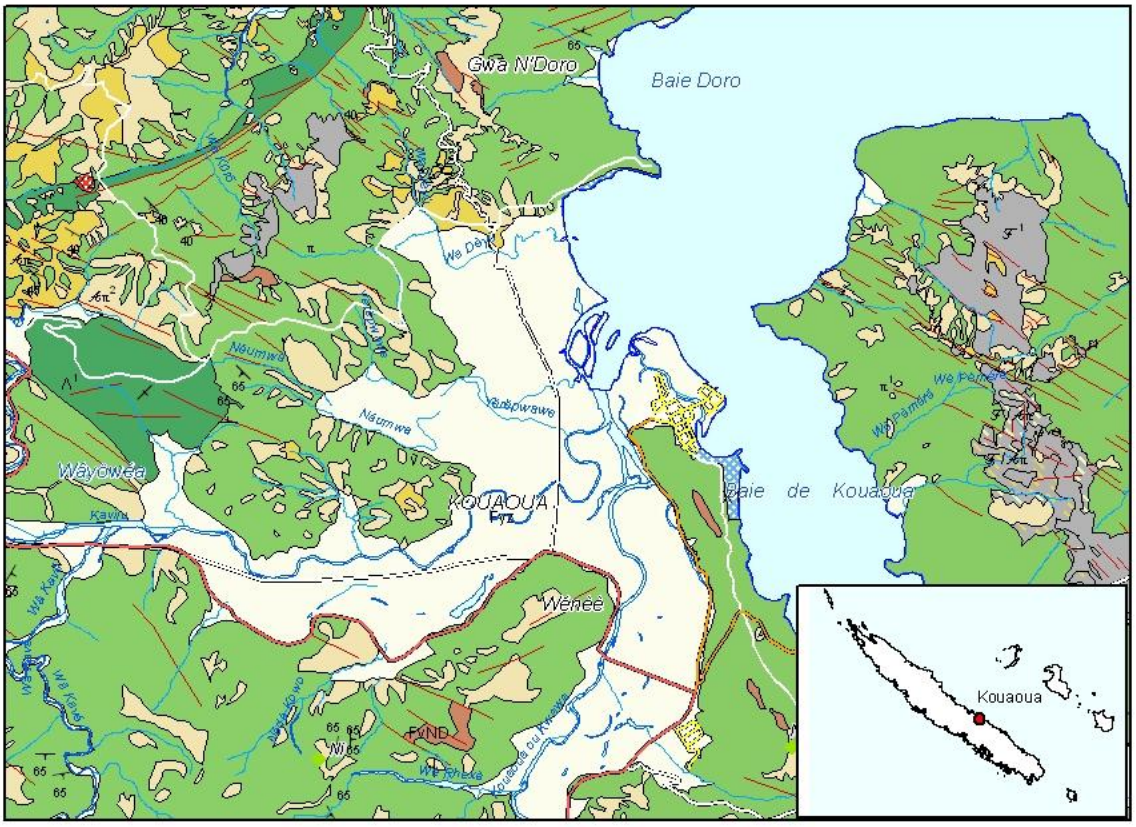
5.3.2 La Formation du Gwa N'Doro

Des dépôts fluviatiles grossiers affleurent aussi sur la côte est, près de Kouaoua (Figure 229) et sont dénommés **Gwa N'Doro** (affleurent à 300 m d'altitude ; Orloff, 1968). Cette Fm du Gwa N'Doro est composée de **deux sous-unités** (Orloff, 1968; Orloff et Gonord, 1968).

Dans la localité type (Figure 230a), **l'unité inférieure est constituée par un conglomérat de base** de 10 m d'épaisseur, recouvert par un grès argileux contenant des lits conglomératiques de quelques centimètres. Cette unité, qui n'affleure nulle part ailleurs, a été **corrélée à l'Oligocène à partir de considérations géomorphologiques** (Chardon et Chevillotte, 2006), mais **sans aucune datation directe**.

L'unité supérieure est un conglomérat massif et grossier (Figure 230b), composé en majorité de péridotite non serpentinisée, de dolérite, de diorite et de gabbro. **Elle pourrait être un équivalent latéral du conglomérat de Pindaï** (Chevillotte, 2005; Chardon et Chevillotte, 2006), à nouveau sans datation pour soutenir cette hypothèse.

Des conglomérats similaires affleurent dans la région de Kouaoua : Kadjitra (470 m), Ouena (200 m) et Kasouri (240 m ; Figure 230c). **La baie de Kouaoua a donc dû représenter par le passé un bassin sédimentaire** (10 km de large), ouvert sur la mer et qui a dû, comme l'ensemble des massifs de péridotites, subir d'importants mouvements verticaux.



Formations anthropiques

- Décharges minières contrôlées, X2
- Remblais non miniers sur la zone maritime, X1

Formations fluviatiles et littorales

- Alluvions actuelles et récentes, Fyz
- Conglomérats fluviatiles (Formation du Ngoa Doro), FvND

Formations d'altération

- Blocs de cuirasses sur latérites minces, $\mathcal{F}/\mathcal{A}\pi^2$
- Blocs de cuirasses sur latérites épaisses, $\mathcal{F}/\mathcal{A}\pi^1$
- Cuirasses en place sur péridotites indifférenciées, $\mathcal{F}^1$
- Latérites minces sur péridotites, $\mathcal{A}\pi^2$
- Latérites épaisses sur péridotites, $\mathcal{A}\pi^1$

Nappe des péridotites

- Harzburgites, π^1
- Péridotites indifférenciées, π
- Serpentinites, Λ^1

N

1:50 000

0 0,5 1 2 km

Figure 229 - Carte géologique et localisation de la Fm du Gwa N'Doro

Figure 230 - a) Falaise de sédiments fluviatiles du Gwa N'Doro, altitude 300 m ;b) Exemple de conglomérat de l'unité inférieure ; c) Grés ferruginisé de Kassouri ; d) Pic du Tambounan ; e) Congomérat de péridotite au Tambounan ; f) Micro-conglomérat de cuirasse au Kafeate (Photos : a, b, c, d, e) F. Quesnel ; f) L. Alizert)

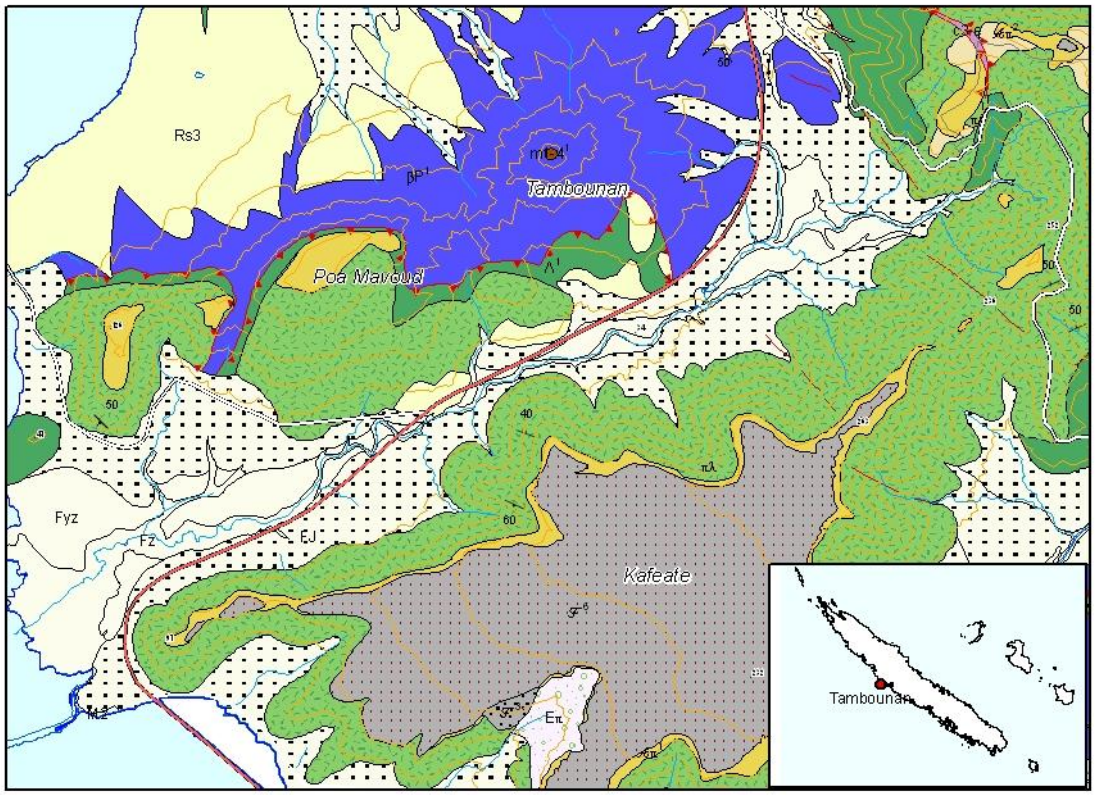
5.3.3 La Formation du Tambounan

Proche du massif du Koniambo, un petit affleurement de conglomérat silicifié apparait sur le pic du Tambounan (Figure 230d, e). Ce conglomérat est constitué principalement de péridotites altérées, de cuirasses et de silice. **Il a été corrélé à l'unité inférieure du Gwa N'Doro** de par sa position plus élevée que le conglomérat de Népoui et sur base de faciès comparables (Chardon et Chevillotte, 2006). Bien que de petite taille, il peut se corréler au plateau du **Kafeate dont il est proche et où affleure une pseudocuirasse conglomératique** (Figure 230f). Il est probable que le Kafeate représentait la bordure d'un bassin sédimentaire dont le pic du Tambounan serait la seule butte-témoin.

5.3.4 La Formation Fluvio-lacustre du Sud

La **Fm du Fluvio-lacustre se réfère aux remplissages sédimentaires des dépressions du Massif du Sud** (Trescases, 1975 ; voir répartition sur figure 14). Cette unité, épaisse de 40 à 50 m, est le résultat de l'érosion des profils d'altération développés sur péridotites ou des gabbros cumulats (Guillon et Trescases, 1975; Augé, 2002; Quesnel *et al.*, 2008). Sa base est formée localement d'un conglomérat grossier et de sable, contenant des galets et grains de péridotites ou de cuirasses. Le reste est formé d'un matériau fin de latérite remaniée et de serpentine, et affiche des reconcentrations en Fe par induration ou concrétionnement des oxydes de fer ou sous l'action physico-chimique d'anneaux de Liesegang. La Fm du Fluvio-lacustre enregistre une succession d'évènements qui sont, i) une première étape d'incision sous régime torrentiel qui a érodé des profils d'altération et des roches sous-jacentes, suivie par ii) une seconde phase pendant laquelle le réseau hydrographique commence à remplir l'espace disponible dans le bassin intra-montagneux ainsi créé ; et iii) une phase finale d'incision qui mène au réseau hydrographique actuel. Il est intéressant de remarquer que contrairement aux autres sédiments post-obduction, la morphologie de la partie supérieure de la Fm du Fluvio-lacustre peut correspondre à la morphologie de remplissage actuel. Les datations et observations pétrographiques obtenues dans cette unité indiquent d'ores et déjà **des âges anciens pour les bancs ferrugineux** (**de 25 à 10-15 Ma** selon les coupes levées et les bancs mesurés en paléomagnétisme), ainsi que **des remobilisations et concrétions du fer secondaires plus récentes (0 à 5 Ma)** (Ricordel-Prognon et al, 2011 ; Quesnel et al, 2013 et travaux en cours, y compris la thèse de N. Folcher).

Figure 231 - Formation Fluvio-lacustre, coupe de la Rivière des Pirogues (Photo : P. Maurizot)



Formations fluviatiles et littorales
- Dépôts de marais et mangroves actuels, M2
- Cônes de déjection indifférenciés, FJ
- Alluvions actuelles, Fz
- Alluvions actuelles et récentes, Fyz
- Alluvions anciennes, Fy

Formations d'épendages et de versants
- Colluvions sur basaltes, C/βP¹
- Coulées de débris à blocs de péridotites, Eπ

Formations résiduelles
- Accumulation de blocs de giobertite, Rs4
- Accumulations de blocs de silice, Rs3

Formations d'altération
- Cuirasses remaniées à galets de silice, $\mathcal{G}^6$
- Cuirasses disloquées et démantelées, $\mathcal{G}^3$
- Latérites minces sur péridotites, $\mathcal{A}\pi^2$
- Latérites épaisses sur péridotites, $\mathcal{A}\pi^1$

Formation miocène de Népoui
- Conglomérats épicontinentaux silicifiés, m1-4¹

Unité de Poya
- Basaltes et dolérites indifférenciés, βP¹

Intrusifs post-péridotites
- Amphibolites, Δ

Nappe des péridotites
- Péridotites indifférenciées serpentinisées, πλ
- Péridotites indifférenciées, π
- Serpentinites, Λ¹

N

1:30 000

0 0,5 1 2 km

Figure 232 - Carte géologique et localisation des Fm du Tambounan et du plateau du Kafeate

6 La géodynamique et les mouvements verticaux durant l'intervalle post-obduction

6.1 Tectonique *versus* eustatisme

À la fin de l'obduction, une première étape de **soulèvement isostatique** est responsable de **l'émersion de la Ride de Norfolk** (Lagabrielle *et al.*, 2005, Lagabrielle et Chauvet, 2008, Quesnel *et al.*, 2013). Un amincissement **de la Ride de Norfolk** se met en place le long de détachements marqués par de grandes failles normales (Chevillotte, 2005; Lagabrielle *et al.*, 2005; Lagabrielle et Chauvet, 2008). C'est durant cet intervalle que certains massifs acquièrent leur **inclinaison** vers le lagon (exemple de Tiébaghi).

Cette première étape de morphogenèse est suivie d'une période de **quiescence**, dont une partie coïncide avec l'épisode du LOWE (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008), ainsi qu'avec la poursuite de la migration vers le Nord de la Plaque Australienne portant la Ride de Norfolk. Cette migration a pour effet la mise en place **du climat tropical** qui sera à l'origine au Miocène inférieur du premier **développement corallien** de la Grande Barrière australienne (Hopley *et al.*, 2007), et en Nouvelle-Calédonie. C'est au début de cette période plus chaude (Oligocène supérieur), que **l'altération météorique de la Nappe des Péridotites sous climat tropical donne naissance à d'épais profils latéritiques coiffés de cuirasse latéritique, de même que les premiers sédiments de la Fm fluvio-lacustre du Sud** (datations paléomagnétiques).

L'occurrence de 120 m d'épaisseur de **calcaire récifal d'âge Miocène dans la région de Népoui** est le seul témoin récifal de cette époque, mais des extensions latérales de ce récif frangeant peuvent être envisagées le long des 300 km de côte où existe un plateau de faible profondeur, large de 1 à 5 km, n'existant pas sur la côte est (Chardon *et al.*, 2008 ; Andréfouët *et al.*, 2009). Bien qu'aucune donnée n'existe sur la partie profonde de ce plateau, il est envisageable que les formations quaternaires reposent sur un récif Néogène. Cette hypothèse soulève le problème du développement asymétrique de ce récif.

Il y a plusieurs interprétations possibles pour expliquer la construction verticale d'un calcaire coralgal de plus de 120 m d'épaisseur (Fm inférieure de Népoui) :

i) Le moteur serait l'élévation du niveau marin. Partant de l'hypothèse que le Nouvelle-Calédonie était stable à la fin de l'Oligocène, la construction du calcaire coralgal se ferait par une transgression marine d'environ 120 m. Or, la variation eustatique à l'Aquitanien ne dépasse pas 15 m d'amplitude (de Boer *et al.*, 2011 ; Figure 95), par conséquent cette interprétation doit être rejetée.

ii) Une autre possibilité serait la subsidence uniforme de la Nouvelle-Calédonie. Cependant, elle n'explique pas pourquoi le récif miocène développé sur la côte ouest ne se serait pas également déposé sur la côte est. Une solution serait d'envisager un basculement Est-Ouest post-récif qui permettrait la conservation à l'ouest du calcaire et son érosion sur la côte est. Bien qu'aucune évidence de récif soulevé sur la côte est ne soit répertoriée, cette théorie a déjà été invoquée pour expliquer la formation des canyons soulevés remplis par la Fm du Gwa N'Doro (Chardon et Chevillotte, 2006 ; Figure 233)

et qui pourrait aussi expliquer l'incision élevée au Sud et le remplissage du bassin intramontagneux ainsi créé par la Fm fluvio-lacustre du Sud.

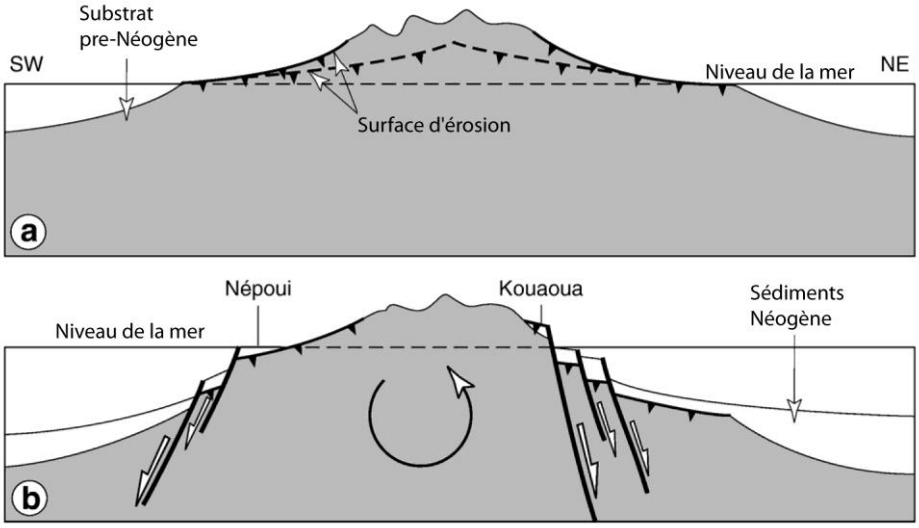


Figure 233 - Coupes montrant les deux phases de morphogenèse de la Nouvelle-Calédonie, selon Chardon et Chevillotte (2006). a) Oligocène supérieur ; b) Néogène supérieur

iii) Le développement asymétrique de ce récif frangeant pourrait également résulter d'une subsidence tectonique restreinte à la côte ouest. Le rôle d'une faille régionale appelée « Accident Ouest Calédonien » a été évoqué par de nombreux auteurs pour rendre compte de la présence des klippes le long de la côte ouest, interprétée comme un effondrement du flanc de la Ride (Lagabrielle *et al.*, 2005 ; Figure 67 et figure 66). Toutefois, un examen attentif de cet accident révèle qu'il correspond principalement à l'alignement fortuit des limites des massifs ultrabasiques sur les limites de l'Unité de Poya et à quelques failles à regard SW et qu'il est parfois recouvert par les péridotites (Mé Maoya). Il n'y a donc pas de faille régionale traversant l'île pouvant expliquer cette subsidence d'âge Miocène uniquement sur la côte ouest (basé sur les travaux de cartographie BRGM et SGNC).

iv) Alternativement, **une subsidence restreinte à la côte ouest pourrait résulter d'une inclinaison régionale SW et expliquerait pourquoi la construction du calcaire s'est effectuée en association avec des produits de l'érosion du régolithe sur roches ultrabasiques en amont.** Pendant que la côte ouest entre en subsidence et que le calcaire frangeant se construit, la côte est et la partie centrale de l'île connaissent une surrection et les profils latéritiques et le karst sont démantelés. Cela apparaît comme hypothèse la plus simple pour expliquer ces phénomènes synchrones. Se basant sur la configuration actuelle des récifs frangeants, il est probable que la plateforme du récif frangeant miocène était discontinue et ouverte sur le large par des passes, permettant le transit des eaux douces et de l'essentiel des sédiments.

Comme il a été montré précédemment, une érosion importante a eu lieu par la suite au Miocène inférieur et a abouti à l'apparition de pseudo-cuirasses sur les replats des massifs du Kopéto-Boulinda et du Koniambo-Kafeate, mais aussi au dépôt du Mb du conglomérat de Pindaï riche en éléments du manteau d'altération démantelé (Ricordel-Prognon *et al.*, 2011). **L'érosion est apparemment due à un changement soudain de régime dans les bassins versants** et suggèredeux interprétations différentes : i) une baisse du niveau marin a considérablement augmenté la pente moyenne et engendrée une érosion intense ; ou ii) **un soulèvement tectonique provoque cette érosion.** L'épaisseur totale des unités carbonatées sous-jacentes et sus-jacentes se réfère à une subsidence presque continue d'environ 220 m durant le Miocène inférieur, le dépôt du conglomérat apparaît au sein de cette évolution comme la conséquence d'un évènement inattendu, de courte durée, et d'origine tectonique, l'évolution eustatique n'indiquant aucune chute du niveau marin (de Boer *et al.*, 2011 ; Figure 95). Considérant l'élévation des surfaces altérées d'âge Oligocène supérieur (-25 Ma sur Tiébaghi par paléomagnétisme), la taille maximale des blocs transportés (1 m), la présence d'éléments du substratum, et la base déduite du conglomérat, l'incision et le soulèvement correspondant a atteint un minimum d'environ 200 m et probablement plus de 1000 m en amont, là ou l'érosion a atteint les terrains autochtones.

Un **nouvel intervalle de quiescence est entamé à la fin du Miocène inférieur**, marqué, d'une part, par le retour à la subsidence sur la côte ouest, mais aussi d'autre part, par l'apparition de nouveaux cuirassements sur les massifs miniers restés à faible altitude (datations paléomagnétiques à -10 à -15 Ma obtenues à Goro). Cet intervalle se corrèle à l'optimum climatique **MMCO** (Middle Miocene Climatic Optimum; Figure 94 ; Zachos *et al.*, 2001; 2008) **ainsi qu'à divers évènements et processus identiques prenant place en Australie** (cf. chapitre 3 ; Heim *et al.*, 2006; Smith *et al.*, 2009; Vasconcelos *et al.*, 2013).

De nouveaux mouvements tectoniques sont enregistrés à l'approche du Pliocène sous l'effet de la reprise de la subduction au Vanuatu. L'axe du chapelet des îles Loyauté émerge en formant une voussure, leurs extrémités N-O et S-E s'ennoyant progressivement dans la mer. Cette morphologie résulte du bombement lithosphérique né de la flexion élastique de la plaque australienne (Dubois *et al.*, 1973; Dubois *et al.*, 1974 ; Guyomard, 1996 ; Andréfouët *et al.*, 2009) à l'avant de la subduction du Vanuatu. Un soulèvement local de moindre ampleur est enregistré par les récifs frangeants qui ceinturent le Sud-Est de l'île (Ile des Pins et Yaté ; Cabioch *et al.*, 1989; Cabioch *et al.*, 2008).

À l'échelle des paysages, **cet intervalle ne semble pas avoir beaucoup marqué la morphologie de l'île, ni les gisements latéritiques.** La première trace observée à terre est le soulèvement du bloc structural d'Ounia (associé au récif de Yaté), et possiblement les derniers dépôts de la Fm du Fluvio-lacustre qui sont associés à son érosion (Maurizot, note, 2014 ; thèse de N. Folcher en cours). **Quant à l'effet des variations eustatiques quaternaires, elles semblent confinées aux régions côtières** de la Grande Terre et à son lagon (Chevillotte, 2005; Chevillotte *et al.*, 2005).

6.2 La déchirure (slab tear) et la rupture (slab break-off) de la plaque plongeante

À la lumière de l'ensemble des résultats présentés ici (Figure 235), une corrélation étroite apparaît entre :

- l'intrusion du granitoïde de Koum enrichi en Nb (fenêtre asthénosphérique) ;

- le soulèvement et l'exhumation de ce dernier, mais aussi de la granodiorite de Saint-Louis ;
- une érosion de courte durée (marquée par les pseudo-cuirasses en aval et le conglomérat en amont).

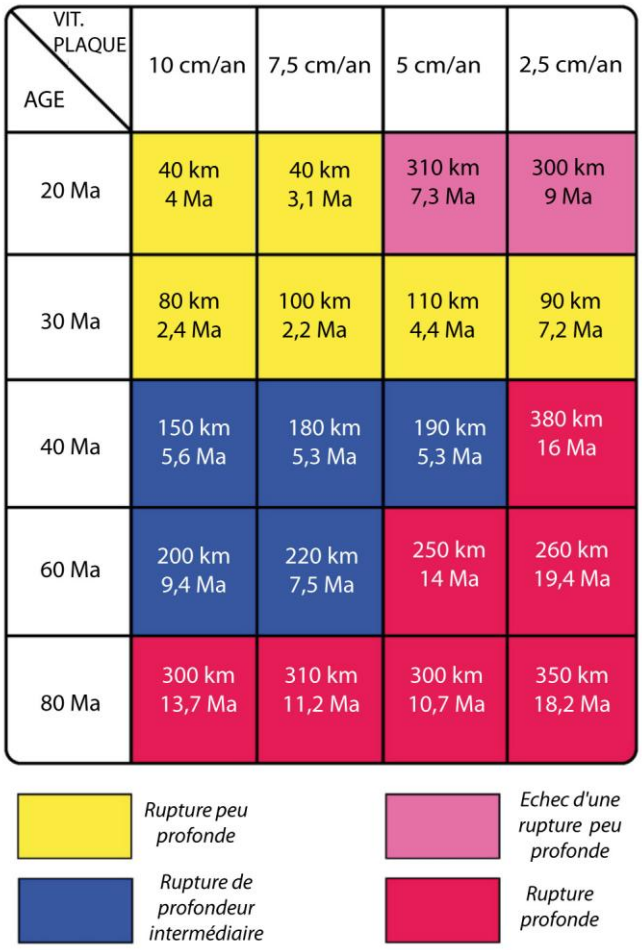


Figure 234 - Modèle de rupture de la plaque plongeante (slab break-off), le premier chiffre dans les cases colorées indiquent à quelle profondeur s'initie la déchirure et le deuxième quand se termine la rupture, adapté de Duretz (2011)

Il est donc clair qu'un lien génétique est probable. Cependant il existe **un laps de temps de 2 à 5 Ma** entre l'intrusion du granitoïde enrichi en Nb à 24 Ma et l'évènement responsable de l'érosion sur la côte ouest entre 22 et 19 Ma. Cet écart temporel peut-être expliqué par **la propagation vers le sud-est de la déchirure de la plaque plongeante (*slab tear*)** qui s'est probablement initiée à la latitude du complexe métamorphique HP-BT du Nord (Paquette et Cluzel, 2007). Cette propagation de la déchirure pourrait ouvrir une **fenêtre asthénosphérique suffisante pour engendrer le granitoïde dès 24 Ma, avant que la rupture ne soit complète entre 22 et 19 Ma** (slab break-off ; Figure 236).

Cette hypothèse est soutenue par **les résultats récents de modélisation thermo-mécanique d'une rupture post-collision de lithosphère océanique de faible profondeur** (van Hunen et Allen, 2010; Duretz *et al.*, 2011; 2012). Compte tenu de l'âge de la collision (34 Ma ; Cluzel *et al.*, 2006), de l'âge du Bassin Sud Loyauté au début de la subduction (≤ 30 Ma ; Cluzel *et al.*, 2012a) et en prenant compte des vitesses de cette subduction, 5 cm/an (Cohen *et al.*, 2013), avec ces paramètres les calculs du modèle de Duretz montrent **qu'une rupture devrait avoir lieu ~4,5 Ma après la collision** (Figure 234). En Nouvelle-Calédonie, l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique et l'intrusion du granitoïde de Koum (24,3 ± 0,1 Ma ; Cluzel *et al.*, 2005) **ont lieu ~10 Ma après la collision, c'est-à-dire deux fois la durée déduite du modèle de Duretz.** Toutefois, l'application de modèles mécaniques simples pour la Nouvelle-Calédonie ignore probablement certains paramètres et demanderait plus d'investigations. Il est aussi possible que **la deuxième subduction initiée de façon diachrone le long de la marge ouest de la ride de Norfolk** (Cluzel *et al.*, 2005; Paquette et Cluzel, 2007) **ait réduit la traction de la première.** De plus le modèle proposé par Duretz est basé sur une géométrie cylindrique (c'est-à-dire une subduction/exhumation perpendiculaire à la

fosse); or, en Nouvelle-Calédonie l**a subduction était oblique** (Cluzel *et al.*, 2001) **et a probablement retardé la déchirure définitive**.

Selon les modèles thermo-mécaniques, **la formation d'une fenêtre asthénosphérique genère une subsidence pré-rupture, qui peut avoir été enregistrée en Nouvelle-Calédonie par le calcaire de la Fm inférieure de Népoui. La subsidence reprend très vite après le dépôt du conglomérat, le soulèvement Miocène inférieur et l'érosion associée semblent donc être de très courte durée et s'intercalent dans un intervalle plutôt marqué par de la subsidence.**

La surrection qui résulte de la rupture de la plaque plongeante est due à l'afflux de manteau asthénosphérique alors que cette dernière "coule" dans le manteau asthénosphérique. Les modèles de rupture, et les exemples actuels, montrent que la réponse topographique est de quelques kilomètres. Dans le Nord de l'Amérique centrale, la tomographie sismique (ondes P) et la géomorphologie du plateau d'Amérique centrale ont révélé un soulèvement épirogénique de 0,25 à 0,5 mm/an, qui a suivi la collision arc-continent prenant place à 23 Ma (Rogers *et al.*, 2002). Une telle amplitude n'est pas observée en Nouvelle-Calédonie, sans doute parce que le volume de croûte continentale de la Ride de Norfolk est faible, mais aussi parce que les processus obliques ont dû largement atténuer le soulèvement épirogénique. Cependant, comme en Nouvelle-Calédonie, la formation de fenêtre est connue ailleurs dans le monde. C'est le cas pour l'Anatolie orientale (Turquie) qui, après la collision, a connu un épisode de magmatisme et la formation d'un dôme en réponse topographique (Keskin, 2007; Dilek et Altunkaynak, 2009; Schildgen *et al.*, 2012), la preuve de l'existence d'une ancienne subduction sous l'Est de la Turquie ayant été apportée par la tomographie télésismique (Lei et Zhao, 2007).

7 Conclusions

En contradiction avec les interprétations antérieures, le conglomérat de Pindaï qui affleure sur les péninsules de Muéo et Pindaï ne représente pas le début d'une transgression marine qui aurait suivi l'obduction. En effet, la sédimentation marine (côtière) a repris bien avant le dépôt de ce conglomérat, avec la formation de dépôt calcaire de récif frangeant d'âge Miocène inférieur. **Le conglomérat épais et à éléments grossiers représente un dépôt proximal de cône alluvial (régime torrentiel) et enregistre un épisode érosif de courte durée intercalé entre deux intervalles de subsidence enregistrée par des environnements récifaux à péri-récifaux. Les variations eustatiques ne suffisent pas à expliquer une telle érosion.** En revanche, il existe une étroite coïncidence entre le dépôt de ce conglomérat et la mise en place du granitoïde le plus jeune. **En conclusion, i) la subsidence au Miocène inférieur a été déclenchée par la création d'une fenêtre asthénosphérique en raison de la déchirure de la plaque plongeante, et ii) un phénomène érosif enregistré à 22-19 Ma a été induit par la surrection associé à la rupture de cette plaque (slab break-off), qui pourrait aussi être responsable du soulèvement des klippes de la côte ouest et plus modérément des klippes du Nord.**
Pour finir, la récente subduction entamée au Vanuatu provoque un bombement lithosphérique qui n'affecte la Grande-Terre que depuis 200 ka et qui n'a pour l'instant pas encore réellement impliquée les massifs miniers.

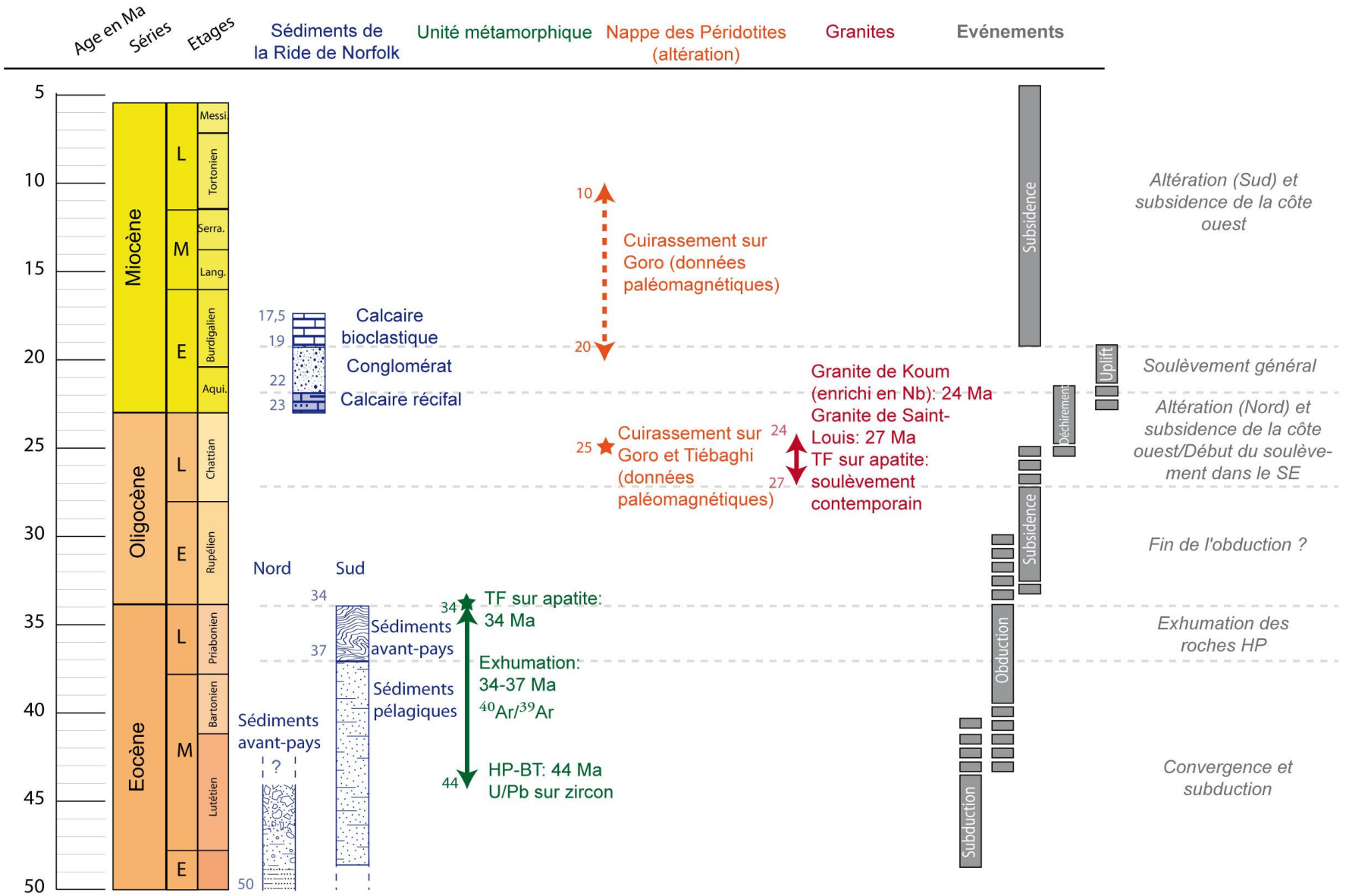


Figure 235 - Résumé des évènements géologiques affectant la Nouvelle-Calédonie de l'Éocène inférieur au Miocène supérieur. Echelle géologique : Gradstein et al., 2012

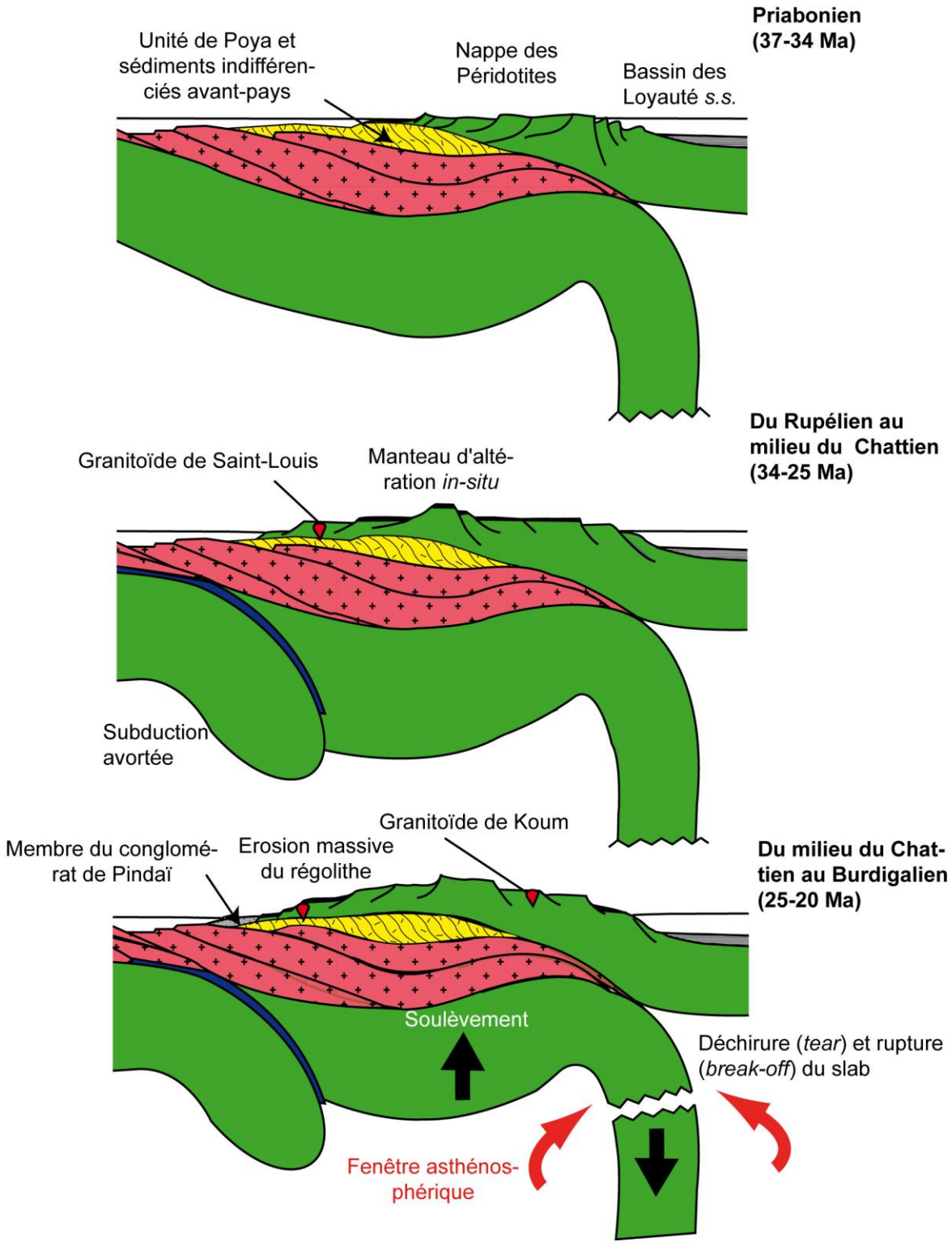


Figure 236 - Modèle de la déchirure de la plaque plongeante (slab break-off) et des mouvements verticaux qui en résulte, du Piabonien au Burdigalien

7 APPORTS POUR LA COMPREHENSION ET LA PROSPECTION DES GISEMENTS NICKELIFERS

APPORTS POUR LA COMPREHENSION ET LA PROSPECTION DES GISEMENTS NICKELIFERES

8 Introduction

L'altération supergène a redistribué et concentré le nickel et le cobalt dans les saprolites grossières (minerais silicatés, ou garniéritiques) et les saprolites fines (minerais oxydés, ou latéritiques) où ils sont portés par des silicates hydroxylés, des oxy-hydroxydes de fer et de manganèse et marginalement, certains minéraux argileux.
Les sociétés minières installées en Nouvelle-Calédonie exploitent et traitent en pyrométallurgie des minerais saprolitiques plus ou moins basiques (teneur en Mg), à une teneur actuelle d'environ 2 % de Ni. Depuis une quinzaine d'années, l'activité minière s'est tournée vers les minerais latéritiques grâce au développement des techniques hydrométallurgiques permettant de traiter rentablement des minerais oxydés riches en fer (1,7 % Ni-Co). Le développement de nouveaux projets hydrométallurgiques, permet d'envisager la valorisation des réserves de minerai de Nouvelle-Calédonie actuellement estimées à 25-30 % des ressources mondiales.
Dans cette optique, les mineurs ont la nécessité de mieux appréhender la variabilité des minerais latéritiques au sein des profils d'altération, c'est pourquoi le besoin est né de réaliser une **typologie des latérites** (projet CNRT « Typologie des latérites : Nickal »). De plus, comme recommandé par le *Schéma de mise en valeur des richesses de la Nouvelle-Calédonie* (DIMENC, 2009), et afin de préserver la richesse biologique extraordinaire du pays, des nouveaux outils de prospection moins impactants pour l'environnement doivent être évalués.

9 Les minerais et leur typologie

L'étude du régolithe sur massifs ultrabasiques et des gisements associés permet d'identifier **quatre types de gisements**, bien qu'habituellement deux soient décrits en Nouvelle-Calédonie :

- les gisements à minerai **garniéritique** riche, les premiers exploités dans l'histoire du pays, qui ont été exploités en suivant des veines riches en silicates hydroxylés nickélifères et « écrémés à la main ». Ces minerais ont les teneurs les plus élevées, **jusqu'à 40 % de Ni**. Ce type de gisement, à forte teneur, faible tonnage, n'est actuellement plus exploité. Le détail de ce type de gisement ne sera pas présenté puisqu'il consiste uniquement en l'exploitation de veines concentrées ;
- les gisements **saprolitiques (ou silicatés)** (Figure 237), ou « garniéritiques ». Ce type de gisement est constitué par des silicates hydroxylés, et plus rarement des hydroxydes de fer, dans le niveau grossier de la saprolite. Ces minerais atteignent des teneurs **moyennes élevées de 1,8 à 2,5 % de Ni**. Ils peuvent être traités de deux façons : soit par hydrométallurgie, soit par pyrométallurgie (fusion de ferronickel et de matte) ;

- les gisements de type **oxydé (ou latéritique)** (Figure 237) qui sont principalement constitués de latérites riches en goethite. Le nickel est porté principalement par ces goethites, par substitution du fer et/ou absorption. Dans le niveau de transition, les oxydes de manganèse (asbolane et lithiophorite) peuvent être enrichis en cobalt et nickel. Des silicates parfois nickélifères peuvent subsister. **La teneur moyenne des minerais oxydés est de 1 à 1,6 % de nickel**. Ils sont surtout traités par des procédés hydrométllurgiques (mise en solution par acide sulfurique avec différents paramètres de pression et température) ;
- un type de gisement particulier est celui de Tiébaghi dont la typologie se rapproche beaucoup des gisements **argileux** (Figure 237), comme ceux de Murrin-Murrin ou Bulong (Australie) ou les minéraux porteurs sont principalement des smectites riches en nickel comme la nontronite. Le nickel se fixe entre les feuillets des smectites, ou peut simplement se substituer au fer. Le minerai argileux se situe dans la partie supérieure de la saprolite, et contient **en moyenne de 1,0 à 1,5 % de nickel**. **Il est à noter que la SLN exploite à Thiébaghi la partie inférieure de la saprolite, c'est pourquoi ce type sera rattaché à la catégorie des minerais saprolitiques, mais en constituera un sous-type.**

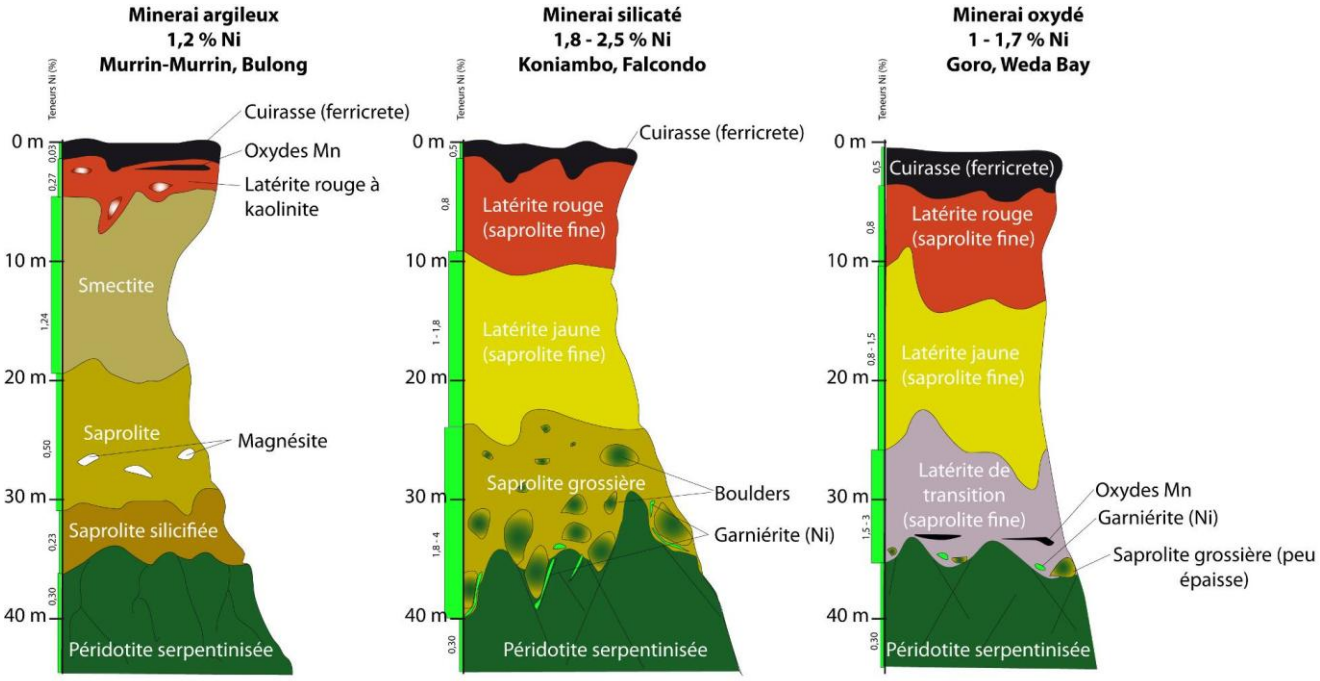


Figure 237 - Les différents types de gisements de nickel latéritique dans le monde et en Nouvelle-Calédonie, modifié de Freyssinet et al. (2005) et de Jébrak et al. (2008)

9.1 Les minerais saprolitiques

Historiquement, l**a plus grande partie du minerai de nickel exploité en Nouvelle-Calédonie est de ce type**. Ce minerai « saprolitique » ou **minerai « terreux »** a fait l'objet de nombreuses études au sein des sociétés minières. Différentes terminologies sont employées par les sociétés minières pour caractériser les différents

minerais selon leur position dans le profil ou leurs caractéristiques physico-chimiques (Figure 238).

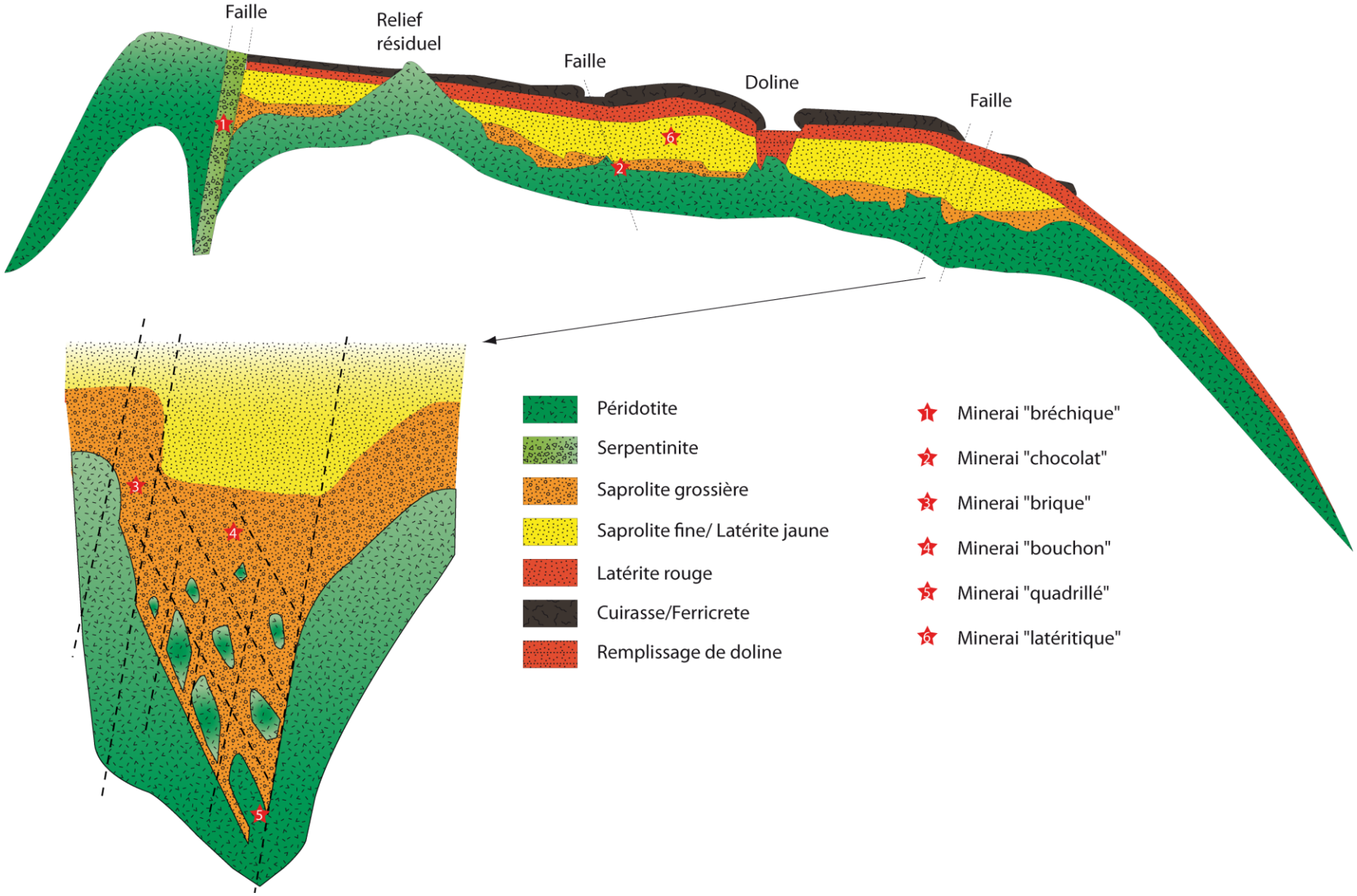


Figure 238 - Positions spatiales de différents types de minerais dans le profil d'altération. Détail du manteau d'altération d'un plateau et d'une zone fracturée, sans échelle (modifié de Trescases, 1975)

9.1.1 Le minerai « bréchique »

Le minerai « bréchique » se forme par imprégnation du remplissage de zones broyées. Ces anciennes structures à serpentinites parfois mylonitisées sont souvent des fractures hydrauliques tardives marquées par des figures de *crack-seal*, et s'organisant en failles normales/courbes. Ces failles, constituées de plusieurs plans anastomosés, présentent un flux de stries qui traduisent un mouvement s'effectuant dans le sens de la plus grande pente (Genna *et al.*, 2005b). Les zones broyées sont alors cimentés par des précipités quartzo-nickélifères, verts (du type garniéritique) et blancs (du type deweylitique) (Figure 239).

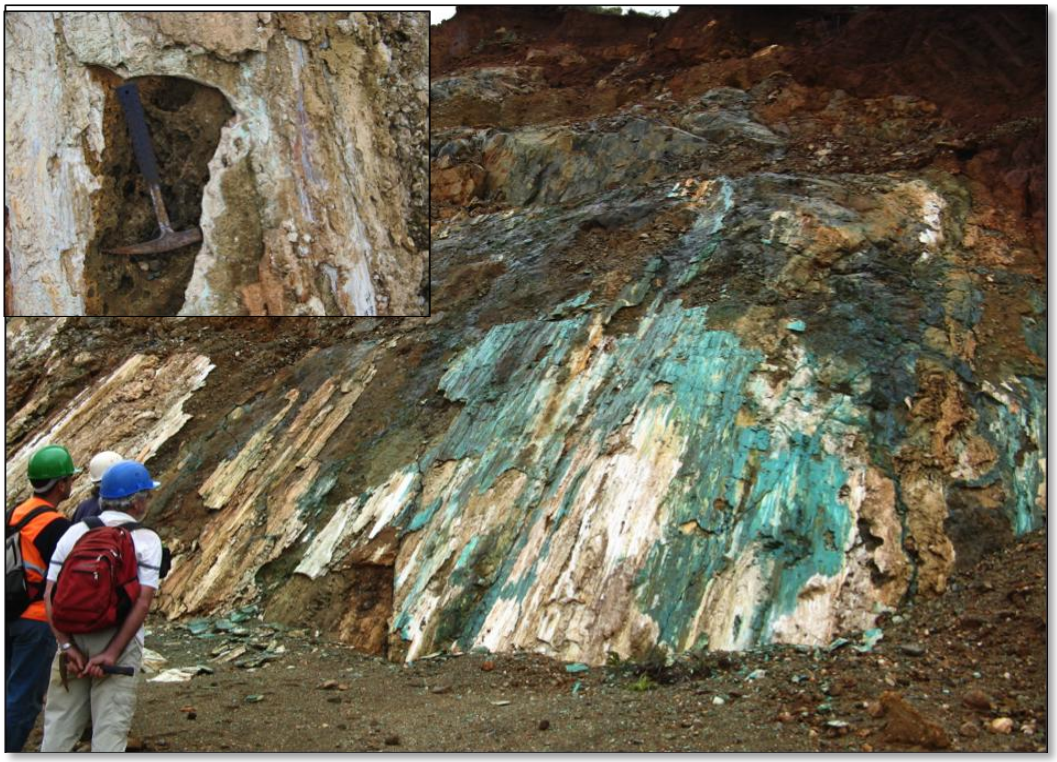


Figure 239 - Faille normale avec un plan à silice-nickel au contact d'une brèche (minerai « bréchique »), mine de Ouazangou (Photo : F. Quesnel).

9.1.2 Le minerai « chocolat »

Dans les points bas du substrat rocheux, les matériaux de granulométrie fine, s'accumulent parfois dans les creux du substratum. Dans ces cuvettes se déposent des produits fins ferrugineux et nickélifères. L'accumulation se traduit par une pseudo-stratification et prend alors fréquemment une allure sédimentaire. Ce sont ces niveaux qui constituent le « minerai chocolat », très ferrugineux, mais partiellement silicaté (Trescases, 1975).

9.1.3 Le minerai « brique »

Ce type de minerai correspond à l'altération d'une péridotite fortement, mais incomplètement serpentinisée. En effet, le premier stade de l'altération peut modifier le réseau maillé serpentineux (antigorite principalement), la roche reste alors très cohérente. À un stade plus avancé, cette roche devient poreuse et s'enrichie fortement en nickel.

9.1.4 Le minerai « quadrillé »

Les blocs de péridotite en cours d'altération sont très souvent sujets à l'altération centripète, et se transforment en *boulders* de roche saine à cortex de saprolite grossière riche en nickel. Parfois lorsque le cortex minéralisé est majoritairement constitué de filons siliceux et nickelifères, l'ensemble garde un aspect cohérent et donne au minerai un aspect « quadrillé » (Figure 240).

Figure 240- Filons quartzo-nickelifères recoupant une dunite saprolitisée (minerai « quadrillé »). Mine Francaise de Poro- Centre de Formation aux Techniques de la Mines et des Carrières (Photo : L. Bailly)

9.1.5 Le minerai « bouchon »

Le minerai « bouchon » ou minerai « pain d'épices », ou encore minerai « interstitiel » correspond à une saprolite bien drainée sur la partie supérieur des boulders ou du minerai « quadrillé ». La caractéristique principale de ce minerai est la densité apparente très faible (inférieure à 1).

9.2 Les minerais latéritiques

À l'inverse des minerais saprolitiques, les minerais latéritiques n'ont jamais fait l'objet d'une typologie. C'est pourquoi, dans le cadre de cette étude et des critères présentés dans le Chapitre 3, il est suggéré de distinguer 4 types de profil d'altération de minerai latéritique (Figure 241 et figure 243) :

- le type A : caractéristique des gisements de type « bassin », principalement représenté par le gisement de Goro ;
- le type B : caractéristique des gisements de domaine montagneux (klippes de la côte ouest et gisements du Nord du Massif du Sud) ;

- le type C : représenté par le site de Tiébaghi, caractérisé par une lithologie nettement différente de celle des autres sites et un profil d'altération particulier ;
- le type D : représenté par les replats les plus bas du massif du Boulinda, traité séparément compte-tenu du taux de serpentinisation élevé de la roche-mère.

Sur la figure 242, les différents types de minerais latéritiques sont replacés dans le contexte géomorphologique général de la Nappe des Péridotites.

9.2.1 Le type A

Dans le contexte du site de Goro, ce type peut être subdivisé en deux sous-types, le type A1 communément observé sur le site et le type A2 caractérisé par un horizon de dépôt fluvio-lacustre se superposant au profil de type A1.

i. *Sous-type A1*

Le profil d'altération comporte 5 horizons principaux, avec du bas vers le haut (Figure 244):

- le bed-rock non altéré : cet horizon n'a pas été observé directement sur le terrain, mais recoupé dans les sondages du chantier Exercice Minier;
- la saprolite : un seul pointement de saprolite a été observé sur l'un des fronts de taille du chantier Exercice minier. Il est également recoupé en sondage;
- l'horizon de transition;
- la latérite jaune ;
- la latérite rouge ;
- la cuirasse.

En moyenne et par comparaison avec les autres sites visités, ces profils sont caractérisés par une forte épaisseur de latérite jaune, qui constitue le minerai principal de nickel en termes de tonnage et de teneur, et un horizon de saprolite relativement peu développé.

Modifié de Quesnel (1997)

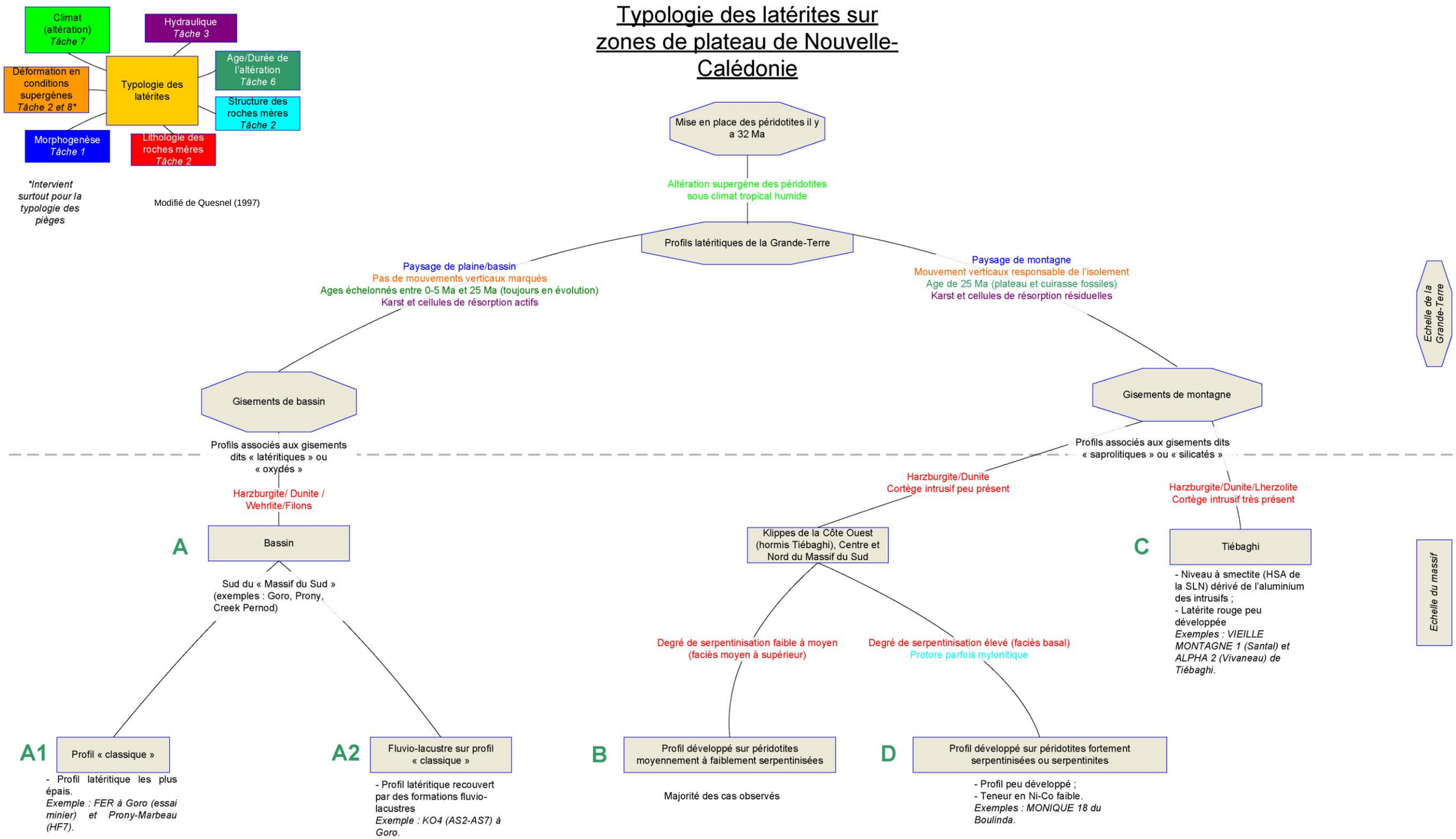


Figure 241 - Typologie des latérites développée dans le cadre du projet CNRT "Nickal"

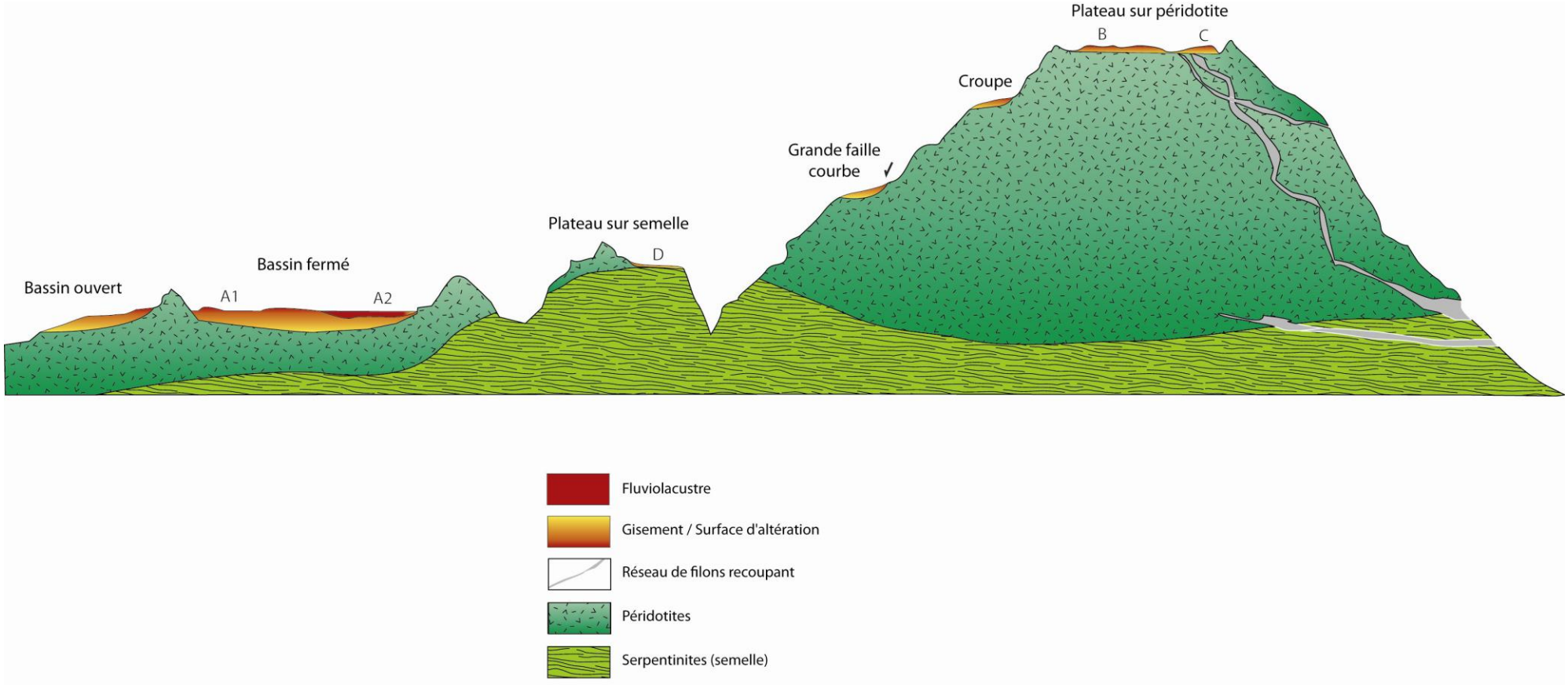


Figure 242 - Différents types de gisements de latérite rencontrés sur les plateaux et bassins, replacés dans le contexte géomorphologique général de la Nappe des Péridotites de Nouvelle-Calédonie, sans échelle

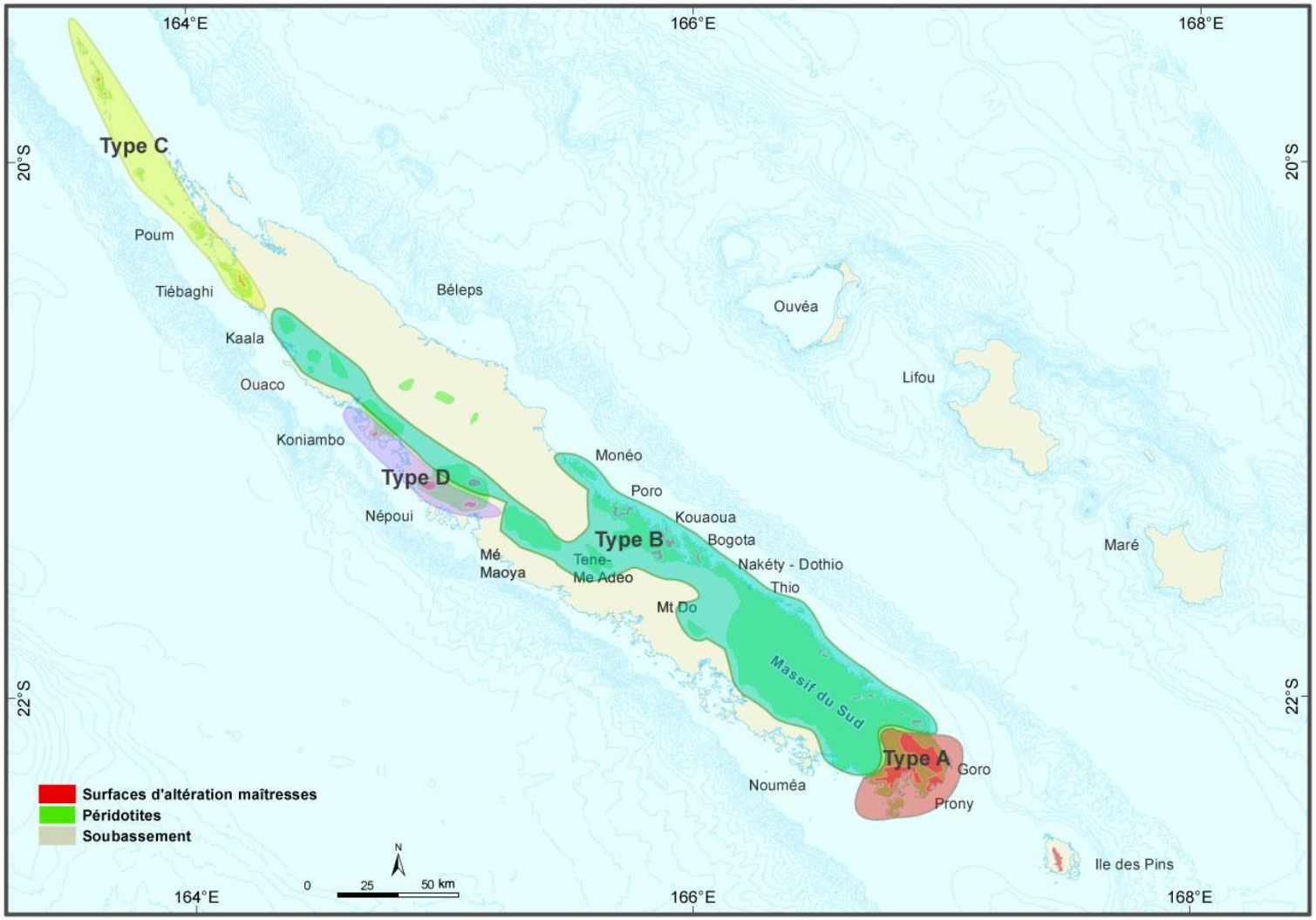


Figure 243 - Répartition spatiale des types de latérite rencontrés

D'une manière générale, le traitement des données géochimiques et des données de sondages fournies par Vale NC (voir Bailly et al., 2014) permet de mettre en évidence :

- une augmentation des teneurs moyennes en Ni de la latérite rouge jusqu'à la saprolite ;
- un enrichissement maximum en Co dans l'horizon de transition ;
- une augmentation des teneurs en SiO_2, MgO de la latérite rouge vers la saprolite.

Sont également observées des teneurs élevées en Al_2O_3 et Cr_2O_3 dont les plus fortes rencontrées dans l'horizon de transition. Ces fortes teneurs correspondent respectivement, d'après nos observations de terrain, à des niveaux de gabbro ou de wehrlite à plagioclase remplacés par de la gibbsite et des accumulations de grains de chromite correspondant probablement à des niveaux altérés de dunite.

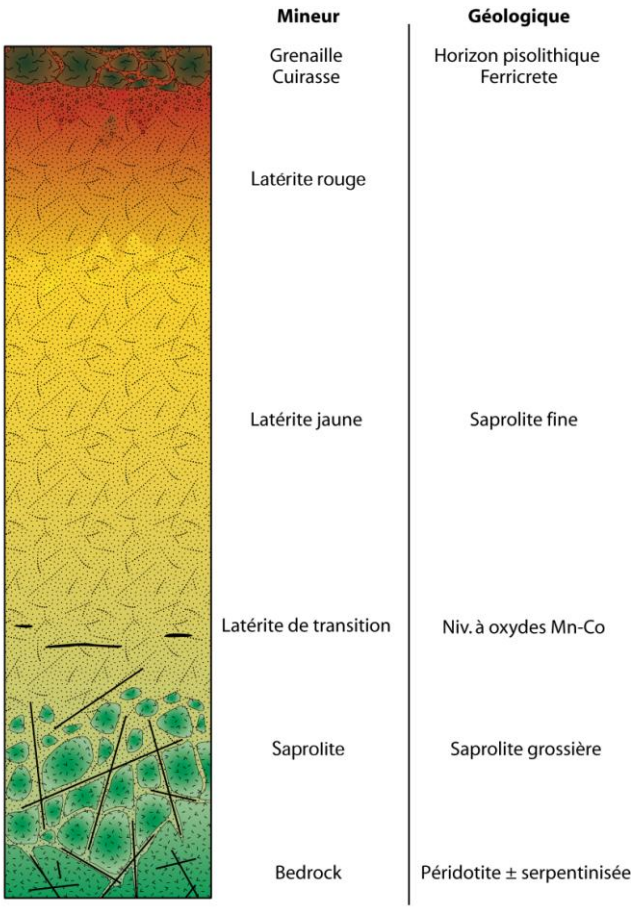


Figure 244 - Profil type des gisements du type A1 (bassin), sans échelle

Des teneurs élevées en SiO_2 sont également observées ponctuellement dans tous les horizons avec des teneurs atteignant plus de 85 % dans l'horizon de transition et dans la saprolite. Ces teneurs élevées correspondent vraisemblablement à des veinules de silice ou de quartz fréquentes dans la saprolite résistant à l'altération dans les horizons supérieurs. La présence de brèche siliceuse, commune sur les sites miniers n'est pas à exclure, mais n'a pas été confirmée par nos observations de terrain.

Avec des teneurs moyennes de l'ordre de 1,3 % Ni et 0,11 % Co, les latérites jaunes constituent le minerai principal en termes de volume et de métal contenu.

L'horizon de saprolite est irrégulier et ses teneurs en Ni sont parmi les plus basses de tous les gisements de Nouvelle-Calédonie où ce type de minerai est exploité.

Dans le cas du site de Goro, la relativement faible épaisseur de saprolite et les teneurs en Ni peu élevées (par rapport au minerai silicaté des autres sites de Nouvelle-Calédonie) trouvent probablement leur origine dans la position géomorphologique particulière des alvéoles d'altération (Figure 245) et les conditions de drainage qui en résultent.

Le minerai garniéritique ou silicaté se développe dans des environnements bien drainés, caractérisés par des fractures ouvertes, et des zones à forte perméabilité.

Les enrichissements maximum en Ni de cet horizon sont liés à de multiples cycles de lessivage et de dépôt en lien avec les variations du niveau de la nappe phréatique. Ce processus se poursuit tant que le front d'altération entre saprolite et roche mère est situé au-dessus du niveau phréatique (McFarlane, 1976; Brand *et al.*, 1998). Sur le site de Goro et d'une manière générale sur une grande partie du Sud du Massif du Sud, contrairement aux sites de la côte ouest et du Nord du Massif du Sud, la faible ampleur des mouvements verticaux n'a pas permis une progression verticale du front d'altération et les phénomènes de lessivage sont relativement limités. La transition de la roche mère à la latérite est rapide sans passer longtemps par la phase transitoire de saprolite. Il est à noter qu'il n'est pas possible d'exclure que ces gisements aient connu un soulèvement antérieur à 25 Ma, puis une subsidence.

Les bassins latéritiques du Sud du Massif du Sud peuvent être considérés comme les gisements les plus proches de la morphologie d'origine avant que les autres massifs entrent en surrection.

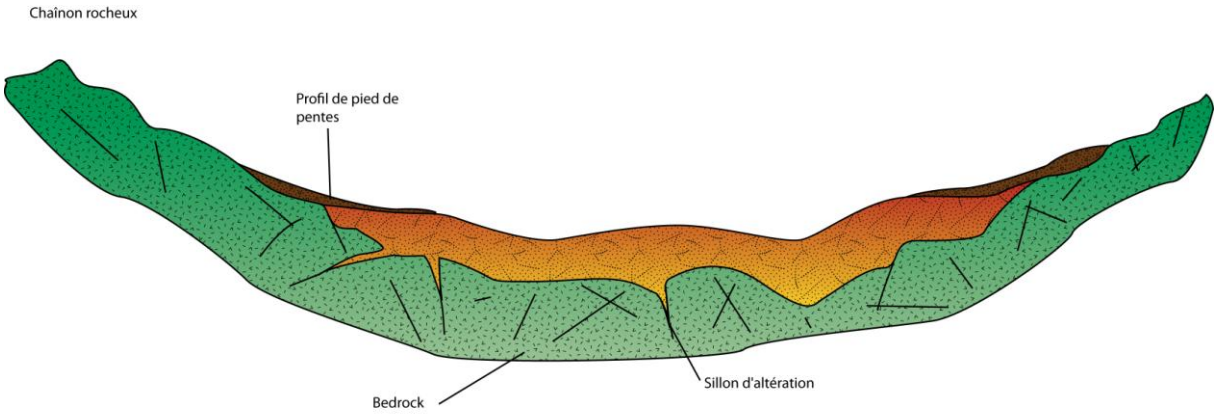


Figure 245 - Morphologie des gisements du type A1 (bassin), sans échelle

ii. *Le sous-type A2*

Ce sous-type correspond à un profil *in situ* recouvert par des dépôts fluvio-lacustre (exemple : Pernod, Plaine des Lacs et KO4). À tort, ces profils ont parfois été interprétés comme un redoublement d'un profil *in-situ*. Ces sédiments contiennent principalement des latérites remaniées et redéposées et peuvent localement contenir des teneurs en Ni intéressantes. La présence d'argiles, provenant de l'altération de roches basiques et felspathiques, est assez fréquente. Dans l'ensemble, les sédiments fluvio-lacustres constituent pour les mineurs plutôt une couche stérile à décaper pour atteindre le gisement.

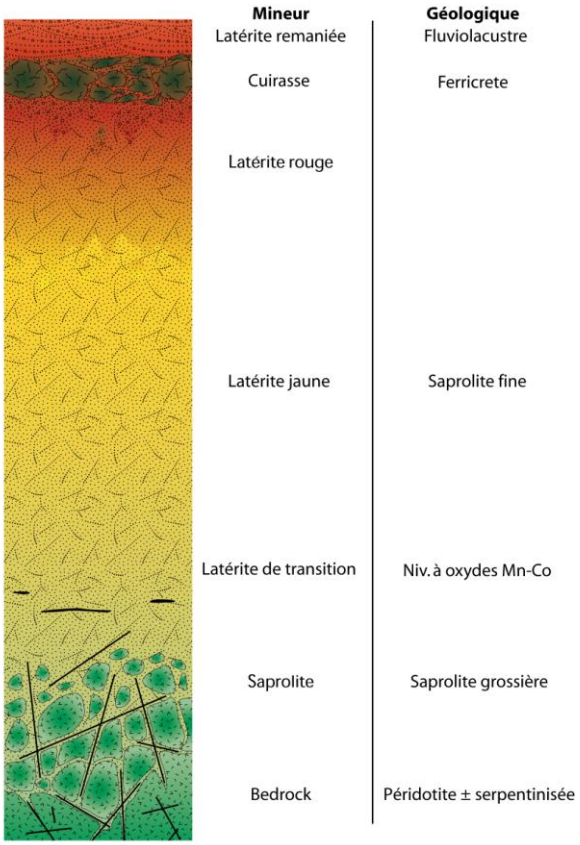


Figure 246 - Profil type des gisements du type A2 (bassin et sédiments fluvio-lacustres), sans échelle

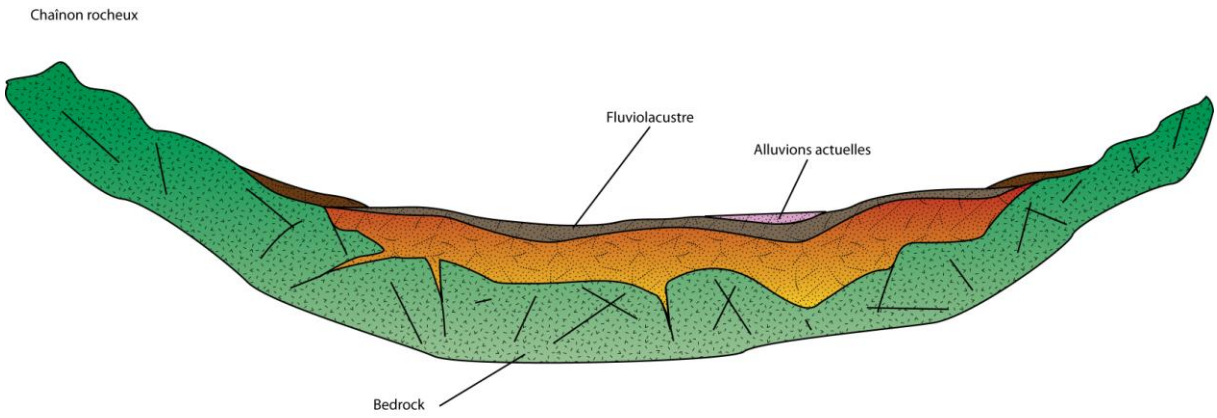


Figure 247 - Morphologie des gisements du type A2 (bassin et sédiments fluvio-lacustres), sans échelle

9.2.2 Le type B

Ce type se rencontre plus spécifiquement sur les massifs de péridotites de la côte ouest et dans le Nord du Massif du Sud. Le modèle est principalement définit sur les

massifs du Koniambo et du Kopéto-Boulinda pour lesquels les informations étaient les plus complètes. Compte-tenu des dimensions de ces massifs, il est difficile de le résumer en un seul profil. En effet, les observations réalisées sur le terrain montrent que plusieurs profils existent depuis des profils très peu développés comportant un mince horizon de latérite reposant directement sur la saprolite jusqu'à des profils très développés. Les profils décrits correspondent à ceux les plus épais en latérite jaune rencontrés sur les plateaux.

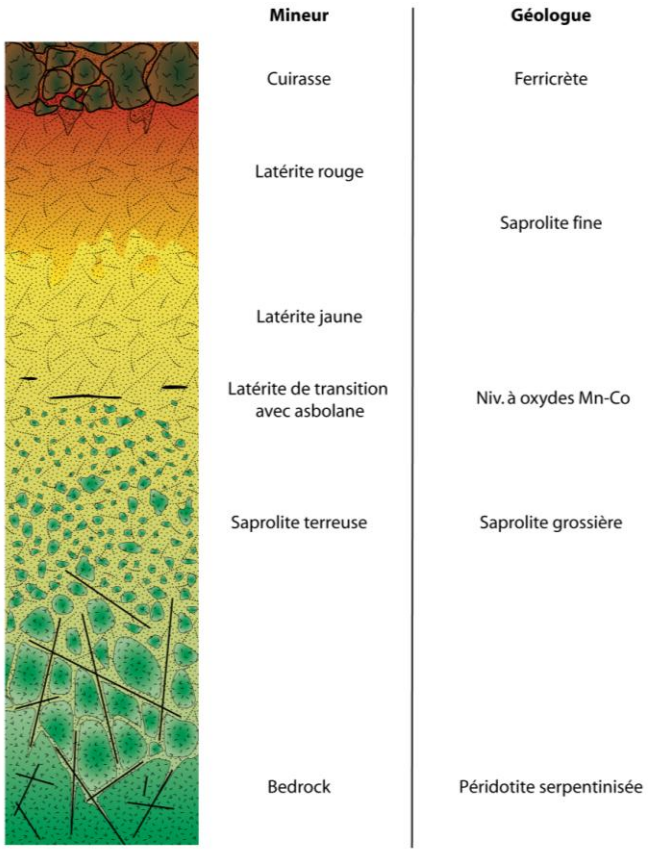


Figure 248 - Profil type des gisements du type B (plateau des reliefs montagneux), sans échelle

De haut en bas, ces profils sont caractérisés par :

- une cuirasse ferrugineuse ;
- un horizon de latérite rouge ;
- un horizon de latérite jaune exploitable ;
- un horizon de transition généralement peu développé ;
- un horizon saprolitique très développé en comparaison de celui des profils de type A.

Les caractéristiques de ce profil ont été définies à partir des données géochimiques transmises par KNS pour les chantiers Manguen, Centre et Trazy (Figure 249 ; voir Bailly et al., 2014).

Contrairement aux données de sondages du gisement de Goro, qui relativement homogènes en termes de succession des horizons d'altération, cecelles du massif du Koniambo montrent une grande variabilité.

À l'échelle des chantiers de Trazy et Centre, les profils d'altération les plus complets sont situés aux altitudes les plus élevées tandis que les altitudes plus basses sont caractérisées par des profils tronqués. Sur Manguen, les variations moyennes d'altitude sont moindres et la distribution des profils d'altération en fonction de l'altitude est beaucoup moins évidente à interpréter.

Si les latérites jaunes des différents chantiers sont seules considérées, aucune différence n'est pratiquement observée dans la chimie des différents types de profils. A Manguen, les latérites jaunes semblent légèrement plus riches en Ni et Co que celles des autres chantiers. Ces teneurs plus élevées sont accompagnées de teneurs plus fortes en MgO et plus faibles en Fe_2O_3. Combinée à une épaisseur plus faible de cet horizon, il est probable qu'une partie des latérites jaunes les plus superficielles ait été érodée, ne

laissant que la partie inférieure de cet horizon, traditionnellement plus riche en Ni et Co à l'approche de l'horizon de transition.

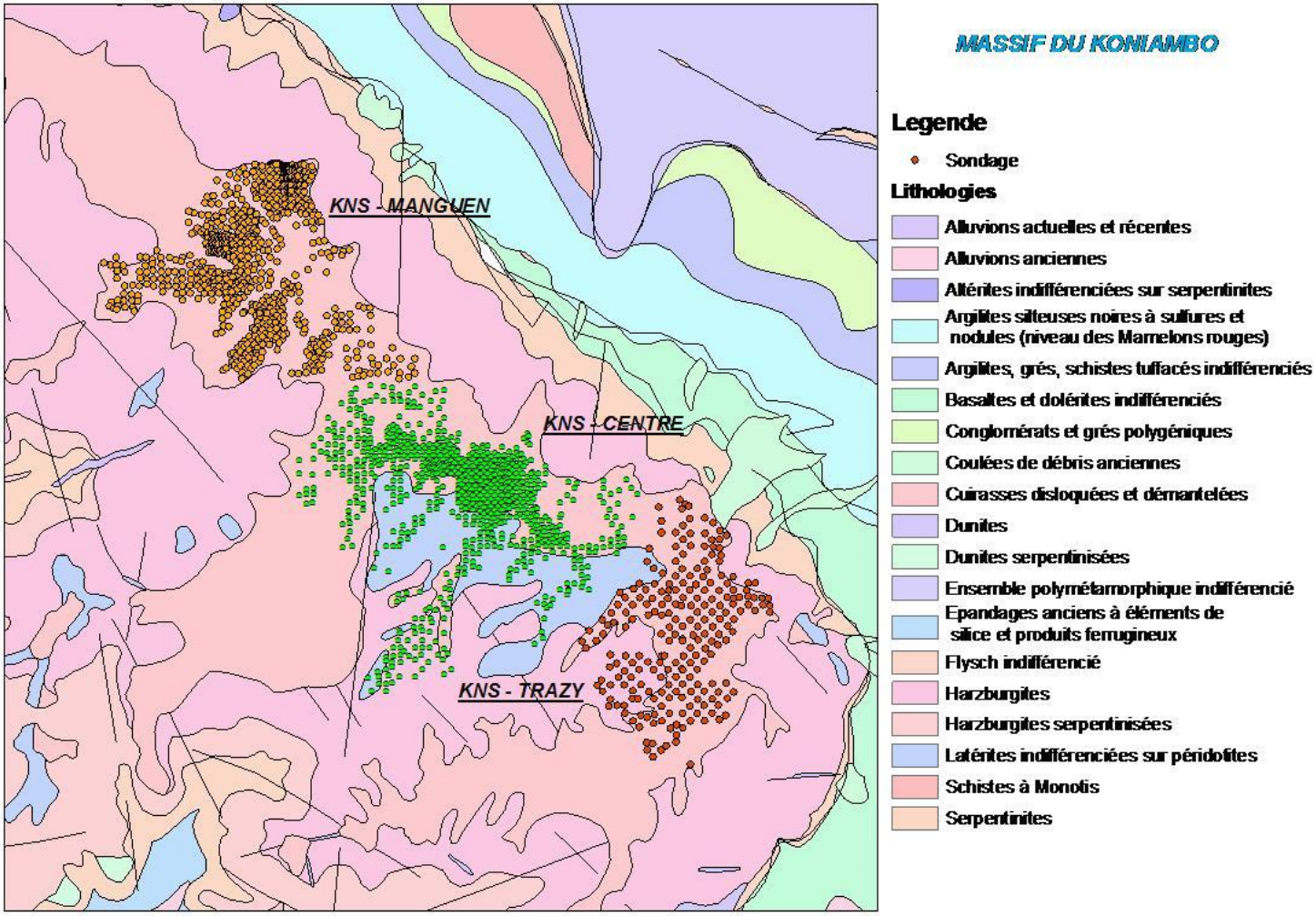


Figure 249 - Localisation des sondages des chantiers Manguen, Centre et Trazy (Massif du Koniambo) sur le fond de la carte géologique au 1/50 000ème

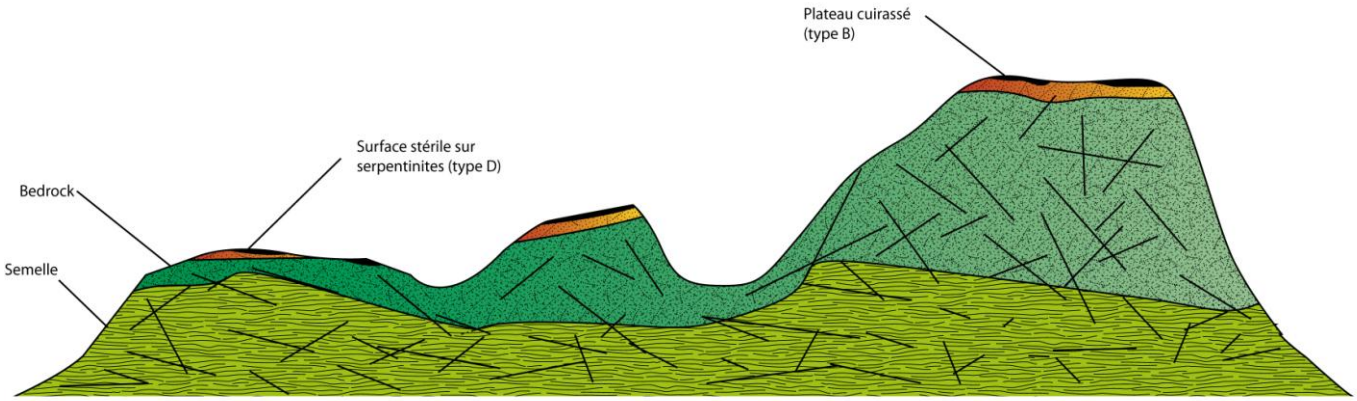


Figure 250 - Morphologie des gisements du type B (plateau montagneux) et D (surfaces intermédaires stériles), sans échelle

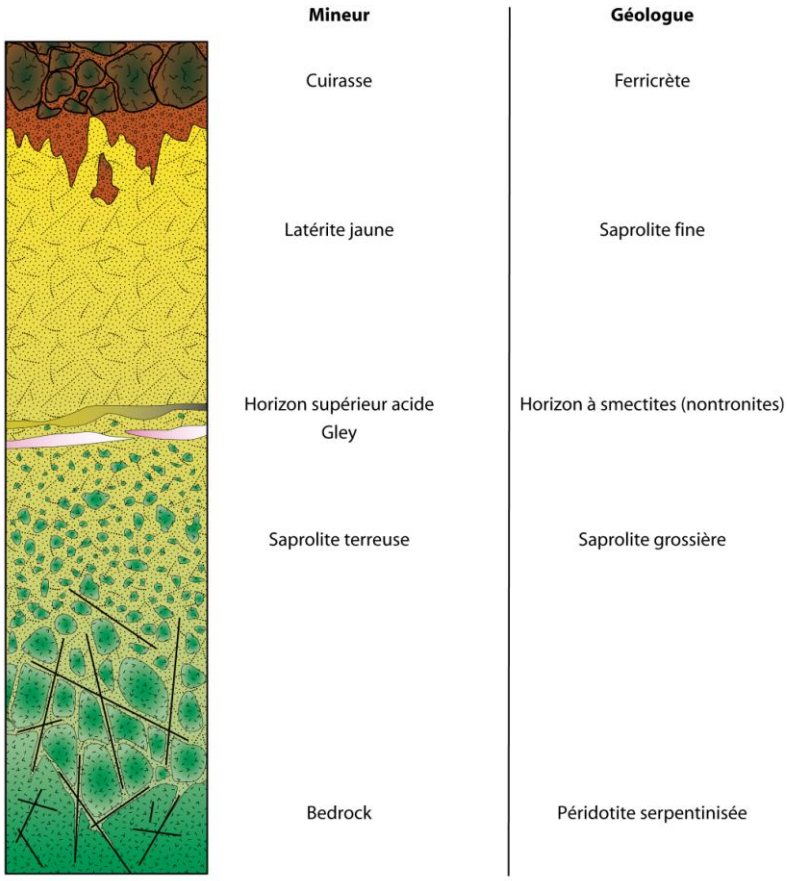


Figure 251 - Profil type des gisements du type C (plateau des reliefs montagneux des klippes du Nord), sans échelle

9.2.3 Le type C

Ce type a été défini compte-tenu de la nature du bed-rock observé sur le massif de Tiébaghi et de présence importante de smectites dans le profil. Cette description semble pouvoir inclure l'ensemble des klippes du Nord (Poum et Bélep) (Latham, 1986).

Comparé aux profils d'altération classiquement décrit en Nouvelle-Calédonie, ce type est caractérisé par la présence d'un horizon supérieur acide (HSA) dans une position équivalente à l'horizon de transition, et un horizon de gley, localisé sous l'horizon HSA. L'horizon HSA présente une composition intermédiaire entre la saprolite et latérite et se distingue par des teneurs élevées en Al_2O_3. Des nontronites (pôle

ferrique des smectites) y sont observées. L'horizon de « gley » sous-jacent, de couleur grise, est caractérisé par une forte odeur de H_2S et un toucher argileux. De fins rubans de sulfures, préservés de l'oxydation sont localement observés. Observés au microscope électronique à balayage ces niveaux apparaissent constitués de petits cristaux automorphes de sulfures. On distingue des cristaux de forme octaédrique avec une composition Fe-S (pyrite probable) et des cristaux aciculaires ou en baguettes dont la composition est proche de celle de la pentlandite (NiFeS) avec des teneurs significatives en Co et Mn (Bailly *et al.*, 2014).

L'origine du niveau HSA, décrit uniquement à Tiébaghi, n'est pas connue. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- la présence d'un cortège intrusif feldspathique bien développé, mais aussi la présence de lherzolite à plagioclase dont l'altération serait à l'origine des smectites ;
- la possibilité que la partie supérieure de l'ophiolite composée de wehrlite et de gabbro cumulat ait été intégralement altérée et soit la source de cet aluminium résiduel ;
- la présence de ces smectites pourrait être liée à l'existence de doline. Les travaux de P. Sainte (Sainte, 2010) sur ce massif, ont mis en évidence l'existence d'un horizon riche en nontronite à la base d'une doline, à l'interface entre saprolite et latérite. Cette hypothèse peut être également avancée pour les gleys à sulfures décrits plus haut. Des dolines de ce type, riches en matière organique (MO) et en sulfures sont également observées sur le site de Goro.

En termes de caractérisation des latérites, les données de sondages (voir Bailly *et al.*, 2014) du chantier Vivaneau ont été transmises par la SLN. L'analyse de ces horizons montre que les teneurs moyennes en Al_2O_3 des latérites rouges (>14 %) et des latérites jaunes (>10 %) sont sans commune mesure avec les teneurs moyennes en aluminium des latérites jaunes des autres massifs. En revanche, les teneurs en Ni et Co sont comparables à celles observées sur les autres massifs étudiés.

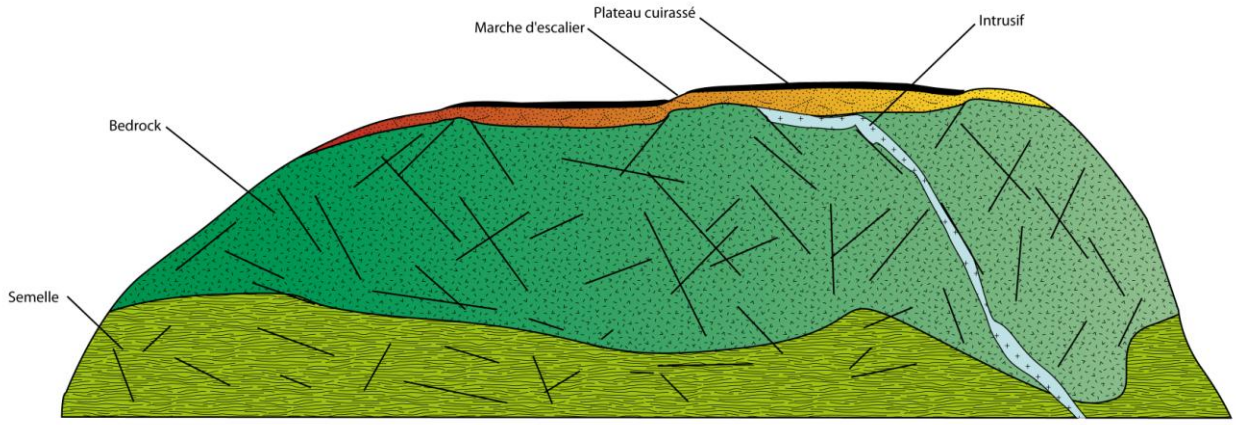


Figure 252 - Morphologie des gisements du type C (plateau montagneux) et D (plateau des reliefs montagneux des klippes du Nord), sans échelle

9.2.4 Type D

Ce dernier type a été observé sur des replats inférieurs des massifs portant des paléosurfaces étagées (exemple : plateau inférieur du Boulinda, plateau de Tia, Kafeate) (Figure 250). En effet, les altérites développées sur ces plateaux se sont développés aux dépens d'une roche très serpentinisée, il en résulte une latérite de faible épaisseur et très pauvre en Ni et Co. Ces zones sont donc des cibles à éviter pour l'exploration minière.

9.2.5 Conclusions concernant la typologie des latérites

Le principal facteur de différenciation dans la typologie présentée est de nature géomorphologique. Il y a un fort lien avec l'altitude. Tout cela peut se rattacher à l'évolution géodynamique post-obduction de la Grande Terre qui a porté les massifs à différentes altitudes au cours d'évolutions différentes (Figure 254).

Les gisements de plaine (type Sud du Massif du Sud) ont été **généralement préservés du démantèlement et subsistent sous forme de larges alvéoles d'altération** où les profils d'altération (profils de type A1) sont caractérisés par de **fortes épaisseurs de latérite jaune et a contrario des saprolites peu développés.** Ces alvéoles peuvent être entaillées par le réseau hydrographique et par le développement de dolines où les altérites sont évacuées. De par leur position en cuvette, ces gisements peuvent être par la suite recouverts d'une certaine épaisseur de sédiments postérieurs à une première phase d'altération (type A2). Il est à noter que la morphologie des ces gisements est surement la morphologie la plus proche de la morphologie initiale de la Nappe des Péridotites, mais il n'est pas impossible que ces gisements (comme l'ensemble de la Nappe) aient connu une surrection avant 25 Ma, puis une subsidence.

Les gisements de montagne ont subi une érosion importante se traduisant par:

- un **morcellement des zones de plateaux** uniquement préservées sous forme de bandes étroites, allongées et généralement bordées de reliefs résiduels, héritages d'un karst démantelé ;
- des **profils d'altération** (profils de type B et C) **localement complets et puissants, mais tronqués latéralement par disparition des horizons supérieurs**, un niveau de faible épaisseur d'altérites reposant directement sur la saprolite.

Le plus grands développement des saprolites de la base des profils et leur plus forte teneur en Ni sont donc corrélés avec l'uplift progressif des zones d'altération et l'inversion des reliefs. Le type saprolitique garniéritique résulte probablement d'un meilleur drainage favorisé par un plus grand différentiel d'altitude, alors que le type oxydé au drainage confiné est propice au développement des latérites.

Identifier **le rôle de la nature de la roche mère** dans le développement du profil d'altération suppose que ce profil ce soit formé par altération de la roche actuellement observée sous ce profil, ce qui n'est pas forcément le cas. En l'absence d'autres évidences, il semble que la plupart des profils étudiés se soient formés à partir de **harzburgite à intercalations de dunite**. La seule exception concerne le site de Tiébaghi où **le cortège filonien** est particulièrement développé. Sur ce site, un profil particulier est identifié (profil de type C), bien que peu épais il est caractérisé par la présence d'un

horizon à smectite (nontronite) à l'interface entre latérite jaune et saprolite (« horizon supérieur acide – HSA » et horizon de gley des mineurs).

L'influence du **degré de serpentinisation** de la roche mère sur le développement du profil d'altération et plus particulièrement sur l'horizon de latérite jaune est très difficilement identifiable. **L'épaisseur de latérite formée aux dépens de péridotites fortement serpentinisées semble faible tout comme les teneurs en Ni-Co.** Un profil type a cependant été défini (type D) mais **reste faiblement caractérisé**.

Cette synthèse masque probablement les particularités propres à chaque site, en particulier en termes de variations locales des teneurs en Ni-Co en particulier, mais donne une bonne représentation des variations chimiques entre les différents massifs de péridotite. Le traitement des données disponibles met en évidence **la grande homogénéité des teneurs en Ni et Co des horizons de latérite jaune des différents types de profil d'altération, respectivement entre 1,3 % et 0,15 %**. Sur tous les sites étudiés, ces teneurs augmentent généralement du toit vers le mur de l'horizon de latérite jaune. Cette apparente homogénéité est peut-être artificielle, si elle est liée à un découpage des profils d'altération sur la base de la géochimie (les teneurs de coupure entre latérite et saprolite sont plus ou moins les mêmes d'un exploitant à l'autre) et non pas sur des critères strictement pétrologiques.

Les **teneurs en Si et Mg augmentent généralement dans le même sens dans cet horizon suggérant la présence de phases porteuses silicatées résiduelles.** Les teneurs en SiO_2 des latérites jaunes sont largement plus élevées sur les profils de type B et C que sur les profils de type A. Ces teneurs élevées en SiO_2 ont dans un premier temps été considérées comme liées à une codification erronée de l'horizon recoupé en sondage. Il semble qu'il n'en soit rien. Ces teneurs ne sont pas rencontrées dans les parties les plus profondes de l'horizon de latérite jaune mais sont distribuées de façon relativement homogène tout au long du profil. Elles ne sont pas corrélées à des teneurs élevées en MgO, rendant l'hypothèse de l'analyse d'échantillons de l'horizon de transition ou de saprolite au lieu d'échantillons de latérite jaune peu probable. Il semble bien que ce soit une particularité des latérites jaunes des profils de domaine montagneux. Les teneurs en Al_2O_3 sont relativement similaires à Goro, et sur les différents chantiers du Koniambo. Elles sont liées, dans la majorité des cas, à l'analyse de filons de gabbro ou de wehrlite à plagioclase intercalés dans les harzburgites altérés en gibbsite.

Ces **enrichissements locaux en Ni-Co, SiO_2 ou Al_2O_3**, peuvent probablement s'expliquer par le phénomène illustré dans la figure 253. En effet, des **fantômes de veines à garniérite et silice supergène, et de filons feldspathiques de la saprolite mal « digérés » par l'altération (principalement le front d'oxydation) transparaitraient au travers de la géochimie.**

Ce phénomène semble d'autant plus probable pour les gisements montagneux (type B) qui ont connu une saprolitisation avancée, mais beaucoup moins réaliste pour un gisement de bassin passant très vite à un stade « latéritique » (type A).

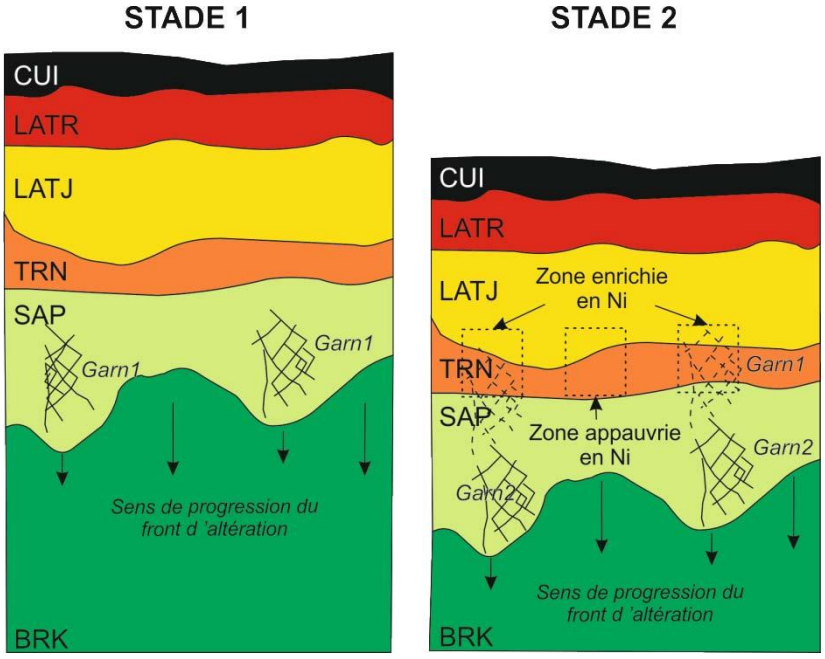


Figure 253 - Stade d'enrichissement en Ni de l'horizon de transition et de la base des latérites jaunes par « digestion » des veines de garniérite de l'horizon saprolitique. CUI : cuirasse. LATR : latérite rouge. LATJ : latérite jaune. TRN : horizon de transition, sans échelle, Bailly et al., 2014).

Ce modèle sous-entend **qu'une bonne connaissance de la structuration de la roche-mère et de la saprolite est d'une importance cruciale afin de caractériser des zones localement enrichies dans la latérite sus-jacente.**

Dans le cas de Tiébaghi, les **fortes teneurs en Al_2O_3 sont observées sur l'ensemble du niveau de latérite jaune** et ne semblent pas limitées à des niveaux particuliers. Cette chimie particulière des latérites jaunes du chantier Vivaneau est vraisemblablement liée à la nature différente des roches dont dérivent les latérites.

Malgré les limites exprimées ci-dessus, il semble que quelques généralités peuvent être dégagées :

- les volumes **les plus importants de latérite jaune sont rencontrés dans le Sud du Massif du Sud. Au cours de l'évolution géodynamique de la Nouvelle-Calédonie, cette partie du Massif du Sud a été globalement préservée du démantèlement des profils d'altération visible sur les gisements de montagne. Des profils d'altération complets et localement épais sont observés sur les plateaux de la plupart des gisements de montagne mais leurs dimensions sont sans commune mesure avec celles des plateaux du Sud du Massif du Sud.** Il s'agit généralement de zones étroites en cours de démantèlement caractérisées par des flancs où les profils d'altération sont tronqués, des altérites de faible épaisseur, reposant plus ou moins directement sur les saprolites ;

- Les **plus fortes épaisseurs de latérite jaune sont rencontrées dans les profils de type A**. Même si des épaisseurs significatives sont localement observées pour les profils de type B et C, elles sont d'une manière générale bien moindres ;

- Les **latérites jaunes des profils de type A semblent les plus matures**. Elles sont caractérisées par de faibles teneurs en MgO et SiO_2 traduisant **un lessivage efficace de ces éléments**. Les teneurs élevées en SiO_2 des profils de type B et C sont probablement liées à une évacuation incomplète de la silice initialement présente au niveau des saprolites ;

- Les **teneurs en Al_2O_3** sont relativement comparables dans les profils de type A et B. **Les fortes teneurs sont irrégulièrement réparties dans l'horizon de latérite jaune, liées à la présence d'un réseau de veines et veinules de gabbro et de wehrlite à plagioclase.** Sur **le massif de Tiébaghi**, les teneurs élevées en Al_2O_3 (> 10 %) sont distribuées de **façon relativement homogène** sur l'ensemble de l'horizon de latérite jaune et résultent d**e la nature différente du protore** ;

- **Les teneurs en Ni et Co des latérites jaunes sont remarquablement comparables d'un site à l'autre.** Les teneurs légèrement plus élevées sur le site de Penamax (Prony) sont probablement liées à l'échantillonnage d'un niveau plus proche de l'horizon de transition.

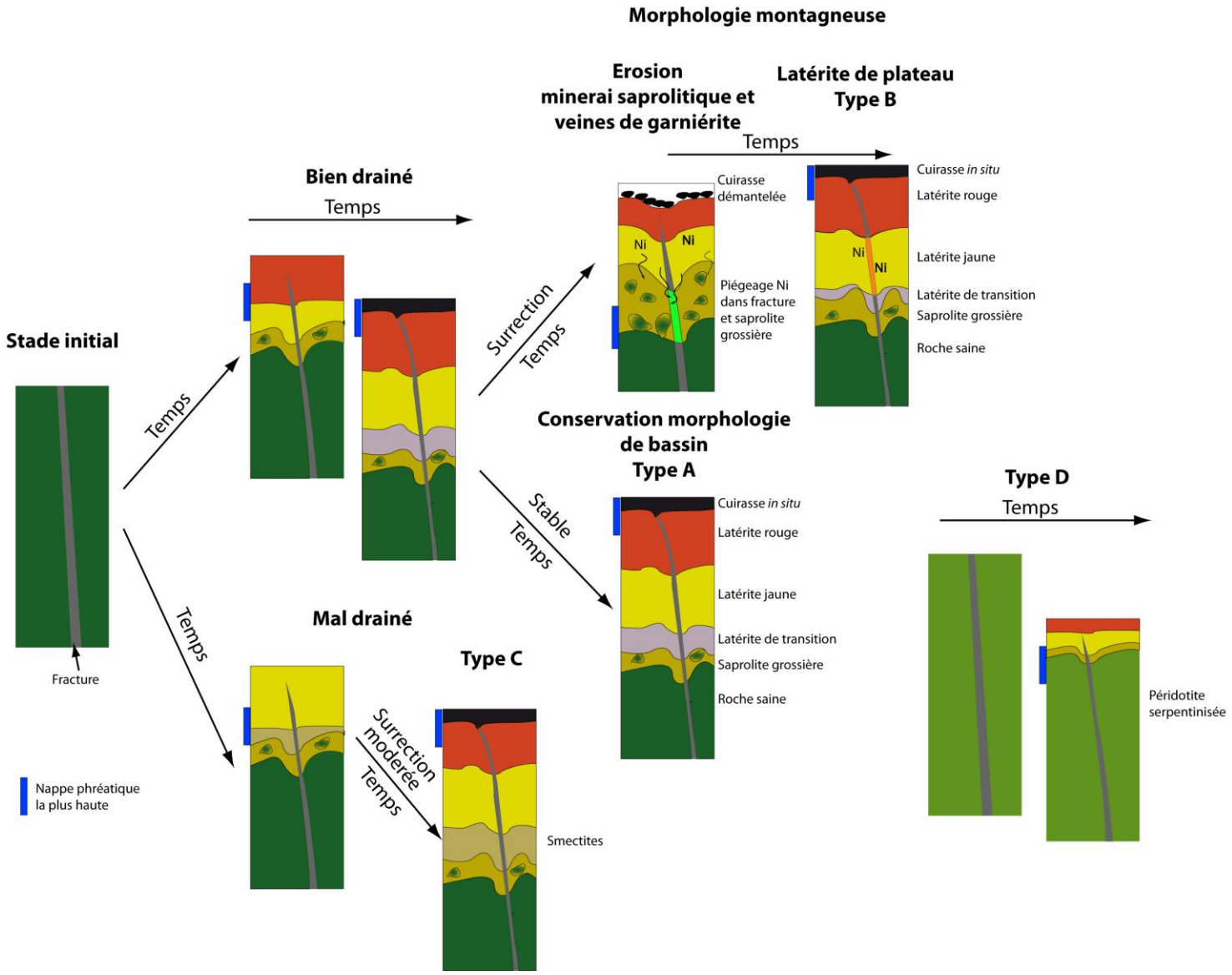


Figure 254 - Evolution dans le temps des profils latéritiques de Nouvelle-Calédonie, sans échelle

10 Typologie des pièges structuraux

L'analyse structurale des massifs de péridotites à tous les niveaux de l'altération est indispensable afin de contrôler les limites d'un gisement. Il est évident que la compréhension et la définition de pièges structuraux est indispensable pour les gisements saprolitiques, mais c'est le cas aussi pour les gisements latéritiques qui se forment au détriment d'une saprolite structurée (voir figure 253). A partir de l'analyse et de la typologie des pièges réalisée dans le Chapitre 3, il est recommandé :

-D'identifier les structures d'ordre 1, qui correspondent aux principales structures contrôlant la minéralisation nickélifère. Ces structures ne sont ni les plus minéralisées ni les plus fréquentes, mais elles correspondent à de grands plans de fracture contrôlant l'altération. Les **fosses d'exploitation sont très souvent orientées selon la direction de ces structures. En d'autres termes, elles forment les pièges du minerai nickélifère.**

- D'identifier par la suite les structures d'ordre 2, **structures les plus minéralisées et les plus fréquentes à l'affleurement.** Ces plans redistribuent, au sein du piège lui-même, le stock de nickel accumulé dans les discontinuités d'ordre 1. Ils vont par conséquent concentrer le minerai et former la « matrice » du piège. Par ailleurs, comme les structures d'ordre 1, ils correspondent à des alignements.

À partir des mesures réalisées sur le terrain, il est alors possible de définir la géométrie du piège et se référer à la typologie des pièges (pour plus de détails voir Chapitre 3) (Figure 255) :

- les dièdres et sillons ;
- les failles courbes - plates - obliques ;
- les dolines.

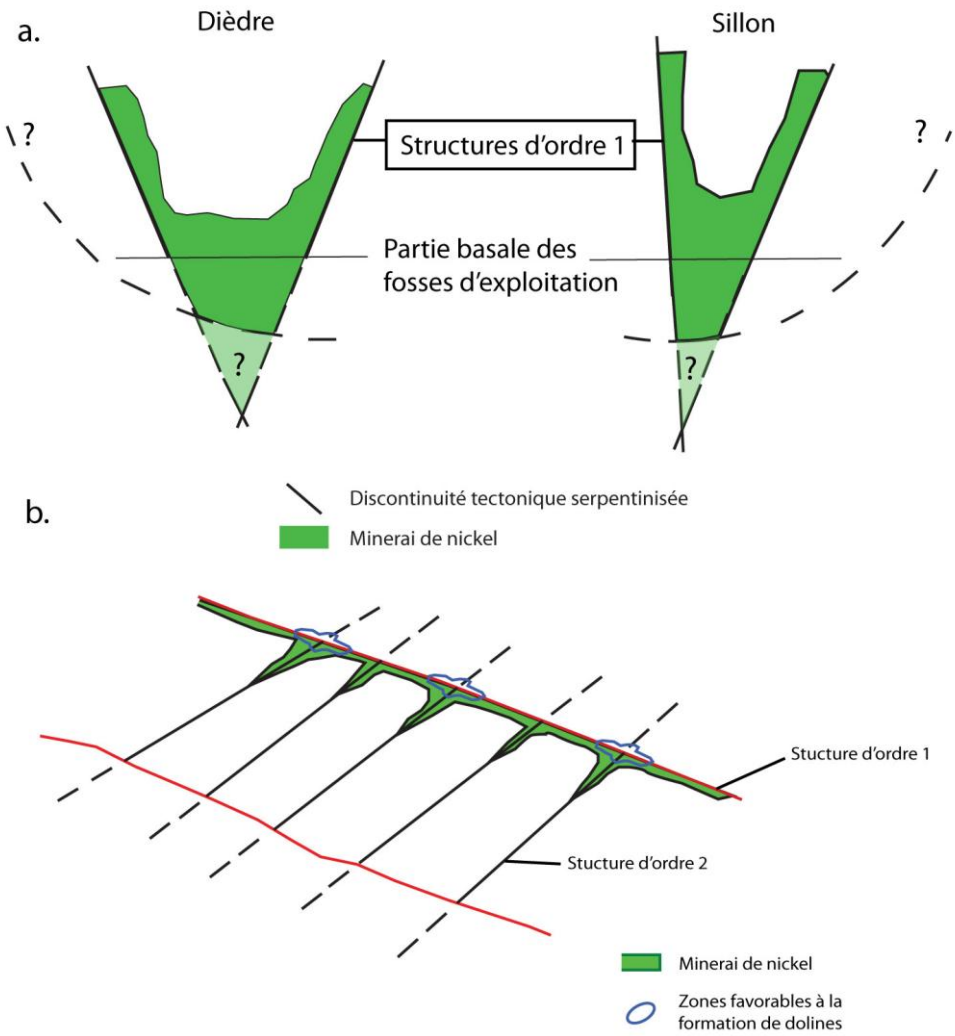


Figure 255 - Les pièges structuraux. a) En coupe, dièdres et sillons formés par les structures d'ordre 1 avec faille oblique à plate pouvant limiter le stock de Ni ; b) En plan, « coins » structuraux riches en Ni formés par la rencontre des structures d'ordre 1 et d'ordre 2. Des dolines peuvent exprimer en surface la rencontre de ces structures.

11 Apports de la géophysique et de la télédétection

Afin de **limiter l'empreinte environnementale** de l'exploration minière, les sociétés souhaitent utiliser des **outils performants et non intrusifs, complémentaires des campagnes de sondage**. Ainsi, les outils évalués au cours de cette thèse, i) **la télédétection hyperspectrale** et ii) **la géophysique avec la radiométrie**, peuvent-elles venir en renfort aux équipes d'exploration. Ces méthodes, associées aux outils classiquement utilisés depuis une dizaine d'année, comme **la tomographie de résistivité électrique** (Robineau *et al.*, 2007), le **géo radar** (Francke, 2000) ou encore la **fluorescence X portable** (Quiniou et Laperche, 2011), permettrent aux géologues miniers de réaliser une cartographie de surface, mais aussi d'imager en profondeur le profil d'altération. Ces outils peuvent de plus apporter des éléments sur les concentrations en Ni (Tableau 33).

Tableau 33 - Comparaison entre les nouvelles méthodes de cartographie et de prospection utilisées durant cette thèse, et celles couramment utilisées en Nouvelle-Calédonie.

		Télédetection hyperspectrale		**Radiométrie**		**Tomographie de résistivité électrique (TER)**		**Géoradar**		**Fluorescence-X**	
		Résultats	*Commentaires*	Résultats	*Commentaires*	Résultats	*Commentaires*	Résultats	*Commentaires*	Résultats	*Commentaires*
Cartographie de surface	Cuirasse	x		-	Rapport en U et Th plus élevé mais ne permet pas de distinguer la cuirasse des latérites	-		-	La transition saprolite/latérite se repère bien. L'humidité et une serpentinisation élevée peuvent poser problème pour cette méthode.	x	Des classes basées sur des rapports entre les éléments chimiques permettent de définir le degré d'altération. L'humidité peut poser un problème pour cette méthode.
	Latérite rouge	x	Le rapport goethite/hématite permet de distinguer les latérites jaunes des rouges	x		-		-		x	
	Latérite jaune	x		-	Les rapports en U, Th et K sont généralement trop faibles pour distinguer les termes intermédiaires	-		x		x	
	Saprolite	x		-		-		x		x	
	Bed-rock	x		x		-		x		x	
	Intrusifs	x	Argiles facilement identifiées	x	Rapport en K plus élevé que le reste	-		-		x	
	Serpentinites	x	Signature de la serpentinite bien marquée	-		-		-		-	
Imagerie en profondeur	Cuirasse	-	Pas de pénétration	-	Faible pénétration	x	Résistivitée élevée < 700 ohm.m	-		-	
	Latérite rouge	-		-		x	Niveau conducteur compris entre 100 et 600 ohm.m, aucune distinction possible entre les latérites rouges et jaunes	-		-	
	Latérite jaune	-		-				-		-	
	Saprolite	-		-		x	Niveau conducteur inf. à 100 ohm.m	-		-	
	Bed-rock	-		-		x	Niveau conducteur compris entre 100 et 600 ohm.m	-		-	
	Intrusifs	-		-		-		-		-	
	Serpentinites	-		-		-		-		-	
Informations sur la teneur en Ni	Latéritique	x	Information à travers le rapport goethite/hématite (la goethite étant le porteur du Ni dans les latérites)	-		-		-		x	Dans les deux cas la Fluorescence-X permet d'obtenir la teneur en Ni et Co
	Saprolitique	x	Signature possible de la garniérite	-		-		-		x	

8 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1 Introduction

L'importance de la cartographie et de la connaissance fine du régolithe n'est plus à démontrer, que cela soit pour l'aménagement du territoire, pour la gestion des risques naturels ou la prospection des ressources minérales.

Cette étude à diverses échelles, du massif minier au minéral a bénéficié de l'appui de plusieurs projets scientifiques et de nombreux outils ont pu être utilisés.

2 Synthèse sur le régolithe développé sur massifs ultrabasiques

Le régolithe, très particulier, que constitue le profil latéritique développé sur roches ultrabasiques a été largement étudié par le passé, en raison de son intérêt économique. Une synthèse des nombreuses études ayant porté sur les saprolites et les gisements de nickel associés (minerai saprolitique) a été réalisée. Les données acquises durant cette thèse permettent de mieux cerner l'évolution minéralogique, géochimique et géologique des profils d'altération. Une analyse pétrographique fine des cuirasses a été réalisée afin de distinguer les conditions de formation des différentes paléosurfaces cuirassées, et d'identifier les porteurs d'aimantation rémanente dans le cadre des datations paléomagnétiques.

L'ensemble des paramètres influençant la genèse et l'évolution des régolithes a été étudié : paléoclimat, lithologie, structuration (et serpentinisation), hydrogéologie (karstification), etc. Un travail de description géomorphologique a été réalisé à 3 échelles (Grande Terre, massifs et chantiers). Cette étude a permis de distinguer deux types principaux : plateau en domaine montagneux et bassin, correspondant respectivement aux gisements saprolitiques et gisements latéritiques.

3 Cartographie du régolithe

La cartographie de ces domaines, réalisée à 1/50 000, s'appuie sur des observations de terrain classiques, et fait appel à la géomorphologie, l'analyse structurale, l'altérologie, l'hydrogéologie, etc. Ces informations sont structurées dans des bases de données afin de les valoriser sous forme de carte consultable sur internet, ou de nouvelles feuilles pluri-thématiques à 1/50 000 (régolithe, substrat, aires protégées, cadastre minier, etc.). En outre, afin d'améliorer la couverture cartographique sur des zones difficiles d'accès, de nouveaux outils ont été évalués.

Le premier outil testé pour la cartographie du régolithe a été la télédétection hyperspectrale. Cette technologie employée avec succès a permis, une fois la procédure de traitement des images mise en place, de cartographier le régolithe à l'aide d'une classification se rapprochant de beaucoup de celle utilisée classiquement par le géologue. Ainsi, en fonction du nombres de classes choisi la télédétection hyperspectrale

apporte une précision de : (i) 4 classes : 85 % (taux de pixels bien classés) (cuirasse ; latérite ; saprolite ; serpentinite) ; (ii) 7 classes : 74 % (roche mère ; cuirasse ; pisolithes ; latérite rouge ; latérite jaune ; saprolite nickélifère ; saprolite serpentinisée). De plus, la caractérisation assez fine du type d'oxy-hydroxyde de fer permet de cartographier les différentes types de latérites (latérite rouge et jaune) ce qui est un atout pour le mineur toujours à la recherche de latérite jaune porteuse de Ni. Le même type de carte peut être réalisé pour le degré de serpentinisation, dont la caractérisation est également très utile aux mineurs. Bien que cet outil soit très puissant, le taux de couverture végétal semble être une limite. C'est pourquoi les évolutions futures de cet outil devront tendre à déconvoluer l'ensemble du signal, afin de séparer le signal de la végétation et celui du sol.

La deuxième méthode évaluée a été la spectro-radiométrie gamma, principalement pour repérer le cortège filonien de la Nappe des Péridotites, plus riche en K que les roches ultrabasiques. En effet, ces filons sont connus depuis longtemps par les mineurs pour leur rôle dans la structuration des gisements de Ni. L'outil radiométrique, testé au sol, enregistre une réponse radiométrique pour les filons à l'affleurement dans un transect de mesures (mode station ou mode continu). La spectro-radiométrie gamma permet aussi de mettre en évidence les zones latéritiques, marquées par des teneurs en U et Th légèrement supérieures au bruit de fond. Le faible contraste des teneurs mesurées limite cependant l'intérêt de la méthode. Des simulations de levers héliportés ont été réalisées à partir de la cartographie radiométrique faite au sol sur le site de la Rivière des Pirogues. Elles montrent que les paramètres d'acquisition optimaux nécessaires à la radiométrie spectrale aéroportée dans un contexte peu radiogénique (garde au sol de 50 mètres pour un volume de 50,4 litres), ne permettent pas de faire une acquisition couplée avec les méthodes électro- magnétiques.

4 Les datations par paléomagnétisme

L'âge de formation des manteaux d'altération reste difficile à établir. Le recours à une méthode de datation indirecte par paléomagnétisme a permis pour la première fois d'attribuer un âge aux cuirasses sommitales de certains profils. Les premiers résultats montrent que dès la fin de l'Oligocène (25 Ma), des cuirassements se sont formés sur la paléosurface correspondant actuellement au plateau de Tiébaghi. Il est possible d'en déduire i) qu'à la fin de l'Oligocène, l'émersion (en tout cas pour le Nord) est terminée ; ii) que de par sa forte épaisseur et son extension, cette paléosurface s'est formée en position probablement beaucoup moins déconnectée du réseau hydrographique qu'actuellement (nappe phréatique pérenne), et donc à plus faible altitude relative ; iii) qu'un évènement postérieur à 25 Ma est responsable de l'isolement du massif ; iv) que cette paléosurface a subit une érosion modérée depuis le Miocène. Ces observations sont généralisables aux autres klippes du Nord, Poum et Bélep, qui présentent le même type de plateau sommital préservé

La cuirasse sommitale, telle que celle décrite sur Tiébaghi, n'existe plus sur les autres klippes de la côte ouest : Ouaco, Koniambo, Kopéto-Boulinda, Me Maoya. En effet, ou bien il n'y a pas de cuirasse, ou bien ce sont des « pseudo-cuirasses » remaniant régolithe plus ancien, impossibles à dater par la méthode paléomagnétique. La morphologie de ces massifs est constituée de plateaux étagés, mais l'absence de datation ne permet pas de savoir si ces plateaux sont uniquement liés à des décalages par failles ou à plusieurs morphogenèses successives. Les caractéristiques des klippes de la côte

ouest sont généralisables au nord du Massif du Sud. Les klippes et la partie nord du Massif du Sud ont subi d'importants mouvements verticaux, probablement postérieurs à 25 Ma, responsables du démantèlement du régolithe initial.

Le Sud du Massif du Sud a quand à lui, une histoire différente. Les datations paléomagnétiques indiquent trois phases de cuirassement : 25 Ma, 10-15 Ma et 0-5 Ma. Cet ensemble parait avoir été préservé de mouvements verticaux importants et donc d'une intense érosion. Sa morphologie d'alvéoles et de bassins, est probablement très comparable à la surface initiale d'altération de la Nappe des Péridotites.

5 Les évènements « post-obduction »

Une vision globale des évènements qui ont suivi l'obduction éocène peut-être approchée par l'étude complémentaire des sédiments néogènes (Népoui principalement dans cette étude) et des granitoïdes fini oligocènes. En effet, la découverte récente d'un calcaire d'âge Miocène inférieur sous le conglomérat de Pindaï (Népoui) permet de réévaluer précisément l'âge du dépôt de ce conglomérat torrentiel, constitué principalement d'éléments des profils d'altération oligocènes. L'âge obtenu est très proche de celui du granite de Koum ayant subi une exhumation rapide (données thermochronologiques traces de fission et U/th-He sur apatite). L'ensemble des données converge vers une cause tectonique plutôt qu'eustatique pour rendre compte de la phase d'érosion du début du Miocène. La rupture de la plaque plongeante de l'ancienne subduction éocène, a permis l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique à l'origine de l'adamellite de Koum et un soulèvement brutal et de courte durée de la Nouvelle-Calédonie

6 Les gisements nickélifères : typologie des latérites

Du point de vu minier, une meilleure connaissance géométrique et la genèse des différents profils latéritiques devait être comblé. Sur la base du contexte géomorphologique, de la nature du protore et des données géochimiques fournies par les différents opérateurs miniers, quatre types principaux de profils d'altération latéritiques ont été définis. Le type A correspond aux profils rencontrés dans le Sud du Massif du Sud. Il est caractérisé par de fortes épaisseurs de latérite jaune et, un niveau saprolitique assez mince. Le type B est typique des sites en domaine montagneux. Il est caractérisé par une cuirasse résiduelle généralement en cours de démantèlement, un horizon de latérite jaune qui peut localement être épais mais d'extension réduite et un horizon saprolitique très développé. Le type C a été défini à partir du site de Tiébaghi dont les latérites jaunes se distinguent par des teneurs élevées en Al_2O_3 et par l'apparition dans le profil, d'horizons d'altération spécifiques qui ne sont pas rencontrés sur les autres sites miniers. Le type D correspond aux profils d'altération qui se développent à proximité immédiate de la semelle de serpentinite. Il est remarquable de constater que les teneurs en Ni et Co des échantillons de latérite jaune des différents sites sont très similaires et qu'elles montrent une même évolution verticale.

Tous les sites visités sont caractérisés par une très grande hétérogénéité du bedrock. Cette irrégularité est liée à l'existence de nombreux fractures qui guident les processus d'altération supergène. Une étude des différents sites a été réalisée afin de tenter de la corréler la structure avec la distribution des teneurs en Ni et Co. Sur

l'ensemble des sites, de nombreuses mesures structurales et un essai de classification des accidents ont été réalisés à différentes échelles d'observation. Etablir l'origine et une chronologie de la fracturation s'est révélé particulièrement complexe. Cependant, plusieurs types de piège ont été identifiés pour caractériser les différents chantiers d'exploitation.

7 Perspectives

Afin de poursuivre le travail entamé par cette thèse, plusieurs pistes peuvent être envisagées :

- D'autres méthodes géophysiques, telle que le magnétisme et l'électromagnétisme peuvent être employées, afin de caractériser la structure de la Nappe des Péridotites. Bien que coûteux, des profils sismiques peuvent aussi être envisagés pour imager la structure profonde ;
- La qualité de l'information hyperspectrale permet d'imaginer un large développement de cet outil selon d'autres procédures : (i) levés réalisés directement sur les fronts, afin d'obtenir des informations sur le degré d'altération de la roche et le degré de serpentinisation de la roche ; (ii) levés réalisés sur carottes. La cartographie des carottes de sondage par spectro-radiométrie permettrait aux sociétés minières de réaliser une économie substantielle sur la description des kilomètres de forages réalisés sur mine en Nouvelle-Calédonie et le travail fastidieux de logging qui en découle. En outre, la résolution de cet outil est proche du µm et permet aussi depuis peu d'obtenir une approche quantitative de la composition chimique ;
- En termes de datation, plusieurs méthodes ont été testées durant ce travail ainsi que dans le projet « Typologie des latérites ». L'intérêt des méthodes basées sur les isotopes cosmogéniques reste à évaluer ;
- L'hypothèse de la rupture de la plaque plongeante comme cause de mouvements verticaux doit être appuyée par d'autres arguments. La mise en œuvre de la tomographie télésismique pourrait être d'un grand intérêt ; en cela, le réseau de sismographes mis en place récemment en Nouvelle-Calédonie et ceux des pays voisins devrait être mis à contribution ;
- Et enfin, en parallèle à cette étude, la caractérisation géochimique des latérites a permis de mettre en évidence des teneurs intéressantes en scandium (Sc). Cet élément est connu pour être un sous-produit du Ni et du Co dans les latérites (Australie, Indonésie, Philippines). Son coût est élevé, environ 150 $/g. Il apparaît ainsi motivé d'améliorer la connaissance sur les minéralisations en en scandium pour fournir des bases scientifiques dans le cadre d'une prospection raisonnée et au *in fine* pour une meilleure valorisation des ressources minières de la Nouvelle-Calédonie.

BIBLIOGRAPHIE

Acton, G. D., et W. A. Kettles (1996), Geologic and palaeomagnetic constraints on the formation of weathered profiles near Inverell, Eastern Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *126*(3), 211-225.

Adams, C. J. (1970), A reconsideration of the East Indian Letter Classification of the Tertiary, *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, *19*(85-137).

Adams, C. J. (1984), Neogene larger foraminifera, evolutionary and geological events in the context of datum planes in *Pacific Neogene Datum Planes. Contributions to Biostratigraphy and Chronology*, edited by N. Ikebe, & Tsuchi, R., pp. 47-67, University of Tokyo Press, Tokyo.

Adams, C. J., D. Cluzel, et W. L. Griffin (2009), Detrital zircon ages and provenance of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes of New Caledonia, *Australian Journal of Earth Sciences*, *56*, 1023 - 1047.

Aitchison, J. C., G. L. Clarke, S. Meffre, et D. Cluzel (1995a), Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution, *Geology*, *23*(2), 161-164.

Aitchison, J. C., S. Meffre, et D. Cluzel (1995b), Cretaceous/Tertiary radiolarians from New Caledonia, *Geological Society of New Zealand*, *81*(A), 70.

Aitchison, J. C., T. R. Ireland, D. Cluzel, et S. Meffre (1998), U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia and regional implications, *Tectonophysics*, *299*, 333 - 343.

Ali, J. R., et J. C. Aitchison (2000), Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic model, *Earth and Planetary Science Letters*, *177*, 153 - 161.

Allègre, C. (2005), *Géologie isotopique*, 492 pp., Belin, Paris, Belin sup.

Ambrosi, J.-P. (1984), Pétrologie et géochimie d'une séquence de profils latéritiques cuirassés ferrugineux de la région de Diouga, Burkina Fasso.

Ambrosi, J., et D. Nahon (1986), Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles, *Chemical Geology*, *57*(3), 371-393.

Andréfouët, S., G. Cabioch, B. Flamand, et B. Pelletier (2009), A reappraisal of the diversity of geomorphological and genetic processes of New Caledonian coral reefs: a synthesis from optical remote sensing, coring and acoustic multibeam observations, *Coral reefs*, *28*(3), 691-707.

Audet, M.-A. (2009), Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie Formation et obduction d'un complexe ophiolitique du type SSZ. Enrichissement en nickel, cobalt et scandium dans les profils résiduels, Université de Franche Comté.

Augé, T. (2002), Etude d'un gisement de chromite et de minéralisations en platinoïdes, BRGM, Orléans.

Auzende, J. M., S. Van de Beuque, M. Regnier, Y. Lafoy, et P. A. Symonds (2000), Origine of the New Caledonia ophiolites based on a Frenc-Australian sismic transect, *Marine Geology*, *162*, 225 - 236.

Avias, J. (1952), Note sur la genèse des gîtes nickélifères en Nouvelle-Calédonie, *XIXème Congrès géologique international*, *Sect.XII, Fasc. XII*, 271-272.

Avias, J. (1967), Overthrust structure of the main ultrabasic new caledonian massives, *Tectonophysics*, *4*(4-6), 531-541.

Avias, J. (1969a), Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. , *C.R. Acad. Sc.* , *268*, 244-246.

Avias, J. (1969b), Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques, *CR Acad. Sci. Paris, Ser. D*, *268*, 244-246.

Bailly, L., J. P. Ambrosi, J. Barbarand, A. Beauvais, D. Cluzel, C. Lerouge, F. Quesnel, E. Ramanaïdou, C. Ricordel-Prognon, G. Ruffet, B. Sevin, M. Wells, et J. Yans (2014), Projet NICKAL : "Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni", rapport final, 402 pp, BRGM/RP-63 482-FR.

Baldwin, S. L., T. Rawling, et P. G. Fitzgerald (2007), Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific, *Geological Society of America Special Paper*, *419*, 117-134.

Ballance, P. F., et J. D. Campbell (1993), The Murihiku arc-related basin of New Zealand (Triassic-Jurassic), in *South Pacific sedimentary basins, Sedimentary Basins of the World 2*, edited by P. F. Ballance, pp. 21 - 33, Elsevier, Amsterdam.

Bappel, E., A. Bégué, M. Despinoy, B. Y., et B. Siegmund (2003), Spectral indices as bio-indicators of sugar cane crop condition from hyperspectral CASI data, in *IGARSS 2003 - Learning from earth's shapes and colors*, edited by I. G. a. R. S. Society, pp. 516-563, Toulouse, France.

Bates, R. L., et J. A. Jackson (1987), Glossary of Geology. (3rd ed.), American Geological Institute, Alexandria.

Baubron, J. C., J.-H. Guillon, et J. Récy (1976), Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île de Maré, archipel des Loyauté (Sud Ouest Pacifique), *Bulletin BRGM*, *4*, 165-176.

Baumann, F. (2010), Le mésothéliome malin pleural en Nouvelle-Calédonie: analyse spatiale et déterminants environnementaux - facteurs de risque d'exposition à l'amiante naturel., Université de Nouvelle-Calédonie, Nouméa.

Beauvais, A. (1988), Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique. Morphologie, Pétrologie et Géochimie., Université de Poitiers, Poitiers.

Beauvais, A., J.-C. Parisot, et C. Savin (2007), Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment, *Geomorphology*, *83*(1-2), 1-13.

Bennett, H. H., et R. V. Allison (1928), The soils of Cuba *Trop. Plant. Res. Found. Washington, D.C.*

Berggren, W. A., et P. N. Pearson (2005), A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation, *Journal of Foraminiferal Research*, *35*(4), 279-298.

Besse, J., et V. Courtillot (2002), Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res.*, *107*(B11), 2300.

Besse, J., et V. Courtillot (2003), Correction to ‚ÄúApparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr‚Äù, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978‚Äì2012)*, *108*(B10).

Beudant, F. S. (1824), *Traité élémentaire de Minéralogie*, 856 pp., Verdière, Paris,
Bish, D. L., et G. W. Brindley (1978), Deweylites, mixtures of poorly crystalline hydrous serpentine and talc-like minerals, *Mineralogical magazine*, *42*, 75-79.

Bitoun, G., et J. Récy (1982), Origine et évolution du bassin des Loyauté et ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie: Contribution à l'étude géodynamique du sud-ouest Pacifique, *Travaux et documents ORSTOM*, 509 - 539.

Black, P. M., T. Itaya, T. Ohhira, I. E. M. Smith, et M. Takagi (1994), Mid-Tertiary magmatic events in New Caledonia: K-Ar dating of boninitic volcanism and granodiorite intrusives, *Geoscience reports of Shizuoka University*, *20*, 49-53.

Boardman, J. W., et F. A. Kruse (1994), Automated spectral analysis: A geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada, paper presented at Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Ann Arbor, Michigan.

Boeglin, J.-L., et J.-L. Probst (1996), Transports fluviaux de matières dissoutes et particulaires sur un bassin versant en région tropicale: le bassin amont du Niger au cours de la période 1990-1993, *Sciences Géologiques, Bulletin*, *49*(1-4), 25-45.

Bogdanov, I., D. Huaman, J. F. Thovert, P. Genthon, et P. Adler (2011), Tectonic stresses seaward of an aseismic ridge-trench collision zone. A remote sensing approach on the Loyalty Islands, SW Pacific, *Tectonophysics*, *499*, 77-91.

Boulangé, B. (1984), Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire: les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé.

Bourgeon, G., et Y. Gunnell (2005), La latérite de Buchanan, *Etude et Gestion des Sols*, *12*(2), 87-100.

Brand, N. W., C. R. M. Butt, et M. Elias (1998), Nickel laterites: classification and features, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, *17*(4), 81-88.

Bryan, S. E., A. E. Constantine, C. J. Stephens, A. Ewart, et R. W. Schon (1997), Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: implications for the break-up of the eastern Gondwana, *Earth and Planetary Science Letters*, *153*, 85-102.

Buchanan, F. (1807), *A journey throught the countries of Mysore, Canara and Malabar.*, (1988 reprint, Asian Educational Services, New-Dehli).

Büdel, J., L. Fischer, et D. Busche (1982), *Climatic geomorphology*, Princeton University Press Princeton.

Butler, R. F. (1998), Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes, *Electronic edition*, 1-238.

Butt, C. R., et R. E. Smith (1980), Conceptual models in exploration geochemistry: Australia, *Journal of Geochemical Exploration*, *12*, 89.

Cabioch, G., B. Thomassin, et J. Lecolle (1989), Age d'émersion des récifs frangeants holocènes autour de la «Grande Terre» de Nouvelle-Calédonie (SO Pacifique). Nouvelle interprétation de la courbe des niveaux marins depuis 8000 ans BP, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, *308*(4), 419-425.

Cabioch, G., D. Wirrmann, A.-M. Sémah, T. Corrège, et F. Le Cornec (2008), Évolution des paléoenvironnements dans le Pacifique lors de la dernière déglaciation : exemples en Nouvelle-Calédonie et au Vanuatu, *Le Journal de la Société des Océanistes*, *126-127*, 25-40.

Cambell, J. M. (1917), Laterite: its origin, structure and minerals, *Min, Mag. G.B.*, *17*, 67-77, 120-128, 171-179.

Campbell, H. J. (1984), Petrography and metamorphism of the Téremba Group (Permian to Lower Triassic) and the Baie de St. Vincent Group (Upper Triassic to Lower Jurassic), New Caledonia, *Journal of the Royal Society of New Zealand*, *14*, 335-348.

Carroué, J. P. (1972), Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/50 000, feuille Pouembout, Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Carson, C. J., R. Powell, et G. L. Clarke (1999), Calculated mineral equilibria for eclogites in CaO-Na_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O; application to the Pouebo Terrane, Pam peninsula, New Caledonia, *Journal of Metamorphic Geology*, *17*, 9-24.

Carvalho, O. A., E. Souza Martins, G. M. Baptista, A. P. F. Carvalho, J. Silva Madeira Netto, et P. R. Meneses (1999), Mineralogical differenciation in weathering profiles of lateritic Ni using AVIRIS data in Niquelandia - GO, Brazil, in *Airbone visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS) 1999 Workshop*, edited.

Caudmont, S., et L. Maitrepierre (2007), *Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie*, Météo-France, Direction interrégionale de Nouvelle-Calédonie et de Wallis-et-Futuna

Chardon, D., et V. Chevillotte (2006), Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record, *Tectonophysics*, *420*(3-4), 473-491.

Chardon, D., V. Chevillotte, A. Beauvais, G. Grandin, et B. Boulangé (2006), Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin?, *Geomorphology*, *82*(3-4), 273-282.

Chardon, D., J. A. Austin Jr., G. Cabioch, B. Pelletier, S. Saustrup, et F. Sage (2008), Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel reflection seismic profiles, *C.R. Geoscience*, *340*, 68-73.

Chevalier, J. P. (1968), Géomorphologie de l'île de Maré. Les récifs actuels de l'île de Maré. les Madréporaires fossiles de Maré - Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, 1960 - 1963, 1-57 pp, 3.

Chevillotte, V. (2005), Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré, exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). 166 pp, University of Noumea.

Chevillotte, V., P. Douillet, G. Cabioch, Y. Lafoy, Y. Lagabrielle, et P. Maurizot (2005), Evolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant les derniers cycles glaciaires, *Comptes Rendus Geosciences*, *337*(7), 695-701.

Chevillotte, V., D. Chardon, A. Beauvais, P. Maurizot, et F. Colin (2006), Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change, *Geomorphology*, *81*(3-4), 361-375.

Chevrel, S. (2012), Etude par spectro-radiométrie des profils latéritiques sur péridotites de Nouvelle-Calédonie, BRGM/RP-59866-FR, Orléans.

Clarke, G. L., J. C. Aitchison, et D. Cluzel (1997), Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia : a reappraisal, *Journal of Metamorphic Petrology*, *38*(7), 843-876.

Clenet, H. (2009), Télédétection hyperspectrale: minéralogie et pétrologie. Application au volcan Syrtis Major (Mars) et à l'ophiolite d'Oman, 367 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Cluzel, C., et B. Vigier (2008), Syntectonic Mobility of Supergene Nickel Ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from Garnierite Veins and Faulted Regolith, *Resource Geology*, *58*(2), 161-170.

Cluzel, D., D. Chiron, et M.-D. Courme (1998), Discordance de l'Eocène supérieur et Evénements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, *327*(7), 485-491.

Cluzel, D., J. C. Aitchison, et C. Picard (2001), Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications, *Tectonophysics*, *340*(1-2), 23-59.

Cluzel, D., et S. Meffre (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., *C.R. Geoscience*, *334*, 867-874.

Cluzel, D., D. Bosch, J.-L. Paquette, Y. Lemennicier, P. Montjoie, et R.-P. Ménot (2005), Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off, *The Island Arc*, *14*(3), 254-271.

Cluzel, D., S. Meffre, P. Maurizot, et A. J. Crawford (2006), Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific; evidence from preobduction dikes in the ophiolite of New Caledonia, *Terra Nova*, *18*, 395-402.

Cluzel, D., C. J. Adams, S. Meffre, H. Campbell, et P. Maurizot (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*(4), 381-397.

Cluzel, D., C. J. Adams, P. Maurizot, et S. Meffre (2011), Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: an Australian provenance questioned, *Tectonophysics*, *501*, 17-27.

Cluzel, D., F. Jourdan, S. Meffre, et S. Lesimple (2012a), The metamorphic sole at the base of the ophiolite of New Caledonia; 40Ar/39Ar, U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge, *Tectonics*, *31*(TC3016), 18.

Cluzel, D., P. Maurizot, J. Collot, et B. Sevin (2012b), An outline of the geology of New Caledonia; from Permian-Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution, *Episodes-Newsmagazine of the InternationalUnion of Geological Sciences*, *35*(1), 72.

Cogné, J. P. (2003), PaleoMac: A Macintosh™; application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *4*(1), 1007.

Cohen, B. E., K. M. Knesel, P. M. D. Vasconcelos, et W. P. Schellart (2013), Tracking the Australian plate motion through the Cenozoic; Constraints from 40Ar/39Ar geochronology, *Tectonics*, *32*(5), 1371-1383.

Colin, F. (1984), Etude pétrologique des altérations de pyroxénite du gisement nickélifère de Niquelandia (Brésil), Paris 7, Paris.

Collot, J., L. Geli, Y. Lafoy, R. Vially, D. Cluzel, F. Klingelhoefer, et H. Nouzé (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*(6), TC6006.

Collot, J. Y., A. Malahoff, J. Recy, G. Latham, et F. Missegue (1987), Overthrust Emplacement Of New Caledonia Ophiolite: Geophysical Evidence, *Tectonics*, *6*(3), 215-232.

Cook, S. E., R. J. Corner, P. R. Groves, et G. J. Grealish (1996), Use of airbone gamma radiometric data for soil mapping, *Australian Journal of Earth Sciences*, *34*(1), 183-194.

Coudray, J. (1971), Sur un nouveau type de gisement de nickel en Nouvelle-Calédonie associé à un complexe argilo-conglomératique d'âge néogène-quaternaire, *C.R. Acad. Sc.*, *273*, 603-606.

Coudray, J. (1976), Recherches sur le néogène et le quaternaire marins de la Nouvelle Calédonie, Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Fondation Singer-Polignac thesis, 275 pp, Université de Montpellier II.

Dana, J. D. (1872), *Fifth Edition of Dana's mineralogy*, J. Wiley & son, New York,
Davis, W. M. (1925), Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, *Annales de Géographie*, *34*, 244-269; 322-359; 423-441; 521-556.

de Boer, B., R. S. W. van de Wal, L. L.J., et R. Bintanja (2011), Transient nature of the Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic δ18O records, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *335-336*, 4-11.

Delesse, A. E. O. J. (1853), *Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges: Granite*, impr. E. Thunot.

Deparis, J., B. Sevin, P. Maurizot, J. Perrin, S. Rad, et F. Quesnel (2011), Etude de la réponse radimétrique des différentes roches des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie, BRGM, BRGM/RP-59829-FR, Orléans.

Despinoy, M., et O. Naim (1998), Etude sur l'océanographie côtière à l'Île de la Réunion par télédétection multibande, in *Programmes et résumés des septièmes journées du réseau de télédétection de l'UREF*, edited by CARTEL, pp. 29-36, Université de Sherbrooke (Québec, Canada).

Despinoy, M., A. Minghelli-Roman, A. Begue, M. Petit, J. Coudray, et A. Barcelo (2004), Airborne CASI imagery for bathymetric study in Reunion Island (Indian Ocean). paper presented at Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS.

Despinoy, M., F. De Boissieu, M. Mangeas, T. Cudahy, C. Ong, I. Lau, B. Sevin, P. Maurizot, S. Chevrel, F. Flouvat, N. Selmaouï, et C. D. (2012), Etude sur la CArtographie du Régolithe par Télédétection Hyperspectrale Aéroportée en Nouvelle-Calédonie, 130 pp, IRD, Nouméa.

Dewolf, Y., et G. Bourrié (Eds.) (2008), *Les formations superficielles: Génèse - Typologie - Classification - Paysages et environnements- Ressources et risques.*, 896 pp., Ellipses.

Diakonov, I., I. Khodakovsky, J. Schott, et E. Sergeeva (1994), Thermodynamic properties of iron oxides and hydroxides. I. Surface and bulk thermodynamic properties of goethite (α-FeOOH) up to 500 K *European Journal of Mineralogy*, *6*, 967 - 983.

Dilek, Y., et û. Altunkaynak (2009), Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt, *Geological Society, London, Special Publications*, *311*(1), 213-233.

DIMENC (2009), *Schéma de mise en valeur des richesses de la Nouvelle-Calédonie* Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa.

Dosseto, A., B. Bourdon, et S. P. Turner (2008), Uranium-series isotopes in river materials: Insight into the timescales of erosion and sediment transport, *Earth and Planetary Science Letters*, *265*, 1-17.

Dublet, G., F. Juillot, G. Morin, E. Fritsch, D. Fandeur, G. Ona-Nguema, et G. E. Brown Jr (2012), Ni speciation in New Caledonian lateritic regolith: A quantitative X-ray absorption spectroscopy investigation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *95*, 119-133.

Dublet, G. (2013), Relation entre spéciation et distribution du nickel dans les couvertures d'altération latéritique des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, 353 pp, Université Paris VI, Paris.

Dublet, G., F. Juillot, G. Morin, E. Fritsch, V. Noel, J. Brest, et G. E. Brown (2014), XAS evidence for Ni sequestration by siderite in a lateritic Ni-deposit from New Caledonia, *American Mineralogist*, *99*(1), 225-234.

Dubois, J., J.-H. Guillon, J. Launay, J. Récy, et J.-J. Trescases (1973), Structural and other aspects of the New Caledonia-Norfolk area, edited, University of Western Australia Press.

Dubois, J., J. Launay, et J. Recy (1974), Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation, *Tectonophysics*, *24*(1-2), 133-150.

Dubois, J., C. Deplus, M. Diament, J. Danie, et J. Y. Collot (1988), Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu); mechanical and geodynamic implications, *Tectonophysics*, *149*, 111-119.

Duda, R. O., P. E. Hart, et D. G. Stork (2001), *Pattern classification*, Wiley-Intersciences,
Duretz, T., T. V. Gerya, et D. A. May (2011), Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response, *Tectonophysics*, *502*(1-2), 244-256.

Duretz, T., S. M. Schmalholz, et T. V. Gerya (2012), Dynamics of slab detachment, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *13*(3), Q03020.

Ebelmen, J. J. (1851), Recherches sur les altérations des roches stratifiées sous l'influence des agents atmosphériques et des eaux d'infiltration. , *B. Soc. Geol. Fr. 2e sé rie*, 159-211.

Falvey, D. A. (1979), Paleomagnetic results from the New Caledonia laterites. Preliminary report., University of Sydney, unpublished report.

Fandeur, D. (2009), Géochimie et cristallochimie du chrome au cours de l'altération de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie, Thèse de doctorat de l'Université Paris Diderot, IPGP, Paris.

Fandeur, D., F. Juillot, G. Morin, L. Olivi, A. Cognigni, S. M. Webb, J.-P. Ambrosi, E. Fritsch, F. o. Guyot, et J. G. E. Brown (2009), XANES Evidence for Oxidation of Cr(III) to Cr(VI) by Mn-Oxides in a Lateritic Regolith Developed on Serpentinized Ultramafic Rocks of New Caledonia, *Environmental Science & Technology*, *43*(19), 7384-7390.

Ferrier, G., et G. Wadge (1996), The application of imaging spectrometry data to mapping alteration zones associated with gold mineralisation in southern Spain, *Int. J. Remote Sensing*, *17*, 331 - 350.

Fisher, R. (1953), Dispersion on a Sphere, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, *217*(1130), 295-305.

Fitzherbert, J. A., G. L. Clarke, et R. Powell (2003), Lawsonite-omphacite-bearingmetabasites of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: evidence for disrupted blueschist- to eclogite-facies conditions, *Journal of Petrology*, *44*, 1805-1831.

Fitzherbert, J. A., G. L. Clarke, et R. Powell (2005), Preferential retrogression of high-P metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia, *Lithos*, *83*, 67-96.

Fitzpatrick, R. W. (1988), Iron compounds as indicators of pedogenic processes: Examples from the southern hemisphere, in *Iron in Soils and Clay Minerals*, edited by J. W. Stucki, et al., D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Netherlands.

Francke, J. C. (2000), The application of geophysics to Nickel Laterite resource evaluation, University of Canterbury.

Frank, N., L. Turpin, G. Cabioch, D. Blamart, M. Tressens-Fedou, C. Colin, et P. Jean-Baptiste (2006), Open system U-series ages of corals from a subsiding reef in New Caledonia: Implications for sea level changes, and subsidence rate, *Earth and Planetary Science Letters*, *249*(3), 274-289.

Frasche, D. F. (1941), Origin of Surigao iron ores, *Economic Geology*, *36*, 280-305.

Freyssinet, P. (1990), Géochimie et minéralogie des latérites du Sud Mali. Evolution des paysages et prospection géochimique de l'or, Strasbourg 1.

Freyssinet, P., C. Butt, R. Morris, et P. Piantone (2005), Ore-forming processes related to lateritic weathering, *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, *1*, 681-722.

Fritsch, E. (2012), Les sols, in *Atlas de Nouvelle-Calédonie*, edited by C. d. Nouvelle-Calédonie and IRD.

Fujioka, T., et J. Chappell (2010), History of Australian aridity: chronology in the evolution of arid landscapes, *Geological Society, London, Special Publications*, *346*(1), 121-139.

Garcin, M., A. Baills, G. Le Cozannet, T. Bulteau, et A.-L. Au boin (2013), Pluri-decadal impact of mining activities on coastline mobility of estuaries of New Caledonia (South Pacific), *Journal of Coastal Research*, *Special Issue n°65*, 494 - 499.

Garnier, J. (1864), Esquisse géologique et ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie, 22 pp, Paris.

Garnier, J. (1867), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *II*(XXIV), 448.

Garnier, J. (1876), Le minerai de nickel de la Nouvelle-Calédonie ou "garniérite", *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, *LXXXII*, 1454 - 1455.

Gehring, A., P. Keller, et F. Heller (1992), Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrusts in southern Mali (Western Africa), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *95*(1), 33-40.

Genna, A., L. Bailly, Y. Lafoy, et T. Augé (2005a), Les karsts latéritiques de Nouvelle-Calédonie., *Karstologia*, *45-46*, 19-28.

Genna, A., P. Maurizot, Y. Lafoy, et T. Augé (2005b), Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus Geosciences*, *337*(3), 367-374.

Ghent, E. D., J. C. Roddick, et P. M. Black (1994), 40Ar/39Ar dating of white micas from the epidote to omphacite zones, northern New caledonia: tectonic implications, *Canadian Journal of Earth Sciences*, *31*, 995-1001.

Girard, M.-C., et C.-M. Girard (2010), *Traitement des données de télédétection-2ème édition-Environnement et ressources naturelles: Environnement et ressources naturelles*, Dunod.

Glasser (1903), Rapport à Monsieur le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie, 299-392 pp, 2, Ann. Mines., Fr.

Goldich, S. S. (1938), A study in rock-weathering, *Journal of Geology*, *46*, 17-58.

Gonzáles-Jiménez, J. M., T. Augé, F. Gervilla, L. Bailly, J. A. Proenza, et W. L. Griffin (2011), Mineralogy and geochemistry of platinum-rich chromitites from the mantle-crust transition zone at Ouen Island, New Caledonia ophiolite, *The Canadian Mineralogist*, *49*(6), 1549 - 1569.

Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. D. Schmitz, et G. M. Ogg (2012), *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Oxford, U.K..

Grandin, G., et M. Thiry (1983), Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération, *Cah. ORSTOM, Sér. Géol*, *13*, 3-18.

Grant-Mackie, J. A., J. P. Paris, S. Freneix, et J. D. Cambell (1977), Advances in correlation of Mesozoic sequences in New Zealand and New Caledonia, in *25th International Geological Congress*, edited, pp. 268 - 269.

Greene, H. G., J. Y. Collot, M. A. Fischer, et A. J. Crawford (1994), Neogene tectonic of evolution of the Hebrides Island arc: a review incorporating ODP drilling results, *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 19-46.

Guérangé, B., R. Lille, et J. Lozes (1975), Etude géologique des terrains anté-oligocènes de la chaîne centrale néo-calédonienne: stratigraphie, régime de sédimentation, évolution structurale et métamorphisme, *Bulletin BRGM (deuxième série)*, *4*(2), 121 - 137.

Guillon, J. H., et J. J. Trescases (1975), Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/ 50 000 et notce explicative, Saint-Louis, BRGM, Orléans,BRGM,BRGM.

Guillot, S., K. Hattori, P. Agard, S. Schwartz, et O. Vidal (2009), Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review, in *Subduction zone geodynamics*, edited, pp. 175-205, Springer.

Guy, B., et J. Moutte (1977), Evolution de la cartographie des formations superficielles des massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie, *Bulletin BRGM*, *1*(IV), 37-42.

Guyomard, T. (1996), Magnétostratigraphie de l'atoll soulevé de Maré, Nouvelle Calédonie, Sud-Ouest Pacifique.

Harsanyi, J. C., et C. I. Chang (1994), Hyperspectral image classification and dimensionality reduction: An orthogonal subspace projection approach, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.*, *32*, 779 - 785.

Heim, J. A., P. M. Vasconcelos, D. L. Shuster, K. A. Farley, et G. Broadbent (2006), Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite, Hamersley province, Australia, *Geology*, *34*(3), 173-176.

Heurteau, E. (1876), Constitution géologique et richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie, *Bulletin de la société géologique de France*, *12*, 648-665.

Hilgen, F., L. Lourens, et J. Van Dam (2012), The Neogene Period, *The geologic time scale*, *2*, 923-978.

Hopley, D., S. G. Smithers, et K. E. Parnell (Eds.) (2007), *The geomorphology of the Great Barrier Reef: development, diversity, and change*, Cambridge University Press, Cambridge.

Huang, C., L. S. Davis, et J. R. Townshend (2002), An assessment of support vector machines for land cover classification, *Int. J. Remote Sensing*, *23*(4), 725 - 749.

Hunt, G. R., et R. C. Evarts (1981), The use of near-infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks, *Geophysics*, *46*, 316 - 321.

IAEA (2003), *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry*, - TECDOC-1363, International Atomic Energy Agency (IAEA).

Idnurm, M., et B. Senoir (1978), Palaeomagnetic ages of Late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromanga Basin, Queensland, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *24*(4), 263-277.

Idnurm, M., et P. Schmidt (1986), Palaeomagnetic dating of weathered profiles, *Memoirs of the Geological Survey of India*, *120*, 79-89.

Jacob, M. (1985), Etude géochimique, minéralogique et géochimique des anomalies en As, Sb, Au et W et indices minéralisés liés aux fractures régionales de la côte Sud-Est de la Nouvelle Calédonie, Université de Paul Sabatier, Toulouse.

Jeanpert, J. (2010), Hydrogéologie des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. Bilan des connaissances et hypothèses de travail., SGNC, Nouméa.

Jébrak, M., É. Marcoux, M. Laithier, et G. Québec (2008), *Géologie des ressources minérales*, Ministère des ressources naturelles et de la faune.

Join, J.-L., B. Robineau, J.-P. Ambrosi, C. Costis, et F. Colin (2005), Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus Geosciences*, *337*(16), 1500-1508.

Kelemen, P. B., J. M. Matter, E. E. Streit, J. F. Rudge, W. B. Curry, et J. Blusztajn (2011), Rates and Mechanisms of Mineral Carbonation in Peridotite: Natural Processes and Recipes for Enhanced, in situ CO2 Capture and Storage, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *39*(1), 545-576.

Keskin, M. (2007), Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume, *Geological Society of America Special Papers*, *430*, 693-722.

Kirschvink , J. L. (1980), The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data., *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *62*, 699–718.

Klein, F., et C. J. Garrido (2011), Thermodynamic constraints on mineral carbonation of serpentinized peridotite, *Lithos*, *126*(3), 147-160.

Klingelhoefer, F., Y. Lafoy, J. Collot, E. Cosquer, L. Geli, H. Nouze, et R. Vially (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*, *102*, P. NIL_71-NIL_88.

Kroenke, L. W., et J. V. Eade (1982), Geomorphology, Structure and Geochemistry of North Fiji Basin Triple Junction, *AAPG Bulletin*, *66*, 974.

Kruiver, P. P., M. J. Dekkers, et D. Heslop (2001), Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation, *Earth and Planetary Science Letters*, *189*(3), 269-276.

Kusuma, K. N., D. Ramakrishnan, H. S. Pandalai, et G. Kailash (2010), Noise reduction in field spectroradiometer data - the "noise-signal index threshold" and its significance in hyperspectral image classification: A case study of laterite, laterite-bauxite and bauxite mapping., *Geocarto International*, *25*(7), 569 - 580.

Lacroix, A. (1913), Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés, *Nouv. Arch. Mus., Paris,*, *5*, 225-358.

Lafoy, Y., F. Missegue, D. Cluzel, et R. Le Suavé (1996), The Loyalty-New hebrides Arc Collision: effects on the Loyalty ridge and basin system, SW Pacific (first results of the ZoNéCo Programme, *Marine Geophysical Research*, *18*(337-356).

Lagabrielle, Y., P. Maurizot, Y. Lafoy, G. Cabioch, B. Pelletier, M. RÈgnier, I. Wabete, et S. Calmant (2005), Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, *Tectonophysics*, *403*(1-4), 1-28.

Lagabrielle, Y., et A. Chauvet (2008), The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia, *Bulletin de la Société Géologique de France*, *179*(3), 315-329.

Lahondère, D., et P. Maurizot (2010), L'amiante dans les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie, 136 pp, BRGM/RP-59252-FR, Orléans.

Lahondère, D. (2012), Atlas des occurences et des types de fibre d'amiante sur mine., 128 pp, BRGM, BRGM/RP-61426-FR, Orléans.

Lajoinie, J. P., et A. Colleau (1978), Nouvelle-Calédonie – Gisements de Tiébaghi, Poum et Art, Nickel oxydé : Géologie des gisements, 39 pp, BRGM 77 NOU 008.

Latham, M. (1974), Nouvelle observation de la coupe de Népoui (Nouvelle-Calédonie); conséquence sur la chronologie de l'étagement des niveaux cuirassés sur les massifs de roches ultrabasiques, *C.R. Acad. Sc.*, *279*, 1055-1058.

Latham, M. (1975), Géomorphologie d'un massif de roches ultrabasiques de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, le Boulinda. , *Cah. O.R.S.T.O.M, sér. Géol.*, *VII*, 17-37.

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, 331 pp, Th. Sci. Dijon.

Lau, I. C., T. J. Cudahy, G. Heinson, A. J. Mauger, et P. R. James (2003), Practical applications of hyperspectral remote sensing in regolith research, in *Advances in Regolith*, edited, CRC LEME.

Laznicka, P. (2006), *Giant metallic deposits: Future sources of industrial metals*, Springer,
Le Roy, P., G. Cabioch, B. Monod, Y. Lagabrielle, B. Pelletier, et B. Flamand (2008), Late Quaternary history of the Nouméa lagoon (New Caledonia, South West Pacific) as depicted by seismic stratigraphy and multibeam bathymetry: A modern model of tropical rimmed shelf, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *270*(1), 29-45.

Leguéré, J. (1976), Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, 161 pp, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

Lei, J., et D. Zhao (2007), Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey, *Earth and Planetary Science Letters*, *257*(1,Äì2), 14-28.

Levat, D. (1888), Etude sur les gisements de Ni-Co-Cr de la Nouvelle-Calédonie, in *Congr. Assoc. Fse, Avanc. Sc.*, edited, pp. 534-542, Toulouse.

Llorca, S. (1986), Les concentrations cobaltifères supergènes en Nouvelle-Calédonie: géologie, minéralogie., 299 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Llorca, S., et P. Monchoux (1991), Supergene cobalt minerals from New Caledonia, *Canadian Mineralogist*, *29*, 149 - 161.

Lucas, R., P. Bunting, M. Paterson, et L. Chisholm (2008), Classification of Australian forest communities using aerial photography, CASI and HyMap data, *Remote Sensing of Environment*, *112*, 2088–2103.

Maignien, R. (1966), Compte rendu de recherches sur les latérites, 155 pp, UNESCO, Paris.

Maillet, P., M. Monzier, M. Selo, et D. Storzer (1983), The d'Entrecastaux zone 'Southwest Pacific) - A petrological and geochronical reappraisal, *Marine Geology*, *53*(3), 179-197.

Marbut, C. F. (1932), Morphology of laterites, in *Proc. 2nd International Congress of Soil Science*, edited, pp. 72-80, Leningrad-Moscow.

Marcaillou, C. (2011), Serpentinisation et production d'hydrogène en contexte de dorsale lente: approche expérimentale et numérique, Université de Grenoble.

Marchesi, C., C. J. Garrido, M. Godart, F. Belley, et E. Ferré (2009), Migration and accumulation of ultra-depleted subduction depleted subduction-related melts in the Massid du Sud ophiolite (New Caledonia), *Chemical Geology*, *266*, 171-186.

Martelet, G., C. Truffert, B. Tourlière, P. Ledru, et J. Perrin (2006), Classifying airbone radiometry data with Agglomerative Hierarchical Clustering: a tool for geological mapping in context of rainforest (French Guiana), *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *8*(3), 208-223.

Martin, H. (1977), Tertiary stratigraphic palynology of the Murray Basin in New South Wales. 1. the Hay Balranald Wakool Districts, paper presented at Journal and proceedings.

Maurizot, P. (1993), Inventaire des ressources minières de la métropole et des départements et territoires d'Outre-mer. Prospection des éléments du groupe du platine dans le Massif du Sud (Nouvelle-Calédonie). Campagne 1993., BRGM, 37 788, Nouméa.

Maurizot, P., Y. Lafoy, et M. Poupée (2002a), Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie, *Zone du Koniambo: Bureau de Recherches Géologiques et Minières Public Report RP51624-FR*.

Maurizot, P., Y. Lafoy, et M. Poupée (2002b), Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie - zone de Goro.

Maurizot, P. (2003), L'aléa naturel mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie. Synthèse des connaissances.

Maurizot, P., et Y. Lafoy (2003), Notice explicative, Carte géol. Nouvelle-Calédonie (1/50 000), feuille Maré, Iles Loyauté, Nouméa.

Maurizot, P., F. Baumann, D. Buisson, S. Chevrel, et M. Despinoy (2009), Amiante environnemental en Nouvelle-Calédonie: 1) Poursuite de l'enquête géologique et épidémiologique; 2) Méthodologie d'utilisation de capteur hyperspectral, 237 pp, Rapport BRGM/RP-57103-FR, Nouméa.

Maurizot, P., et M. Vendé-Leclerc (2009), Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/ 500 000, Notice explicative par Maurizot, P., et J. Collot (2009), Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie de Nouvelle-Calédonie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Nouméa.

Maurizot, P. (2011a), Premiers enregistrements sédimentaires de la convergence pré-obduction en Nouvelle-Calédonie : Formation d'un complexe d'accrétion à l'Eocène

inférieur dans le Nord de la Grande-Terre et mise en place de la nappe des Montagnes Blanches, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *182*, 479-491.

Maurizot, P. (2011b), Formations miocènes de Népoui. Compilation des connaissances, 96 pp, BRGM - SGNC, Nouméa.

Maurizot, P., H. Théveniaut, P. Lecomte, et Y.-M. Cabidoche (2011), Enjeux géologiques propres aux territoires tropicaux., *Géosciences*, *14*, 22 - 31.

Maurizot, P., et D. Cluzel (2014), Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia (Southwest Pacific); an appraisal from surface geology and Cadart 1 borehole data, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*.

Mcfadden, P. L., et M. W. McElhinny (1988), The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *87*(161-172).

McFarlane, M. (1976), *Laterite and landscape*, Academic Press,
McGowran, B., G. R. Holdgate, Q. Li, et S. J. Gallagher (2004), Cenozoic stratigraphic succession in southeastern Australia, *Australian Journal of Earth Sciences*, *51*(4), 459-496.

Medlicott, H. B., et W. T. Blanford (Eds.) (fin XIXe), *Encyclopaedia of Indian Geology, 2nd Edition. (1994 reprint, Cosmo, New-Dehli).* 543 pp.

Meffre, S. (1995), The development of Island Arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia, 237 pp, University of Sydney, Sydney.

Meffre, S., J. C. Aitchison, et A. J. Crawford (1996), Geochemical stratigraphy of boninites and tholeiites from the Permo-Triassic Koh Ophiolite, New Caledonia, *Tectonics*, *15*, 67 - 83.

Merrill, G. P. (Ed.) (1897), *Rocks, rock-weathering and soils*, 411 pp., MacMillan Company, New-York.

Miller, K. G., J. D. Wright, et R. G. Fairbanks (1991), Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, *96*(B4), 6829-6848.

Millot, G. (1970), *Geology of clays*, Springer Verlag., New York.

Millot, G. (1980), *Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques*, Société géologique de France.

Moutte, J. (1979), *Le Massif du Tiébaghi, Nouvelle Calédonie, et ses gîtes de chromite*, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Murphy, R. J., A. J. Underwood, T. J. Tolhurst, et M. G. Chapman (2008), Field-based remote-sensing for experimental intertidal ecology: Case studies using hyperspatial and

hyperspectral data for New South Wales (Australia), *Remote Sensing of Environment*(112), 3353–3365.

Nahon, D. (1976), Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie, systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence.

Nahon, D. (1991), *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*, Wiley, London.

Newbold, T. J. (1844), Laterites of Southern India. Summary of the Geology of South India.

Nicholson, K. N., P. Maurizot, P. M. Black, C. Picard, A. Simonetti, A. Stewart, et A. Alexander (2011), Geochemmistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin, *Lithos*, *125*, 659 - 674.

Nott, J., R. Young, et M. Idnurm (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*(3), 357-373.

Orloff, O. (1968), Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie), Faculté des Sciences de Montpellier.

Orloff, O., et H. Gonord (1968), Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région côtière à l'Est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures majeures récemment mises en évidence dans les mêmes régions, *C.R. Acad. Sc.*, *267*(5-8).

Pain, C., R. Chan, M. Craig, M. Hazell, J. Kamprad, et J. Wilford (1991), RTMAP BMR regolith database field handbook. (1st ed.), 125 pp, BMR, Canberra.

Paquette, J.-L., et D. Cluzel (2007), 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*(4), 613-622.

Paris, J. P. (Ed.) (1981), *Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse (including 1/ 200 000 geological map)*, 278 pp., BRGM, Orléans.

Pelatan, J. (1892), Les mines de Nouvelle-Calédonie - Esquisses géologiques., 10-351-439 pp.

Pelletier, B. (1983), Localisation du nickel dans les minerais garniéritiques de Nouvelle-Calédonie, in *Colloque international organisé par le CNRS sur la pétrologie des roches altérées et des sols*, edited, Paris.

Pelletier, B. (2003), Les minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie, *Géologues*, *138*.

Perrier, N., J.-P. Ambrosi, F. Colin, et R. J. Gilkes (2006a), Biogeochemistry of a regolith: The New Caledonian Koniambo ultramafic massif, *J. Geochem. Explor.*, *88*(1-3), 54-58.

Perrier, N., R. J. Gilkes, et F. Colin (2006b), Heating Fe oxide-rich soils increases the dissolution rate of metals., *Clays and Clay Minerals*, *54*(2), 165-175.

Podwojewski, P., et E. Bourdon (Eds.) (1996), *Le processus d'induration des oxydisols goethitiques sur péridotites en Nouvelle-Caédonie : un mode particulier d'induration de type plinthite*, Elsevier, Paris, FRANCE.

Prinzhofer, A., A. Nicolas, D. Cassard, J. Moutte, M. Leblanc, J. P. Paris, et M. Rabinovitch (1980), Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros; implications for oceanic mantle and crust, *Tectonophysics*, *69*, 85-112.

Prinzhofer, A. (1981), Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique, le Massif du Sud (Nouvelle-Calédonie); La transition manteau-croûte en milieu océanique, 302 pp, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.

Prognon, C., P. Nehlig, J. Roger, F. Lacquement, S. Courbouleix, O. Morel, F. Prognon, et F. Quesnel (2009), Régolithe: substrat d'un développement durable: état de la connaissance sur les formations géologique de surface. Rapport de phase 1, 167 pp, BRGM, BRGM/RP-57737-FR, Orléans.

Quesnel, B., P. Gautier, P. Boulvais, M. Cathelineau, P. Maurizot, D. Cluzel, M. Ulrich, S. Guillot, S. Lesimple, et C. Couteau (2013), Syn-tectonic, meteoric water-derived carbonation of the New Caledonia peridotite nappe, *Geology*, *G34531.1*.

Quesnel, F. (1997), Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris.

Quesnel, F., P. Maurizot, C. Ricordel-Prognon, et K. Lucien (2008), Appui scientifique à la cartographie du régolithe (Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie) Rapport intermédiaire, phase 1 (2007-2008), 96 pp, BRGM, BRGM/RP-56650-FR.

Quesnel, F., C. Ricordel-Prognon, B. Sevin, S. Lesimple, et P. Maurizot (2011), Appui scientifique à la cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 2 (2008-2010), BRGM/RP- 59561-FR.

Quesnel, F., J. Barbarand, B. Sevin, C. Ricordel-Prognon, D. Cluzel, P. Maurizot, et C. Gautheron (2012), Can we use the planation surface concept to reconstruct the morphogenesis of New Caledonia?, Electronical abstract GC126668, paper presented at 34th International Geological Congress, Australian Geosciences Council, Brisbane, Australia.

Quinif, Y. (2010), *Fantômes de roche et fantômisation: essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse*, Université de Mons-UMONS,

Quiniou, T., et V. Laperche (2011), Mesures « in situ » des teneurs, Programme CNRT, Rapport
final, BRGM/RP-RC-59436-FR.

Rajesh, V. J., et S. Arai (2006), Baddeleyite-apatite-spinel-phlogopite (BASP) rock in Achankovil Shear Zone, South India, as a probable cumulate from melts of carbonatite affinity, *Lithos*, *90*(1), 1 - 18.

Regnier, M. (1988), Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia dtermined from P-wave receiver function: evidence for a fossil subduction zone, *Geophysical Journal*, *95*, 561-577.

Ricordel-Prognon, C. (2007), Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif central et de ses bordures: Implications g√©odynamiques, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Ricordel-Prognon, C., D. Parcerisa, M. d. Thiry, M. G. Moreau, et D. G√≥mez-Gras (2007), Triassic magnetic overprints related to albitization in granites from the Morvan massif (France), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *251*(2), 268-282.

Ricordel-Prognon, C., F. Lagroix, M.-G. Moreau, et M. Thiry (2010), Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: Paleomagnetic datings., *Journal of Geophysical Research 115*(B10104).

Ricordel-Prognon, C., F. Quesnel, B. Sevin, L. Alizert, et P. Maurizot (2011), Appui à la cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire, phase 3.. BRGM/RP-60159-FR.

Rigolot, P. (1988), Prolongement méridional des grandes structures de Nouvelle-Calédonie et découverte des monts sous-marins interprétés comme un jalon dans un alignement de hot spot, *C.R. Acad. Sc.*, *307*, 965-972.

Roberts, C. (1942), Soi/ Survey of Puerfo Rico, Bur. Plant Indus. U.S.D.A., 8, 1936.

Robineau, B., J.-L. Join, A. Beauvais, J.-C. Parisot, et C. Savin (2007), Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence, *Australian Journal of Earth Sciences*, *54*, 773-781.

Rodger, A. (2010), A new method of in-scene atmospheric water vapor estimation and post-flight spectral recalibration for hyperspectral sensors Application to the HyMap sensor at two locations, *Remote Sensing of Environment*, *115*, 536 - 547.

Rogers, R. D., H. Karason, et R. D. van der Hilst (2002), Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America, *Geology*, *30*(11), 1031-1034.

Roquin, C., P. Freyssinet, H. Zeegers, et Y. Tardy (1990), Element distribution patterns in laterites of southern Mali: consequence for geochemical prospecting and mineral exploration, *Applied Geochemistry*, *5*(3), 303-315.

Rouet, I. (2009), Caractérisation et éléments de quantification d'aléas naturels liés à l'évolution des versants dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, 214 pp, Université de Nouvelle-Calédonie, Nouméa.

Routhier, P. (1953), Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Mém. Soc. géol, 271 pp, 32, France.

Sainte, P. (2010), Contribution à l'étude de l'altération météorique sur substrat ultrabasique dans les gisements Ni-Co de Nouvelle-Calédonie., Université Libre de Bruxelles.

Schellart, W., G. Lister, et V. Toy (2006a), A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: tectonics controlled by subduction and slab rollback processes, *Earth-Science Reviews*, *76*(3), 191-233.

Schellart, W. P., G. S. Lister, et V. G. Toy (2006b), 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.

Schildgen, T. F., D. Cosentino, B. Bookhagen, S. Niedermann, C. Yildirim, H. Echtler, H. Wittmann, et M. R. Strecker (2012), Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes, *Earth and Planetary Science Letters*, *317,Äì318*(0), 85-95.

Schmidt, P., et C. Ollier (1988), Palaeomagnetic dating of late Cretaceous to early Tertiary weathering in New England, NSW, Australia, *Earth-Science Reviews*, *25*(5), 363-371.

Schmidt, P. W., et B. J. J. Embleton (1976), Palaeomagnetic results from sediments of the Perth Basin, Western Australia, and their bearing on the timing of regional lateritisation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *19*(4), 257-273.

Schmidt, P. W., V. Prasad, et P. K. Ramam (1983), Magnetic ages of some Indian laterites, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *44*(3-4), 185-202.

Schwertmann, U., et E. Murad (1983), Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite, *Clays and Clay Minerals*, *31*(4), 277 - 284.

Schwertmann, U. (1985), The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals, *Advances in Soil Science*, *1*, 172 - 200.

Schwertmann, U. (1988), The occurence and formation of iron oxides in various pedoenvironments., in *Iron in soils and clay minerals*, edited by J. W. Stucki, et al., D Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands.

Scott, K., et C. Pain (2009), *Regolith science*, CSIRO Publishing, Collingwood,
Ségalen, P. (1994), *Les sols férrallitiques et leur répartition géographique*, ORSTOM, Paris, Collection Etudes et Thèses.

Sevin, B., P. Maurizot, et B. Robineau (2012a), Ressources minérales des profils latéritiques: exemple de la Nouvelle-Calédonie, *Géochronique*, *121*.

Sevin, B., C. Ricordel-Prognon, F. Quesnel, D. Cluzel, S. Lesimple, et P. Maurizot (2012b), First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre', *Terra Nova*, *24*(1), 77-85.

Simon-Coinçon, R., A. Milnes, M. Thiry, et M. Wright (1996), Evolution of landscapes in northern South Australia in relation to the distribution and formation of silcretes, *Journal of the Geological Society*, *153*(3), 467-480.

Simon-Coinçon, R., M. Thiry, et F. Quesnel (2000), Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du nord du Massif central (France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, *330*(10), 693-700.

Skrzypek, G., M. Sachanbinski, et M. M. Jedrysek (2003), Oxygen isotope evidence for low temperature formation of chrysoprase, *Mineralogical Society of Poland - Special Papers*, *22*.

Small, C., M. Steckler, L. Seeber, S. Humayun Akhter, S. Goodbred Jr., B. Mia, et B. Imam (2009), Spectroscopy of Sediments in the Ganges–Brahmaputra Delta: Spectral Effects of Moisture, Grain Size and Lithology, *Remote Sensing of Environment*, *113*(2).

Smith, M. L., B. J. Pillans, et K. G. McQueen (2009), Paleomagnetic evidence for periods of intense oxidative weathering, McKinnons mine, Cobar, New South Wales, *Australian Journal of Earth Sciences*, *56*(2), 201-212.

Souque, C. (2006), Magétisme structural dans les chaînes de chevauchement-plissement: dévelopements analytiques et exemples d'utlisation dans les Corbières, Atelier national de reproduction des thèses.

Spandler, C., J. Hermann, et D. Rubatto (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*(TC3003).

Stevens, R. E. (1944), Composition of some chromites of western hemisphere, *American Mineralogist*, *29*, 1 - 34.

Swayze, G. A., C. T. Higgins, J. P. Clinkenbeard, R. F. Kokaly, R. N. Clark, G. P. Meeker, et S. J. Sutley (2004), Preliminary report on using imaging spectroscopy to map ultramafic rocks, serpentinites, and tremolite-actinolite-bearing rocks in California: U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1304, also co-released as California Geological Survey Geologic Hazards Investigation, 12 pp, U.S.G.S.

Symonds, P. A., J. M. Auzende, Y. Lafoy, S. Van de Beuque, G. Bernardel, et H. Stagg (1999), A deep sismic transect from the eastern Australian margin to the New Hebrides arc: the FAUST (French Australian Seismic Transect) program, in *Penrose Conference,*

Mid-Cretaceous to recent plate boundary processes in the Southwest Pacific, edited by L. Baldwin and G. S. Lister, pp. 91 - 93.

Tardy, Y. (1993), *Petrology of laterites and tropical sols*, 408 pp., Taylor & Francis, Paris.

Tardy, Y., et C. Roquin (1998), *Derive des continents paleoclimats et altérations tropicales*, éd. BRGM.

Taylor, G., et R. A. Eggleton (Eds.) (2001), *Regolith Geology and Geomorphology*, Wiley, Chichester.

Théveniaut, H., et P. Freyssinet (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*(4), 209-231.

Théveniaut, H., et P. Freyssinet (2002), Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *178*(1-2), 91-117.

Théveniaut, H., F. Quesnel, R. Wyns, et G. Hugues (2007), Palaeomagnetic dating of the 'Borne de Fer' ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *253*(3), 271-279.

Thorne, R. L., S. Roberts, et R. Herrington (2012), Climate change and the formation of nickel laterite deposits, *Geology*, *40*(4), 331-334.

Thorp, J., et M. Baldwin (1940), Laterite in relation to soils of the tropics, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 163-194.

Traoré, D. (2005), Serpentinisation hydrothermale et altération latéritique des roches ultrabasiques en milieu tropical, Université de Nouvelle-Calédonie, Nouméa.

Trescases, J.-J. (1969), Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie : pédologie, géochimie, géomorphologie, edited.

Trescases, J.-J. (1972), L'altération des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie.

Trescases, J.-J. (1975), L'evolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale : formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie edited, Paris, France : O.R.S.T.O.M.

Tricart, J., et A. Cailleux (1965), *Introduction à la géomorphologie climatique*, S. Ed. ES.

Trolard, F. (1988), Physico-chimie des cuirasses latéritiques - Domaines de stabilité des oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium., 81, Strasbourg.

Trolard, F., G. Bourrié, M. Abdelmoula, P. Refait, et F. Feder (2007), Fougerite, a new mineral of the pyroaurite-iowaite group: description and crystal structure, *Clays and Clay Minerals*, *55*(3), 323-334.

Ulrich, M., C. Picard, S. Guillot, C. Chauvel, C. Cluzel, et S. Meffre (2010), Multiple melting stages and refertilisation process as indicators for ridge to subduction formation: the New Caledonia Ophiolite, *Lithos*, *115*, 223-236.

Ulrich, M., M. Munoz, S. Guillot, M. Cathelineau, C. Picard, B. Quesnel, P. Boulvais, et C. Couteau (2014), Dissolution-reprecipitation processes governing the carbonation and silicification of the serentinite sole of the New Caledonia ophiolite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *167*(952).

Van der Meer, F. (1995), Estimating and simulating the degree of serpentinization of peridotites using hyperspectral remotely sensed imagery, *Nonrenewable Resources*, *4*, 84 - 98.

Van der Meer, F. (1999), Imaging spectrometry for geological remote sensing, *Geologie en Mijnbouw*, *77*, 137 - 151.

van Hunen, J., et M. B. Allen (2010), Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations, *Earth and Planetary Science Letters*, *302*(1-2), 27-37.

Vasconcelos, P. M., J. A. Heim, K. A. Farley, H. Monteiro, et K. Waltenberg (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.

Vogt, J., P. Podvin, et M. Hoff (1984), Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 et notice explicative, Humboldt-Port-Bouquet,BRGM.

Wade, B. S., P. N. Pearson, W. A. Berggren, et H. Pälike (2011), Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale, *Earth-Sciences Reviews*, *104*, 111-142.

Waheed, A. (2008), Nickel laterites: Fundamentals of chemistry, mineralogy, weathering processes, formation, and exploration, VALE Inco.

Weaver, J. D. (1962), The nature of the "Nipe Clay" in "Las mesas", Western Puerto Rico, *Geomorphology*, *6*(2), 218-232.

Wells, M., E. Ramanaidou, M. Verral, et C. Tessarolo (2009), Mineralogy and crystal chemistry of "garnierites" in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia, *European Journal of Mineralogy*, *21*(2), 467 - 483.

Whattam, S. A., J. Malpas, J. R. Ali, et I. E. M. Smith (2008), New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and nearcoeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *9*.

Whattam, S. A. (2009), Arc-continent collisional orogenesis in the SW Pacific and the nature, source and correlation of emplaced ophiolitic nappe components, *Lithos*, *113*, 88-114.

Wirthmann, A. (1965), Die Reliefentwicklung von Neukaledonien., *Tagunsericht und wissenschaftliche Abthandlungen*, 322-335.

Wyns, R. (1991), Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées, *Géologie de la France*, *3*, 11-42.

Wyns, R. (2002), Climat, eustatisme, tectonique: quels contrôles pour l'altération continentale? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France, *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, *39*(2), 5-16.

Wyns, R., J. M. Baltassat, P. Lachassagne, A. Legtchenko, et J. Vairon (2004), Aplplication of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), *Bulletin de la société géologique de France*, *175*(1), 21-34.

Wyns, R. (2007), Géologie de la surface (0-100 m): impact des paléoaltérations sur les propriétés des roches., 98 pp.

Yang, K., L. Whitbourn, P. Mason, et J. Huntington (2013), Mapping the chemical composition of nickel laterites with reflectance spectroscopy at Koniambo, New Caledonia, *Economic Geology*, *108*(6), 1285 - 1299.

Yu, X., I. S. Reed, et A. D. Stocker (1993), Comparative performance analysis of adaptive multispectral detectors, *IEEE Trans. on Signal Processing*, *41*(8).

Zaccarini, F., E. F. Stumpfl, et G. Garuti (2004), Zirconolite and Zr-Th-U minerals in chromitites of the Finero complex, Western Alps, Italy: evidence for carbonatite-type metasomatism in a subcontinental mantle plume, *The Canadian Mineralogist*, *42*(6), 1825 - 1845.

Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, et K. Billups (2001), Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science*, *292*, 686-693.

Zachos, J., G. R. Dickens, et R. E. Zeebe (2008), An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics, *Nature*, *451*, 279-283.

Zeegers, H., et C. Leduc (1993), Geochemical exploration for gold in temperate, arid, semi-arid, and rain-forest terrains, in *Gold metallogeny and exploration*, edited, pp. 309-335, Springer.

Zijderveld, J. D. A. (1967), A. C. demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Palaeomagnetism*, edited by K. M. C. a. S. K. R. D. W. Collinson, pp. 254-286, Elsevier, Amsterdam, New York.

Annexe 1
Articles et communications

Geophysical Research Abstracts
Vol. 12, EGU2010-4052, 2010
EGU General Assembly 2010
© Author(s) 2010

Paleomagnetic dating of ferricretes in New Caledonia. Preliminary results.

Brice Sevin (2), Caroline Ricordel-Prognon (1), Florence Quesnel (1), Dominique Cluzel (3), Pierre Maurizot (4), and Bernard Robineau (5)

(1) BRGM, Regolith and Reservoirs Unit, 3, avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France, (c.prognon@brgm.fr, f.quesnel@brgm.fr), (2) Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy of New Caledonia, 1 Ter rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia, (brice.sevin@gouv.nc), (3) Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, University of Nouméa, BPR4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia, (dominique.cluzel@univ-nc.nc), (4) BRGM New Caledonia, 1 Ter rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia, (maurizot@canl.nc), (5) Centre National de Recherche Technologique « Nickel et son Environnement », 101 Promenade Roger Laroque, 98857 Nouméa Cedex, New Caledonia, (bernard.robineau@cnrt.nc)

Although the description of the emplacement (Cluzel et al., 2001) and the weathering (Trescases, 1975; Latham, 1986; Chevillotte et al., 2006) of the New Caledonia peridotites is well documented in the literature, the knowledge and the age of formation of the landsurfaces formed upon the ultrabasic massifs are poorly documented. Several surfaces have been recognised along the island but no reliable ages could be attributed to the associated regolith. In fact, the overthrust of the Ophiolitic Nappe in the South is stratigraphically constrained by a younger autochthonous olistostrom dated by Late Priabonian pelagic foraminifera (Cluzel et al., 1998). The supergene weathering being still active, the beginning of the ferruginisation of the various plateaux is not well constrained and estimated to have occurred between 34 Ma and Actual.

The processes of absolute dating are not relevant to these weathering profiles (K-Mn oxides are poorly concentrated). Ferricretes and various ferruginous materials have the potential to record the ancient geomagnetic field providing means of age determination. In tropical soils, most of the primary remanence carring minerals are dissolved during weathering and secondary magnetic minerals, such as goethite and haematite, are formed in situ acquiring a crystallisation (or chemical) remanent magnetization (CRM). The paleomagnetic pole recovered by demagnetizing the CRMs are plotted on the local apparent polar wandering (APWP) reference curve providing an age for the different parts of the paleoweathering profiles.

The data and interpretations we present here are based on paleomagnetic analysis of ferricretes of Goro and Tiebaghi. The preliminary results suggest, for the first time ever, well constrained ages between 20 and 25 Ma of major ferruginisation stages of the peridotites of New Caledonia.

References

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

Cluzel D., Chiron D., Courme M.D., 1998, Discordance de l'Eocène supérieur et évènements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes. 327; 7, 485-491.

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, pp. 23-59.

Latham M. (1986). Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie.DG: Doctoral DI: Univ. Dijon. Dijon, France. 331 p.

Trescases J.J. (1975) L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zonetropicale; Formation des gisements nickelifères de Nouvelle-Calédonie, Mémoires ORSTOM. 78.

STRATI2010- 4th « French » Congress on Stratigraphy

Paleomagnetic dating of ferricretes in New Caledonia: constraints on the morphogenesis of the Grande Terre

Caroline Ricordel-Prognon[1], Brice Sevin[2], Florence Quesnel[1], Dominique Cluzel[3], Pierre Maurizot[4], Bernard Robineau[5], Barbarand J. [6], Lerouge C. [1], Yans, J. [7]

[1] BRGM (French Geological Survey), Regolith and Reservoirs Unit, 3, avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France, c.prognon@brgm.fr, f.quesnel@brgm.fr

[2] Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy of New Caledonia, 1 Ter rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia, brice.sevin@gouv.nc

[3] Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, University of Nouméa, BPR4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia, dominique.cluzel@univ-nc.nc

[4] BRGM New Caledonia, 1 Ter rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia, maurizot@canl.nc

[5] Centre National de Recherche Technologique « Nickel et son Environnement », 101 Promenade Roger Laroque, 98857 Nouméa Cedex, New Caledonia, bernard.robineau@cnrt.nc

[6] Université Paris Sud, Département des sciences de la Terre, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France , jocelyn.barbarand@u-psud.fr

[7] FUNDP - Institution - rue de Bruxelles 61, B-5000 Namur, Belgique, johan.yans@fundp.ac.be

Although the description of the emplacement and the weathering of the New Caledonia peridotites are well documented in the literature, the knowledge and the age of the planation surfaces formed upon the ultrabasic massifs are poorly documented. Despite the important volume of recent studies on the weathering profiles development, ambiguities remain on the timing and modality of weathering and formation of supergene nickel ore and also on the role of the parameters controlling its evolution:

- geometry of the ophiolitic nappes and possible inherited structures from the obduction history,
- petrology of the ultrabasites (proportions of dunite, harzburgite, gabbro, more or less serpentinized…),
- geomorphological evolution related to recent tectonics,
- paleogeographic and paleoclimatic evolution of the New Caledonia after the end of the obduction and after the intrusion of the last granitic plutons, ie in the Pacific realm and during the last 35 to 25 Ma.

Several planation surfaces have been recognised along the island since the beginning of the twentieth century and their correlation in the southern part of the Grande Terre has been done (Chardon and Chevillote, 2006), but no reliable ages could be attributed. Authors demonstrate implications concerning recent movements. Furthermore several questions remain unresolved.

- Are all planation surfaces of the same age? Are they deformed on a regional scale?
- Or are there stepped planation surfaces of different ages? Are differences in elevation linked to variations in uplift rate?
- Are there 1, 2 or more generations of weathering profiles associated to the planation surfaces identified? Are they different in petrography, mineralogy and geochemical nature, and possibly related to different ages and thus different paleoclimatic and/or geodynamic evolutions?

The weathering being still active on the peridotites in the current differentiated landscape and in the current tropical climate, the beginning of the ferruginisation is not well constrained and estimated to have occurred between 34 Ma (end of the obduction) or 25 Ma (last granitic intrusions) and Actual.

The processes of absolute dating are not relevant to lateritic weathering profiles of New Caledonia (K-Mn oxides are poorly concentrated). Nevertheless ferricretes and various ferruginous materials are largely present in the weathering profiles and in the fluvio-lacustrine sediments as well. They have the potential to record the ancient geomagnetic field providing means of age determination. In tropical soils, most of the primary remanence carrying minerals are dissolved during weathering and secondary magnetic minerals, such as goethite and haematite, are formed *in situ* acquiring a crystallisation (or chemical) remanent magnetization (CRM). The paleomagnetic pole recovered by demagnetizing the CRMs are plotted on the local apparent polar wandering (APWP) reference curve, providing an age for the different parts of the paleoweathering profiles.

The data and interpretations we present here are based on paleomagnetic analysis of ferricretes capping the weathering profiles along the Grande-Terre. Well constrained ages have been obtained for the first time ever: 0-5 Ma to 25 Ma in Goro in the South highlighting possible stepped paleosurfaces; 25 Ma in 4 subsites along a section crossing the Tiebaghi plateau in the North-West. These paleomagnetic data give the first dating results which help to constrain the morphogenesis of the Grande Terre paleolandscapes. They enable reliable correlation of the planation surfaces.

These datings and the future ones to obtain from the ferricrete from other weathering profiles and from ferruginous materials studied in the fluvio-lacustrine sediments are of primary importance to discriminate the different paleosurfaces, to refine the deepening steps of weathering and therefore to constrain the timing of lateritization processes.

A comparison with isotopic curves and paleoclimatic evolutions at a global and a regional scale in the Pacific during the Neogene, additional isotopic data on Fe oxides from the same ferricretes and from kaolinites sampled in weathering profiles developed above other rocks upon similar planation surfaces, additional thermochronological data, and petrographic studies of the weathering profiles from the ferricrete until the non weathered bedrock should help to decipher the relative roles of climate, tectonics and nature of the parent rocks.

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.

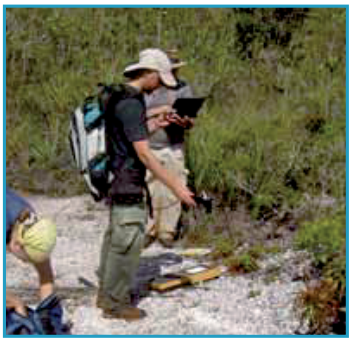
Télédétection Études

La technologie hyperspectrale aéroportée

appliquée au milieu minier

Démarré en mars 2010, le projet Cartha, qui signifie Cartographie du Régolithe par Télédétection Hyperspectrale Aéroportée vise à utiliser cette technologie de pointe comme appui à la cartographie du Régolithe.

La Nouvelle-Calédonie est sous forte contrainte géologique, en premier lieu au plan des ressources minérales. Avec le nickel, c'est la plus grande partie de l'économie calédonienne qui dépend du sous-sol. Or, la cartographie existante des ensembles altérés (régolithe) sur massifs de péridotites, hôtes des gisements nickélifères, n'est pas d'un niveau et d'un détail suffisants par rapport aux enjeux économiques (miniers principalement) du pays.



Acquisition de données terrain par spectro-radiométrie in situ.

Cette cartographie du régolithe constitue principalement un exercice géomorphologique où sont reportées des formes observées dans un environnement tridimensionnel (principalement à partir du terrain) sur une carte topographique à deux dimensions. Compte tenu de la surface considérée à l'échelle de la Grande Terre et des contraintes de levés, les outils numériques modernes doivent impérativement être utilisés afin de favoriser l'élaboration de cette cartographie, outils de base et de réflexion de la prospection minière.

C'est pourquoi le CNRT « Nickel et son environnement », groupement d'intérêt public, finance le projet Cartha, afin d'apporter à la profession minière de nouveaux outils de prospection de haute précision et protégeant l'environnement.

La télédétection hyperspectrale est un outil employé en prospection minière depuis des décennies. Cependant, son application à la spécificité des massifs de péridotites altérés en milieu tropical n'est pas encore courante. Chez les mineurs calédoniens, la télédétection est peu utilisée et la technologie hyperspectrale, quant à elle, est pratiquement inconnue. Or, l'imagerie hyperspectrale, c'est-à-dire l'analyse de l'énergie solaire réfléchie par les objets au sol sur plusieurs centaines de longueurs d'onde, est particulièrement bien adaptée à l'ensoleillement de l'île. L'intérêt dans le domaine de la mine repose essentiellement sur la caractérisation spectrale des différents composants du régolithe (lithologie, degré d'altération, etc.) et l'utilisation comme support de prospection de cette cartographie dans les zones d'enjeux miniers.

Ce projet, piloté par l'IRD en partenariat avec le SGNC, le BRGM, la société HyVista et l'UNC, se décompose en quatre phases :

- une première phase d'étalonnage au sol sur des objets connus ou sur échantillons avec un spectro-radiomètre de terrain ;
- une deuxième phase d'acquisition de données aéroportées (capteur HyMap) ;
- une troisième phase d'exploitation scientifique des données ;
- enfin, la mise à disposition des résultats à la profession.

Deux missions d'acquisition de données ont été effectuées au cours de la première année. La première, concernant l'acquisition de données in situ, a été effectuée en mai 2010 par une équipe constituée du BRGM, du SGNC et de l'IRD. La deuxième mission correspond à l'acquisition d'images aéroportées hyperspectrales à l'aide du capteur HyMap. L'avion et le capteur sont opérés par la société australienne HyVista et sont venus pour l'occasion de Sydney (octobre- novembre 2010). La SLN (Tiébaghi, Poro), KNS (Koniambo) et Vale NC (Goro) ont accepté d'être les sites pilotes de ce projet.

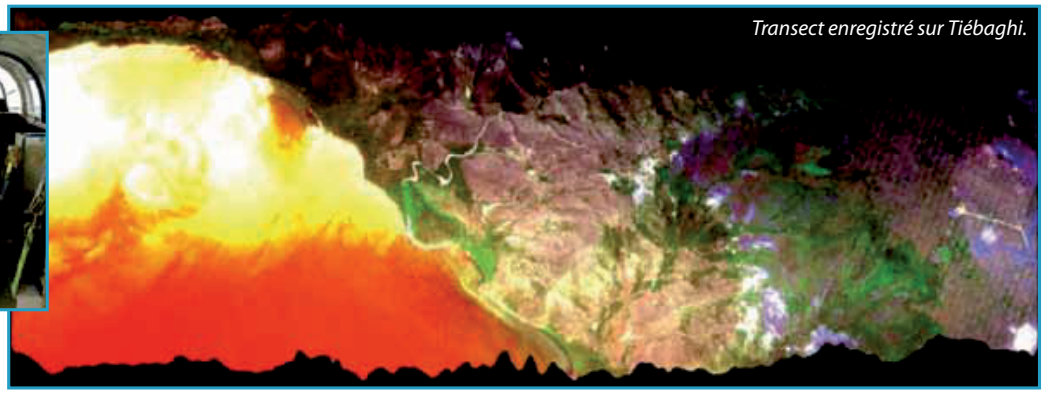
Cette première phase terminée, il reste maintenant à traiter ces données et à développer les algorithmes de reconnaissance d'objet en utilisant les données spectrales acquises sur le terrain. À partir des premiers résultats obtenus, un terrain de validation sera effectué probablement fin 2011. Au terme du projet, un transfert des résultats et des méthodologies employées et/ou développés seront exposées lors d'un atelier avec les représentants de l'industrie minière.

Et les applications de cet outil ne s'arrêtent pas là. Dans le domaine de l'environnement également, c'est un instrument de cartographie permettant un diagnostic du milieu pour étude des zones dégradées, de la végétation, de l'état des littoraux, des mangroves, etc.

Un large potentiel d'applications reste donc à découvrir.

Auteur : *Brice SEVIN (brice.sevin@gouv.nc)*

Capteur HyMap.



Transect enregistré sur Tiébaghi.

doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01041.x

First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre'

Brice Sevin,[1,3] Caroline Ricordel-Prognon,[2] Florence Quesnel,[2] Dominique Cluzel,[3] Stéphane Lesimple[1] and Pierre Maurizot[4]

[1]*Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, 1 ter, rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia;* [2]*BRGM (French Geological Survey), Regolith and Reservoirs Unit, 3, Avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France;* [3]*Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia;* [4]*BRGM New Caledonia, 1 ter, rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia*

ABSTRACT

Comparing palaeolatitudes estimated from remanent magnetization data of ferricrete developed over laterite at two sites (Goro and Tiébaghi) against the apparent polar wandering path of Australia provides new time constraints for the peridotite weathering in New Caledonia. The Tiébaghi Massif of the West Coast klippes displays a single episode of ferricrete development during latest Oligocene times. By contrast, the Goro site in the southern part of the 'Massif du Sud' reveals a more complex history with several episodes of ferricrete development from latest Oligocene to Pliocene–Quaternary times. These data have made it possible to constrain the post-obduction geodynamics and associated morphogenesis of New Caledonia since related uplift probably prevented regolith development until latest Oligocene times. Moreover, the later uplift and deep erosion of the West Coast klippes during the Early Miocene probably prevented further regolith preservation.

Terra Nova, 00, 1–9, 2011

Introduction

New Caledonia hosts the world's third ranking supergene nickel ore deposit formed by weathering of an allochthonous terrane composed dominantly of upper mantle peridotite, referred to as the Peridotite Nappe (Avias, 1967). Although the tectonic emplacement (Prinzhofer, 1981; Collot *et al*., 1987; Cluzel *et al*., 2001) and weathering processes of the New Caledonia peridotite (Avias, 1969; Trescases, 1975; Latham, 1986; Chevillotte *et al*., 2006) are well documented in the literature, the timing of land surface formation on ultramafic massifs (Davis, 1925) is still unknown and no one has been able to assign a reliable age to the regolith and associated nickel ore. Nevertheless, the age of the tectonic emplacement of the Peridotite Nappe in the south of New Caledonia is roughly constrained by Late Priabonian (*c*. 34 Ma) autochthonous marl underlying the ophiolite (Cluzel *et al*., 1998) and Late Oligocene post-obduction granitoid (*c*. 27–24 Ma) cutting both allochthonous and autochthonous units (Paquette and Cluzel, 2007). Peridotite weathering is still active, however, so that the formation of the regolith is but poorly constrained between 34 Ma and the Present, and this uncertainty greatly hinders one's understanding of the morphogenesis of 'Grande Terre' (the main island).

Correspondence: Brice Sevin, Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, 1 ter, rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia. e-mail: brice.sevin@gouv.nc

Because the weathering profiles have no sedimentary cover, their age cannot be determined by stratigraphic principles. Also, because the weathered peridotite lacks K–Mn oxides, it was not possible to use normal methods for dating radiogenic minerals formed in laterites by supergene processes (Vasconcelos and Conroy, 2003). Consequently, an indirect method of dating has been adopted based on palaeomagnetic data.

The ferricrete capping the weathering profiles is composed mainly of iron oxyhydroxides, which potentially record the geomagnetic field at the time of weathering. Although most of the minerals carrying primary magnetic remanence in tropical soils are dissolved during weathering, the secondary magnetic minerals such as goethite and hematite that form *in situ* (Mullins, 1977; Maher, 1986; Schwertmann and Murad, 1988) obtain a crystallization (or chemical) remanent magnetization (CRM). Plotting the palaeomagnetic pole recovered by demagnetizing the CRMs against the local apparent polar wandering path (APWP) reference curve of the Australian plate (Besse and Courtillot, 2002) provides an age for the ferricrete and the associated palaeoweathering surface (e.g. Schmidt and Embleton, 1976; Théveniaut and Freyssinet, 2002; Ricordel-Prognon *et al*., 2010).

The data and interpretations presented here are based on a palaeomagnetic analysis of ferricrete samples from two sites on 'Grande Terre', i.e. Goro and Tiébaghi. The results have provided the first time constraints on the peridotite weathering and formation of the large supergene nickel ore deposits in New Caledonia.

Geological setting

The autochthonous basement of the ophiolite complex consists of Upper Carboniferous to Lower Cretaceous terrane (*c*. 300–100 Ma) accreted to the East Australian margin; it is eroded and unconformably covered by Upper Cretaceous to Eocene marine sediments. This basement terrane was later overthrust by allochthonous 'oceanic' terrane represented by the mafic Poya Terrane and ultramafic Peridotite Nappe (Cluzel *et al*., 2001).

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

The Peridotite Nappe, covering one-third of the island (Fig. 1), consists mainly of depleted peridotites and gabbro cumulates (Prinzhofer, 1981). The base of the nappe is marked by a tectonic sole of serpentinized porphyroclastic mylonite, 20–50 m thick, directly overlying the autochthonous or parautochthonous basement rocks.

To account for the southwestward emplacement of the Peridotite Nappe, most authors (Aubouin, 1981; Aitchison *et al*., 1995; Meffre, 1995; Cluzel *et al*., 2001; Crawford *et al*., 2002) suggest that the arrival of the Norfolk Ridge choked the east-dipping Loyalty subduction zone during the Late Eocene and led to obduction of the fore-arc mantle. Post-obduction morphogenesis would be responsible for the development of an early surface, the remains of which still follow the overall bulge shape of the longitudinal profile of 'Grande Terre' (Fig. 2). The geomorphological evolution of New Caledonia during the Holocene partly results from the continuous subduction of the Australian Plate into the east-dipping New Hebrides subduction zone. The Loyalty Islands and the southern part of 'Grande Terre' are involved in a fore-arc bulge zone, which resulted in the uplift of Loyalty Islands (Dubois *et al*., 1974) and the general westward tilt (Chardon and Chevillotte, 2006) and subsequent erosion that shapes 'Grande Terre' (Chevillotte, 2005; Beauvais *et al*., 2007).

The erosion of regolith material recorded by Miocene torrential cobble conglomerate (Népoui, Fig. 1) suggests that tropical weathering began as early as Oligocene times (Coudray, 1976), soon after obduction; reworked lateritic material is also found at the base of Miocene bioclastic limestone and, to a lesser extent, throughout the Miocene series. The Miocene sediments themselves are extensively silicified and affected by laterization, thus providing evidence for ongoing tropical weathering during the Miocene, as has been confirmed by early palaeomagnetic studies (Falvey, 1979). Despite the evidence of long-term tropical weathering, it is likely that vigorous post-obduction uplift, if any, prevented the development of thick laterite soils.

The weathering products of the peridotite are saprolite, laterite and ferricrete in the ascending order of horizon superposition with various intermediate materials (Fig. 3). Hematite and goethite accumulate in the oxidized upper part of the profile to form a nodular horizon (Tardy, 1993) that grades upwards into ferricrete from a few decimetres to several metres thick.

The Tiébaghi Massif in the north of 'Grand Terre' is a 20-km-long, 8-km-wide tectonic klippe bordered by a lagoon to the west and the Néhoué River to the east. A lateritic profile several tens of metres thick envelopes

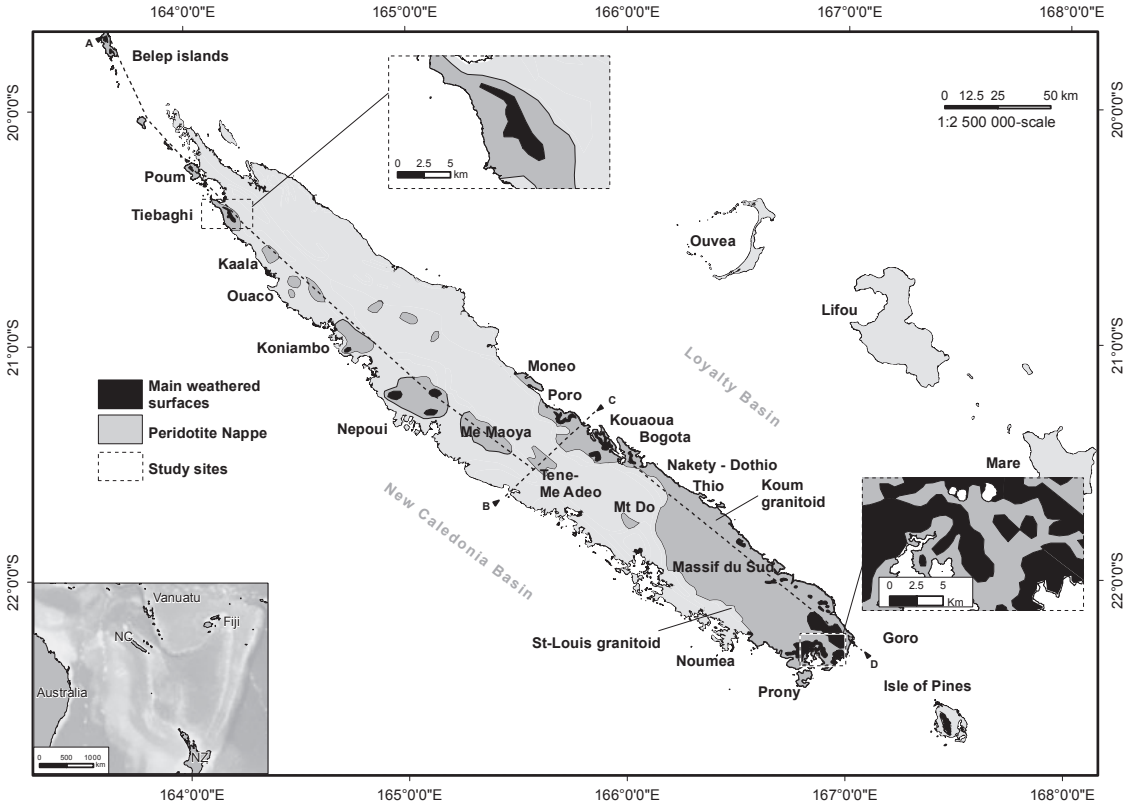


Fig. 1 Simplified geological map of New Caledonia indicating the location of the main weathered surfaces.

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

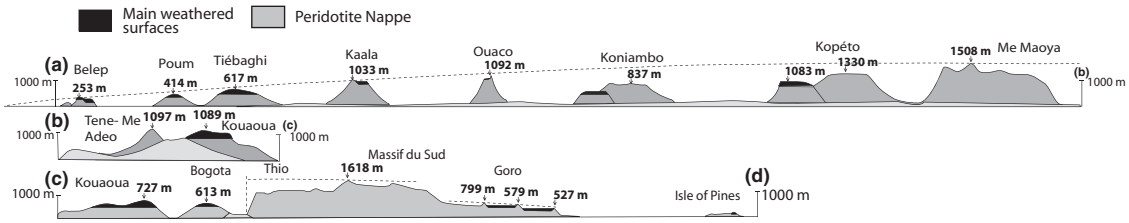


Fig. 2 Simplified topographic profiles of New Caledonia illustrating the main weathering surfaces. Vertical exaggeration ×10.

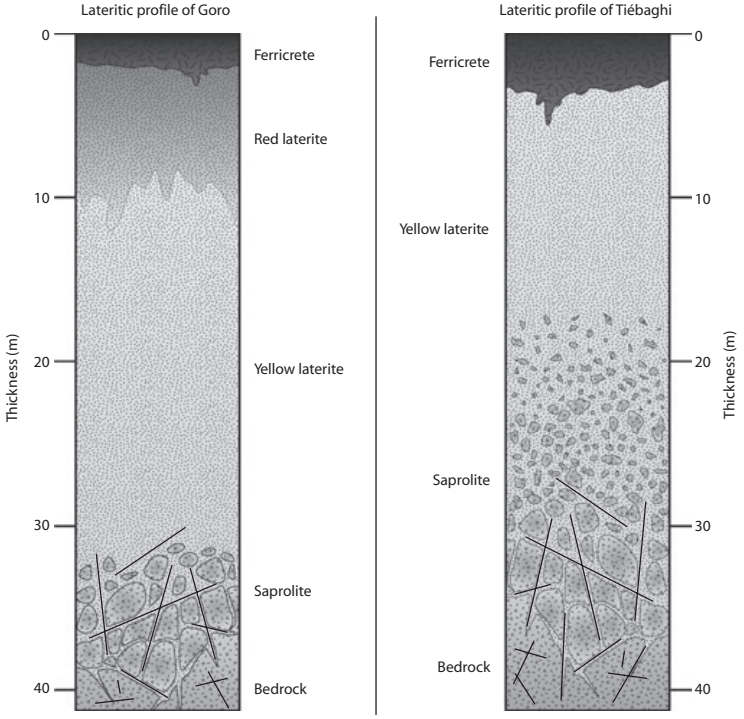


Fig. 3 Comparison of the weathering profiles and horizons of the Goro and Tiébaghi study sites.

this massif, which forms a 600-m-high dome. A gently (8° according to Robineau *et al.*, 2007 and Beauvais *et al.*, 2007) west-dipping surface shapes the massif whose edges on both sides are marked by steep slopes that obviously result from reactivated erosion; they provide good sections of the weathering profile.

The Goro site in the south of 'Grand Terre' (Fig. 1) characteristically displays a lowland landscape. The area consists of partly endorheic basins or weathering cells, separated by narrow unweathered ridges. The basins are still functional and weathering is active. The thickness of weathering profiles averages 40 m and can locally reach 60 m.

Materials and methods

The peridotite weathering profiles in New Caledonia are of two types with contrasting types of nickel ore. The one is predominantly saprolite (silicate ore) as found in the Tiébaghi Massif, and the other is predominantly laterite (oxidized ore) as found in the Goro area (Figs 1 and 3). Both areas were therefore sampled.

The ferricrete was cored with a gasoline-powered portable drill fitted with a water-cooled diamond bit. The minicore samples were oriented in the field by magnetic compass and cut into standard specimens (2.2 × 2.5 cm); for details see Supporting Information.

Stepwise acquisition of the isothermal remanent magnetization (IRM) was conducted at the rock magnetism laboratory of the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). The IRMs were acquired with an electromagnet in field increments ranging from 5 to 10 mT (millitesla) up to a maximum applied field of 1 T, and were measured using a JR5 spinner magnetometer. [Advanced Geoscience Instruments Co. (AGICO), Brno, Czech Republic].

Remanence measurements were made at the Paleomagnetic Laboratory of the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans using a JR5-A spinner magnetometer, and final results were interpreted using PaleoMac 5 software (Cogné, 2003). Eighty-nine samples were analysed; they were subjected to stepwise (50–10 °C) thermal demagnetization up to 650–700 °C and the results were displayed using Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967). Characteristic components were determined by principal component analysis (Kirschvink, 1980). When the directions during progressive demagnetization fitted a remagnetization great circle in equal-area projection, the circle parameters were calculated using the McFadden and McElhinny method (McFadden and McElhinny, 1988). Statistical procedures to calculate site-mean directions and palaeomagnetic poles were according to Fisher's method (Fisher, 1953) and also the McFadden and McElhinny method when great circles were defined. The palaeomagnetic results are described in terms of components and characteristic directions. When necessary, a tentative mean direction including all the samples was computed; specimens whose direction

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

deviated more than 30° from this mean were then discarded provided that the direction had been calculated on less than four steps or with $\alpha 95$ (confidence cones) $> 12°$.

Magnetic mineralogy

Isothermal remanent magnetization acquisitions (Fig. 4) were performed on two representative samples from Goro (GORO1 and GORO3) and two from Tiébaghi.

The Goro samples depict two types of behaviour (Fig. 4a). Goro 3-14 shows an increase in IRM acquisition up to the maximum (900 mT) field applied without saturation being reached. This magnetic behaviour is interpreted as evidence for a high-coercivity phase, with hematite and/or goethite probably the principal magnetic component. Goro 1-18 displays a first low-coercivity magnetic phase, characterized by an initial rapid IRM acquisition up to about 100 mT, and a second high-coercivity magnetic phase characterized by a steady slope increase up to 900 mT, again without saturation being reached. The maximum unblocking temperatures of the low-coercivity phase can be determined from the Zijderveld diagram and decay curves of the natural remanent magnetization (NRM) where the low-field component disappears at about 580 °C (Fig. 4c). The coexistence of low unblocking temperatures and relatively low coercivities suggests

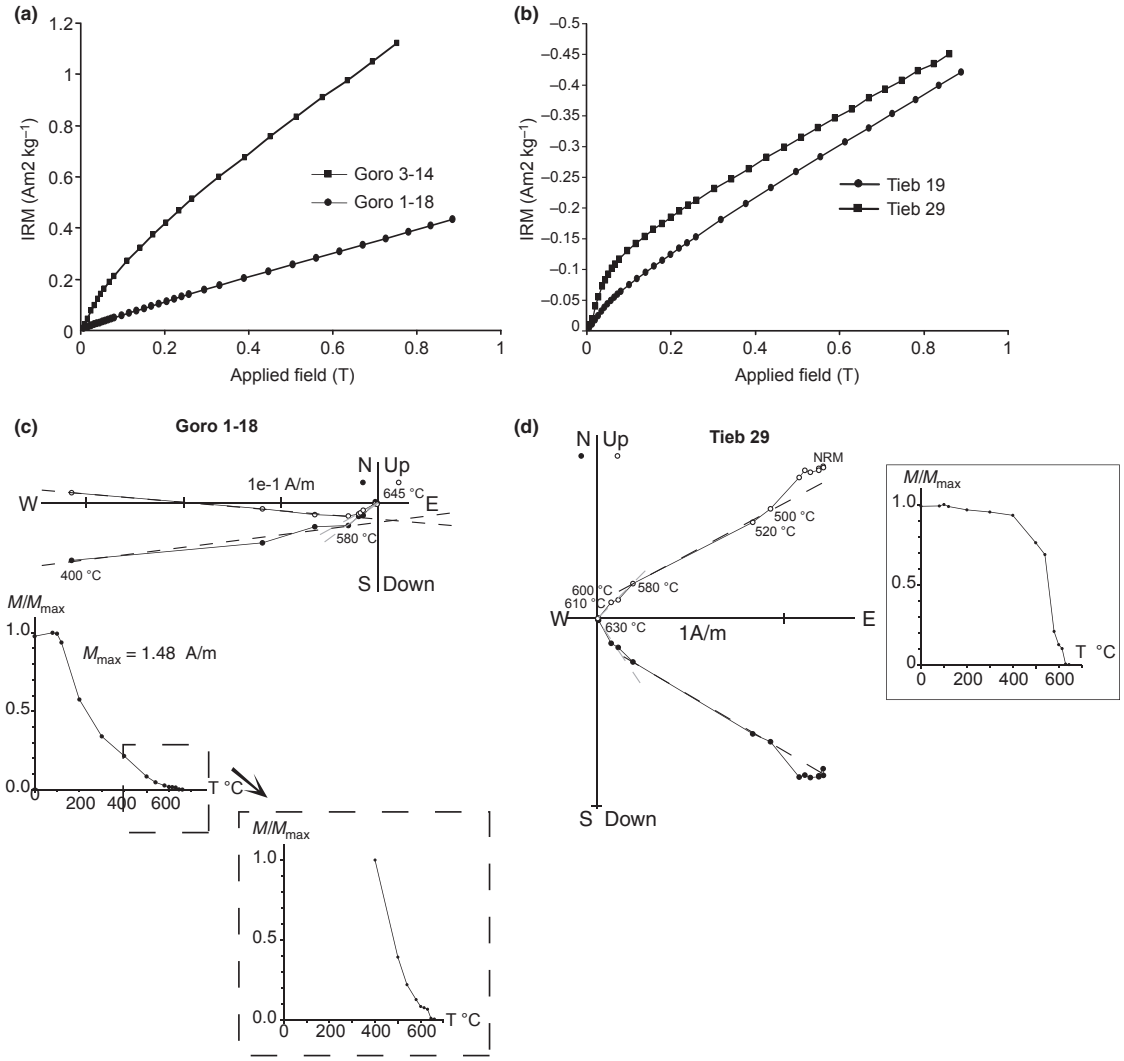


Fig. 4 Isothermal remanent magnetization (IRM) curves of (a) two representative samples from the Goro section, and (b) two representative samples from the Tiébaghi section, plus representative orthogonal projection plots for the thermal demagnetization of (c) a Goro sample and (d) a Tiébaghi sample. Closed and open symbols refer to the horizontal and vertical planes, respectively. The small boxes show the behaviour during thermal demagnetization of the samples; M/M_{max}: normalized magnetic moment.

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

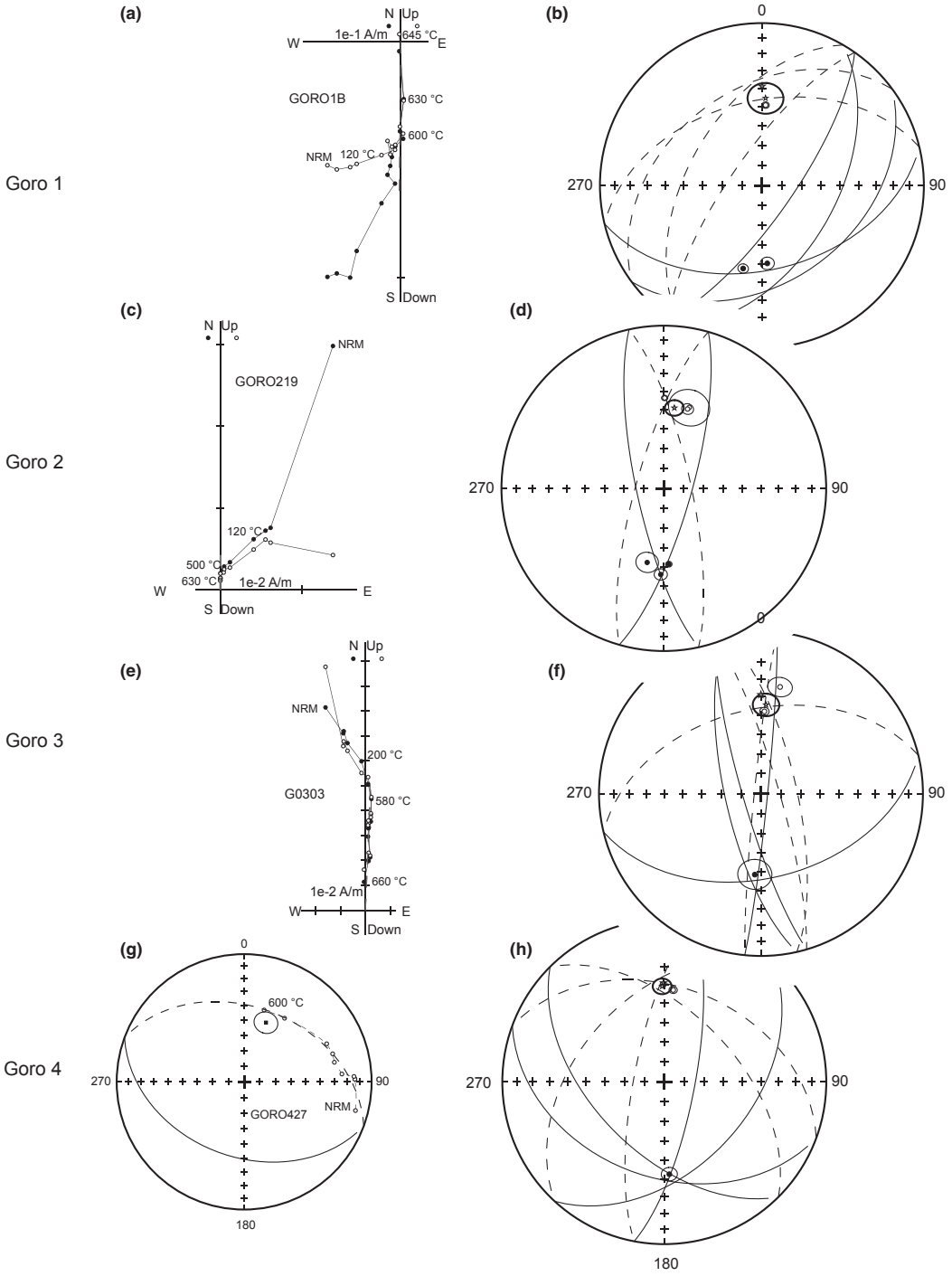


Fig. 5 (a, c, e) Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization from the Goro sites (closed and open symbols refer to the horizontal and vertical planes, respectively), and (b, d, e, f, g) equal area projections of characteristic high-temperature components [small stars represent the mean direction with its 95% confidence circle; closed (open) symbols refer to directions in the lower (upper) hemisphere; grey crosses represent the International Geomagnetic Reference Field (IGRF)]. Individual MAD ranges: Goro 1 from 1.7° to 6.8°; Goro 2 from 1.5° to 9.7°; Goro 3 from 2.2° to 8°.

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

that magnetite may be at least a partial carrier of the lower-field IRM, whereas the high-coercivity phase corresponds to maximum unblocking temperatures of ~645 °C, typical for hematite.

The Tiébaghi samples show only one type of behaviour (Fig. 4b) with a first low-coercivity phase characterized by an initial rapid IRM acquisition up to about 100 mT, and a second high-coercivity phase characterized by a steady slope increase up to 900 mT; saturation was not reached. The maximum unblocking temperatures of the low-coercivity phase can be determined from the Zijderveld diagram (Fig. 4d) where the low-field IRM component disappears at about 580 °C. The coexistence of low unblocking temperatures and relatively low coercivities suggests that magnetite may be at least a partial carrier of the lower-field IRM, whereas the high-coercivity phase corresponds to hematite (maximum unblocking temperatures ~645 °C).

Goethite, despite being frequently observed (mineralogy and XRD analysis), does not contribute significantly to the magnetization.

Palaeomagnetic data

Four subsites were sampled in the Goro section (53 samples) and 36 samples were processed for the Tiébaghi section. Representative progressive demagnetization and equal-area projection of the characteristic high-temperature components are displayed in Fig. 5 (Goro) and Fig. 6 (Tiébaghi). Detailed palaeomagnetic data are given in Supporting Information (DOI). The mean magnetization direction obtained by Falvey (1979) has also been plotted in Fig. 6. The main characteristic directions carried by hematite were isolated and are given in Table 1.

Interpretation and dating

The palaeomagnetic dating method is based on the assumption that the mean direction of the sampling site can be transformed into a palaeomagnetic pole and compared against the well-calibrated Australian APWP. In the following discussion, New Caledonia is assumed to have had a fixed location with respect to Australia since Oligocene times. The resultant palaeomagnetic poles are given in Table 1 and plotted on Fig. 7.

All the poles obtained from the Goro subsites plot within the 0–25 Ma segment of the Australian APWP (Fig. 7A). In more detail, the poles of Goro 1 and Goro 3 are close to the Australian APWP 10–20 Ma pole (Miocene), that of Goro 2 is close to the 25-Ma pole (latest Oligocene) and that of Goro 4 is close to the 0–5 Ma pole (Pliocene to recent). Unfortunately, the confidence circles overlap and so, at this stage, an age from 25 Ma to Present can only be proposed for Goro.

For the Tiébaghi site, the mean pole obtained in this study and that obtained by Falvey (1979) plot near the 25-Ma pole of the Australian APWP and are statistically identical according to the McFadden and McElhinny (1988) test: $\gamma c = 23.5°$ and $\gamma 0 = 14.9°$.

Discussion and conclusion

Palaeomagnetic data obtained from the ferricrete capping the weathering profile over the peridotite provide new time constraints on the weathering process in New Caledonia. Regoliths

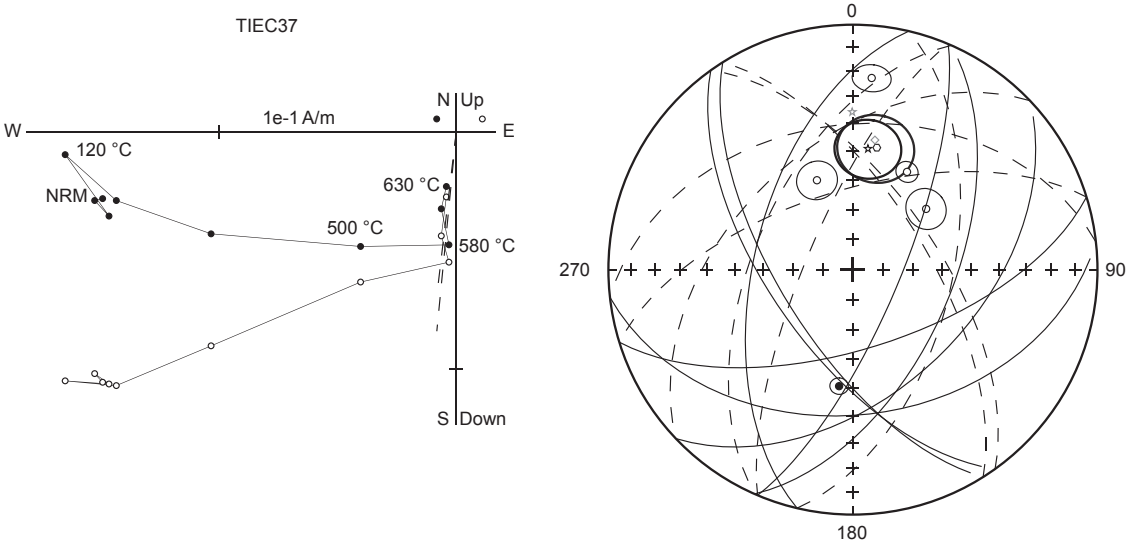


Fig. 6 Representative orthogonal projection plots for thermal demagnetization from Tiébaghi sample TIEC 37 (closed and open symbols refer to the horizontal and vertical planes, respectively), and equal area projection of characteristic high-temperature components [small star represents the mean direction with its 95% confidence circle; small hexagon represents Falvey's (1979) mean direction with its 95% confidence circle; closed (open) symbols refer to directions in the lower (upper) hemisphere; grey cross represents the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) and grey rhombus the Geocentric axial dipole (GAD)].

 © 2011 Blackwell Publishing Ltd

Table 1 Mean palaeomagnetic directions and palaeomagnetic poles from the different analysed Goro and Tiébaghi sections, and from three NC sections measured by Falvey (1979).

Site	Site lat. (°S)	Site long (°E)	*N*	*n*	*T* (°C)	*D*	*I*	*k*	α95	Pole lat. (°N)	Pole long.	dp	dm
Goro 1	−22.3	167	17	7	600–630	2.4	−45.3	61.2	8.3	321.7	85	6.7	10.5
Goro 2	−22.3	167	13	8	600–630	6.2	−48.1	267.2	3.5	309.0	81.1	3.9	6.0
Goro 3	−22.3	167	8	7	600	3.8	−44.4	112.7	6.1	309.0	85.2	4.8	7.7
Goro 4	−22.3	167	15	6	600	358.7	−40.0	306.5	4.3	35.8	88.4	3.2	5.2
Tiébaghi	−20.45	164.21	36	13	600–645	10.1	−48.0	16	10.9	299.4	77.4	9.3	14.3
NC 14	−20.45	164.21	Np	5	605	10.7	−48.2	Np	12	−76.5	120.6	Np	13
NC 15	−20.45	164.21	Np	5	500–675	33.9	−50.4	Np	27	−60.2	105.1	Np	27
NC 18	−20.45	164.21	Np	5	550–675	44.5	−33.5	Np	21	−47.2	82.2	Np	17
Mean	−20.45	164.21				30.9	−44.9	27.7	23.9				

Lat. = site latitude; long. = site longitude; *N* = number of studied samples; *n* = number of samples used for the mean; *T* = demagnetization temperature range; *D* = declination; *I* = inclination; *k* = precision parameter; α95 = 95% confidence cone around the mean direction; pole lat. = geomagnetic pole latitude; pole long. = geomagnetic pole longitude; dp and dm = errors around the pole position; Np = not specified in Falvey (1979).

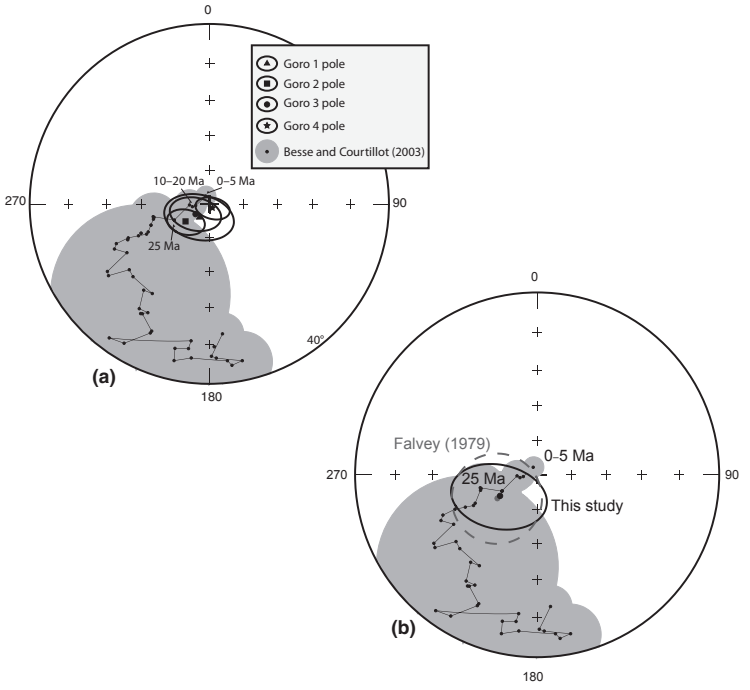


Fig. 7 (A) Palaeomagnetic poles obtained for the Goro sites compared with the 0–200 Ma APWP of Australia (Besse and Courtillot, 2003). (B) Palaeomagnetic poles obtained for Tiébaghi (Falvey, 1979; in grey; this study in black) compared with the 0–200 Ma APWP of Australia (Besse and Courtillot, 2003). The mean palaeomagnetic poles are close to the 25-Ma pole of the Australian APWP. The McFadden and McElhinny (1988) test comparing the Falvey palaeomagnetic pole and this study's pole is positive. Grey circles correspond to confidence ellipses.

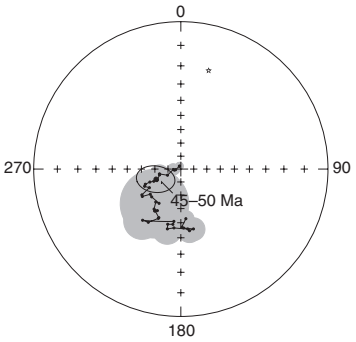


Fig. 8 Impact of the Tiébaghi 8° tilt on the obtained age estimates: a 45–50 Ma age for the ferricrete is inconsistent with the geological evolution of New Caledonia.

are found associated with continental palaeosurfaces appeared as early as 25 Ma, i.e. latest Oligocene near the Oligocene–Miocene boundary (Gradstein *et al.*, 2008). These new data clarify the previous interpretations by Coudray (1976) and Chevillotte *et al.* (2006).

The homogenous latest Oligocene age obtained at Tiébaghi suggests that the ferricrete on this massif represents a fossil surface; a feature consistent with its high elevation. The average 8° westward dip of this palaeosurface, which is shared by all the West Coast massifs, appears to be a primary morphological feature reflecting the actual topography at the time of weathering rather than resulting from a post-weathering tilt (Fig. 8).

The different coexisting palaeomagnetic ages obtained within one single weathering cell at Goro suggest that ferricrete development in this area continued after latest Oligocene times. This difference with the Tiébaghi massif indicates that the isolated tectonic klippes do not support continual weathering, unlike lowland areas where weathering and regolith development have continued to the Present, as has been shown in India (Schmidt *et al.*, 1983).

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

These new data indicate that (1) post-obduction uplift of the Peridotite Nappe was probably completed soon after its tectonic emplacement and intrusion by the Chattian granitoids, and (2) New Caledonia was stable enough for effects of tropical weathering to be preserved as early as latest Oligocene times. The occurrence of younger ages in the 'Massif du Sud' suggests a contrasting geomorphological evolution.

It is therefore suggested that the West Coast klippes belong to a tectonic unit that was uplifted and deeply eroded after the latest Oligocene regolith development; an episode possibly recorded by the Népoui conglomerates. In contrast, the southern part of the 'Massif du Sud' has undergone a far longer weathering history and yields an age complexity that obviously needs more investigation and an expanded set of samples.

Acknowledgements

This study was carried out under the 'Regolith' programmes of the Geological Surveys of New Caledonia and France. The members of the Geological Survey of New Caledonia are particularly thanked for their help and constructive comments, and the input of B. Robineau, M. Legoff, F. Lagroix, Y. Chen, H. Théveniaut, V. Chevillotte, C. Tessarolo, G. Monteil and P. Epinoux is gratefully acknowledged. Patrick Skipwith is also acknowledged for English language revision. M. Jackson, M. Dekkers and anonymous reviewers are also thanked for their constructive comments.

References

Aitchison, J.C., Clarke, G.L., Meffre, S. and Cluzel, D., 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. *Geology*, **23**, 161–164.

Aubouin, J., 1981. Vergence continentale et vergence océanique de la tectonique péripacifique. *Terra Cognita*, **1**, 137–138.

Avias, J., 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic new caledonian massives. *Tectonophysics*, **4**, 531–541.

Avias, J., 1969. Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. *CR Acad. Sci.*, **268**, 244–246.

Beauvais, A., Parisot, J.-C. and Savin, C., 2007. Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment. *Geomorphology*, **83**, 1–13.

Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2300.

Besse, J. and Courtillot, V., 2003. Correction to "Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr". *J. Geophys. Res.*, **108**, 2469.

Chardon, D. and Chevillotte, V., 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. *Tectonophysics*, **420**, 473–491.

Chevillotte, V., 2005. *Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré, exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest)*. University of Noumea, Noumea, 166 pp.

Chevillotte, V., Chardon, D., Beauvais, A., Maurizot, P. and Colin, F., 2006. Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology*, **81**, 361–375.

Cluzel, D., Chiron, D. and Courme, M.-D., 1998. Discordance de l'Eocène supérieur et Evénements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie. *CR Acad. Sci.– Ser. IIA, Earth Planet. Sci.*, **327**, 485–491.

Cluzel, D., Aitchison, J.C. and Picard, C., 2001a. 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.

Cogné, J.P., 2003. PaleoMac: a Macintosh™; application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1007.

Collot, J.Y., Malahoff, A., Recy, J., Latham, M. and Missègue, F., 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. *Tectonics*, **6**, 215–232.

Coudray, J., 1976. *Recherches sur le néogène et le quaternaire marins de la Nouvelle Calédonie. Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie*. Fondation Singer-Polignac, Université de Montpellier II, Paris, 275 pp.

Crawford, A.J., Meffre, S. and Symonds, P.A., 2002. 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold Belt System. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, **22**, 377–397.

Davis, W.M., 1925. Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géogr.*, **34**, 244–269; 322–359; 423–441; 521–556.

Dubois, J., Launay, J. and Recy, J., 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty. Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics*, **24**, 133–150.

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. *Proc. Roy. Soc. Lond. A: Math. Phys. Sci.*, **217**, 295–305.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and van Kranendonk, M., 2008. On the geologic time scale 2008. *Newslett. Stratigr.*, **43**, 5–13.

Kirschvink, J.L., 1980. The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **62**, 699–718.

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. Th. Sci. Dijon, ORSTOM Editions, 331 p9.

Maher, B.A., 1986. Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 76–92.

McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 161–172.

Meffre, S., 1995. *The Development of Island Arc-Related Ophiolites and Sedimentary Sequences in New Caledonia*. University of Sydney, Sydney, 237 pp.

Mullins, C.E., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science – a review. *Eur. J. Soil Sci.*, **28**, 223–246.

Paquette, J.-L. and Cluzel, D., 2007. U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. *Int. J. Earth Sci.*, **96**, 613–622.

Prinzhofer, A., 1981. *Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique, le Massif du Sud (Nouvelle-Calédonie); La transition manteau-croûte en milieu océanique*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 302 pp.

Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.-G. and Thiry, M., 2010. Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: paleomagnetic datings. *J. Geophys. Res.*, **115**, B10104.

Robineau, B., Join, J.-L., Beauvais, A., Parisot, J.-C. and Savin, C., 2007. Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. *Aust. J. Earth Sci.*, **54**, 773–781.

Schmidt, P.W. and Embleton, B.J.J., 1976. Palaeomagnetic results from sediments

 © 2011 Blackwell Publishing Ltd

of the Perth Basin, Western Australia, and their bearing on the timing of regional lateritisation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **19**, 257–273.
Schmidt, P.W., Prasad, V. and Ramam, P.K., 1983. Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **44**, 185–202.
Schwertmann, U. and Murad, E., 1988. The nature of an iron oxide-organic matter association in a peaty environment. *Clay Miner.*, **23**, 291–299.
Tardy, Y., 1993. *Petrology of Laterites and Tropical Soils*. Taylor & Francis, Paris.
Théveniaut, H. and Freyssinet, P., 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **178**, 91–117.
Trescases, J.-J., 1975. *L'evolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale : formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie Paris*. O.R.S.T.O.M, France.
Vasconcelos, P.M. and Conroy, M., 2003. Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald River valley, NW Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 2913–2930.
Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: *Methods in Palaeomagnetism* (D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, eds), pp. 254–286. Elsevier, Amsterdam; New York.

Received 15 February 2011; revised version accepted 25 October 2011

Supporting Information

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

Data S1. Geological setting, fieldwork and detailed palaeomagnetic data.

Please note: Wiley-Blackwell are not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author of the article.

© 2011 Blackwell Publishing Ltd

Le bulletin de la
Géomatique
en Nouvelle-Calédonie

Bulletin n° 29 – 2e trimestre 2012

Sommaire

p. 1 De la possibilité d'un levé radiométrique héliporté
p. 2 BDTOPO-NC
p. 3 Suivi des baleines à bosse de Nouvelle-Calédonie
p. 4 Géo-Infos

Éditorial

Que ce soit à travers le suivi des baleines à bosse, l'acquisition de données radiométriques par hélicoptère ou encore l'évolution de la BDTOPO-NC de la DITTT, ce nouveau bulletin met à nouveau l'accent sur le même constat : la géomatique est omniprésente dans bon nombre de domaines, permettant ainsi d'optimiser les travaux de chacun et de mieux comprendre le monde dans lequel nous vivons... Ce trimestre est également marqué par la mise en ligne du nouveau site intranet des géomaticiens du gouvernement. Pour le moment, il n'est malheureusement accessible qu'aux personnes travaillant au gouvernement. Vous pouvez le découvrir sur http://geomatique.recif.nc. Bonne lecture et bon trimestre géomatique à tous.

Télédétection
Acquisition de données

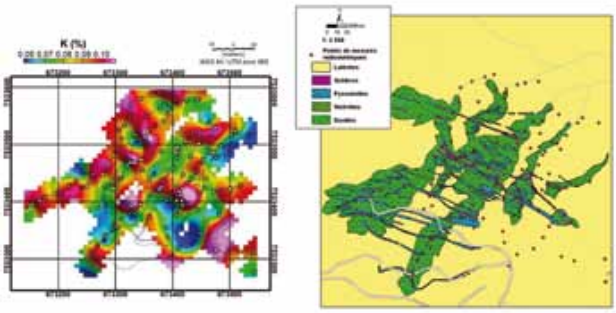
De la possibilité d'un levé radiométrique héliporté

appliquée au domaine minier

Courant 2010 et 2011, une étude sur la réponse radiométrique des différentes roches des massifs de péridotites a été mise en place par le CNRT « Nickel et son environnement », afin d'évaluer la possibilité de réaliser un levé héliporté.

Les levés de géophysique aéroportée offrent d'une manière générale une information importante dans le domaine minier et de surcroît dans un contexte de fort dénivelé et de zone difficilement accessible. La mesure de la radiométrie gamma spectrale est une des méthodes couramment utilisées, couplée aux mesures électriques et magnétiques. Toutefois, dans le cas particulier des massifs de péridotites et des mines de nickel supergène, la faisabilité d'une cartographie radiométrique aéroportée n'est pas évidente. En effet, les roches ultrabasiques sont peu radiogéniques et ce faible signal peut être modifié par l'altération qui contrôle les minéralisations en nickel.

Pour cette raison, le projet de recherche piloté par le BRGM avec la participation du SGNC, « Étude de la réponse radiométrique des différentes roches des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie » s'est attaché à analyser, avec un spectromètre au sol, les réponses radiométriques des différents éléments géologiques que l'on trouve couramment dans les massifs de péridotites et les mines de nickel. Ces mesures vont constituer une bibliothèque de réponses radiométriques en contexte néo-calédonien qui comble une lacune de données. En effet, ces données sont utiles pour déterminer si la méthode est transposable au mode d'acquisition aéroporté et permettront de déterminer la configuration du vol (altitude et instrument).



Mesures radiométriques réalisées au sol (K) comparées à la cartographie géologique.

Le cortège filonien qui recoupe les péridotites et structure les massifs et leurs gisements a été la cible principale de cette étude. L'évolution du signal dans les profils d'altération a également été étudiée. Différents modes d'acquisition, ponctuels ou linéaires ont été testés. Des simulations de cartographie aéroportée ont été faites sur des zones filoniennes précisément cartographiées (exemple de la rivière des Pirogues).

Les mesures ont montré que les massifs de péridotites sont très pauvres en potassium, en uranium et en thorium. Les filons sains qui traversent ces massifs sont enrichis en potassium, en uranium et en thorium. Ces derniers perdent leur potassium lorsqu'ils sont altérés.

Les teneurs en radioéléments mesurées dans les profils latéritiques sont faibles. Malgré cela, il a été mis en évidence une augmentation des teneurs en uranium et en thorium et une diminution de la concentration de potassium dès les premiers stades d'altération.

Une simulation d'acquisition gamma spectrométrique aéroportée a montré que pour mesurer les faibles teneurs rencontrées ici, il faut optimiser les paramètres d'acquisition. Pour que les cartes de potassium restent exploitables, il est impératif de mettre en œuvre un détecteur gamma spectrométrique de gros volume (au moins 33 litres). En configuration couplée avec l'électromagnétisme, cette optimisation, qui se fait au détriment de l'autonomie de vol de l'hélicoptère, induit une augmentation sensible du coût de mise en œuvre.

Auteur : *Brice SEVIN (brice.sevin@gouv.nc)*

Le bulletin de la géomatique est une publication du Service de la Géomatique et de la Télédétection (SGT) de la Direction des Technologies et des Services de l'Information (DTSI).

127, rue A.-Daly – Ouémo – 98800 NOUMÉA
Tél. : (687) 27 58 88 – Fax : (687) 28 19 19
Courriel : info@georep.nc

Vous souhaitez vous abonner ?
Vous souhaitez nous proposer vos articles ?
Une seule adresse : info@georep.nc

Les bulletins sont disponibles au format PDF sur :
ftp://ftp.gouv.nc/sig/PUBLIC/bulletin_geomatique/

GOUVERNEMENT DE LA NOUVELLE CALÉDONIE

national de protection des zones humides,…) et les attentes légitimes de la société en terme de gouvernance obligent les entreprises à adopter de nouvelles stratégies de développement.

Pour répondre aux nouvelles exigences techniques de la construction et des normes, l'industrie du granulat doit valoriser des gisements moins accessibles et économiser la ressource alluvionnaire. Cette ressource de qualité doit cependant continuer à être exploitée rationnellement pour conserver un approvisionnement homogène sur le territoire.

C. BÉRANGER et S. COLIN

Ressources minérales des profils latéritiques : exemple de la Nouvelle-Calédonie

Les surfaces continentales au contact des enveloppes gazeuses, liquides et vivantes de la surface terrestre subissent un processus lent mais continu d'altération qui, à l'échelle des temps géologiques, finit par modifier profondément leurs propriétés. Ce phénomène est actif sous toutes les latitudes mais dans la ceinture intertropicale au climat chaud, humide et à saisons contrastées, le phénomène est exacerbé. Le manteau d'altération ainsi formé peut atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Il est aujourd'hui considéré comme une entité géologique à part entière avec ses propres spécialistes. Les altérites (régolithe sl ou latérite ss) qui en résultent sont la conséquence d'une transformation chimique, d'une déstructuration physique et, au final, d'une réorganisation quasi complète de la matière. L'interface substrat sain-altérite est une zone de contraste et de gradient fort où les propriétés chimiques et physiques de la roche mère subissent des modifications majeures. Le régolithe est ainsi le siège de phénomènes géologiques dont l'un des plus remarquables est l'enrichissement de la teneur en certains éléments métalliques et la constitution de gisements dits supergènes à valeur économique.

Nous nous proposons d'illustrer notre propos par le cas des gisements supergènes de nickel et cobalt de Nouvelle-Calédonie (située entre 22° et 24° de latitude sud), développés par l'altération en contexte tropical des péridotites qui couvrent un tiers de ce territoire (près de 8 000 km^2).

Le profil latéritique développé sur les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie

Dès l'Oligocène, les péridotites sont soumises à l'altération supergène sous climat tropical humide. Ce phénomène va dissoudre lentement les minéraux primaires jusqu'à ce qu'il ne reste plus, au bout d'un certain temps, qu'une accumulation relative d'oxy-hydroxydes de fer. Les autres constituants des roches ultrabasiques, pratiquement dépourvues d'aluminium, sont essentiellement le silicium et le magnésium, tous les deux mobiles dans le profil de par leur forte solubilité dans les conditions de surface.

De la même façon, la présence en teneurs anormalement élevées du nickel (0,3 %) et du cobalt (0,01 %) dans la roche mère, va être largement accentuée par le processus d'évolution supergène (jusqu'à 4 % en Ni et 0,05 % en Co). Les produits d'altération obtenus sont de plusieurs types (fig. 2-2). Verticalement, on observe de bas en haut : la saprolite grossière, la saprolite fine, la latérite *sensu stricto* et, au sommet, la cuirasse.

La saprolite correspond à une péridotite altérée et fracturée (horizon fissuré des altérologues) dont la structure est bien conservée. Ce niveau est peu épais (2 à 3 m) et la granulométrie très hétérogène. Il représente une grande partie du minerai de nickel actuellement exploité (minerai « silicaté »). En effet, le nickel, très mobile, va s'associer à des phases porteuses silicatées ou oxydées. La plus belle expression des minéraux néoformés, riches en nickel (jusqu'à 20% de Ni), est la garniérite ; ce terme générique recouvre plusieurs espèces de phyllosilicates hydratés nickélifères : la népouite, la willemseite et la pimélite.

La saprolite fine (latérite jaune des mineurs) constitue un niveau beaucoup plus tendre et plus épais (20 m en moyenne). La texture des péridotites est souvent reconnaissable. Le changement radical de couleur de cette « isaltérite » traduit deux phénomènes : le premier est la disparition quasi totale des silicates, et le deuxième l'apparition en quantité importante de la goethite (hydroxyde de fer) dont le pouvoir colorant est jaune à brunâtre. Dans ce niveau, l'atome de Ni n'est pas situé dans le réseau des silicates, mais dans celui de la goethite, où il remplace une partie du fer (minerai latéritique). C'est aussi dans cette altérite que précipitent, au niveau d'un front d'oxydation, les minéraux cobaltifères (asbolane des mineurs) et manganésifères, complexes et variés. La chromite, minéral peu altérable, subsiste encore très largement dans la saprolite fine.

La latérite (latérite « rouge » des mineurs) est un niveau brun-rouge variant de un à plusieurs mètres et de granulométrie très hétérogène. Ce changement de couleur résulte de l'apparition progressive de l'hématite (oxyde de fer) ayant un fort pouvoir colorant rouge sang. Cette « allotérite » (perte de structure de la roche-mère) est très appauvrie en nickel et cobalt.

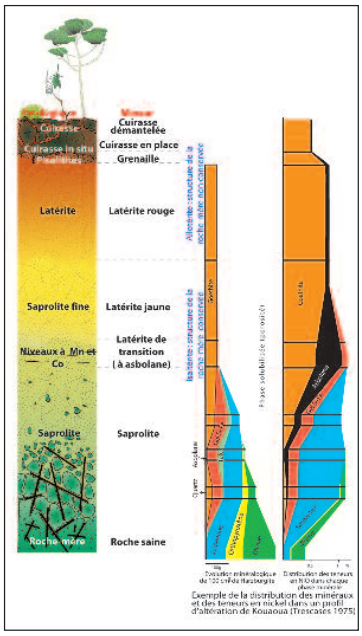


Fig. 2-2 – Profil latéritique développé sur les roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie.

Très souvent, un niveau pisolithique (grenaille des mineurs) précède les cuirasses ferrugineuses. Ces ferricrètes, très sombres, sont essentiellement constituées de goethite et d'hématite, et ne présentent que très peu d'intérêt pour les sociétés minières.

La variabilité et les mécanismes d'enrichissement en nickel et cobalt dans les minerais latéritiques et minerais silicatés dépendent de nombreux facteurs : structuration, géomorphologie, durée de l'altération, etc.

L'exploitation des ressources en Ni, Co des profils latéritiques de Nouvelle-Calédonie : historique et perspectives

La présence de mineurs dès 1860 en Nouvelle-Calédonie pour exploiter les gisements sulfurés d'or et de cuivre (et métaux associés) du nord de la Grande Terre, va entraîner la découverte sur les massifs de péridotite de gisements primaires de chromite et de concentrations de cobalt disséminées dans le manteau latéritique de ces massifs sous forme d'asbolane. Puis, avec la découverte de la garniérite par Jules Garnier en 1864, c'est la fièvre de « l'or vert » qui va gagner toute la Grande Terre et lancer pour plus d'un siècle, l'exploitation du minerai silicaté de nickel (dit aussi garniéritique, ou saprolitique) qui fait toujours la richesse du territoire.

Dans les anciennes carrières très artisanales, ouvertes dans les affleurements de saprolite basale, les exploitants vont d'abord se focaliser sur les « produits verts » très riches : filonnets et petits amas de garniérite qui peuvent contenir plus de 10 % de nickel. La raréfaction des zones riches (teneur moyenne du minerai produit : 7 % en 1904, 5,4 % en 1920) et la mécanisation progressive, dynamisée par la présence américaine pendant la guerre du Pacifique (1942-1945), va permettre l'extraction de minerais moins riches dans les autres faciès de la saprolite, en plus grand volume et sous recouvrement latéritique de plus en plus important.

Actuellement, la Nouvelle-Calédonie produit environ 6 Mt de minerai saprolitique par an, dont 3 Mt pour l'usine pyrométallurgique de Doniambo de la SLN. Le reste est exporté vers l'usine SMSP/Posco en Corée du Sud (1,4 Mt) et vers les métallurgistes japonais (0,8 Mt), avec une teneur d'environ 2,15 % Ni et 0,08 % Co.

Depuis le développement de l'hydrométallurgie, où le minerai de Ni est traité par voie chimique (acide ou ammoniac) après une étape de mise en pulpe, les minerais oxydés latéritiques (latérite jaune des mineurs ou saprolite fine des géologues) de plus faible teneur constituent une ressource importante, surtout que la présence de Co, séparable chimiquement, représente une forte valeur ajoutée. Aujourd'hui, 30 % de la production calédonienne est constituée de minerai latéritique exporté, contenant environ 1,5 % de Ni et 0,15 % de Co, et exclusivement destiné à l'usine de Yabulu en Australie.

À la veille de la mise en production de nouvelles unités métallurgiques, le paysage minier calédonien se caractérise par la présence de quatre « petits mineurs », opérateurs propriétaires ou non d'un domaine minier, qui gravitent autour de 2 entités minières et métallurgiques majeures : la SLN (100 ans d'existence) du groupe ERAMET, et la SMSP (associée au fondeur POSCO). Les 25 mines à ciel ouvert en activité, réparties le long des côtes ouest et est de la Grande Terre, produisent 8,7 Mt de minerai de Ni, soit environ 130 000 tonnes de métal contenu. Ce qui place la Nouvelle-Calédonie, avec 7 % de la production mondiale, au 6e rang des pays producteurs.

Possédant 9,3 % des réserves mondiales de Ni (source USGS), dont 25 % des réserves de minerais oxydés fort convoités avec la raréfaction des minerais sulfurés accessibles et le perfectionnement des procédés hydrométallurgiques, ce petit territoire devient une puissance minière. D'ailleurs, la mise en production prochaine (entre 2012 et 2013) de deux grands projets, celui de VALE dans le sud avec le grand gisement latéritique du plateau de Goro (fig. 2-3) et son usine hydrométallurgique HPal (60 000 t/an Ni + 5 000 t/an Co) et celui de SMSP/XTRATA au nord avec les réserves de saprolite du massif du Koniambo et son usine pyrométallurgique de Vavouto (60 000 t/an Ni), placera la Nouvelle Calédonie dans le trio de tête des pays producteurs de Ni.

B. SEVIN, B. ROBINEAU,
P. MAURIZOT

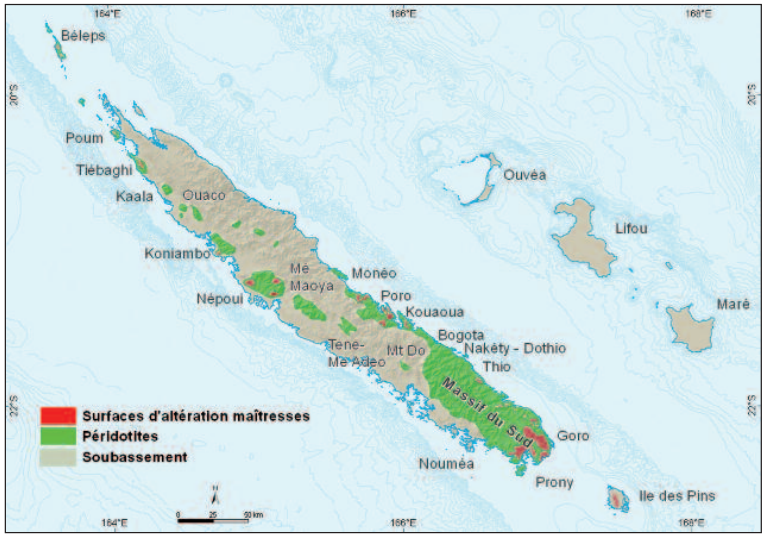


Fig. 2-3 – Massifs miniers et répartition des surfaces d'altération maîtresses des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie.

by Dominique Cluzel[1], Pierre Maurizot[1,2], Julien Collot[1,3] and Brice Sevin[1,3]

An outline of the Geology of New Caledonia; from Permian–Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution

[1] Pôle Pluri-disciplinaire de la Matière et de l'Environnement-EA 3325, University of New Caledonia, BP R4, 98851 Noumea cedex, New Caledonia. *E-mail: dominique.cluzel@univ-nc.nc; maurizot@canl.nc; julien.collot@gouv.nc; brice.sevin@gouv.nc*
[2] B.R.G.M. Nouvelle-Calédonie, BP 56, 98845 Nouméa cedex, New Caledonia
[3] Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Direction de l'industrie, des mines et de l'énergie de Nouvelle-Calédonie, B.P. 465 - 98845 Nouméa cedex, New Caledonia.

The geological evolution of New Caledonia may be divided into three phases. The Gondwanan phase (Permian–Early Cretaceous), is marked by subduction along the SE Gondwaland margin. At that time, proto-New Caledonia was located in a fore-arc region in which volcanic-arc detritus accumulated; whilst accretion and subduction of oceanic and terrigenous material formed an accretionary complex metamorphosed into the blueschist facies. During the Late Cretaceous–Eocene, marginal rifting isolated New Caledonia, and after a short period of shallow water terrigenous sedimentation associated with minor volcanic activity, only pelagic sediments accumulated. A new NE-dipping subduction appeared to the E of New Caledonia at the Paleocene-Eocene boundary, it generated the eclogite-blueschist complex of northern New Caledonia, consumed the eastern Australian Plate, and eventually ended with Late Eocene obduction when the Norfolk Ridge blocked the subduction zone. Finally, during the post-Eocene phase, New Caledonia definitively emerged; this episode mainly corresponds to prominent regolith development and minor tectonic events that lead to the present morphology and to the development of supergene nickel ores.

Introduction

Since Paris' geological synthesis of New Caledonia (Paris, 1981), advances in analytical methodologies and the application of the terrane concept by Aitchison et al. (1995a, b), Meffre (1995) and Meffre et al. (1996) has allowed a reappraisal of the regional geology. During the last thirty years, research groups or individuals from France, Australia, New Zealand and the USA have addressed several points of the geology of New Caledonia and proposed new interpretations; in addition, the recent creation (2006) of the Geological Survey of New Caledonia has provided new impetus and opportunity to gather new field data, harmonise and synthesise already mapped areas, and create geological databases; therefore, knowledge of the geology of New Caledonia has made significant progress.

Since earliest Permian time, the age of New Caledonia's oldest rocks (Aitchison et al., 1998), three phases of development have been recognised: Permian–Early Cretaceous, Late Cretaceous–Eocene, and Oligocene–Holocene. The oldest is related to the evolution of the SE Gondwanaland active margin, Mesozoic marginal basin opening and subsequent closure; the second corresponds to the rifting that isolated slices of the older Gondwanaland margin and extends into the Cenozoic convergence that eventually ends with Late Eocene obduction; the third mainly corresponds to the supergene evolution of New Caledonia and involvement of the Australian Plate in the New Hebrides (Vanuatu) subduction zone. This article presents a simplified review of the geological evolution of New Caledonia mainly based upon recently published data.

Key for abbreviations: MORB: mid-oceanic ridge basalt; E-MORB: enriched (or undepleted) MORB; OIB: oceanic island basalt; BABB: back-arc basin basalt; IAT: island-arc tholeiite; HP-LT: high pressure-low temperature (metamorphic rocks).

New Caledonia in the framework of the Southwest Pacific

New Caledonia is located within a complex set of marginal basins and "continental" or volcanic-arc ridges (Figure 1). It is composed of several islands that are parts of the Norfolk and Loyalty ridges. The main island (or "Grande Terre") belongs to the Norfolk Ridge, which is connected southward to the large continental plateau that also bears New Zealand. The Belep Islands to the N and Isle of Pines to the S of the main island also belong to the Norfolk Ridge. In contrast, the Loyalty Islands represent the emerged part of a sinuous submarine ridge (the Loyalty Ridge) that runs more or less continuously parallel to the Norfolk Ridge over more than 1,500 km, from the d'Entrecasteaux Zone (W of Espiritu Santo,Vanuatu) in the N, to the Cook Fracture Zone in the S (Figure 1). Between the Loyalty and Norfolk ridges, the Loyalty Basin is a narrow, 1.5–3 km deep, oceanic

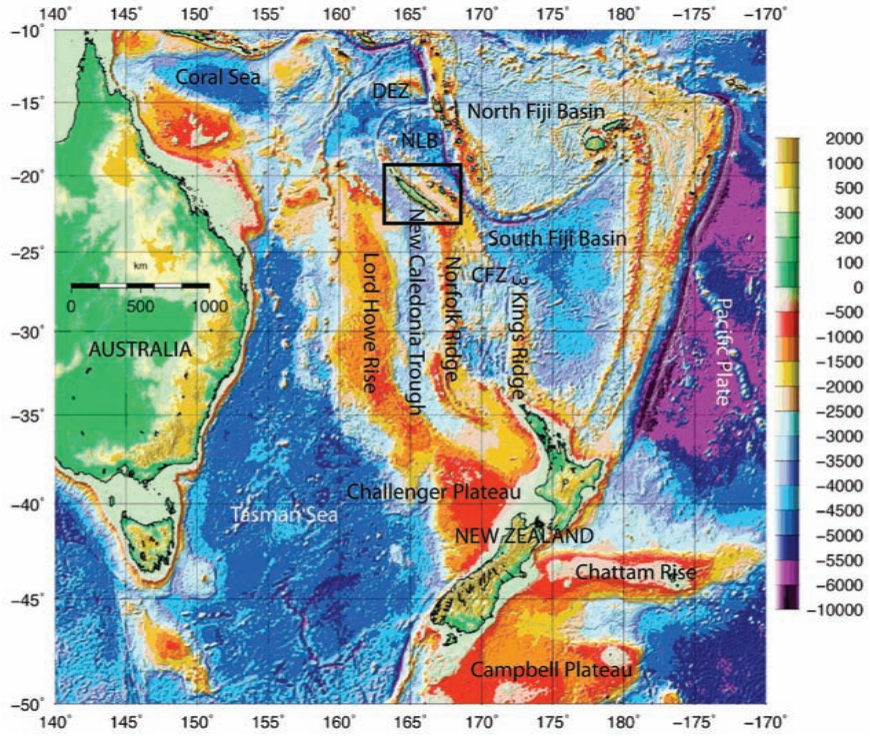


Figure 1 Bathymetric map of the SW Pacific (Smith and Sandwell, 1997). DEZ: D'Entrecasteaux Zone; NLB: North Loyalty Basin; CFZ: Cook Fracture Zone.

basin partly filled with 1–3 km of post-Eocene (?) sediments. The NE dip of the Moho, and geometry of seismic reflectors within the sedimentary filling of the basin (Bitoun and Récy, 1982) (Figure 2), are evidence of syn- and post-obduction infill. Over more than 500 km along the E coast of New Caledonia, a positive gravity anomaly (> +100 mGal) (see below) marks the occurrence of a large elongated body of dense rocks, which has been interpreted as the root of the Peridotite Nappe (see below; Figure 3), the latter is thought to be in continuity with the oceanic lithosphere of the Loyalty Basin (Collot et al., 1987).

To the W and SW of the Grande Terre, the New Caledonia Basin (Figure 4) is at present based upon thinned continental crust in its northern part, and oceanic crust in its southern part (Symonds et al., 1999; Auzende et al., 2000; Klingelhoefer et al., 2007). In the northern part of the basin, the pre-Cenozoic sedimentary infill shows evidence for half-graben structures that may be related to Late Cretaceous rifting. Pre-Oligocene reflectors (Figure 4) (Collot et al., 2008) and the Moho as well dip gently to the NE (Klingelhoefer et al., 2007). This may support the hypothesis of an attempted underthrusting (or continental subduction) of the northern Lord Howe Rise below New Caledonia (Cluzel et al., 2005). In contrast, the Oligocene westward onlapping sequence that rests horizontally above a gently NE dipping surface of unconformity (Figure 4), is consistent with the static infill of the basin by post-tilt, and thus post-obduction erosion products (Collot et al., 2008).

Similar to New Zealand, the main island of New Caledonia is a complex mosaic of volcanic, sedimentary and metamorphic terranes (Figures 5 and 6). New Caledonian terranes were assembled during two major tectonic episodes; an Early Cretaceous tectonic collage, which may be time-correlated with the Rangitata Orogeny of New Zealand (Fleming, 1969); and a Paleocene–Late Eocene subduction followed by obduction (Avias, 1967; Paris, 1981; Collot et al., 1987; Aitchison et al., 1995a). Both events included periods of high-pressure metamorphism and are therefore thought to

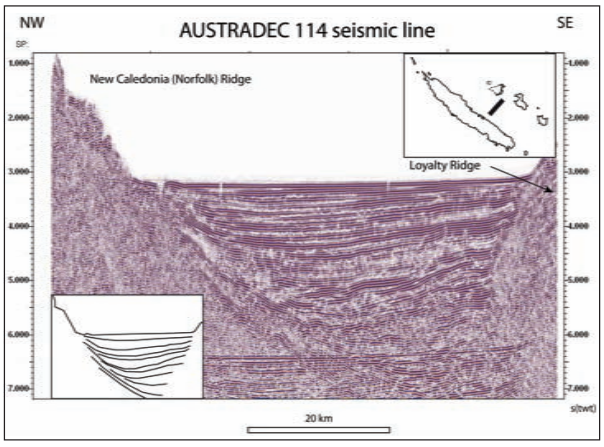


Figure 2 Seismic profile of the Loyalty Basin (Austradec 114) (after Schor et al., 1971; Pontoise et al., 1982).

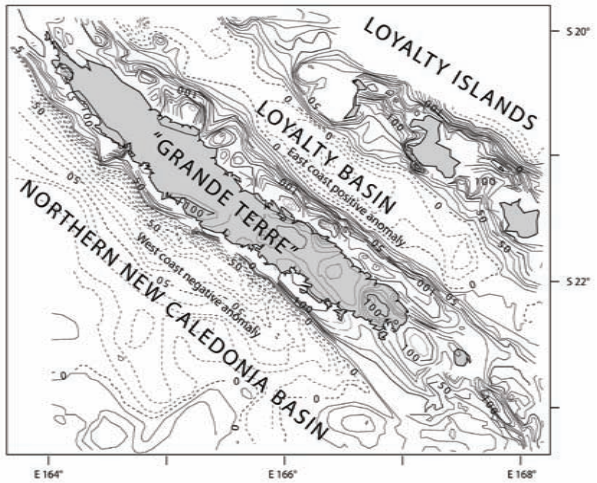


Figure 3 Free air anomaly gravity map of New Caledonia and adjacent basins (after Collot et al., 1987; Van de Beuque, 1999) to show the prominent asymmetry of the gravity field in New Caledonia. Plain lines: positive anomaly; doted lines: negative anomaly. The E coast positive anomaly is related to the occurrence of peridotites at shallow depth below the eastern lagoon; whilst the negative anomaly of the W coast is related to the > 7 km sediment thickness in the New Caledonia Basin.

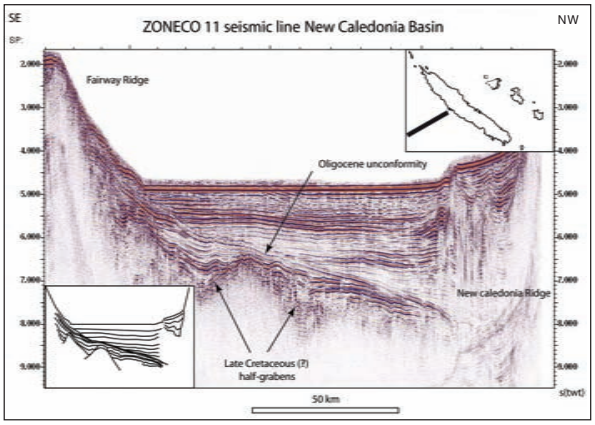


Figure 4 Seismic profile of New Caledonia Basin (ZONECO 11) (Klingelhoefer et al., 2007).

have occurred in connection with plate convergence in subduction zones.

Pre-Late Cretaceous geology of New Caledonia: the Gondwanaland period

Two major terrane groups are distributed along the length of New Caledonia (Figure 5): an older, late Permian–Early Cretaceous group of three sub parallel, elongate terranes on the W coast (Teremba) and in the central mountain range (Koh-Central, and Boghen); and a younger Late Cretaceous–Eocene group, overlying the latter, that formed in response to break-up, drift, convergence and subsequent collision of an island arc (Aitchison et al, 1995a). The pre-Late Cretaceous terranes were formed during a period of subduction/accretion, and show closest biostratigraphic correspondence with Eastern Province terranes of New Zealand.

The three older terranes that form the central mountains of New Caledonia are as follows:

The Koh-Central Terrane

The Koh-Central Terrane is formed of an "oceanic" basement overlain by a thick volcanosedimentary cover. A disrupted, Early Permian (Aitchison et al., 1998) ophiolite suite (Koh Ophiolite) occurs locally along the centre of the island, comprising gabbro, dolerite, rare plagiogranite, IAT, low-Ca boninite pillow basalts, and undated cherts directly overlying the pillow basalts. The Koh Ophiolite rocks are overlain by a thick succession of volcano-sedimentary rocks: black shale, volcaniclastic turbidite (greywacke), siltstone and chert (Meffre et al., 1996). The black shales are several hundred metres thick, whilst greywackes are generally associated with 20–50% argillite and locally with chert, conferring this terrane a distal and deep-water character. The greywackes are exclusively composed of volcanic lithic (andesite, dacite and basalt) and mineral clasts (feldspar, quartz, amphibole, etc.), whilst plutonic clasts are generally absent, except for one locality (late Early Cretaceous). In general, fossils are extremely rare and poorly preserved; however, scarce Middle Triassic (Anisian), and Late Jurassic faunas have been correlated with those of the New Zealand Murihiku Terrane (Campbell et al., 1985; Meffre, 1995). A fossiliferous succession at Pouembout, formerly correlated with the Late Jurassic, is now considered Early Cretaceous (Adams et al., 2009).

Teremba Terrane

The Teremba Terrane comprises a succession of very low-grade (zeolite facies), Late Permian–mid-Jurassic, shallow-water, volcaniclastic (calc-alkaline, island arc-derived, andesitic) sedimentary rocks and volcanics (andesites, dacites and rhyolites). The sedimentary rocks are typically medium grained greywackes with only minor (<10%) intercalated argillite, some shallow water volcaniclastic conglomerate and rare black shale, a few tens of metres thick. The mineral, geochemical and isotopic composition of greywackes is closely similar to that of the Koh-Central Terrane (Adams et al., 2009), similarly lack plutonic clasts and most probably come from the same source. In contrast with the Central Terrane, this terrane contains abundant faunas resembling those of the Murihiku Terrane of New Zealand (Grant-Mackie et al., 1977; Paris 1981; Campbell, 1984; Ballance and Campbell, 1993).

The Boghen Terrane (the "ante-Permien" of Paris, 1981)

The Boghen Terrane is a subduction complex comprising schistose unfossiliferous, volcano-sedimentary rocks (pillow basalts, chert,

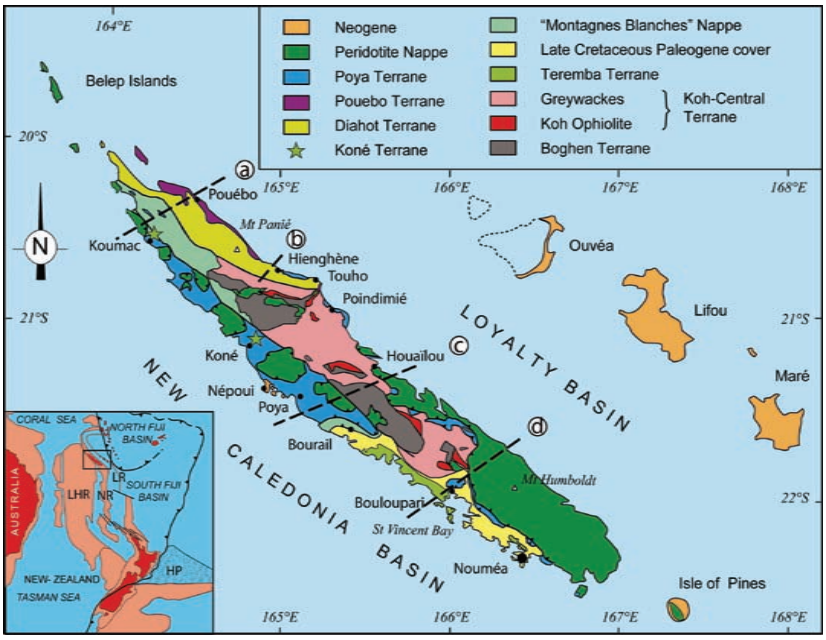


Figure 5 Tectonostratigraphic terrane map of New Caledonia (after Cluzel et al., 1999; Maurizot and Vendé-Leclerc, 2009). For a more detailed geological map of New Caledonia, see: http://dimenc.gouv.nc/portal/page/portal/dimenc/librairie/documents/telechargement/NC_1000000_A1.pdf).

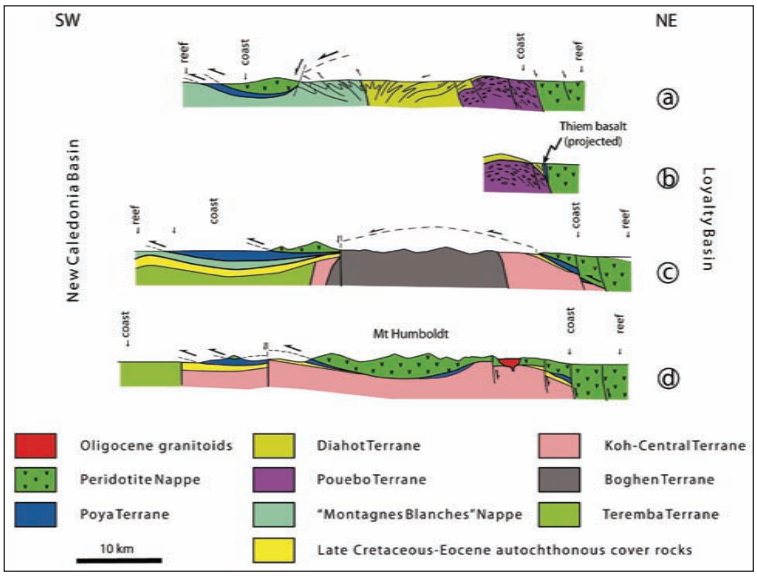


Figure 6 Simplified cross sections of New Caledonia to show the "basement" terranes overlain by Late Cretaceous to Eocene unconformable sedimentary cover, in turn overthrust by mafic (Poya Terrane) and ultramafic (Peridotite Nappe) allochthons (after Cluzel et al., 2001). For location, see Figure 5.

black shale, sandstone, tuffs, turbiditic greywackes, mafic melange and peridotite/serpentinite), at a metamorphic grade (lower greenschist to blueschist facies) that is notably higher than the adjacent terranes. Late Jurassic metamorphic ages (c. 150 Ma, whole-rock K-Ar) of the blueschists and metabasalts (Blake et al., 1977) suggest a minimum mid-Jurassic age for this terrane. However, Early Jurassic (Cluzel and Meffre, 2002) and more recently Early Cretaceous (c. 135 Ma) detrital zircon ages (Adams et al., 2009) set a maximum Early Cretaceous depositional age for the original sediments (see also Bryan et al., 2012).

Reconstruction of the Southeast Gondwanaland active margin in New Caledonia

Because Triassic–Early Cretaceous shallow-water volcaniclastic sediments (Teremba) occur to the W, and deeper-water sediments (with the same origin; Koh-Central) to the E and, volcanic rocks and shallow intrusions are absent in the Koh-Central Terrane, Meffre (1995) and Cluzel and Meffre (2002) have suggested that the Teremba and Central terranes are the onshore and offshore parts of the same fore-arc basin respectively. This view is also supported by a westwards-increasing metamorphic gradient in the HP-LT Boghen Terrane (Guérangé et al., 1975; Paris, 1981), thus suggesting westwards-dipping Mesozoic subduction. At present, the corresponding Permian-Mesozoic volcanic arc is likely buried below younger sediments of the Lord Howe Rise (Figure 1).

In contrast with New Zealand where Mesozoic terranes derive at least partly from the erosion of mainland Australia, the Permian–Mesozoic volcaniclastic sedimentary rocks in New Caledonia mainly come from an intra-oceanic volcanic arc and contain unimodal zircon populations with about the same age as the enclosing sediment (Adams et al., 2009). This view is supported by the endemism of Triassic faunas and floras that is shared with New Zealand easternmost terranes. However, a contribution of continental rocks is present in sandstones associated with black shales that are intercalated at two levels of the sequence in the mid-Triassic and Late Jurassic. To account for zircon provenance, geochemical and isotopic features of volcanic and volcaniclastic rocks, and a possible northern origin of Koh Ophiolite rocks recorded by paleomagnetic data (Ali and Aitchison, 2000) as well, it has been suggested that proto-New Caledonia formed the eastern edge of a volcanic-arc and marginal basin system along the SE Gondwanaland margin. The marginal basin (in which deep-sea fans fed by mainland Australia accumulated) opened during the Permian-Triassic and closed obliquely during the Jurassic–Early Cretaceous to reach its present location marked by the Dun Mountain Suture (Adams et al., 2009).

Late Cretaceous–Eocene phase: from marginal rifting to obduction

Late Cretaceous: the marginal rifting

Overlying the three above-mentioned terranes with angular unconformity, there is a prominent Late Cretaceous (Coniacian–Campanian) (Paris, 1981), volcano-sedimentary unit (classically referred to as "Formation à charbon"), which is composed of fining upwards marine shallow water sandstone, coal-bearing siltstone, tuffs and volcanic rocks (Figure 7) that accumulated in a tidal-zone or a near shore deltaic environment. The Late Cretaceous marine siltstones contain endemic faunas (ammonites and inocerams) (see Paris, 1981) that indicate an isolation from Australia, which is confirmed by the local provenance of detrital zircon populations (Cluzel et al., 2011). The pre-Coniacian unconformity post-dates the final amalgamation of the three aforementioned terranes. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Boghen Terrane thus occurred between the Barremian (c. 130 Ma; Adams et al., 2009) and the Coniacian (c. 89 Ma). Mafic and felsic volcanic rocks and tuffs occur near the base of the Formation à charbon (pre-Campanian), U-Pb dating of zircons extracted from a rhyolite flow there (88.4 Ma; Nicholson et al., 2011) confirms the Coniacian age of the Late Cretaceous transgression. The geochemical features of Late Cretaceous volcanic rocks contrast with that of pre-Late Cretaceous terranes. Whilst the latter are clearly related to an intra-oceanic arc, the Coniacian-Santonian basalts and felsic volcanics of the former display evidence for subduction affinity and intraplate magmatism as well, with some transitional features. The volcanic rocks have been interpreted as a result of regional W-dipping subduction (Nicholson et al., 2011); however, the occurrence of contemporaneous bimodal arc- and rift-related volcanic rocks, and a mixing trend between them is a common feature of rifted active margins in which mafic and felsic magmas are produced by partial melting of a previously metasomatised mantle wedge and the lower continental crust respectively (Bryan et al., 1997; Cluzel et al., 2011). The end of volcanic activity in New Caledonia which coincides with Maastrichtian–Paleocene thermal subsidence (Aitchison et al., 1995a) is consistent with the latter interpretation.

The magmatic activity ceased before the Campanian and is thus restricted to the 89–83.5 Ma interval, i.e., magmatic activity ceased

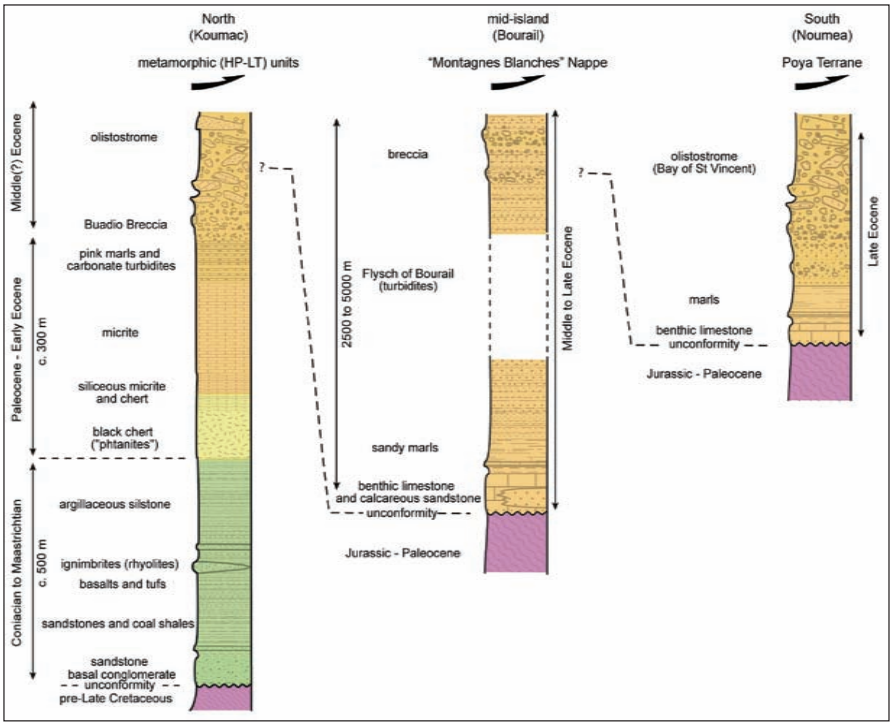


Figure 7 A comparison of Eocene sedimentary evolution in northern, mid- and southern New Caledonia to show the southward migration of the Eocene unconformity and syntectonic foreland basins (after Cluzel et al., 2001).

when the Tasman Sea (Hayes and Ringis, 1973) and South Loyalty marginal basins (Cluzel et al, 2001) opened. Meanwhile, sedimentation evolved from shallow-water marine sandstone and siltstone toward pelagic siliceous pelite (Maastrichtian), and micrite (Paleocene–Early or mid-Eocene depending upon diachronous Eocene pre-obduction events). This environmental change may be related to the thermal subsidence that followed the marginal rifting and complete submersion of New Caledonia (Aitchison et al., 1995a; Cluzel et al., 2011), a similar evolution is recorded from the Lord Howe Rise that was above sea level until the Maastrichtian and thereafter was the locus of pelagic siliceous sedimentation (McDougall and Van Der Lingen, 1974).

In northern New Caledonia, development of the Eocene high-pressure metamorphic complex (see below) has dramatically erased most of the primary features of the protoliths. However, the bulk of the Late Cretaceous–mid-Eocene sequence, although metamorphosed to eclogite or blueschist facies, is similar to the unmetamorphosed sequence of the Noumea area; although Late Cretaceous carbonaceous sediments there are considered more distal (Maurizot et al., 1989).

A triple provenance is necessary to account for the composition of Coniacian–Santonian sandstones. Contemporaneous volcanic activity provided most of the felsic component and rare volcanic zircon of the same age; a prominent mid-Cretaceous population (110–95 Ma) is puzzling because rocks of this age are extremely rare in New Caledonia (Cluzel et al., 2010), unless they were completely eroded away before the Late Cretaceous; the older part of the detrital zircon age spectrum very closely resembles those of the sandstones of the Boghen and Koh-Central terranes and has been provided by the erosion of directly underlying basement rocks. Therefore, at variance with previous interpretations, there is no need to advocate an Australian provenance to account for the occurrence of Precambrian detrital zircons (Aronson and Tilton, 1971; Aitchison et al., 1998). New Caledonia was already isolated from Australia by the Late Cretaceous, a feature consistent with the development of faunal and floral endemism at that time (Cluzel et al., 2011).

Paleocene–Early Eocene: long-term subsidence and pelagic sedimentation

Paleocene black cherts and minor argillite that transitionally overlie the Formation à charbon are classically referred to as "phtanites" in New Caledonia. These pelagic sediments are formed of cryptocrystalline silica, sponge spicules, radiolarians, and rare plagioclase grains. Phtanite deposition marks the end of terrigenous inputs and a complete submersion of New Caledonia; it originally formed at a low latitude and in a cool climate. Progressive global warming (Zachos et al., 2001) and northward drift during the Paleocene probably drove New Caledonia progressively out of the southern circum-polar siliceous ooze belt and allowed siliceous micrite to form; thereafter, the amount of silica progressively decreased and pure micrite accumulated during the Eocene (Figure 7). During that period, the New Caledonia Ridge was a stable isolated plateau in relatively deep waters, a situation that drastically changed during the late Early–Late Eocene, when intra-basinal breccias diachronously appeared and migrated southwards, and New Caledonia emerged again (see below).

Eocene foreland basins

In the areas where an Eocene sequence (Figure 7) has been preserved, in the N of the island (near Koumac) and in olistoliths of the Baie de St Vincent Olistostrome (south), the pelagic white micrite abruptly changes upwards into late Ypresian (c. 50 Ma) pink marls (Maurizot, 2011). This change records input of illite and minor hematite in the basin, and likely signals local emersion and weathering. Along the Koumac-Ouegoa section in the N of the island, SW verging stacked and isoclinally folded units result from in-sequence duplexing of the Late Cretaceous–Eocene sedimentary cover; therefore, the stacked units record a NE-ward change in basin geometry. The pink marls locally show rhythmical bedding and evidence for turbiditic sedimentation that signals the appearance of a slope in the basin; upwards, i.e., NE-wards in the stacked units, increasing intrabasinal instability is recorded by the occurrence of monogenetic limestone breccia, that rework the pink marl and white micrite as well. This breccia is quickly followed by intraformational polygenic breccia that mainly reworks the immediately underlying limestone. Finally, the Buadio breccia, which is composed of limestone and phtanite clasts changes upwards into an olistostrome formed of 100 m- to 1000 m-

scale olistoliths enclosed in a matrix of coarse conglomerate. The evolution of clasts provenance and size records the progressive involvement of deeper (i.e., older) parts of the sedimentary cover in a series of short-lived syntectonic basins located in front of SW- or SSW-prograding thrusts (Maurizot, 2011).

In contrast, in the S of the island (from Bourail to Noumea), unconformable shallow water limestone forms the base of a mid- to upper Eocene turbidite sequence that rests upon eroded older rocks (Figure 7). Pre-mid–Late Eocene erosion has been interpreted as a consequence of emersion due to fore-arc bulge (Cluzel et al., 1998) and foreland basin inception. The basal limestone youngs southward from Early to Late Eocene (Figure 7), a feature consistent with the progressive involvement and northward subduction of the northern tip of Norfolk Ridge (Cluzel et al., 2001). The 3–5 km-thick turbidite sequence that overlies the basal limestone is referred to as "Bourail Flysch" (Paris, 1981). The arenites and breccias are mainly composed of upwards coarsening clasts of various lithologies that include easily recognisable angular fragments of Paleocene limestone and black chert (phtanite). In contrast with breccias of the northern units, which only contain elements derived from the autochthonous sedimentary cover, the Bourail Flysch contains an upwards increasing amount of mineral and lithic clasts derived from a mafic source. In the upper third of the turbidite sequence, arenites may contain up to 50% clinopyroxene clasts. The geochemical features of mineral (clinopyroxene) and lithic clasts (basalt, dolerite and red chert) are closely similar to those of Poya Terrane rocks, which are therefore the most likely source (Cluzel et al., 2001). The top of the Bourail Flysch is an olistostrome, which in turn is overthrust by the allochthonous Poya Terrane (see below).

Thus, southward younging, syntectonic Eocene sequences record the in-sequence overthrusting of the Late Cretaceous–Early Eocene sedimentary cover of the northern Norfolk Ridge, and in southern units, the final out-of-sequence overthrusting of the Poya Terrane (Figure 8). It is worth noting that no ultramafic clasts have been recorded in the foreland basin; it clearly remained out of reach of ultramafic detritus issued from the fore-arc mantle lithosphere (i.e., the future Peridotite Nappe) that was obducted later.

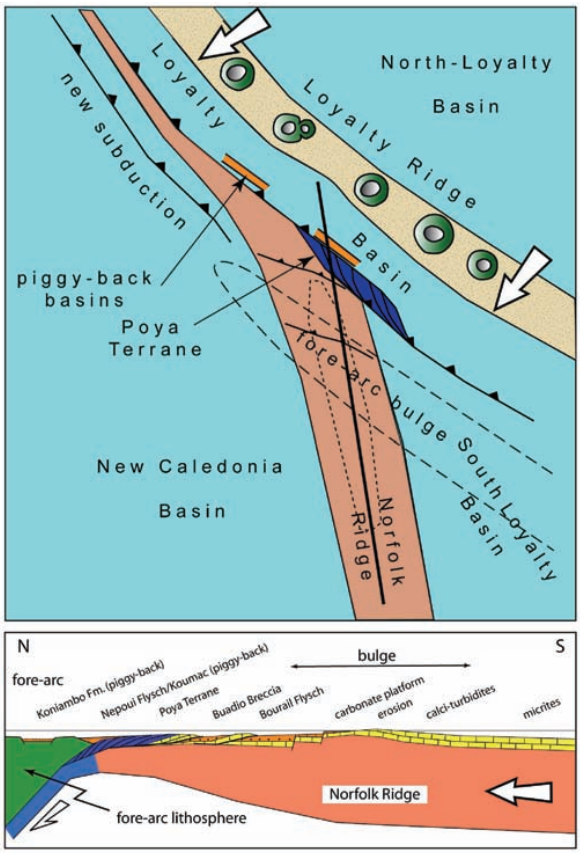


Figure 8 Tentative paleo-geographic reconstruction of New Caledonia and the Loyalty Ridge during Eocene time, to show the development of foreland and piggy-back basins, and southward migration of sedimentary facies during the pre-obduction period.

The subduction-obduction complex

The occurrence and tectonic features of ultramafic and mafic allochthons, age migration of foreland basins, polarity and exhumation kinematics of the HP-LT metamorphic complex, all suggest that Late Eocene obduction was preceded by N- or NE-dipping subduction.

Peridotite Nappe

From a geological and an economic point of view as well, the Peridotite Nappe (Avias, 1967) is certainly the most prominent terrane of New Caledonia as it represents more than 25% of the surface of the Grande Terre and is of major economic importance for the country. This dominantly ultramafic terrane consists of a southern unit, the "Massif du Sud" and a number of tectonic klippes spread along the W coast of the island (Figures 5 and 6). This unit is dominantly formed of upper mantle rocks (harzburgite and rare lherzolite) with minor ultramafic (pyroxenite, wehrlite and dunite) and mafic (layered gabbro) cumulates (Prinzhoffer, 1981). A high temperature foliation associated with dunite/harzburgite layering exists throughout the terrane, and it generally dips gently (i.e., <20°) forming broad gentle folds. This foliation locally bears a high-temperature mineral/stretching lineation oriented N-S; it is marked by the preferred orientation of orthopyroxene in harzburgite, and chromite aggregates in dunite (Prinzhoffer et al., 1980). This lineation associated with a gently dipping foliation probably results from the detachment-like tectonics that occurs at the base of the newly formed lithosphere (the 1,200°C isotherm) close to the oceanic ridge, as a consequence of differential motion between lithosphere and asthenosphere. Therefore, owing to the average N-S trend of the stretching lineation, the oceanic ridge that generated the ophiolite is thought to have had an E-W trend.

The upper mantle and lower oceanic crust rocks reflect a complex history that includes several stages of melting, rock-melt interaction, and re-melting (Marchesi et al., 2009; Ulrich et al., 2010) that finally lead to an extreme overall depletion. Therefore, age constraints on ophiolite formation are scarce, and except a few poorly reliable K-Ar ages (120–50 Ma; Prinzhoffer, 1981), the only direct dating has been attempted by Prinzhoffer (1987), who provided a 131±5 Ma age based on a Sm-Nd rock-mineral isochron from a gabbro of the Montagne des Sources (Massif du Sud). An Early Cretaceous age is problematical considering the geodynamic setting of the SW Pacific at that time and requires validation by other methods.

The Peridotite Nappe is crosscut at all levels by Early Eocene basalt (dolerite), micro-diorite and diverse felsic dykes emplaced within a narrow span of time (55–50 Ma; U-Pb dating of zircon) that

suggest a minimum Late Paleocene age for the oceanic lithosphere (Cluzel et al., 2006). Dolerite dykes are dominantly IAT-like and probably represent the youngest product of magmatic-arc activity (c. 50 Ma, whole rock K-Ar; Prinzhoffer, 1981). Microdiorite results from the hydrous melting of a similar supra-subduction source whereas most felsic dykes display the geochemical features of slab melts (Cluzel et al., 2006). Thus, a transient thermal pulse in the fore-arc region during earliest Eocene time probably generated this short-lived magmatic event with arc and fore-arc magmatic affinities.

Locally, amphibolite lenses, c. 200 x 10–50 m, appear at the base of the serpentinite sole, above Poya basalt. Back-arc basin basalts (BABB) geochemical composition and ^{40}Ar-^{39}Ar hornblende cooling ages at 56 Ma suggest that these amphibolites originated from the Poya Terrane basalts at, or near a spreading ridge at subduction inception, a feature consistent with synchronous formation of the slab melts mentioned above (Cluzel et al., 2012).

Partial serpentinisation (20–60%) appears throughout the Peridotite Nappe, it is generally interpreted as a consequence of cooling and low temperature hydration of the oceanic mantle lithosphere; in addition, a more extensive serpentinisation occurs in the tectonic sole with the development of porphyroclastic mylonite 20–200 m thick, which likely formed during obduction, and locally indicates SW-directed shearing. In general, the Peridotite Nappe overlies the Poya Terrane and the autochthonous rocks above a sub-horizontal fault (Figure 6), with the very simple structure sharply contrasting with the complexity of underlying terranes.

Poya Terrane

The Poya Terrane is an allochthonous set of m- to km-scale upright tectonic slices of pillow and massive basalt (99% of the terrane) associated with thin inliers of bathyal sediment (red, black and green chert and argillite); it is always located below the Peridotite Nappe (Figures 1 and 2). The main body of this unit is located along the W coast where it is 10 km wide, and extends over a length of 250 km from Bourail to Koumac; smaller and less continuous units are located along the E coast (Figures 5 and 6).

Based upon paleomagnetic evidence, these rocks are thought to have erupted to form an oceanic floor (South Loyalty Basin; Cluzel et al., 2001) to the NE of New Caledonia, at a latitude c. 300 km to the N of its present location (Ali and Aitchison, 2000). Inliers of bathyal sedimentary rocks, which are closely associated with pillow basalts contain Campanian–latest Paleocene or earliest Eocene radiolarians (Aitchison et al., 1995b; Cluzel et al., 2001). Poya Terrane basalts are dominantly undepleted MORB (E-MORB), which represent remnants of an oceanic or marginal basin crust (Cluzel et al., 2001). Subordinate BABB and intra-oceanic alkaline basalts (OIB) display carbonate interpillow material with Late Paleocene–Early Eocene microfaunas. These basalts are highly vesicular, and often reddened; therefore, they probably represent seamount lavas erupted upon Late Cretaceous-Paleocene oceanic crust. K-Ar whole rock apparent ages that range from c. 61–38 Ma (Guillon and Gonord, 1972; Eissen et al., 1998), are young relative to fossil ages and are thus probably meaningless. These apparent ages probably reflect a complex evolution due to both excess argon input due to fluid-rock interaction during lithosphere cooling, and diverse thermal resetting phases.

Except in its northernmost occurrence along the E coast (Thiem basalt, SE of Hienghene) where blueschist facies minerals scarcely appear (Meffre, 1995), the Poya Terrane is not regionally metamorphosed and does not display any ductile deformation. The local occurrence of lower greenschist or zeolite facies mineral associations is likely due to intra-oceanic water-rock interaction referred to as ocean floor metamorphism (Nicholson et al., 2000). Slices of Poya Terrane rocks have been first scraped off the down-going plate during E-dipping subduction of the South Loyalty Basin, then accreted in a fore-arc region (see below) and thereafter thrust onto New Caledonia during the Late Eocene, prior to the obduction of ultramafic rocks (Cluzel et al., 2001). Accretion of km-scale slices of coherent crustal material may be related to the Cordilleran-type ophiolite formation.

According to analog experiments for material transfer in accretionary wedges (Gutscher et al., 1998) the peeling of the upper part of the down-going slab remains a possibility, which may result either from an extreme roughness of the down-going plate, or more probably from a very shallow dip of the subduction zone. Off-scrapping of the Poya Terrane in the Loyalty fore-arc probably took place because subduction started at, or near the oceanic ridge (Ulrich et al., 2010; Cluzel et al., 2012) and was buoyant at least at the beginning.

Small-scale piggy-back basins, represented by the Nepoui Flysch and Koumac Olistostrome are closely associated with the Poya basalt. Both basins are pinched between the Poya Terrane and the Peridotite Nappe. The Nepoui Flysch starts with 2–5 m-thick biocalcarenite of uncertain age (Bartonian–Priabonian; Meffre 1995; Cluzel, 1998) that rests directly upon serpentinite. Significantly, the basal limestone contains large benthic foraminifers, and some detrital serpentine and chromite grains. It is overlain by pale brown argillite, and alternating coarse arenite and dolomicrite. On top of arenite beds, thin layers or lenses of reworked red argillite very closely resemble those of the Poya Terrane. Arenite clasts are derived from three distinct sources: Poya Terrane basalt (clinopyroxene, ilmenite and magnetite), an adjacent shallow water platform (carbonate bioclasts), and serpentinite. It is worth noting that the arenites contain no fresh peridotite rock or mineral clasts such as chromite. The dolomicrite beds, 2–10 cm thick, have provided a Late Eocene (Priabonian) pelagic microfauna (Maurizot, unpublished data, 2009).

The Koumac Olistostrome, c. 300 m thick, is composed of several mass flow breccia units, 5–10 metres thick, composed of basalt boulders embedded in a matrix of sandy breccia made of pillow and chert fragments with some lenses of red blocky argillite. Basalt fragments display the same geochemical features as Poya basalt (E-MORB; Cluzel et al., 2001). Occasionally, decimetre-sized clasts of felsic and amphibole rich magmatic rocks and scarce serpentinite appear in the breccia. These rocks closely resemble those of the Early Eocene dyke system of the Peridotite Nappe. On top of the mass flow unit, 50 m of whitish sands occur but contain a few basal basalt boulders. One single dolomicrite horizon, c. 3 metres thick, appears within the mass flow units which therefore resemble the Nepoui Flysch in terms of clast provenance and basinal conditions.

Both the Nepoui Flysch and Koumac Olistostrome may have accumulated in piggyback basins located near the boundary between the Poya Terrane and exhumed serpentinites of the fore-arc region (Figure 8).

Kone Terrane

Discrete slices of a parautochthonous Late Cretaceous hemi-pelagic unit composed of siltstone, argillite and chert, referred to as

"Formation de Koné" (Carroué, 1972; Paris, 1981) occur near Koné and Koumac (Figure 5). The unit has no known basement, contains no carbonaceous material, and has more distal facies than the typical autochthonous rocks of the same age. Currently, it is situated above the Montagnes Blanches Nappe (see below), Paleocene autochthonous sedimentary rocks and below the allochthonous Poya Terrane and everywhere has faulted boundaries. It possibly accumulated originally on a continental slope, or directly upon older oceanic crust, to the NE of New Caledonia and was picked up and thrust upon New Caledonia by the Poya Terrane, and finally overthrust by the latter.

The "Montagnes Blanches" Nappe

The "Montagnes Blanches" Nappe (Maurizot, 2011) is systematically intercalated between the top of the Paleogene flysch and the overlying obducted ophiolite units throughout the Grande Terre. It consists of Late Cretaceous black argilites, cherts, overlain by Paleocene micrites passing upwards into Early Eocene calci-turbidite. It represents an unmetamorphosed lateral equivalent of the Diahot Terrane. Named after the range marking the northern flank of the Bourail anticline (Figure 5), where it is particularly well exposed, this unit is parautochthonous and rooted in the Koumac area and allochthonous farther south. In the Bourail and Nouméa areas, the uppermost levels of the flysch contain elements of this allochthonous sedimentary unit broken up into olistoliths, as well as elements of the Poya Terrane.

Eocene metamorphic complex

The HP-LT metamorphic complex in the N of the island comprises the metamorphic Diahot and Pouebo terranes (Figure 1). In spite of a much higher metamorphic grade (blueschist and eclogite), the Diahot Terrane rocks do not greatly differ from the Cretaceous–Eocene sedimentary cover, although they have a more distal character during the Late Cretaceous. It shows the same Cenozoic sedimentary sequence except that the Eocene turbidite-olistostrome is dominantly composed of breccias, which started earlier than in the S (late Ypresian; c. 50 Ma; Maurizot, 2011), and characteristically do not contain any mafic rock. The Pouebo Terrane is a subduction melange composed of 0.1–100 m-scale boulders of mafic rocks derived from the Poya Terrane (Cluzel et al., 2001; Spandler et al., 2005), embedded in a meta-serpentine (talc-schist) or metasedimentary matrix. The Diahot Terrane rocks have been subducted at depth c. 50 km (1.7 GPa - 550°C) (Fitzherbert et al., 2003; 2005) whereas eclogites in the Pouebo Terrane have metamorphic mineral associations which suggest a much higher grade and maximum burial depth of c. 80 km (2.4 GPa - 650°C) (Clarke et al., 1997; Carson et al., 1999, 2000). At present, the Pouebo Terrane, which was subducted at greater depth, appears in the core of a regional-scale foliation antiform wrapped by the Diahot Terrane (Figure 6) as shown by the occurrence of E-dipping Diahot carbonaceous schists, siliceous schists (metamorphosed "phtanites") and recrystallised limestones along the eastern shoreline between Hienghene and Touho (Maurizot et al., 1989; Cluzel et al., 1995a, b, 2001; Rawlings and Lister, 1999, 2002). In turn, the eastern flank of the antiformal structure is overlain by slices of the Poya Terrane (Thiem unit; Maurizot et al., 1985; Cluzel et al., 2001; Figures 5 and 6) and finally by the Peridotite Nappe, which is rooted in the Loyalty Basin (Collot et al., 1987). The regional-scale antiformal structure of the metamorphic complex may be due either to a late folding of the tectonic pile (Rawlings and Lister, 2002); or alternatively, to the exhumation of the high grade eclogitised melange (Pouebo Terrane) that dragged the overlying rocks (Diahot Terrane) towards the surface (Figure 9; Cluzel et al., 1995a, b; Baldwin et al., 2007). Along the Koumac-Pouebo section, i.e. from SW to NE across the island, the metamorphic grade changes abruptly in connection with SW-verging ductile thrusting; in contrast, it evolves much more gradually along strike, and blueschist facies rocks crop out to the SE of Poindimié (E coast; Figure 5). Therefore, exhumation of HP-LT rocks was likely to occur in a scissors- or fan-like fashion.

Thermochronological and radiochronological data allow the exhumation of the HP-LT complex to be better constrained. Eclogites of the Pouebo Terrane started to exhume at c. 44 Ma (U-Pb age of zircon overgrowths; Spandler et al., 2005); whilst zircons of Diahot Terrane rocks display younger overgrowths at c. 38 Ma (Cluzel et al., 2010). The closing temperature of phengite (450°C) in both terranes is recorded by ^{40}Ar-^{39}Ar thermochronology at c. 36 Ma (Ghent et al., 1994; Baldwin et al., 2007). Exhumation at c. 7 km depth occurred at c. 34±4 Ma as shown by apatite fission track data (c. 85°C; Baldwin et al., 2007; Figure 9).

Loyalty Ridge

The geology of the Loyalty Ridge is still poorly known due to the lack of basement outcrops and a thick carbonate cover. It may be extended northwards into the Southern D'Entrecasteaux Zone and is connected southwards to the Three Kings Ridge beyond the Cook Fracture Zone (Kroenke and Eade, 1982). Geophysical and swath bathymetry data indicate that this ridge is formed of seamounts, the

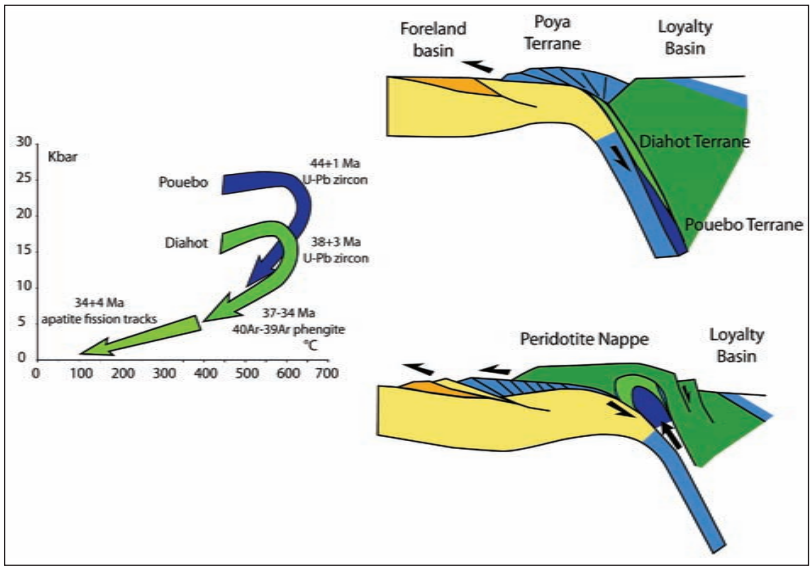


Figure 9 A conceptual model for the subduction and exhumation of the HP-LT terranes of New Caledonia to account for the P-T-t paths of Pouebo and Diahot terranes.

size and spacing of which are similar to those of most island arcs, (Bitoun and Récy, 1982; Lafoy et al., 1996). Seamounts are overlain by Miocene limestone plateaus, which are in turn capped and fringed by Pliocene–Recent coral reefs. The Bougainville Seamount located at the eastern end of the South d'Entrecasteaux Ridge, has been drilled (ODP 831), and Eocene andesite was found underneath 700 m thick Oligocene to Holocene limestone (Dubois et al., 1988; Greene et al., 1994). In the North Loyalty Basin, at the DSDP 286 site, c. 500 m-thick Middle–Late Eocene andesitic volcaniclastic turbidites have been drilled (Andrews et al., 1975). Because of these features, and in spite of lack of outcrop evidence, the Loyalty Ridge should be considered as an Eocene island arc and the North Loyalty Basin the associated back-arc basin (Maillet et al., 1983; Cluzel et al., 2001; Schellart et al., 2006; Paquette and Cluzel, 2007; Whattam et al., 2008; Whattam, 2009). Intra-oceanic alkaline (OIB; Baubron et al., 1976; Maurizot and Lafoy, 2003) basalt and dolerite that crop out on Mare Island were thought to represent the volcanic basement of the island (Rigolot, 1988). However, intraplate volcanism is younger that some of the carbonate cover and not older than Middle Miocene (Maurizot and Lafoy, 2003). In addition, the Late Miocene (11 Ma; Baubron et al., 1976) dolerite and basalt dykes that appear at the surface crosscut the limestone and develop contact metamorphism (Chevallier, 1968). Therefore, these basalts are unlikely to represent the basement of Loyalty Ridge; instead they may be part of a N-S trending hot spot trail and younger than the Loyalty Ridge itself (Meffre, 1995). The Loyalty Ridge is at present involved in the fore-arc bulge of the Vanuatu Arc which results in diachronous emersion and uplift of the Loyalty Islands (Dubois et al., 1974). Incipient oblique collision with the arc/trench system (Lafoy et al., 1996) results in the development of a complex fracture set (Bogdanov et al., 2011).

Oligocene–Present: the post-obduction phase

Late Oligocene post-obduction plutonism

In southern New Caledonia, post-obduction km-size plutons are intruded into the ultramafic allochthon and its autochthonous basement as well. U-Pb dating of magmatic zircons provided 27.5 and 24 Ma (Late Oligocene) for St Louis granodiorite (near Noumea) and Koum-Borindi adamellite (E coast) respectively (Paquette and Cluzel, 2007) (Figure 6c). The high-K to medium-K calc-alkaline granitoids display the geochemical and isotopic features of volcanic-arc magmas uncontaminated by crust-derived melts. These magmas were possibly generated during Oligocene subduction of the oceanic part of the northern New Caledonia Basin (Cluzel et al., 2005) that may also account for the north-eastward dip of the Moho (Klingelhoefer et al., 2007) (Figure 10). Although no alternative interpretation has been proposed for these granitoids, this model does not meet a general agreement (e.g., Sutherland et al., 2010). Strontium, Nd and Pb isotopic ratios indicate derivation from an isotopically homogeneous mantle wedge; but some variation in trace-element ratios uncorrelated to differentiation, are diagnostic of source heterogeneity. Prominent HREE depletion of some of the younger granitoids may be due to an equilibrium with garnet-bearing sub-crustal material (granulite) found as xenoliths (Paquette and Cluzel, 2007); whilst a relative Nb, Ta and Hf enrichment, irrespective of crystal fractionation, may be related to either a modest contamination

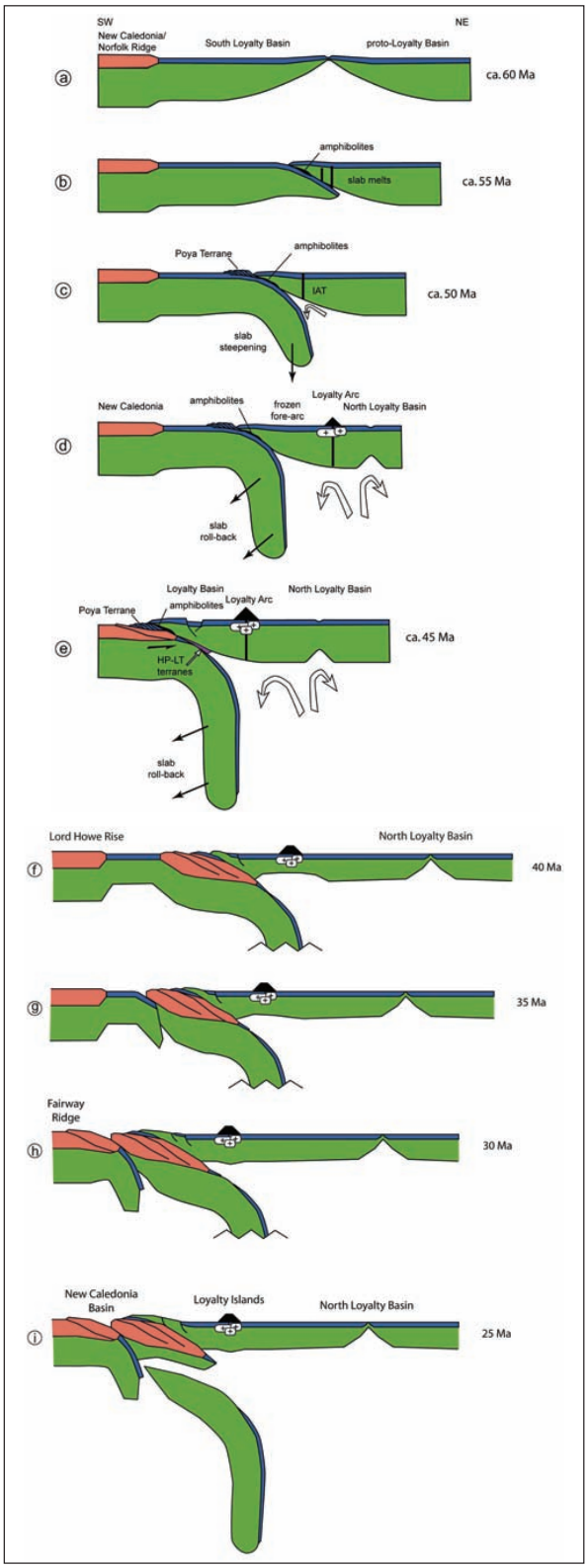


Figure 10 A model of lithospheric evolution of New Caledonia from Late Paleocene subduction inception to Late Oligocene slab break off.

by previously underplated mafic material, heterogeneous hydration of the mantle wedge, or mixing with uplifted Nb-rich mantle. Post-obduction slab break-off is advocated to account for sub-lithospheric mantle mixing and subsequent heterogeneity (Cluzel et al., 2005).

Supergene evolution: a polyphase weathering history

The emersion of New Caledonia during, or soon after obduction prevented marine sediments to accumulate except in coastal areas; instead, thick regolith developed and probably covered the whole island. Weathering profiles that develop upon peridotites are important not only because they record tectonic stability and hence are good proxies for regional dynamics, but also because they are important Ni resources. The regolith is comprised of several stepped planation surfaces (Wirthmann, 1966, 1970); the oldest surface being the most elevated (Trescases, 1975; Latham, 1986). Each step of surface development was related to repeated uplift phases and/or sea level changes (Chardon and Chevillotte, 2006; Chevillotte et al., 2006).

Paleomagnetic dating methods have been successfully applied to date ferricrust development over obducted peridotites. This method involves a comparison of remanent magnetisation preserved in Fe oxides to the apparent polar wandering curve of Australia, assuming that Australia and New Caledonia have been rigidly fixed since the Early Oligocene. Preliminary results reveal that a phase of ferric crust development probably ended at c. 25±5 Ma (Late Oligocene); the associated weathering surface is located on the Tiebaghi Massif (near Koumac; Figure 5), one of the northern klippes of the W coast. This surface has been deeply eroded and dissected; whilst in the rest of the island and especially in the southern lowlands and endorheic basins, weathering continued until Recent time (Sevin et al., 2011).

Early Miocene coastal deposits and vigorous uplift

Miocene sediments crop out in cliffs of the Mueo and Pindaï peninsulas and islets of the Nepoui Bay (Coudray, 1976; Figure 5); these are the only known Miocene marine sediments of this age in New Caledonia. The Nepoui series consists of two subunits, the lower unit, the base of which does not crop out, consists of lagoonal limestone and calcareous sands that contain Aquitanian (Early Miocene) foraminifers (Maurizot, unpublished data, 2011). The upper unit, c. 100 m thick, has an erosive lower boundary and starts with slightly unconformable torrential cobble conglomerate, c. 100m thick, overlain by reddish to yellow calcareous sands with conglomerate lenses, topped by pre-Late Miocene yellow calcareous sands (Coudray, 1976). In the Mueo Peninsula, gently S-dipping conglomerate and coarse sands overlie severely sheared serpentinite, which represents the tectonic sole of the Ophiolitic Nappe, Poya Terrane basalts and the folded Late Eocene Népoui Flysch, with angular unconformity. Well-rounded pebbles are mainly composed of peridotite, minor dolerite and rare amphibole-bearing felsic rocks, which belong to the Early Eocene dyke system of the Peridotite Nappe (Cluzel et al., 2006). The most significant feature of Early Miocene conglomerate is the occurrence of, pebbles and sand-sized particles of ferricrete and silcrete that reflect the erosion of older regolith. The Goa N'doro Formation which crops out on the E coast near Houaïlou (Figure 5) is formed of two sub-units (Orloff and Gonord, 1968), the younger of which is composed of a conglomerate similar to that of Nepoui. This conglomerate has been tentatively correlated to the Late Oligocene by Chardon and Chevillotte (2006), but could be a lateral equivalent of the Early Miocene Nepoui conglomerate as well.

The occurrence of Nepoui conglomerate and its possible E coast correlative, and the new time constraints on regolith formation infer that (1) peridotite weathering started soon after obduction (a fact signalled by Coudray, 1976), (2) this stage of regolith development stopped locally at c. 25±5 Ma and (3) this event may be roughly correlated with the occurrence of Early Miocene dramatic erosion that may be due to either climatic (sea level drop) and/or tectonic (uplift) events.

Neogene–Recent tectonics and morphology of New Caledonia

Late Oligocene granitoids (Cluzel et al., 2005), Early Miocene sediments (Chardon et al., 2008), and regolith, including re-sedimented laterite deposits (Cluzel and Vigier, 2008; Chardon and Chevillotte, 2006) are crosscut by fault sets. These tectonic events may be due to Miocene uplift, but time constraints are not always available and additional work is necessary to better constrain this fault set that partly controls the weathering of peridotites (Leguéré, 1976; Elias, 2002), and is therefore of some importance for the nickel resource.

The asymmetrical morphology of the "Grande Terre", which is tilted SW-wards, may be related to distinct events: (1) a Late Oligocene–Early Miocene post-obduction extension (Lagabrielle et al., 2005); (2) a syn- to post-Early Miocene transtension associated with subduction reversal and opening of the North Fiji Basin (Chardon and Chevillotte, 2006); and, (3) the recent involvement of the Australian Plate in the fore-arc bulge of the Vanuatu (New Hebrides) volcanic arc, as revealed by uplift of the Loyalty Islands and by the uplifted fringing reefs located in the SE of the Grande Terre (Dubois et al., 1974).

It is worth noting that the oldest known reefal construction on the margins of Grande Terre is not older than 1.4 Ma (Cabioch et al., 2008); whilst the Present barrier reef and lagoon are not older than 0.4 Ma (Frank et al., 2006) and underwent several periods of emersion during Holocene sea level low stands (Coudray, 1976; Chardon et al., 2008; Cabioch et al., 1999, 2008; Le Roy et al., 2008). During the latter periods, the lagoon was drained and rivers formed canyons across it. The paths of these rivers form submerged meanders that are now clearly visible.

Undated terrestrial deposits referred to as "Fluvio-lacustrine System" fill in paleo-valleys and endorheic weathering cells of the Massif du Sud (Trescases, 1975). Those sediments, 50–100 m thick, with coarse torrential conglomerate at the base, mainly consist of reworked laterite (actually Fe oxide), detrital chromite, and supergene silica clasts. They have been tentatively correlated to the Late Oligocene by Chardon and Chevillote (2006). At present, they are actively and unequally eroded.

Mineral resources of New Caledonia

In contrast to many islands of the Pacific Rim, New Caledonia has no large volcanogenic ore deposits and only minor polymetallic orebodies of the sedimentary exhalative type are located in Late Cretaceous metasediments (Diahot Terrane). Gold was discovered in 1863 near Pouebo and, later, the Fern Hill mine (near Ouegoa)

produced 214 kg of Au between 1873–1900. Many other Au occurrences have been discovered, but none of them have economic importance. Copper, Pb and Ag were discovered and mined in the Diahot Region during the late 19th century but all mines closed in the 1930's. Chromite lenses associated with the Peridotite Nappe have been mined in many places of the Massif du Sud, with that in the Tiebaghi Massif (North) producing 3.3 Mt chromite between 1902–1976.

However, these resources are now worked out and New Caledonia's mining industry depends upon the Ni contained in weathered peridotites. New Caledonia ranks fifth among the world's nickel ore producers (Elias, 2002); nickel concentration results from the hydrolysis of olivine (0.4% Ni) and pyroxene (0.025% Ni) by weathering solutions and subsequent concentration as silicate minerals or adsorbed mineral phases in the lower part of the weathering profile. The lateritic profile developed on obducted peridotite in New Caledonia belongs to the hydrous Mg silicate type (Brand et al., 1998; Freyssinet et al., 2005). It is characterized by an absolute enrichment or concentration of Ni in the saprolite zone, which consists of secondary serpentine, neoformed goethite, smectitic clays and garnierite. Much of the nickel is re-precipitated within the saprolite by substituting Ni for Mg in secondary serpentines (which can contain up to 5% Ni) and in garnierite, which can grade over 20% Ni (Pelletier, 1996). This silicate (or garnieritic) ore has been actively mined since the late 19th century but reserves are rapidly being depleted. Lesser Ni concentrations are found in oxidised (lateritic) ore (1.0–1.5% Ni); however, reserves are enormous and lower grade lateritic ore will represent the bulk of Ni reserves of New Caledonia in the future.

Summary and conclusions

During Permian–Early Cretaceous time, New Caledonia had almost continuous volcaniclastic sedimentation. Its location at the eastern edge of a marginal basin system is consistent with discontinuous connections with continental sources of sediments; in

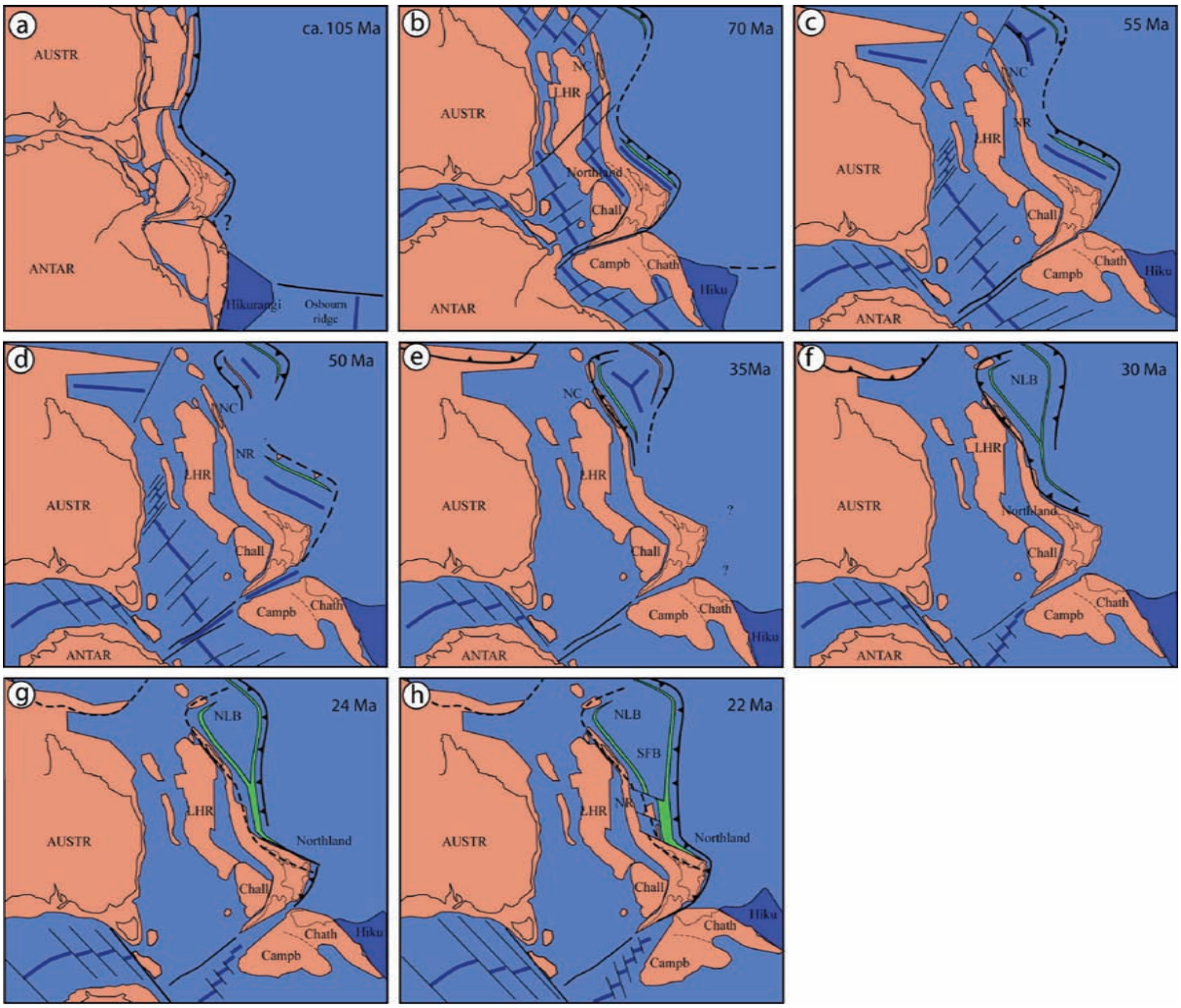


Figure 11 Summary of the Late Cretaceous–Miocene paleogeographic evolution of the SW Pacific (after Gaina et al., 1998; Cluzel et al., 1999; Hall, 2002; Sdrolias et al., 2003; Crawford et al., 2003). Campb: Campbell Plateau; Chall: Challenger Plateau; Chatham Rise; Hiku: Hikurangi Plateau; LHR: Lord Howe Rise; NC: New Caledonia; NLB: North Loyalty Basin; NR: Norfolk Ridge; SFB: South Fiji Basin.

contrast, long periods of isolation are responsible for prominent endemism.

During the Late Cretaceous, the Australian margin was the site of marginal break-off and marginal basin opening; it is worth noting that all marginal basins opened almost synchronously; and that no Late Cretaceous volcanic-arc is hitherto known, therefore, it may be suggested that the eastward flow of the upper asthenosphere triggered by rapidly stretching lithosphere prevented a "normal" mantle wedge to form (Cluzel et al., 2011). At the end of the Paleocene, a new NE-dipping subduction zone appeared at or close to the spreading ridge of the South Loyalty Basin (Figures 10 and 11c). During the Paleocene and Eocene, back-arc spreading of the North Loyalty Basin induced the roll-back and SE-ward migration of the Loyalty arc-trench system (Figure 11d). The trench reached the northern tip of the Norfolk Ridge in the Early Eocene and continental subduction/obduction started (Figure 11e); new subduction along the W coast relayed the Loyalty arc-trench system subduction blocked by the Norfolk Ridge (Figure 11f), this short-lived subduction was finally blocked by the Lord Howe Rise. The Eocene jamming of subduction and actively spreading North Loyalty and South Fiji basins provoked the activation (or reactivation) of the Tonga subduction; meanwhile, the system propagated southwards and reached the eastern Lord Howe Rise and northern New Zealand in Oligocene (Figure 11f) and Miocene times (Figure 11g) respectively. During the Miocene, the Tonga subduction was active and complex back-arc basins opened until it reached its present location and was eventually blocked by the collision of the Australian Plate with South Island and Hikurangi Plateau.

The pre-Oligocene geology of New Caledonia within the framework of SW Pacific evolution provides a good example of preserved pre-collision stages because no crustal thickening happened after the development of foreland basins, HP-LT complexes, melanges, obduction etc. It may be prominently useful to elucidate the more complex evolution of many accretionary orogens such as those of Paleozoic Central Asia.

During Oligocene–Recent time, New Caledonia emerged and underwent several phases of weathering that formed thick regolith, some of which is of major economic importance. The predominance of peridotite during the early stages of resettling by vegetation probably resulted in the unique endemic flora, which is at present located in ultramafic massifs.

Acknowledgements

The authors are greatly indebted to Hamish Campbell and Dominique Chardon for extensive reviewing and improvements of an early draft of this article.

References

Adams, C.J., Cluzel, D. and Griffin, W.L., 2009, Detrital zircon ages and provenance of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes of New Caledonia: Australian Journal of Earth Sciences, v. 56, pp. 1023–1047.

Aitchison, J.C., Clarke G.L., Cluzel D. and Meffre, S., 1995a, Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution: Geology, v. 23, pp. 161–164.

Aitchison, J.C., Meffre, S. and Cluzel, D., 1995b, Cretaceous/Tertiary radiolarians from New Caledonia: Geological Society of New Zealand, Miscellaneous Publication 81A, 70 pp.

Aitchison, J.C., Ireland T.R., Clarke G.L., Cluzel D. and Meffre S., 1998, U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia and regional implications: Tectonophysics, v. 299, pp. 333–343.

Ali, J.R. and Aitchison, J.C., 2000, Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic model: Earth and Planetary Science Letters, v. 177, pp. 153–161.

Andrews, J.E. and Packham, G.H. et al., 1975, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 30: U.S. Government Printing Office, Washington D.C. 753 pp.

Aronson, J.L. and Tilton, G.R., 1971, Probable Precambrian detrital zircons in New Caledonia and Southwest Pacific continental structure: Geological Society of America, Bulletin 82, pp. 3449–3456.

Auzende, J.-M., van de Beuque, S., Regnier, M., Lafoy, Y. and Symonds, P., 2000, Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian seismic transect: Marine Geology, v. 162, pp. 225–236.

Avias, J., 1967, Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massifs: Tectonophysics, v. 4, pp. 531–541.

Baldwin, S.L., Rawlings, T. and Fitzgerald, P.G., 2007, Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: implications for middle Tertiary plate boundary processes in the Southwest Pacific: Geological Society of America, Special Paper 419, pp. 117–134, doi: 10.1130/2006.2419(06).

Ballance, P.F. and Campbell, J.D., 1993, The Murihiku arc-related basin of New Zealand (Triassic–Jurassic), *in* Ballance P. F. (ed), South Pacific sedimentary basins, Sedimentary Basins of the World 2: Elsevier, Amsterdam, pp. 21–33.

Baubron, J.C., Guillon, J.H. and Récy, J., 1976, Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île de Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique): Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Bulletin 4, pp. 165–176.

Bitoun, G. and Récy, 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: Contribution à l'étude géodynamique du sud-ouest Pacifique: Travaux et documents ORSTOM, Paris. pp. 505–539.

Blake, M.C. Jr., Brothers, R.N. and Lanphere, M.A., 1977, Radiometric ages of blueschists in New Caledonia, *in* International Symposium on Geodynamics of the South-West Pacific, Nouméa, 1976: Technip ed., pp. 279–282.

Bogdanov, I., Huaman, D., Thovert, J.F., Genthon, P. and Adler, P., 2011, Tectonic stresses seaward of an aseismic ridge-trench collision zone. A remote sensing approach on the Loyalty Islands, SW Pacific: Tectonophysics, v. 499, pp. 77–91, doi:10.1016/j.tecto.2010.12.007

Brand, N.W., Butt, C.R.M., and Elias, M., 1998, Nickel laterites: Classification and features: AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, pp. 81–88.

Bryan, S.E., Constantine, A.E., Stephens, C.J., Ewart, A., Schon, R.W. and 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, v. 153, pp. 85–102.

Cabioch, G., Correge, T., Turpin, L., Castellaro, C. and Récy, J., 1999, Development patterns of fringing and barrier reefs in New Caledonia (southwest Pacific): Oceanologica Acta, v. 22, pp. 567–578.

Cabioch, G., Montaggioni, L., Thouveny, N., Frank, N., Sato, T., Chazottes, V., Dalamasso, H., Payri, C., Pichon, M. and Semah, A.M., 2008, The chronology and structure of the western New Caledonian barrier reef tracts: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, doi:10.1016/j.palaeo.2008.07.014.

Campbell, H.J, 1984, Petrography and metamorphism of the Téremba Group (Permian to Lower Triassic) and the Baie de St. Vincent Group (Upper Triassic to Lower Jurassic), New Caledonia: Journal of the Royal Society of New Zealand, v. 14, pp. 335–348.

Campbell, H.J., Grant-Mackie, J.A. and Paris, J.P., 1985, Geology of the Moindou-Téremba area, New Caledonia. Stratigraphy and structure of the Téremba Group (Permian -Lower Triassic) and Baie de St Vincent Group (Upper Triassic–Lower Jurassic), Géologie de la France, v. 1, pp. 19–36.

Carroué, J.P., 1972, Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/50 000è, feuille Pouembout. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (France).

Carson, C.J., Powell, R. and Clarke, G.L., 1999, Calculated mineral equilibria for eclogites in CaO-Na_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O; application to the Pouebo Terrane, Pam peninsula, New Caledonia: Journal of Metamorphic Geology, v. 17, pp. 9–24.

Carson, C.J., Clarke, G.L. and Powell, R., 2000, Hydration of eclogite, Pam

Peninsula, New Caledonia: Journal of Metamorphic Geology, v. 18, pp. 79–90.
Chardon, D. and Chevillotte V., 2006, Morphotectonic evolution of the New Caledonia Ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record: Tectonophysics, v. 420, pp. 473–491.
Chardon, D., Austin, J.A., Cabioch, G., Pelletier, B., Saustrup, S. and Sage F., 2008, Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel reflection seismic profiles: Comptes Rendus Géoscience, v. 340, pp. 68–73.
Chevalier, J.P., 1968, Géomorphologie de l'île de Maré. Les récifs actuels de l'île de Maré. Les Madréporaires fossiles de Maré - Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie, 1960-1963: Fondation Singer-Polignac Ed., v. 3, pp. 1–57.
Chevillotte, V., Chardon, D., Beauvais, A., Maurizot, P. and Colin F., 2006, Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change: Geomorphology, v. 81, pp. 361–375.
Clarke, G., Aitchison, J.C. and Cluzel, D., 1997, Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal: Journal of Metamorphic Petrology, v. 38, pp. 843–876.
Cluzel, D., 1998. Le "flysch post-obduction" de Népoui, un bassin transporté ? Conséquences sur l'âge et les modalités de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris., v. 327, pp. 419–424.
Cluzel, D. and 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 Géosciences, v. 334, pp. 867–874.
Cluzel, D. and Vigier, B., 2008, Syntectonic mobility of supergene nickel ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from faulted regolith and garnierite veins: Resource Geology, v. 58, pp. 161–170.
Cluzel, D., Aitchison, J.C., Clarke, G., Meffre, S. and Picard, C. 1995a, Dénudation tectonique du complexe à noyau métamorphique de haute pression tertiaire (Nord de la Nouvelle-Calédonie, Pacifique, France), Données cinématiques: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, v. 321, pp. 57–64.
Cluzel, D., Clarke, G. and Aitchison, J.C., 1995b, Northern New Caledonia high-pressure metamorphic core complex. From continental subduction to extensional exhumation: Pacrim'95 Congress, Auckland 11/95, Proceedings Volume, pp. 129–134.
Cluzel, D., Chiron, D. and Courme, M.D., 1998, Discordance de l'Eocène supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, v. 327, pp. 485–491.
Cluzel, D., Aitchison, J.C., Black, P.M. and Picard, C., 1999, Origin and fate of Southwest Pacific marginal basins; an appraisal from New Caledonia, *in* Baldwin, L. and Lister G.S. (eds), Mid-Cretaceous to recent plate boundary processes in the Southwest Pacific: '99 Penrose Conference, Arthur's Pass, New Zealand, Abstracts Volume, pp. 77–79.
Cluzel, D., Aitchison, J.C. and 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, v. 340, pp. 23–60.
Cluzel, D., Bosch, D., Paquette, J.L., Lemennicier, Y., Montjoie, Ph. and Ménot, R.P., 2005, Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: a case for reactivated subduction and slab break-off: The Island Arc, v. 14, pp. 254–271.
Cluzel, D., Meffre, S., Maurizot, P. and 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, v. 18, pp. 395–402.
Cluzel, D., Adams, C.J.A., Meffre, S., Campbell, H. and Maurizot, P., 2010, Discovery of Early Cretaceous rocks in New Caledonia (Southwest Pacific). New geochemical and U-Pb zircon age constraints on the transition from subduction to marginal breakup: The Journal of Geology, v. 118, pp. 381–397.
Cluzel, D., Adams, C.J., Maurizot, P. and Meffre, S., 2011, Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: an Australian provenance questioned: Tectonophysics, v. 501, pp. 17–27, doi: 10.1016/j.tecto.2011.01.007
Cluzel, D., Jourdan, F., Meffre, S., Maurizot, P. and Lesimple, S., 2012, Earliest Eocene MORB-like amphibolites from the sole of the ophiolite of New Caledonia; ^{40}Ar-^{39}Ar, U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge: Tectonics (in press).
Collot, J.Y., Malahoff, A., Récy, J., Latham, G. and Missegue, F., 1987, Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence: Tectonics, v. 6, pp. 215–232.
Collot, J., Géli, L., Lafoy, Y., Vially, R., Cluzel, D., Klingelhoefer, D. and 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, v. 27, (TC6006), doi:10.1029/2008TC02263.
Coudray, J., 1976, Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie; contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire Géologique post-éocène, *in* Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie; volume Huitième. 5-275: Thèse Doct. d'Etat, Montpellier.
Crawford, A. J., Meffre, S. and Symonds, P.A., 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 Australia, Special Publication 22, pp. 377-397.
Dubois, J., Launay, J. and Récy, J., 1974, Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation: Tectonophysics, v. 24, pp. 133–150.
Dubois, J., Deplus, C., Diament, M., Danie, J. and Collot, J.Y., 1988, Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu); mechanical and geodynamic implications: Tectonophysics, v. 149, pp. 111–119.
Eissen, J.P., Crawford, A.J., Cotten, J., Meffre, S., Bellon, H., Delaune, M., 1998, Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia: Tectonophysics, v. 284, pp. 203–219.
Elias, M., 2002, Nickel laterite deposits: Geological overview, resources and exploitation, *in* Cooke, D. R. and Pongratz, J. (eds), Giant ore deposits: characteristics, genesis and exploration: CODES Special Publication 4. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, Hobart, pp. 205–220.
Fitzherbert, J.A., Clarke, G.L. and 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, v. 44, pp. 1805–1831.
Fitzherbert, J.A., Clarke, G.L. and Powell, R., 2005, Preferential retrogression of high-P metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia: Lithos, v. 83, pp. 67–96.
Fleming, C.A., 1969, The Mesozoic of New Zealand: Chapters in the history of the Circum-Pacific Mobile Belt: Quarterly Journal of the Geological Society, v. 125, pp. 125–170, doi: 10.1144/?gsjgs.125.1.0125
Frank, N., Turpin, L., Cabioch, G., Blamart, D., Tressens-Fedou, M., Colin, C., Jean-Baptiste, P., 2006, Open system U-series ages of corals from a subsiding reef in New Caledonia: Implications for sea level changes, and subsidence rate: Earth and Planetary Science Letters, v. 249, pp. 274–289.
Freyssinet, P., Butt, C.R.M., Morris, R.C., and Piantone P., 2005, Ore-forming processes related to lateritic weathering: Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, Inc., pp. 681–722.
Gaina, C., Müller, D.R., Royer, J.Y., Stock, J., Hardebeck, J. and Symonds, P., 1998, The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces: Journal of Geophysical Research, v. 103, pp. 12,413-12,433, doi:10.1029/98JB00386.
Ghent, E.D., Roddick, J.C. and Black, P.M., 1994, ^{40}Ar/ ^{39}Ar dating of white micas from the epidote to the omphacite zones, northern New Caledonia; tectonic implications: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 31, pp. 995–1001.
Grant-Mackie, J.A., Paris, J.P., Freneix, S. and Campbell, J.D., 1977, Advances in correlation of Mesozoic sequences in New Zealand and New Caledonia: 25th International Geological Congress, Abstracts Volume 1, pp. 268–269.
Greene, H.G., Collot, J.-Y., Fischer, M.A. and Crawford, A.J., 1994, Neogene tectonic evolution of the Hebrides Island arc: a review incorporating ODP drilling results. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results, Leg 134. pp.19–46.
Guérangé, B., Lille, R. and Lozes, J., 1975, Etude géologique des terrains anté-oligocènes de la chaîne centrale néo-calédonienne: stratigraphie, régime de sédimentation, évolution structurale et métamorphisme:

Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France. sect. 4, 2, pp. 121–137.

Guillon, J.-H. and Gonord, H., 1972, Premières données radiométriques concernant les basaltes de Nouvelle-Calédonie. Leurs relations avec les grands événements de l'histoire géologique de l'arc mélanésien interne au Cénozoïque : Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Ser. D., v. 275, pp. 309–312.

Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavieille, J. and Lallemand, S., 1998, Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan Accretionary Wedge: Journal of Geophysical Research, v. 103, B5, pp. 10,161–10,176, doi:10.1029/97JB03541

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, v. 20, pp. 353–431.

Hayes, D. E. and Ringis, J., 1973, Seafloor spreading in the Tasman Sea: Nature, v. 244, pp. 454–458.

Klingelhoefer F., Lafoy Y., Collot J., Cosquer E., Géli L., Nouzé 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, v. 112, B11102, doi:10.1029/2007JB005093.

Kroenke, L.W. and Eade, J.V., 1982, Geomorphology, Structure and Geochemistry of North Fiji Basin Triple Junction: AAPG Bulletin, v. 66, p. 974.

Lafoy, Y., Missègue F., Cluzel, D. and Le Suavé, R., 1996, The Loyalty-New Hebrides Arc collision: effects on the Loyalty ridge and basin system, SW Pacific (First results of the ZoNéCo Programme: Marine Geophysical Research, v. 18, pp. 337–356.

Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Régnier, M., Wabete, I. and Calmant, S., 2005, Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data: Tectonophysics, v. 403, pp. 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: Thesis Science, Dijon, 331 pp.

Leguéré, J., 1976, Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle Calédonie: PhD thesis, University of Montpellier, France, 95 pp.

Le Roy, P., Cabioch, G., Monod, B., Lagabrielle, Y., Pelletier, B. and Flamand, B., 2008, Late Quaternary history of the Nouméa lagoon (New Caledonia, South West Pacific) as depicted by seismic stratigraphy and multibeam bathymetry: A modern model of tropical rimmed shelf: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 270, pp. 29–45.

Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. and Storzer, D., 1983, The D'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific); a petrological and geochronological reappraisal: Marine Geology, v. 53, pp. 179–197.

Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Belley, F. and Ferré, E., 2009, Migration and accumulation of ultra-depleted subduction-related melts in the Massif du Sud ophiolite (New Caledonia): Chemical Geology, v. 266, pp. 171–186.

Maurizot, P., 2011, Premiers enregistrements sédimentaires de la convergence pré-obduction en Nouvelle-Calédonie : Formation d'un complexe d'accrétion à l'Eocène inférieur dans le Nord de la Grande-Terre et mise en place de la nappe des Montagnes Blanches. Bulletin de la Société Géologique de France (in press).

Maurizot, P. and Lafoy, Y., 2003, Notice explicative, Carte géol. Nouvelle-Calédonie (1/50 000), feuille Maré, Îles Loyauté. Nouméa: Service des Mines et de l'Energie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Carte géologique par Maurizot, P. et al., 2003.

Maurizot, P. and Vendé-Leclerc, M., 2009, New Caledonia geological map, scale 1/500,000: Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie – Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Notice explicative par Maurizot, P. et Collot, J., 2009.

Maurizot, P., Tessarolo, C. and Feigner, D., 1985, Carte géologique Territoires d'Outre-Mer, Nouvelle-Calédonie (1/50000), feuille Touho-Poindimié: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Notice explicative par Maurizot, P., Tessarolo, C. et Feigner, D., 81 pp.

Maurizot P., Eberlé J.M., Habault C. and Tessarolo C., 1989, Carte géol. Territoires d'Outre-Mer, Nouvelle-Calédonie (1/50 000), feuille Pam-Ouégoa, 2e édition, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Notice explicative par Maurizot, P., Eberlé, J.M., Habault, C. et Tessarolo, C., 81 pp.

Mc Dougall, I. and Van Der Lingen, G.J., 1974, Age of the rhyolites of the Lord Howe Rise and the evolution of the southwest Pacific Ocean: Earth and Planetary Science Letters, v. 21, pp. 117–126, doi:10.1016/0012-821X(74)90044-2

Meffre, S., 1995, The development of arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia: PhD thesis, University of Sydney (unpublished), 236 pp.

Meffre, S., Aitchison, J.C. and Crawford, A. J., 1996, Geochemical stratigraphy of boninites and tholeiites from the Permo-Triassic Koh Ophiolite, New Caledonia: Tectonics, v. 15, pp. 67–83.

Nicholson, K.N., Picard, C. and Black, P.M., 2000, A comparative study of Late Cretaceous ophiolitic basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the SW Pacific: Tectonophysics, v. 327, pp. 157–171.

Nicholson, K.N., Maurizot, P., Black, P.M., Picard, C., Simonetti, A., Stewart, A. and Alexander, A., 2011, Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin: Lithos, v. 125, pp. 659–674, doi:10.1016/j.lithos.2011.03.018

Orloff, O. and Gonord, H., 1968, Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région cotières à l'est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures: Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles, v. 267, pp. 5–8.

Paquette, J.L. and Cluzel, D., 2007, 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 (Geologische Rundschau) v. 96, pp. 613–622, doi : 10.1007/s00531-006-0127-1

Paris, J.P., 1981, Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Memoirs, v. 113, 278 pp.

Pelletier, B., 1996, Serpentine in nickel silicate ore from New Caledonia, *in* Grimsey, E.J. and Neuss, I. (eds), Nickel '96: mineral to market. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series 6/96, pp. 197–205.

Pontoise, B., Collot, J.Y., Missegue, F. and Latham, G., 1982, Sismique réfraction dans le bassin des Loyauté: Résultats et discussion, *in* Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa: Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents ORSTOM, 147, pp. 541–548

Prinzhoffer, A., 1981, Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique: le massif du Sud (Nouvelle-Calédonie): Thèse Ing.-Doct, E.N.S.M. Paris (unpublished).

Prinzhoffer, A., 1987, Processus de fusion dans les zones d'extension océaniques et continentales, Thèse de doctorat d'Etat (SciD thesis), Université Paris VII, 237 pp.

Prinzhofer, A., Nicolas, A., Cassard, D., Moutte, J., Leblanc, M., Paris, J.P. and Rabinovitch, M., 1980, Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros; implications for oceanic mantle and crust: Tectonophysics, v. 69, pp. 85–112.

Rawlings, T.J. and Lister, G.S., 1999, Oscillating modes of orogeny in the Southwest Pacific and the tectonic evolution of New Caledonia. Geological Society, London, Special Publication 154, pp. 109–127, doi: 10.1144/?GSL.SP.1999.154.01.05

Rawlings, T.J. and Lister, G.S., 2002, Large scale structure of the eclogite-blueschist belt of New Caledonia: Journal of Structural Geology, v. 24, pp. 1239–1258, doi:10.1016/S0191-8141(01)00128-6

Rigolot, P., 1988, Prolongement méridional des grandes structures de Nouvelle-Calédonie et découverte de monts sous-marins interprétés comme un jalon dans un alignement de hot spot: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Ser. 2, v. 307, pp. 965–972.

Schellart, W.P., Lister, G.S. and 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, v. 76, pp. 191–233.

Sdrolias, M., Müller, R.D. and Gaina, C., 2003, Tectonic evolution of the Southwest Pacific using constraints from back-arc basins: Geological

Society of Australia, Special Publication 22/Geological Society of America, Special Paper 372, pp. 343–359.
Sevin, B., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Cluzel, D., Lesimple, S. and Maurizot, P., 2011, First paleomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and paleoweathering of 'Grande Terre': Terra Nova (in press).
Shor, G.G., Kirk, H.K. and Menard, H.W., 1971, Crustal structure of the Melanesian area: Journal of Geophysical Research, v. 76, pp. 2562–2586.
Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings: Science, v. 277, pp. 1956–1962.
Spandler, C., Rubatto, D. and Hermann, J., 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, v. 24, TC3003, doi:10.1029/2004TC001709
Sutherland, R., Collot, J., Lafoy, Y., Logan, G.A., Hackney, R., Stagpoole, V., Uruski, C., Hashimoto, T., Higgins, K., Herzer, R.H., Wood, R. and Mortimer, N., 2010, Lithosphere delamination with foundering of lower crust and mantle caused permanent subsidence of New Caledonia Trough and transient uplift of Lord Howe Rise during Eocene and Oligocene initiation of Tonga-Kermadec subduction, western Pacific. Tectonics, v. 29, TC2004, doi: 10.1029/2099TC002476.
Symonds, P., Auzende, J.M., Lafoy, Y., Van de Beuque, S., Bernardel, G., Stagg, H., 1999. A deep seismic transect from the eastern Australian margin to the New Hebrides arc: the FAUST (French Australian Seismic Transect) program, *in* Baldwin, L. and Lister, G.S. (eds), Penrose Conference, Mid-Cretaceous to recent plate boundary processes in the Southwest Pacific: Abstract Volume, pp. 91–93.
Trescases, J.-J., 1975, L'evolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale : formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie: Memoires ORSTOM Paris, France, v. 78, 259 pp.
Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. and Meffre, S., 2010, Multiple melting stages and refertilisation process as indicators for ridge to subduction formation: the New Caledonia Ophiolite: Lithos, v. 115, pp. 223–236.
Van de Beuque, S., 1999, Evolution géologique du domaine péri-calédonien (Sud-ouest Pacifique): PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France (unpublished), 270 pp.
Whattam, S.A., 2009, Arc-continent collisional orogenesis in the SW Pacific and the nature, source and correlation of emplaced ophiolitic nappe components: Lithos, v. 113, pp. 88–114, doi:10.1016/j.lithos.2008.11.009
Whattam, S.A., Malpas, J., Ali, J.R. and Smith, I.E.M., 2008, New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 9, Q03021, doi:10.1029/2007GC001710.
Wirthmann, A., 1966, Die reliefentwicklung von Neukaledonien: Deutscher Tagungsber u. Wiesenschaftliche Abhandlung des Dr. Geographen-Tages Boschum 1965, Wiesbaden, pp. 323–325.
Wirthmann, A., 1970, Zur geomorphologie der peridotite auf Neukadedonien: Festschrift H. Wilhelmi, Tübingen Geographische Studien, v. 34, pp. 191–201.
Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present: Science, v. 292, pp. 686–693.

***Dominique Cluzel** is Professor of Geology at the University of New Caledonia. He was awarded a PhD (Structural Geology) in 1977 at the University Paris XI. In 1990, he was awarded a SciD degree in Geology and Geodynamics: Tectonics and geodynamics of the Okcheon Belt (South Korea). He currently focuses his research interests on the tectonic and geodynamic evolution of New Caledonia and Paleozoic Northwest China, using a multidisciplinary approach.*

***Brice Sevin** has a Canadian-French Masters Degree in Metallogeny and Gitology in 2005. He worked for 18 months at the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). During that time, he produced with his colleagues one 1/50,000 geological map and its explanatory notice. In 2007, he joined the Geological Survey of New Caledonia (SGNC). Initially, he worked in geological mapping and environmental asbestos problems. He has specialized in the study of regolith and supergene nickel deposits – the subject of his PhD thesis.*

***Pierre Maurizot** is a senior field geologist with more than thirty years of experience in New Caledonia and adjacent countries of the SW Pacific. He is presently adviser in the Geological Survey of New Caledonia and director of the Bureau de Recherches Geologiques et Minieres, New Caledonia Branch. He mainly focuses on the sedimentology, stratigraphy and geodynamic setting of Paleogene sediments and allochtonous units of the Grande Terre of New Caledonia.*

***Julien Collot** obtained his geophysics engineering diploma from EOST in 2005 and his PhD in 2009 from the Université Européenne de Bretagne (ex-UBO, Brest France). He is currently in charge of marine geophysics at the Geological Survey of New Caledonia. His main research interests are: tectonics and geodynamics of the Southwest Pacific; basin formation, margin fragmentation and subduction dynamics; seismic stratigraphy; subduction initiation processes; and petroleum prospectivity of the SW Pacific.*

Post-obduction dismantling of the early regolith and associated related conglomerate in the Kopeto-Boulinda-Nepoui area (New Caledonia): a possible Lower Miocene uplift and paleolandscape

Brice SEVIN[1]*, Caroline RICORDEL-PROGNON[2], Florence QUESNEL[2], Dominique CLUZEL[3] and Pierre MAURIZOT[4]

[1]Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, Nouméa, New Caledonia
[2]BRGM (French Geological Survey), Geology Department, Regolith and Reservoirs Unit, Orléans, France
[3]Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia
[4]BRGM New Caledonia, Nouméa, New Caledonia

* brice.sevin@gouv.nc

The New Caledonia has experienced the obduction of mantle material over continental crust during Late Eocene. Following this major event, the peridotites underwent a strong supergene weathering of tropical climate and a dismantling attributed to intensive vertical motions whose origin and timing remain unclear. The Nepoui Formation, of Lower Miocene age, lies on the west coast and represents an important example of post-obduction deposit. Moreover, the Nepoui area presents ferruginized surfaces from the Kopeto-Boulinda peridotitic Massif down to the Nepoui peninsula consisting mainly of sediments. This observation indicates the presence of either a large glacis sloped towards the lagoon incised by the river system, or a succession of planation surfaces.

Paleomagnetic analysis and the petrographic study were performed on ferricretes capping the upstream surfaces and the conglomerate. All samples investigated could not be dated by paleomagnetism, except the silico-ferruginous matrix of the conglomerate giving an age close to 10-25 Ma. This age is rather imprecise but demonstrates that the weathering of the fluvial conglomerate fossilized by the silicification is synchronous with its deposition. In addition, the petrographic study showed that 1) the ferricretes investigated consist of nodules and pisoliths rearranged, resulting from the dismantling of older lateritic material and 2) the siliceous phase is more abundant downstream than upstream. All these data allow to reconstruct the fossil paleolandscape, possibly established during a Lower Miocene uplift. This uplift would be responsible for drastic erosion of oldest profiles, creation of highly incised river systems and deposition of fluvial conglomerate.

Ferricretes in New Caledonia: synthesis of age constraints by paleomagnetic and radiometric techniques — implication on the morphogenesis of 'Grande Terre'

Caroline RICORDEL-PROGNON [1]*, Brice SEVIN [2], Florence QUESNEL [1], Johan YANS [3] and Pierre MAURIZOT [2]

[1]BRGM (French Geological Survey), Orléans, France
[2]Geological Survey of New Caledonia, Nouméa, New Caledonia
[3]University of Namur, rue de Bruxelles 61, B-5000 Namur, Belgium

* c.prognon@brgm.fr

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 weathering being still active on the peridotites in the current differentiated landscape and tropical climate, the beginning of the ferruginisation is estimated to have occurred between 34 Ma (end of the obduction) or 25 Ma (last granitic intrusions) and present. The data and interpretations presented here are based on paleomagnetic analysis of lateritic ferricretes of Goro and Tiébaghi and radiometric datings obtain by K/Ar on Mn oxides from the Saint-Louis granite weathering profile. 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. A consistent age of 18.25 +/-0.6 Ma has been obtained at Saint-Louis. 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, the weathering of the Saint-Louis granite being recorded in between. These data allow to constrain the post-obduction morphogenesis of New Caledonia since uplift probably prevented regolith development until latest Oligocene times. Moreover, the later uplift and deep erosion of the West Coast klippes during the Early Miocene probably prevented further regolith preservation.

Airborne hyperspectral mapping of the regolith of New Caledonia

Florian DE BOISSIEU [1]*, Brice SEVIN [2], Marc DESPINOY [1], Stéphane CHEVREL [3], Carsten LAUKAMP [4], Ian LAU [4] and Thomas CUDAHY [4]

[1]ESPACE-DEV Laboratory, Institute of Research for the Development, New Caledonia
[2]Geological Survey of New Caledonia, New Caledonia
[3]French Geological Survey, BRGM-REM, France
[4]CSIRO Earth Science and Resource Engineering, Australia

* florian.deboissieu@ird.fr

The nickel resources of New Caledonia are estimated at the moment to be one of the largest known on Earth. This resource comes from the specific geological history of that island that is intimately linked with the regolith formation. Two kinds of abundant lateritic nickel ore deposits occur, which are characterised by enhanced formation of 1) limonite (goethite) and 2) sillica (garnierite). The ore is concentrated at the transition of saprolite and laterite. Recently, HyMap airborne hyperspectral data were acquired for the first time in New Caledonia (Pacific Ocean) for mineral exploration. Coupled with hyperspectral field measurements, the HyMap data were used to map the weathering profile at the Tiebaghi mine site in the north of the island. From the spectral features of the HyMap data we identified 6 characteristic parameters that define the weathering profile. These consist of: depth and wavelength position of the iron oxide feature at 660nm and 900nm, and the depth of the serpentine features at 2120nm and 2310nm. A classification algorithm, trained on known areas, was applied to map this set of features. We produced two classification maps. The first map classified the weathering profile into 4 classes with an 85% successful classification rate. The second map derivates the weathering profile into 7 classes, resulting in a 74% classification rates. The high classification rates are encouraging for the first attempt of mapping of the regolith of New Caledonia with hyperspectral data.

34th International Geological Congress
Unearthing our Past and Future — Resourcing Tomorrow

Can we use the planation surface concept to reconstruct the morphogenesis of New Caledonia? — first low temperature thermochronological data

Florence QUESNEL [1*], Jocelyn BARBARAND [2], Brice SEVIN [3,4], Caroline RICORDEL-PROGNON [1], Dominique CLUZEL [4], Pierre MAURIZOT [5] and Cécile GAUTHERON [2]

[1]BRGM (French Geological Survey), Geology Department, Regolith and Reservoirs Unit, Orléans, France
[2]Université Paris Sud, UMR CNRS-UPS 8148 IDES, Bâtiment 504, Orsay cedex, F-91405, France
[3]Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, Nouméa, New Caledonia
[4]Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia
[5]BRGM New Caledonia, Nouméa, New Caledonia

[*] f.quesnel@brgm.fr

Nickel ore deposits of New Caledonia are formed in thick laterites and ferricretes developed on peridotites. Formation of this regolith remains unclear but combines stable phases with weathering profile development and preservation and mobile phases with regolith dismantling and fluvial sediment deposition. Between the the Upper Eocene obduction of the Peridotite Nappe and today with still active weathering profiles, timing of the weathering and erosion processes is not constrained.

Recent studies have proposed a geomorphologic classification of planation surfaces and inferred scenarios of vertical deformation and morphogenetic evolution by applying the planation surface concept, previously used for stable cratons (western Africa, Australia or Brazil-Guyana). However, considering the absence of absolute dating and continuous stratigraphic relationship in the new-caledonian regolith, and the geodynamic context of the Norfolk ridge close to a subduction zone, much less stable than the old cratons, the use of this concept appears unrealistic.

Therefore Apatite Fission Track and U-Th/He thermochronology has been applied on all available granitoids intruded into the Peridotite Nappe. Among 14 samples collected, only 5 yielded apatite crystals and 3 gave interpretable results. Given the analytical error, the thermochronological ages obtained for the Koum and Saint Louis post obduction granitoids are similar to their absolute radiometric ages, i.e. 30 to 25 Ma. This suggests a very rapid exhumation after their formation and thus an important uplift. Detailed study and datings of the new-caledonian regolith should further help to reconstruct its recent evolution and the morphogenesis of 'Grande Terre'.

30th IAS MANCHESTE

International Association of Sedimentologists

The University of Manchester and The City of Manchester
are pleased to weclome you to:

30th IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY

2nd - 5th September 2013

IAS
INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS

Visit Manchester

MANCHESTER 1824
The University of Manchester

THIRD CIRCULAR: PROVISIONAL PROGRAMME

Session T5S4: Geomorphology, process sedimentology, and deposition architecture of large distributive systems

Chairs: David Hodgson (University of Leeds, UK) & Anne Mather (University Plymouth, UK)

14:30	T5S4_O1	Owen, A., Nichols, G.J., Hartley, A.J. & Weissmann, G.S. *Drivers and controls on the Salt Wash distributive fluvial system*
14:45	T5S4_O2	Grosjean, A.-S., Gardien, V., Pittet, B. & Dubois, M. *Large-scale geometry and evolution of the drainage network in the French South Alpine Foreland Basin: implications on the Western Alps morphology*
15:00	T5S4_O3	Walsh, J.P., Corbett, D.R., Orpin, A., Kiker, J., Ogston, A., Hale, R., Moriarty, J. & Harris, C. *Strata development and morphologic evolution of the Waipaoa River margin: Insights from sedimentological, radiochemical and geophysical data*
15:15	T5S4_O4	Folcher, N., Sevin, B., Maurizot, P. & Cluzel, D. *Iron-rich terrestrial sediments, a new tool for understanding the post-obduction history of New-Caledonia (Southwest Pacific)*
16:15	T5S4_O5	Feldman-Olszewska, A. *Transgressive-regressive cycles in the Middle Jurassic epicontinental deposits from the central part of Polish Basin*
16:30	T5S4_O6	Mather, A.E., Hartley, A.J., Greco, V. & Griffiths, J.S. *Megafloods in the driest place on earth: evidence for landslide outburst floods from the Arcas fan, Atacama, Northern Chile*
16:45	T5S4_O7	Hoyal, D., Fedele, J., Hamilton, P., Strom, K., Ghayour, K., Demko, T. & Vitor Abreu, V. *Steady autogenic model for multiscale growth patterns, avulsion, and evolution of submarine fans up to the basin-scale*
17:00	T5S4_O8	Brunt, R.L., van der Merwe, W.C., Hodgson, D.M. & Flint, S.S. *Dynamic morphometrics of a deepwater slope to basin floor succession*

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 er 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 klippe spread along the West Coast.

The first post-obduction sediments known in New-Caledonia are of Lower Miocene age and located c 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 bo of peridotite, supergene silica, iron crust and coral as well. In turn, the conglomerate is overlain by Ea Miocene carbonate sands and infratidal limestone that record short-lived marine invasion.

Apart from these marine, dominantly carbonated sediments, iron-rich terrestrial sediments accumulate lowlands of the "Massif du Sud". These sediments of still unknown age, started with a coarse torrentia conglomerate (1-3m thick) followed by red-color siltstone and argillite. These low energy sediments f 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-thick), iron crusts (1-2m thick) developed. The fine-grained iron-rich sediments mainly derive from er 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 pres 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 l

the present river network.

6.

The study of these sediments and their environment is new in New-Caledonia and has opened the way further studies, especially in the fields of palaeobotanics, palynology and regolith dating (palaeomagn methods), which are in progress.

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], Florence Quesnel[4-5]

[1] Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia. Phone number : (687) 27 48 32. brice.sevin@gouv.nc

[2] Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4, 98851 Nouméa Cedex, New Caledonia,

[3] BRGM New Caledonia, 1 ter, rue Unger, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia.

[4] BRGM (French Geological Survey), Georesources Division, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia.

[5] UMR 7327 du CNRS/Université d'Orléans/BRGM, 1A rue de la Férollerie, F-45071, Orléans, France.

[6] Research School of Earth Sciences, The Australia National University. Canberra, Australia.

Keywords: New Caledonia, slab break-off, uplift, Népoui, regolith, fluvial conglomerate, peridotite.

Abstract

Lower Miocene coarse conglomerate that crop 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 literature, it is concluded that neither Lower Miocene subsidence nor erosion were driven by sea level variation. In contrast, south-eastward propagating slab tear initiated at the latitude of the HP-LT metamorphic complex of northern New Caledonia likely generated east to west tilt 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 post-obduction granitoids influenced by slab window suggests a genetic link. Therefore, it is concluded that short-lived Lower Miocene erosion was due to slab break-off 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 pre-obduction history of New Caledonia is provided by marine foreland and piggy-back basins [*Cluzel et al.*, 1998; *Cluzel et al.*, 2001; *Maurizot*, 2011b]. Pre-obduction tectono-thermal 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 [*Clarke et al.*, 1997; *Spandler et al.*, 2005; *Baldwin et al.*, 2007; *Cluzel et al.*, 2012]. Obduction in New Caledonia is not tightly time-constrained by field evidence; it occurred after the Late Priabonian (ca. 34 Ma), age of the youngest pre-obduction sediments [*Cluzel et al.*, 1998], and prior to the intrusion of the Upper Oligocene Saint-Louis granodiorite (ca. 27 Ma) [*Paquette and Cluzel*, 2007], which crosscuts the basal thrust of the Peridotite Nappe and its autochthonous basement as well.

Unconformable post-obduction 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 authors have suggested a long-term uplift from Oligocene to Recent times [*Lagabrielle et al.*, 2005]. The development of stepped erosion/weathering surfaces on the 'Massif du Sud' and tectonic klippes that are spread along the West Coast has been tentatively correlated to repeated epeirogenic phases, and/or sea level variation due to climate change [*Chevillotte*, 2005; *Chardon and Chevillotte*, 2006; *Chevillotte et al.*, 2006], but absolute time constraints are lacking. Therefore, the post-obduction history of New Caledonia in terms of re-equilibration, weathering and erosion is still poorly time-constrained.

The coarse conglomerate that overlies the Upper Eocene Népoui Flysch and the Poya Terrane near Népoui peninsula (West Coast; **Figure 2**) was thought to form the base of the Miocene transgression, with peridotite cobbles up to 50 cm, derived from the erosion of ultramafic rocks obduction [*Paris*, 1981]. However, this simple explanation does not fit all the features of Népoui conglomerate, especially the occurrence of reworked weathering products

of peridotites such as iron crust and supergene silica, that suggest erosion of an older regolith [*Coudray*, 1976]. The occurrence of pre-Miocene tropical weathering that likely developed during an interval of relative stability is confirmed by paleomagnetic dating of ferricrete on top of the weathering profile in Tiébaghi, which consistently indicates a latest Oligocene age (~25 Ma) [*Sevin et al.*, 2012].

In addition, conglomerate does not actually form the base of the Népoui series; it is underlain by previously unrecorded coralline limestone and calcareous sands, 120 m thick, which have been drilled in the southwest of Pindaï Peninsula (**Figure 3**). Therefore, the Népoui conglomerate does not record a marine transgression closely following obduction, but merely prominent subaerial erosion after an interval marked by subsidence and reef development.

This article is a reappraisal of the Népoui conglomerate, Early Miocene in age, based upon new field and analytical data. The prominent erosion recorded by the Népoui conglomerate and especially that of an older regolith, will be tentatively integrated into the post-obduction history of New Caledonia.

2. Outline of the post-Cretaceous geology of New Caledonia.

The Norfolk Ridge and New Caledonia were rifted from the Australian margin during Late Cretaceous times (Campanian), [*Shor et al.*, 1971; *Hayes and Ringis*, 1973; *Aitchison et al.*, 1995; *Cluzel et al.*, 2001]. New Caledonia mainly evolved in a pelagic environment during the Paleocene and the Early Eocene. However, at the onset of the Eocene (ca. 56 Ma, *Gradstein et al.*, 2012) a new north or northeast-dipping subduction began in the South Loyalty Basin, which was located to the East of the Norfolk Ridge; this subduction "consumed" the Australian plate and probably formed the Loyalty Arc [*Maillet et al.*, 1983; *Cluzel et al.*, 2001; *Cluzel et al.*, 2012]. The subduction probably originated at or near the

spreading ridge and generated the Lower Eocene slab melts that are found in dykes within the Peridotite Nappe [*Cluzel et al.*, 2006; *Cluzel et al.*, 2012]. Shallow dipping subduction of the young oceanic lithosphere of the South Loyalty Basin provoked the peeling of the upper oceanic crust. This leads to the accretion of slices of basalt and bathyal sediments in the fore-arc region, forming the Poya Terrane. Eventually, the buoyant Norfolk/New Caledonia Ridge obliquely reached the trench, rotated ~45° anticlockwise and progressively blocked subduction [*Cluzel et al.*, 2001]. Meanwhile, syntectonic basins developed during the Paleocene and Eocene on the Norfolk/New Caledonia Ridge in front of the southward propagating thrusts. Foreland and piggy-back basins were fed by the erosion of allochthonous/parautochthonous units and foreland bulges as well, in a prominently unstable environment [*Maurizot and Cluzel*, In press.]. The north or north-eastward subduction of New Caledonia at depth up to 80 km generated the Eocene high-pressure metamorphic complex, which was exhumed at shallow levels of the crust during the 44-34 Ma interval [*Spandler et al.*, 2005; *Baldwin et al.*, 2007]. Finally, fore-arc upper mantle rocks were thrust over Upper Eocene and older rocks, forming New Caledonia's Peridotite Nappe (**Figure 1**).

3. Post-obduction events

3.1 Upper Oligocene granitoids

A relatively clear picture of post-obduction events can be drawn from the available stratigraphic and thermochronological evidence [*Cluzel et al.*, 1998; *Baldwin et al.*, 2007; *Paquette and Cluzel*, 2007; *Quesnel et al.*, 2012]. Obduction probably occurred at ca. 34 Ma [*Cluzel et al.*, 1998]; whilst the post-obduction Saint-Louis granodiorite and Koum-Borindi granodiorite and adamellite (**Figure 1**) intruded the base of the Peridotite Nappe and its underlying basement, at 27 and 24.5 Ma respectively [*Paquette and Cluzel*, 2007] and therefore post-date obduction. Koum-Borindi and Saint-Louis intrusive rocks contains rare

126 inherited zircons [*Paquette and Cluzel*, 2007] possibly coming from the assimilation of
127 basement (Upper Cretaceous?) enclaves. Despite this, these high-K to medium-K calc-
128 alkaline granitoids display the geochemical and isotopic features of volcanic-arc magmas
129 uncontaminated by mid- to lower crust-derived melts [*Cluzel et al.*, 2005]. They have been
130 related to a short-lived post-Eocene subduction [*Cluzel et al.*, 2006], the geophysical traces of
131 which have been detected along the West Coast of New Caledonia by teleseismic tomography
132 [*Regnier*, 1988]. Alternatively, some authors consider that the structure of the New Caledonia
133 Basin only reflects tectonic subsidence due to foreland flexure [*Collot et al.*, 2008]. This
134 postulated short-lived subduction probably appeared along the West Coast of New Caledonia
135 when the narrow Norfolk-New Caledonia Ridge blocked the older (Eocene) subduction. Sr,
136 Nd and Pb isotopic ratios indicate derivation from an almost isotopically homogeneous
137 mantle wedge. In contrast, some variation in trace-element ratios uncorrelated to
138 differentiation is diagnostic of the mineralogical heterogeneity of the source. Prominent
139 HREE depletion of the younger (~ 24 Ma) granitoids may be due to an equilibrium with
140 garnet-bearing sub-crustal material (granulite) found as xenoliths [*Paquette and Cluzel*,
141 2007]; whilst a relative Nb, Ta and Hf enrichment, irrespective of crystal fractionation, may
142 be related to either modest contamination by previously underplated mafic material,
143 heterogeneous hydration of the mantle wedge, or mixing with uplifted unmetasomatised
144 mantle. Sub-lithospheric mantle mixing and subsequent heterogeneity have been tentatively
145 related to post-obduction slab break-off and formation of a slab window [*Cluzel et al.*, 2006].
146 It is worth noting that the time elapsed between the end of obduction and emplacement of the
147 older granitoid (34 to 27.5 Ma), is consistent with the latency interval necessary to create a
148 mantle wedge and generate active margin magmas since subduction inception [*Cluzel et al.*,
149 2005]. Apatite fission tracks thermochronology performed on samples of the Saint-Louis
150 Louis intrusive complex (‘Comète’ granodiorite) provides cooling ages at ca. 30-25 Ma

(Quesnel et al., 2012; publication in progress) very close to the time of intrusion (27 Ma U-Pb on zircon) and K-Ar biotite cooling ages at 25-24.5 Ma as well [Guillon, 1975 *In: Paris*, 1981; *Black et al.*, 1994]. Thus, fast cooling suggests either: i) very shallow intrusion inconsistent with the overall features of Saint-Louis plutons. Or, ii) fast exhumation soon after emplacement; supporting the slab break-off interpretation [*Cluzel et al.*, 2005].

3.2 The Miocene Népoui series

Miocene sediments crop out in cliffs of the Muéo and Pindaï peninsulas and islets of the Népoui Bay [*Coudray*, 1976] (**Figure 2**); this is the only known occurrence of marine sediments of this age in the main island of New Caledonia. Classically, the Pindaï Conglomerate Member (Mb) was thought to represent a Miocene transgression that directly followed obduction of the Peridotite Nappe, its coarse character being due to active uplift and steep slopes [*Routhier*, 1953; *Latham*, 1974; 1975; 1977; *Paris*, 1981]. However, this interpretation is questioned by the discovery of a Lower Miocene reefal limestone unit ~120 m thick [*Maurizot et al.*, in prep.] (**Figure 4**) underneath the Pindaï Conglomerate Mb, indicating that post-obduction uplift was already terminated by Early Miocene times. Therefore, the overall significance of the Pindaï Conglomerate Mb must be re-evaluated.

Miocene sediments of the Népoui area are gently dipping (< 5°) (**Figure 5**) and overlie unconformably the Poya Terrane and the associated Upper Eocene Népoui Flysch. It consists of two Formations (from base to top): i) the Lower Népoui Fm (Chapeau Chinois Reefal Limestone Mb, *Operculina* Green Sand Mb and Xuudhen Limestone Mb); and ii) the Upper Népoui Fm (Pindaï Conglomerate Mb, Wharf Mb and Népü Bioclastic Limestone Mb).

The Lower Népoui Fm is formed principally of thick (> 120 m) coralgal limestone (**Figure 4**), of which only the upper 20 meters crop out on the West Coast of the Pindaï Peninsula (Xuudhen) (**Figure 5**). The Fm disappears rapidly to the North below the Pindaï

Conglomerate Mb and thickens to the South where it is concealed below sea level. It has been recognized over a depth of 105 m in a drillhole. A detailed description of this new Fm will be published elsewhere [*Maurizot et al.,* in prep.] and is beyond the scope of the present article, which only addresses the geodynamic inferences of this discovery.

The base of the Lower Népoui Fm consists of 10 cm-thick medium grained conglomerate formed of weathered pebbles and fragments of Eocene Népoui Flysch mixed up with Miocene bioclasts. The basal conglomerate is overlain by fine grained sandstone made up of rounded and more or less oxidised serpentinite elements together with some chromite, deposited on an erosion surface. The bulk of the section upwards consists of reefal and bioclastic limestone with *in situ* coral or algal patches and mounds (Chapeau Chinois Reefal Limestone Mb), in which several sequences can be distinguished, each 20 to 30 m thick. Characteristically, the yellowish limestone contains streaks and small pockets of ferruginous material coming from the erosion of laterite. The top is formed of whitish bioclastic calcareous sands (*Operculina* Green Sand Mb), rich in large benthic foraminifera, with rare planktic species and isolated flat coral patches and rhodoliths in living position (Xuudhen Limestone Mb). The sedimentary association and faunal assemblage as well, are typical of a fringing reef environment with lagoon sands on top.

The Upper Népoui Fm, about 110 m thick (**Figure 4**), is formed of three Members which are in ascending order: i) the cobble conglomerate (Pindaï Conglomerate Mb); ii) the transitional conglomerate-limestone (Wharf Mb); and iii) the upper bioclastic limestone (Népü Bioclastic Limestone Mb).

The base of the Upper Népoui Fm exhibits an erosive lower boundary and starts with an unconformable very coarse conglomerate, ca. 80 m thick, indicating a proximal alluvial fan depositional environment and constituting the Pindaï Conglomerate Mb [*Coudray*, 1976; *Paris*, 1981]. The conglomerate consists of several sequences, each 10 to 20 m thick in which

coarse elements prevail over fine grained sediments (**Figure 4**). Well rounded cobbles (up to 80 cm in diameter), pebbles, gravels, and sands, have been typically deposited in an alluvial fan context as shown by very irregular erosive and scoured surfaces within the conglomeratic sequence and gullies upwards, conglomerate channels and cross-bedding. Nontronitic argillite beds, a few cm thick, are intercalated in the upper part of the conglomerate [*Coudray*, 1976] (**Figure 6**a,b). The reworked elements found in the conglomerate come from the underlying limestone (coral boulders) and the Peridotite Nappe (serpentinite, serpentinized peridotite, minor dolerite and rare amphibole-bearing felsic rocks) (**Figure 6**c). Characteristically, dolerite pebbles are island-arc tholeiites, geochemically identical to the dolerites of the Peridotite Nappe that cannot come from the erosion of the underlying Poya Terrane. Thus, these elements provide evidence for deep erosion of the Peridotite Nappe upstream. Silicified and ferruginous fossil wood fragments (**Figure 6**d) (trunks, branches, leaves and seeds) are common in conglomerate beds. The top of the conglomerate is locally overlain by reworked laterite and *in situ* ferricrete with rhizo-concretions and silicified tree roots in living position, thus providing evidence for significant emersion and weathering.

Both elements and matrix of the conglomerate are weathered to various degrees and locally display silicification and magnesite crystallisation that resulted from the supply of Si (chalcedony or quartz), and Mg (magnesite) by supergene fluids. Local nickel enrichment has also been reported [*Coudray*, 1971]. Peridotite pebbles are generally deeply weathered, whilst in contrast, dolerite and felsic rocks clasts are generally very fresh. Another noteworthy feature of the conglomerate is the occurrence of pebbles and cobbles of ferricrete, up to 1 m in diameter, supergene silica and magnesite (**Figure 6**e). The occurrence of reworked supergene material in the conglomerate gives evidence for erosion of pre-Miocene lateritic profiles formed upon peridotites; whilst the development of *in situ* ferricrete and silicification records continuous weathering during and after the conglomerate deposition.

The cobble conglomerate passes gradually upwards into mixed marine and terrestrial clastic sediments (Wharf Mb) (**Figure 5**), less than 15 m thick (**Figure 4**). The end members are represented by green to rusty sands with weathered serpentinite grains similar to those intercalated in the Lower Népoui Fm, and channelized conglomerate. Conglomerates currently contain fossil wood fragments and are intercalated with bioclastic benthic foraminiferal sands with herringbone cross-bedding or wave ripples, typical of shallow subtidal current deposition (**Figure 6**f). Although less weathered than the underlying peridotite conglomerate, the matrix and fossil woods are often silicified. The lithoclasts are serpentinised peridotite, serpentinite, olivine, pyroxene, chromite, dolerite, jasper, silica, magnesite, iron oxi-hydroxides, and ferricrete.

The Népü Bioclastic Limestone Mb is 20 to 30 m thick (**Figure 4**). It is composed of several sequences of bioclastic limestone intercalated with more terrigenous layers, such as reworked lateritic mud, green to brown serpentinite sandstone and micro-conglomerate. Noteworthy are some pebbles of basement rocks (black chert and schist) derived from the Central Chain, in addition to the common ultramafic and mafic clasts, providing evidence for deeper erosion. Highly fossiliferous bioclastic sediments with fragments of corals, algae, bivalves, echinoids, gastropods, and worm tubes, are diagnostic of peri-reefal environment [*Coudray*, 1976]. The overall succession of the Upper Népoui Fm records a transition from alluvial fan to subtidal environment.

New micropaleontological data allow a reassessment of the age of the Népoui series. The lagoonal sands that underlie the conglomerate have yielded large benthic foraminifera typical of the Te 1-4 letter stage [*Adams*, 1970; 1984] equivalent of the Chattian (Late Oligocene). However, rare planktic foraminifera species allow correlation to the M1 biozone [*Berggren and Pearson*, 2005; *Wade et al.*, 2011] most probably M1b, which equates to the Late Aquitanian (Early Miocene; Hilgen et al, 2012). In addition, the limestone that overlies the

conglomerate similarly displays only large benthic foraminifers typical of the Te 5 letter stage which equates to the Early Miocene excluding the latest Burdigalian. Thus, the Pindaï Conglomerate Mb accumulated during an interval between the Late Aquitanian and the Early Burdigalian (22 - 19 Ma).

3.3 Other post-obduction sediments

The coarse fluvial deposits that crop out on the East Coast of New Caledonia near Kouaoua (**Figure 1**) and referred to as Gwa N'Doro Fm [*Orloff*, 1968] are composed of two sub-units [*Orloff*, 1968; *Orloff and Gonord*, 1968]. In the type locality, the lower unit is formed of a basal conglomerate 10 m thick, overlain by argillaceous sandstone interbedded with conglomerate beds a few cm thick. This unit, which does not crop out elsewhere in the East Coast area, has been tentatively correlated with the Late Oligocene on a geomorphological basis [*Chardon and Chevillotte*, 2006], yet without any direct dating. The upper unit is a massive and coarser conglomerate, dominantly composed of unserpentinised peridotite with subordinate dolerite, diorite and gabbro pebbles, it could be a lateral equivalent of the Lower Miocene Pindaï Conglomerate Mb [*Chevillotte et al.*, 2005; *Chardon and Chevillotte*, 2006], again without any supporting stratigraphic data. Similar conglomerate occurrences in the Kouaoua area (Kadjitra, Ouena and Kassouri Formations) [*Orloff*, 1968] (**Figure 1**) could be correlated to the Gwa N'Doro Fm. Tiny patches of silicified conglomerate that sporadically crop out along the West Coast such as on top of the Tambounan Peak (**Figure 1**), have been considered as lateral equivalents of the lower unit of Gwa N'Doro Fm as well and hence of Late Oligocene age [*Chardon and Chevillotte*, 2006]; however, more investigations are needed to better constrain the ages and correlations of these fluvial sediments, which have never been directly or indirectly dated.

The Fluvio-lacustrine Fm (**Figure 1**) refers to the sedimentary infill of depressions that are mainly located in the 'Massif du Sud' [*Trescases*, 1975]. This unit, 40 to 50 m thick, results from the erosion of weathering profiles developed over peridotites or gabbro cumulates [*Guillon and Trescases*, 1975; *Augé*, 2002; *Quesnel et al.*, 2008]. Its base is locally formed of coarse conglomerate that contains cobbles of peridotite and ferricrete. It is characteristically formed of fine-grained ferruginous material and serpentine, and displays reconcentration of iron oxi-hydroxide (iron crusts and liesegang rings). The Fluvio-lacustrine Fm records a succession of events, which are: i) a first stage of torrential incision that eroded a pre-existing weathering profile and the underlying bedrock as well, followed by ii) a second stage during which the resulting hydrographic network was filled up in lower but variable fluvial energy conditions; and iii) a final phase of incision that leads to the current morphology. Such a succession implies prominent variations of the base level that may be correlated to sea level variations, or alternatively to tectonic or epeirogenic events. A correlation of the first stage of erosion with that recorded by the Népoui conglomerate is tantalizing; however, it needs being supported by appropriate evidence, particularly accurate dating.

3.4 Regolith development

After obduction and emersion, peridotites underwent weathering under tropical climate [*Avias*, 1952; 1969; *Trescases*, 1972; *Latham*, 1986; *Chevillotte*, 2005]. Supergene hydrolysis dissolved olivine and orthopyroxene, leached Si and Mg, and accumulated residual iron oxi-hydroxides (goethite and hematite) and nickel-manganese ore. A typical weathering profile exhibits from the bottom to the top, i.e. increasing weathering: bedrock, coarse saprolite and fine saprolite (yellow and red laterite) and (not everywhere) ferricrete (F**igure**

301 **7**). The relatively high nickel content of refractory harzburgites and dunites of the Peridotite
302 Nappe (0.20 – 0.25%) is greatly enhanced by weathering (up to 4% Ni), Ni being fixed either
303 by silicates in saprolite; (garnieritic ore) or by goethite (laterite ore). There are two types of
304 nickel deposits in New Caledonia: basin-type and plateau-type. Basin-type deposits are
305 dominantly formed of low grade oxidised ore (Ni-laterite); they are located in low elevation
306 areas, mainly in the southern part of the "Massif du Sud" (Goro). Plateau-type deposits are
307 located in the northern part of the "Massif du Sud" and on the tectonic klippes of the West
308 Coast; they have currently elevations above 600 m (some of them reach 1000 m) and
309 dominantly bear silicate ore (garnierite). Along a NW-SE profile of the 'Grande Terre', one
310 single paleo-surface wraps the plateaus and the highest points of ultramafic massifs ; this
311 surface, which is marked by *in situ* lateritic profiles capped by ferricrete has been dated of the
312 latest Oligocene (~25 Ma) on palaeomagnetic evidence [*Sevin et al.*, 2012].
313 Supposed younger planation surfaces (because located at a lower elevations) only bear
314 reworked regolith material (iron oxi-hydroxides and supergene silica as well) [*Latham*, 1975;
315 *Ricordel-Prognon et al.*, 2011]; and hence, are erosion glacis, although also affected by
316 weathering. Therefore, the Late Oligocene represents an interval of major weathering;
317 thereafter, the latest Oligocene surface was deeply eroded, an event that probably prevented
318 weathering to significantly continue on isolated massifs with restricted water table. Again,
319 post-Oligocene erosion may be tentatively related to the same event that produced the
320 deposition of the Pindaï Conglomerate Mb.
321
322 **4. Discussion**
323 **4.1 Eustatic vs. tectonic processes**
324 After post-obduction uplift of unknown duration, a relative quiescence occurred during
325 Oligocene times; this interval partly coincides with a relative climatic optimum, the Lower

Oligocene Warm Event [*Zachos et al.*, 2001; *Zachos et al.*, 2008] (**Figure 9**), 26 to 23 Ma ago during the upper part of the Chattian, and the northward migration of the Australian Plate on which New Caledonia is located. Northward migration resulted in warmer and wetter climate and allowed the first coral reef development in the Great Barrier Reef of Australia [*Hopley et al.*, 2007], and in New Caledonia as well. Meanwhile, tropical weathering developed in New Caledonia during the latest Oligocene (25 Ma) and thick weathering profiles formed upon peridotites [*Sevin et al.*, 2012].

The occurrence of 120 m thick reefal limestone in the Népoui area is unlikely an isolated feature and possible lateral extent should be considered along the ca 300 km of unexplored shallow water plateau, 1 to 5 km wide, that apparently does not exist along the East Coast [*Chardon et al.*, 2008; *Andréfouët et al.*, 2009]. Although no data on the deep parts of the West Coast fringing plateau are available yet, it may be suggested that at least part of the latter structure may be based upon an older Neogene fringing reef. This hypothesis raises the problem of asymmetrical development of this reef.

There are several possible interpretations to account for >120 m post-obduction vertical coral growth in the Lower Népoui Fm:

i) Climate-driven sea level rise. One may postulate that New Caledonia was in a steady state at the end of the Oligocene and that vertical coral growth was driven by ~120 m Aquitanian sea level rise; however, such an order of magnitude is well above any estimation of the sea level variation during this geological interval (~15 m) [*de Boer et al.*, 2011]; therefore, this interpretation should be rejected.

ii) Another possibility is a uniform subsidence of New Caledonia; however, it fails to explain why Miocene reef seems to have developed on the West Coast only, unless an east to west tilt occurred inducing the vertical development of fringing reef and the erosion of the eastern side. Although there is no evidence of uplifted fringing reef of this age along the East

Coast, this hypothesis has already been forwarded to account for the occurrence of uplifted canyons infill, e.g. the Gwa N'Doro Fm [*Orloff*, 1968], located at mid-island near the East Coast [*Chardon and Chevillotte*, 2006]. Yet this event is not time-constrained because the Gwa N'Doro Fm remains undated.

iii) The development of asymmetrical fringing reef may also result from post-Oligocene tectonic subsidence restricted to the West Coast. The role of the so-called "West Caledonian Fault" has been often advocated to account for the location and isolation of West Coast peridotite klippes and interpreted to result from post-obduction marginal collapse [*Lagabrielle et al.*, 2005]. However, a careful examination of the "West-Caledonian Fault" reveals that it mainly corresponds to the fortuitous alignment of ultramafic klippe limits, erosion boundary of the Poya Terrane, and only locally, to southwest regarding faults. In addition, there is no evidence that the pre-Miocene planation surface was offset by such a fault. Therefore, there is no regional fault running along the island that may account for Miocene tectonic subsidence of the West Coast.

iv) Alternatively, subsidence restricted to the West Coast may result from syn-reef south-westward regional tilt that may explain why the deposition of coralline limestone was constantly associated with the erosion products of an ultramafic regolith cover; whilst the West Coast was subsiding and the reef was vertically growing, the East Coast and the central part of the island were uplifted, their regolith cover was eroded. This is the simplest way to explain all the features of the West Coast fringing reef if any, and this interpretation will be preferred. It is worth noting that the Lower Miocene fringing platform was probably discontinuous and let large embayments, allowing fresh water and significant sedimentary transit to flow directly into deep waters as in the modern reef configuration.

Prominent erosion occurred during Early Miocene times and resulted in the occurrence of reworked lateritic material along toposequences from the elevated parts of the paleolandscape

and eventually of the presence of ferricrete pebbles and cobbles in the Pindaï Conglomerate Mb [*Ricordel-Prognon et al.,* 2011]. Erosion is apparently due to a sudden change in the equilibrium profile of the drainage basin, which suggests two different interpretations: i) a sea level drop that drastically increased the average slope and hence generated intense erosion; or, ii) a tectonically generated uplift.

Since the Oligocene-Miocene boundary, i.e. during the deposition of the Népoui Conglomerate Mb, the sea level was rising about 15 m (**Figure 9**) [*de Boer et al.,* 2011]; therefore, the renewed erosion cannot be explained by a sea level drop.

The total thickness of the underlying and overlying carbonate units infers about 220 m of almost continuous subsidence during the Early Miocene; thus conglomerate deposition appears as a consequence of an unexpected and short-lived event of obvious tectonic origin. Considering the elevation of the latest Oligocene weathering surface in the Népoui area (-25 Ma at Tiébaghi: *Sevin et al., 2012*), the maximum size (1 m) of transported cobbles, together with the occurrence of basement rock clasts and taking into account the profile inferred from the base of the Népoui conglomerate, the incision and hence the corresponding uplift reached a minimum of ~200 m and probably very much more in places where erosion reached the autochthonous basement.

4. 2 Slab tear and slab break-off model

There is a close coincidence between the timing of post-obduction Nb-enriched granitoid intrusion (i.e. influenced by slab window), rapid uplift and exhumation of these granitoids and short-lived erosion; therefore a genetic link may be suspected. However, there is a time lapse of ca. 2 Ma between the occurrence of Nb-enriched granitoids at 24 Ma and the erosion event on the West Coast at ca. 22 Ma. This temporal gap may be explained by the south-eastward propagation of the slab tear that probably initiated at the latitude of the HP-LT complex of

401 northern New Caledonia [*Paquette and Cluzel,* 2007]. South-eastward propagating slab
402 window may have influenced granitoid genesis as soon as 24 Ma, before the slab eventually
403 broke off at 22 Ma (**Figure 10**).

404 This view is supported by the results of thermo-mechanical modelling of the post-collision
405 shallow break-off of an oceanic lithosphere [*van Hunen and Allen*, 2010; *Duretz et al.*, 2011;
406 *Duretz et al.*, 2012]. Considering the timing of collision (34 Ma; *Cluzel et al,* 2006), the age
407 of South Loyalty Basin at subduction inception (≤ 30 Ma; *Cluzel et al,* 2012) and taking into
408 account a subduction speed of 5 cm/yr [*Cohen et al.*, 2013], computation of Duretz model
409 shows that break-off may have occured ~4.5 Ma after the collision. In New Caledonia, the
410 formation of slab window and emplacement of Koum granite (24.3 ± 0.1 Ma) [*Cluzel et al.*,
411 2005] occurred about ~10 Ma after the collision, two times the delay inferred from Duretz
412 model. However, the application of simple mechanical models to the case of New Caledonia
413 probably misses some parameters and needs more investigations. Especially, the Oligocene
414 subduction that was active along the West Coast [*Cluzel et al.*, 2005; *Paquette and Cluzel,*
415 2007] most probably reduced the slab pull in the older subduction. In addition, thermo-
416 mechanical models are based upon a cylindrical geometry (i.e., subduction/exhumation
417 perpendicular to the trench); in New Caledonia, subduction was oblique [*Cluzel et al.*, 2001]
418 and the south-eastward propagation of slab tear probably delayed the break-off.

419 According to thermo-mechanical models, the formation of a slab window results in pre-
420 break-off subsidence, which may have been recorded in New Caledonia by Lower Miocene
421 asymmetrical subsidence. About two thirds of the bulk subsidence occurred before the slab
422 break-off and subsidence resumed shortly after the deposition of the conglomerate; thus the
423 Lower Miocene erosion appears to be a very short-lived response to break-off within a longer
424 interval of subsidence.

Uplift is the response to the influx of mantle asthenosphere following the break-off and sinking of the slab. Slab break-off models, and modern examples as well, show that the topographic response to break-off generates uplift of a few kilometres. In northern Central America, P-wave tomographic imagery and geomorphology of the Central American plateau have revealed an epeirogenic uplift of ca 0.25-0.5mm/yr that followed arc-continent collision at 23 Ma [*Rogers et al.*, 2002]. Such an amplitude is not observed in New Caledonia probably because of the small volume of buoyant continental crust of the northern Norfolk Ridge involved in the subduction/obduction process, and also because largely oblique processes have likely attenuated the epeirogenic uplift. However, alike New Caledonia, the formation of slab window that followed collision in Eastern Anatolia (Turkey) during the Late Miocene generated both regional doming and magmatic activity [*Keskin,* 2007; *Dilek and Altunkaynak,* 2009; *Schildgen et al.*, 2012]. The evidence of a subducting slab under Eastern Turkey was confirmed by a teleseismic tomography [*Lei and Zhao*, 2007].

4.3 Uplift and nickel ore deposits

The Lower Miocene uplift and associated erosion are at least partly responsible for the mountainous morphology observed along the West Coast and in the northern part of the 'Massif du Sud' today. Vertical motion 200-500 m of these massifs may have: i) likely changed the smooth Oligocene weathering morphology into elevated plateaus surrounded by steep slopes, ii) eroded about two thirds of Peridotite Nappe along the west coast and in the centre of the island, removed the bulk of weathering profiles and hence, only left isolated patches of nickel ore deposits; and iii) changed the hydrologic regime by narrowing the water table in isolated plateaus and hence stopped the development of ferricrete, already formed before (cf. Late Oligocene paleomagnetic ages).

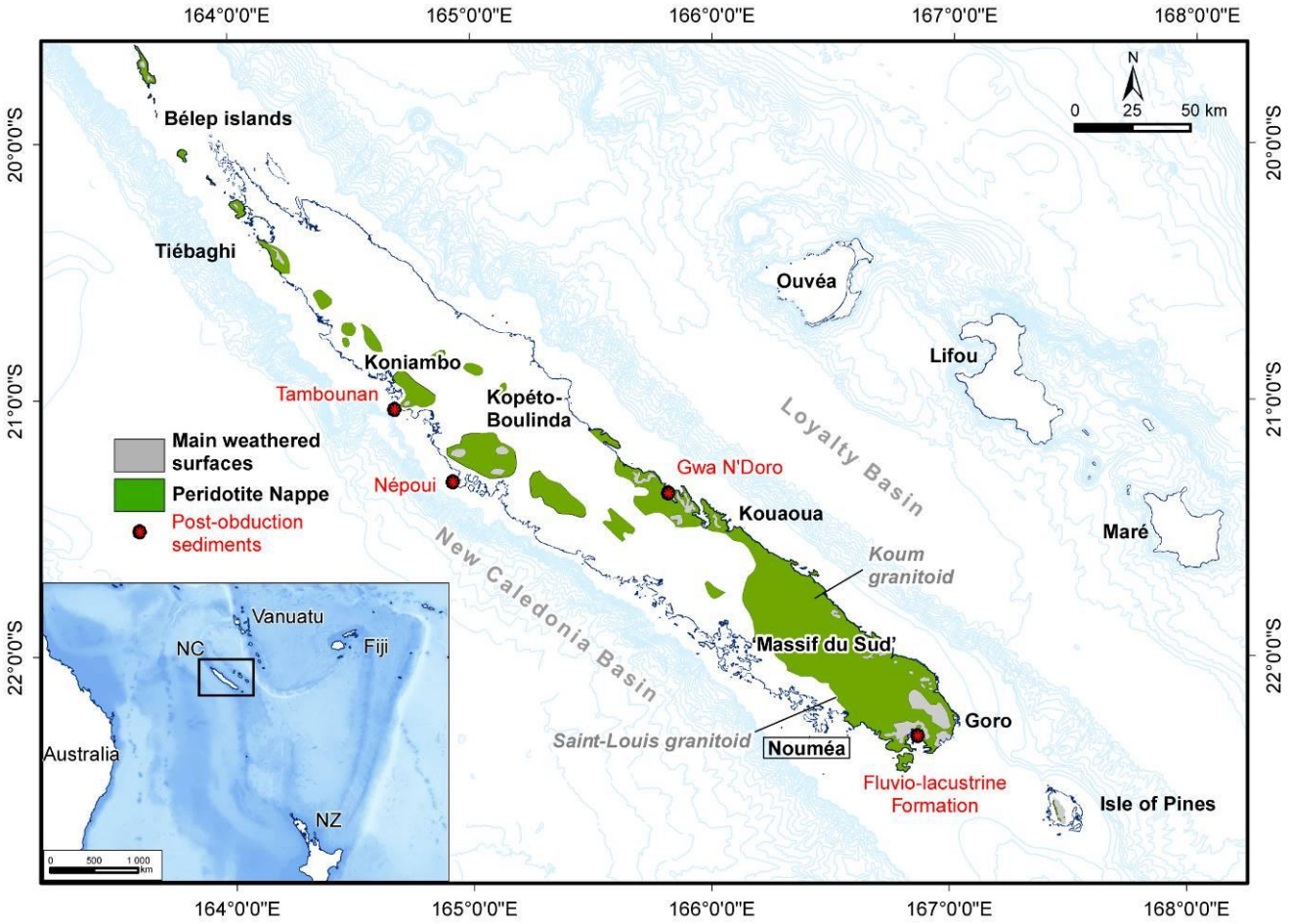
5. Conclusion

At variance with previous interpretations, Lower Miocene coarse conglomerate that crop out in the Népoui peninsula does not represent the onset of the marine transgression that followed obduction in New Caledonia. Actually, marine coastal sedimentation resumed well before, with the build-up of Lower Miocene fringing reef. Alternatively, the thick and very coarse conglomerate represents a proximal alluvial fan deposit and records a short-lived episode of intense erosion intercalated between two intervals of subsidence recorded by reefal and peri-reefal carbonate. Miocene sea level variation fails to account for erosion; in contrast, there is a narrow coincidence between the conglomerate deposition (and hence prominent erosion) and the emplacement of the younger post-obduction granitoids influenced by slab window. Therefore, it is concluded that: i) the Lower Miocene subsidence was triggered by the formation of a slab window due to the southeast-propagating post-obduction slab tear; and, ii) the erosion event recorded at ca. 22 Ma was induced by the Lower Miocene slab break-off and associated uplift, which would also be responsible for the high elevation of plateau-type nickel deposits of New Caledonia.

Acknowledgments

This study was carried out under the ‘Régolithe’ programme of the Geological Survey of New Caledonia, the ‘Typologie des laterites’ programme of the Centre National de Recherche Technologique (CNRT) ‘Nickel et son environnement’, and the ‘Genèse et caractéristiques des régolithes’ scientific programme of the ‘Bureau de Recherches Géologiques et Minières’ (BRGM: French Geological Survey). Special thanks are due to Laurent Bailly (BRGM), Chief of the ‘Typologie des laterites’ project, and to Jocelyn Barbarand (Orsay-Paris Sud University), who provided thermochronological data (which will

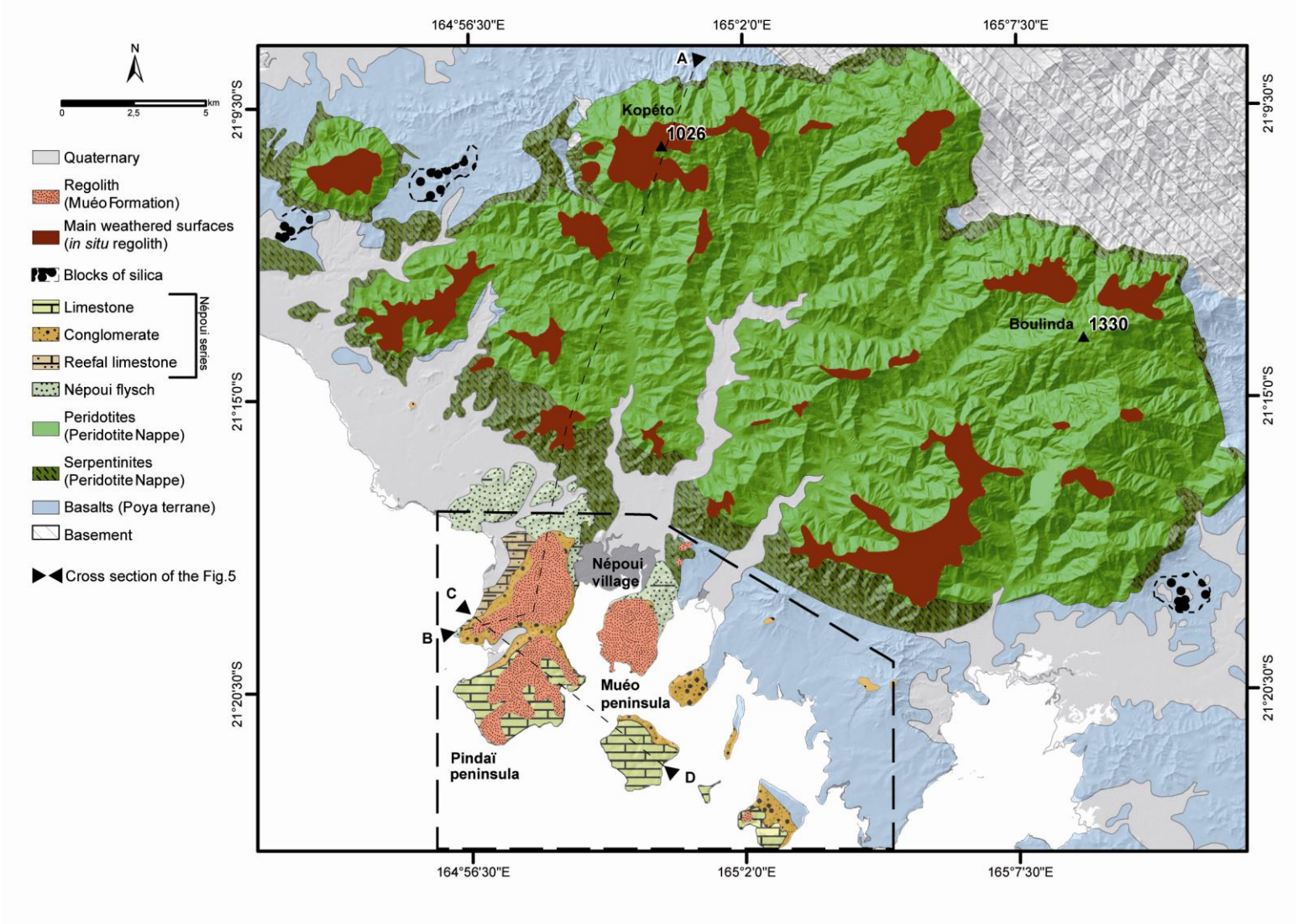
475 be published in details elsewhere). We thank also the following organizations: IRD, UNC,
476 SLN, Vale NC, KNS, NMC, SMGM and SMT.



477

478 Figure 1 - Simplified geological map of the Peridotite Nappe of New Caledonia, indicating the location of the main weathered surfaces and post-

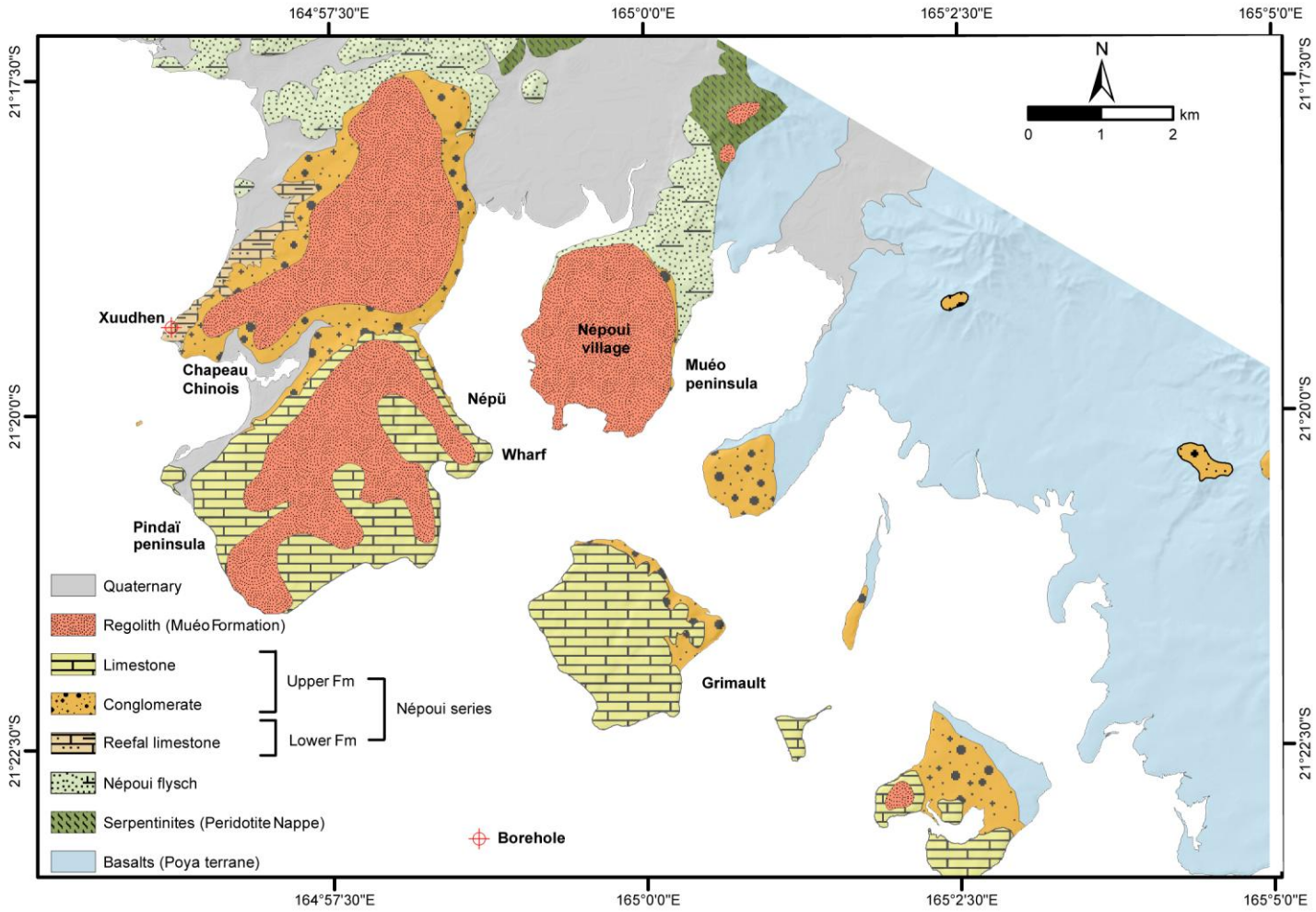
479 obduction sediments (sites cited in the texte are also located).



480

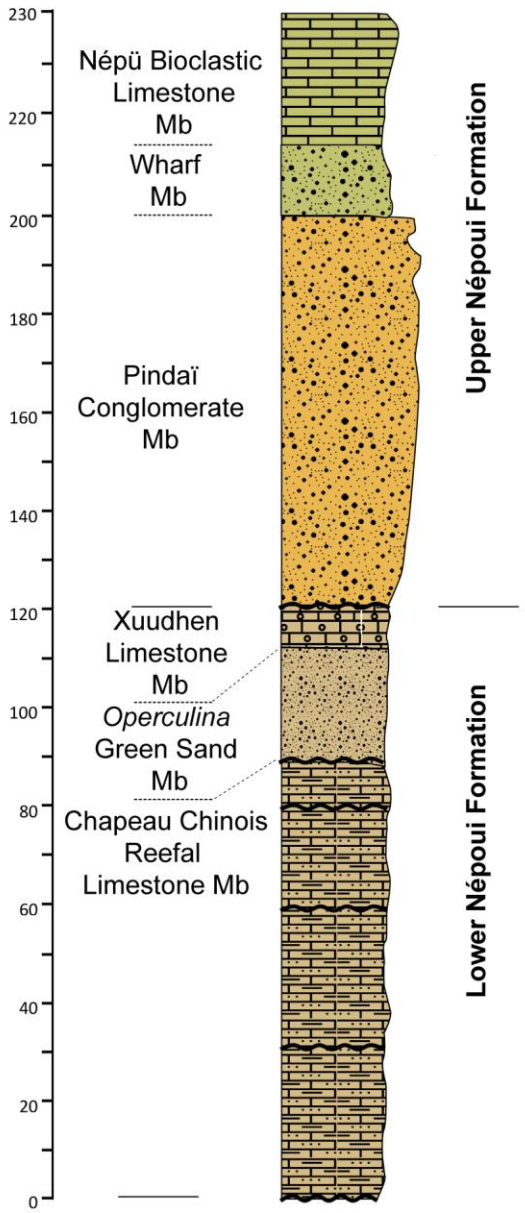
481 Figure 2 - Simplified geological map of the Népoui area.

482



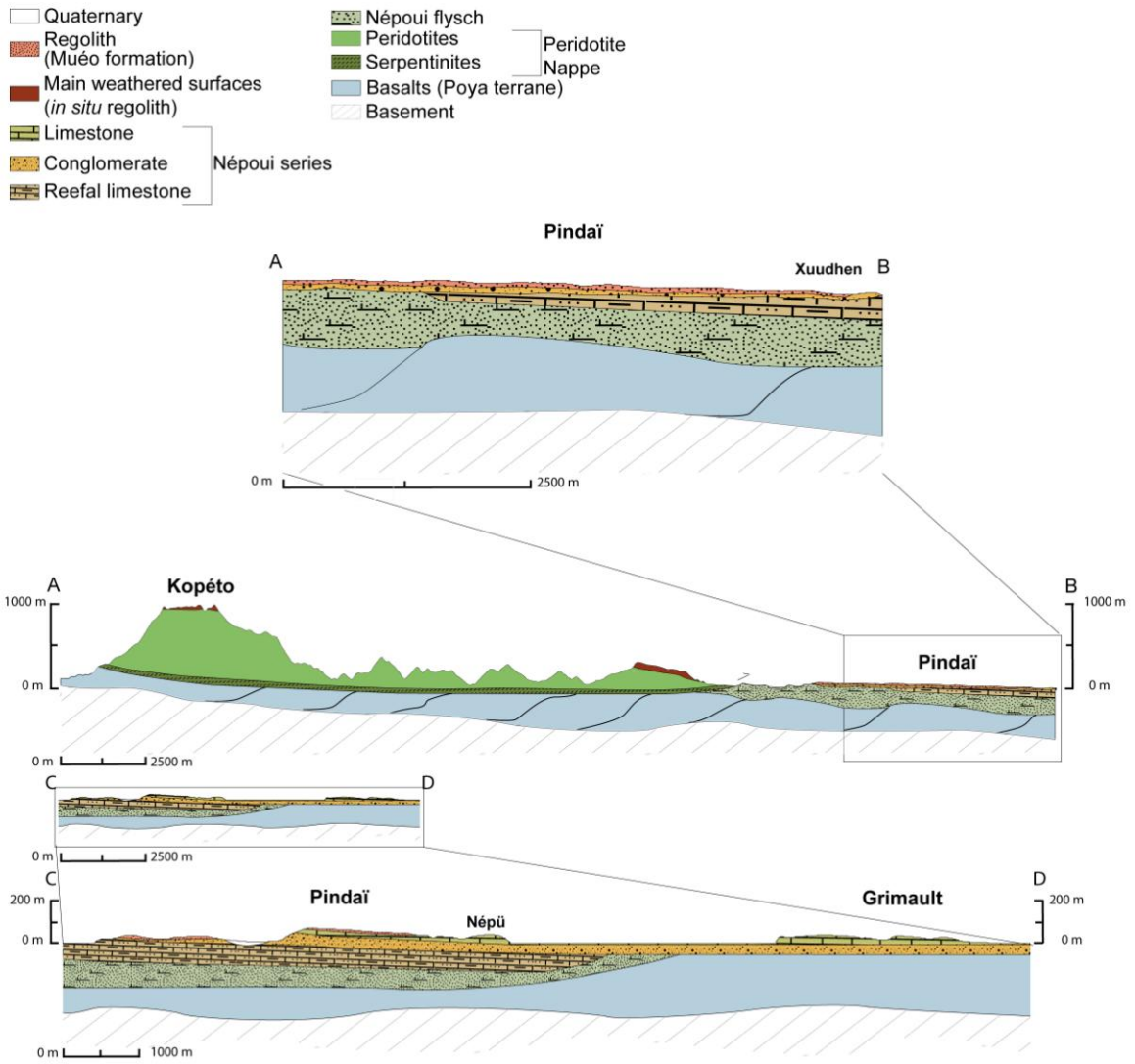
483

484 Figure 3 - Simplified geological map of the Bay of Népoui with borehole location (insert of the Fig. 2).



485

486 Figure 4 - Composite log of the Népoui Fm (Early Miocene in age) in the Népoui area.

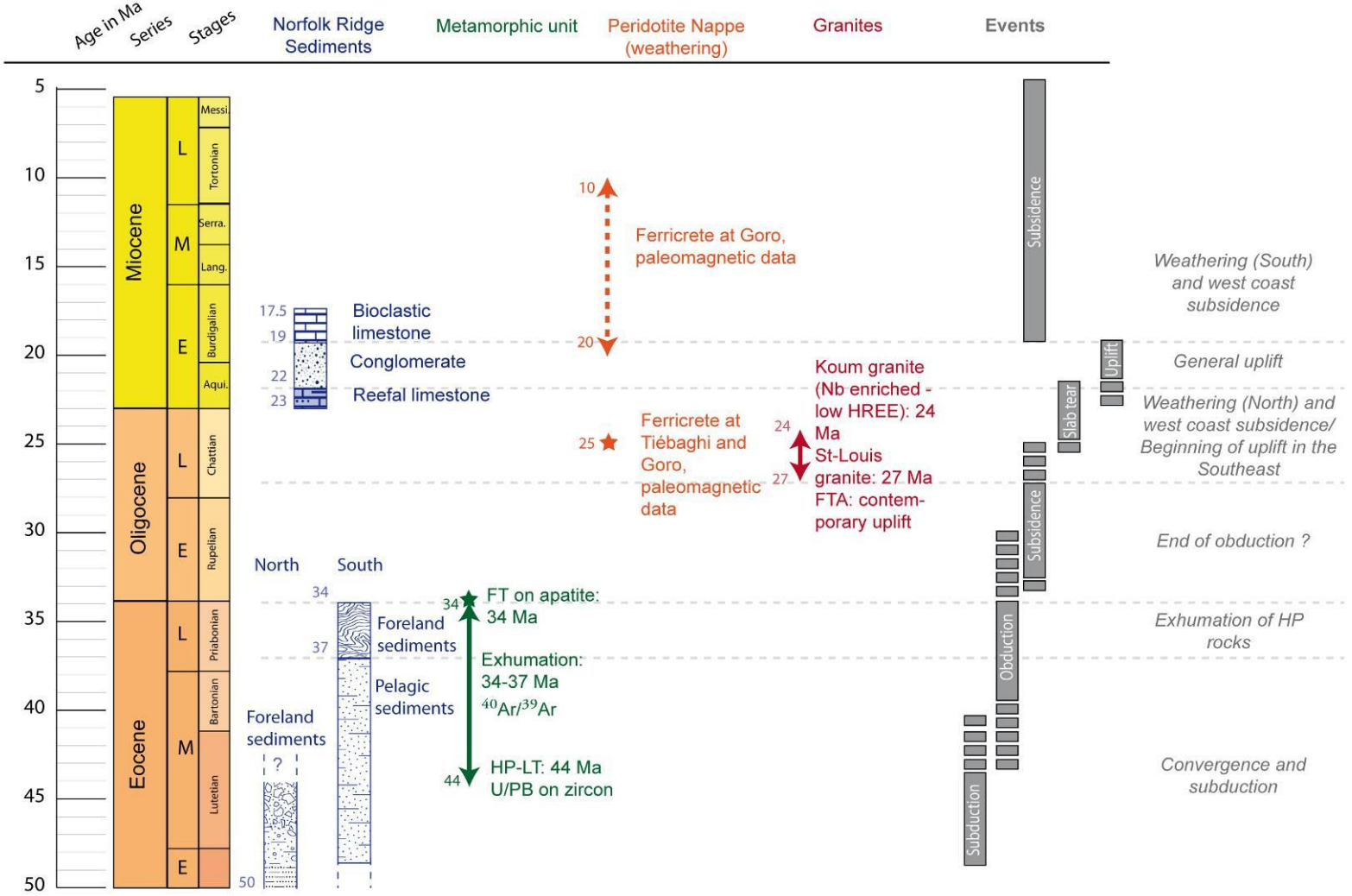

Quaternary
Regolith
(Muéo formation)
Main weathered surfaces
(*in situ* regolith)
Limestone
Conglomerate
Reefal limestone
Népoui series
Népoui flysch
Peridotites
Serpentinites
Peridotite
Nappe
Basalts (Poya terrane)
Basement
Pindaï
A
Xuudhen
B
0 m
2500 m
A
Kopéto
B
1000 m
0 m
Pindaï
1000 m
0 m
0 m
2500 m
C
D
0 m
2500 m
C
Pindaï
Népü
Grimault
D
200 m
0 m
200 m
0 m
0 m
1000 m

488 Figure 5 – Cross section in the Népoui area; (vertical exaggeration x2) for location see Fig.2.

489

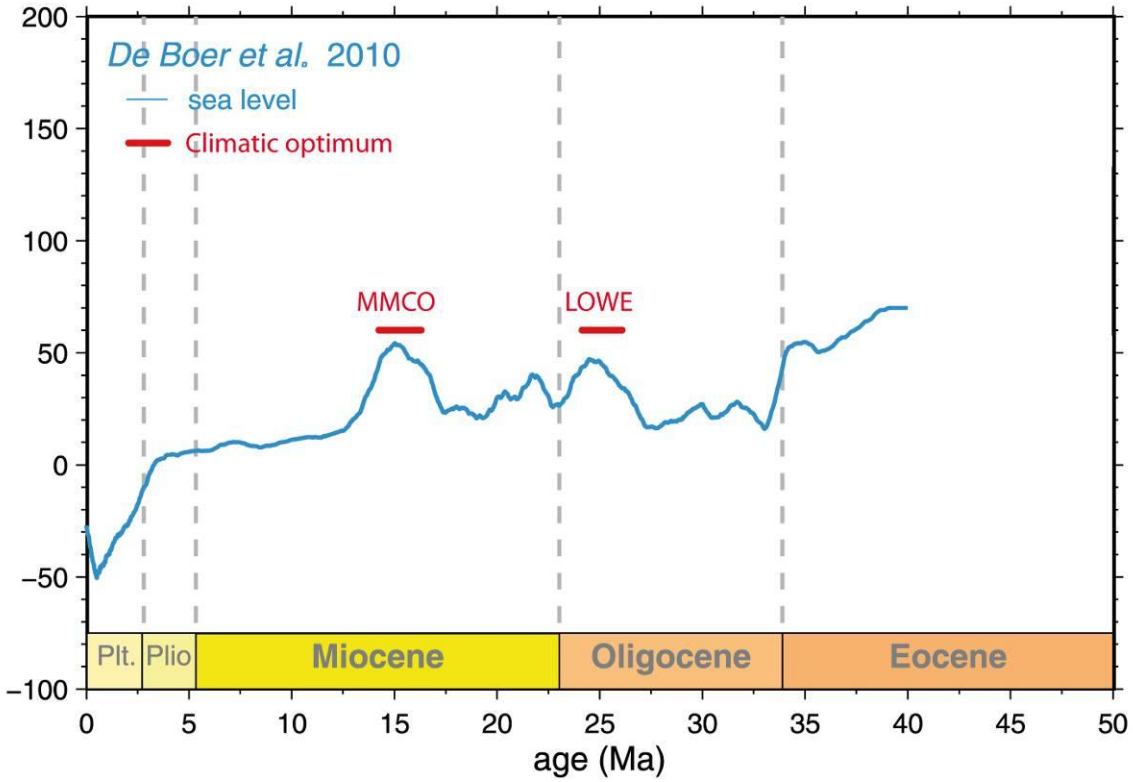
Figure 6 - (a) Large low angle trough cross-bedding in the Népoui Conglomerate Mb; (b) Zoom on the cross- bedding of photo (a); (c) Conglomerate with clasts of dolerite and silicified serpentinite; (d) Silicified wood fragment in conglomerate; (e) Conglomerate with pebbles and cobbles of peridotites, ferricretes, silica and magnésite; (f) Cross-bedding formed by the superposition of current ripples in opposite direction: herringbone cross- bedding.

Figure 7 - Regolith profile developed on peridotite in New Caledonia.


Age in Ma
Series
Stages
Norfolk Ridge Sediments
Metamorphic unit
Peridotite Nappe (weathering)
Granites
Events
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
Miocene
Oligocene
Eocene
L
M
E
Messi.
Tortonian
Serra.
Lang.
Burdigalian
Aqui.
Chattian
Rupelian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
17.5
19
22
23
Bioclastic limestone
Conglomerate
Reefal limestone
10
20
Ferricrete at Goro, paleomagnetic data
25
Ferricrete at Tiébaghi and Goro, paleomagnetic data
24
27
Koum granite (Nb enriched - low HREE): 24 Ma
St-Louis granite: 27 Ma
FTA: contem-porary uplift
North
South
34
37
Foreland sediments
Pelagic sediments
Foreland sediments
?
50
34
FT on apatite: 34 Ma
Exhumation: 34-37 Ma
40Ar/39Ar
44
HP-LT: 44 Ma
U/PB on zircon
Subsidence
Uplift
Slab tear
Subsidence
Obduction
Subduction
Weathering (South) and west coast subsidence
General uplift
Weathering (North) and west coast subsidence/ Beginning of uplift in the Southeast
End of obduction ?
Exhumation of HP rocks
Convergence and subduction

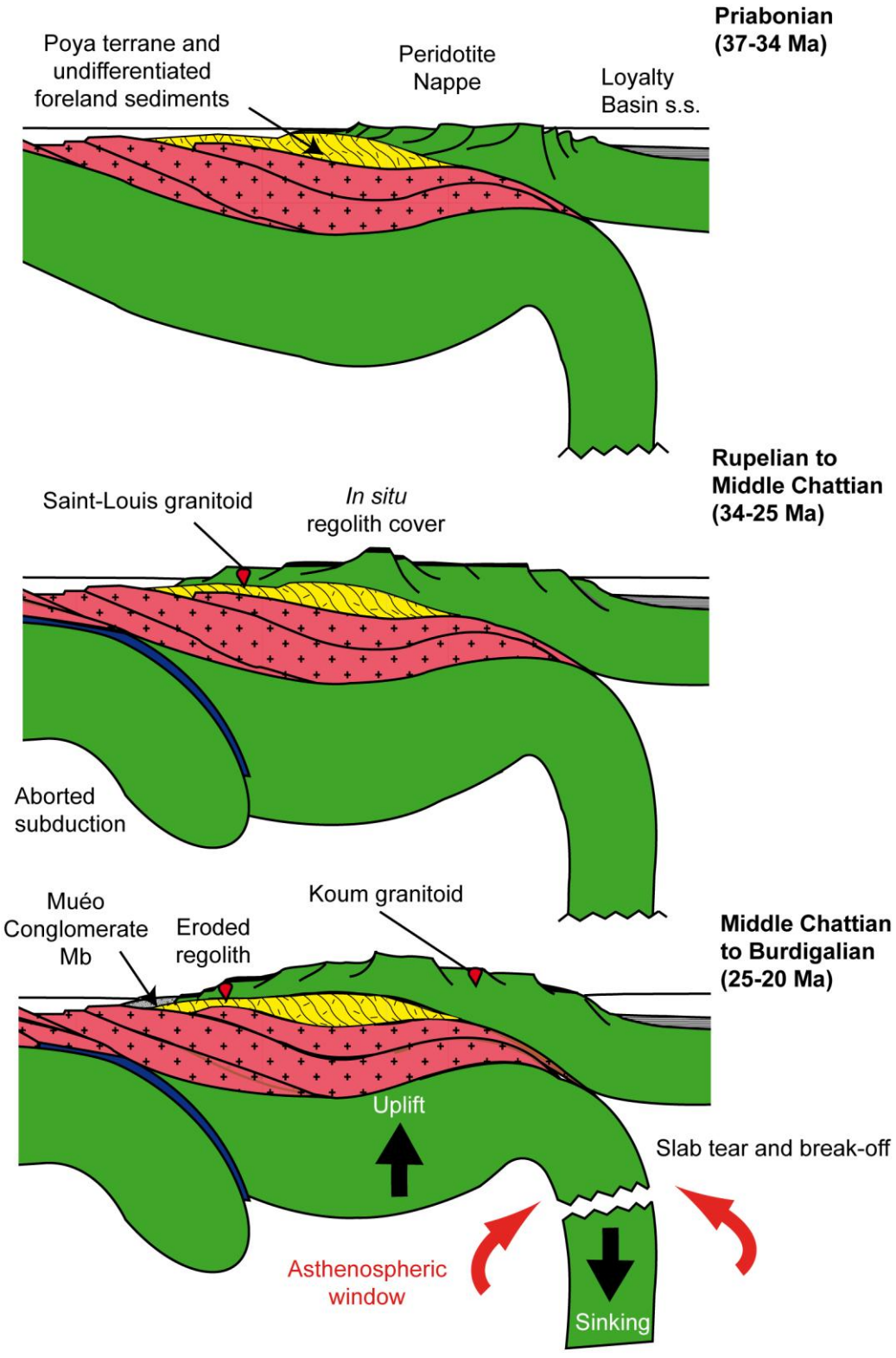
499

Figure 8 – Summary of the geological events that occurred in New Caledonia from the Early Eocene to the Late Miocene. Geologic Timescale : [*Gradstein et al.*, 2012]



503

504 Figure 9 –Tertiary sea level variation (according to de Boer et al., 2010) and climate thermal highs from Zachos et al. (2001, 2008).



505

506 Figure 10 - Geological model of a slab break-off and subsequent uplift, from the Priabonian to

507 the Burdigalian.

508 References

509

510 Adams, C. J. (1970), A reconsideration of the East Indian Letter Classification of the Tertiary,
511 *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, *19*(85-137).
512 Adams, C. J. (1984), Neogene larger foraminifera, evolutionary and geological events in the
513 context of datum planes in *Pacific Neogene Datum Planes. Contributions to Biostratigraphy*
514 *and Chronology*, edited by N. Ikebe, & Tsuchi, R., pp. 47-67, University of Tokyo Press,
515 Tokyo.
516 Aitchison, J. C., G. L. Clarke, S. Meffre, and D. Cluzel (1995), Eocene arc-continent collision
517 in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution,
518 *Geology*, *23*(2), 161-164, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0161:eaccin>2.3.co;2.
519 Andréfouët, S., G. Cabioch, B. Flamand, and B. Pelletier (2009), A reappraisal of the
520 diversity of geomorphological and genetic processes of New Caledonian coral reefs: a
521 synthesis from optical remote sensing, coring and acoustic multibeam observations, *Coral*
522 *reefs*, *28*(3), 691-707.
523 Augé, T. (2002), Etude d'un gisement de chromite et de minéralisations en platinoïdes,
524 BRGM, Orléans.
525 Avias, J. (1952), Note sur la genèse des gîtes nickélifères en Nouvelle-Calédonie, *XIXème*
526 *Congrès géologique international*, *Sect.XII, Fasc. XII*, 271-272.
527 Avias, J. (1967), Overthrust structure of the main ultrabasic new caledonian massives,
528 *Tectonophysics*, *4*(4-6), 531-541.
529 Avias, J. (1969), Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel
530 de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. , *C.R.*
531 *Acad. Sc. , 268*, 244-246.
532 Baldwin, S. L., T. Rawling, and P. G. Fitzgerald (2007), Thermochronology of the New
533 Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary processes
534 in the southwest Pacific, *Geological Society of America Special Paper*, *419*, 117-134,
535 doi:10.1130/2006.2419(06).
536 Berggren, W. A., and P. N. Pearson (2005), A revised tropical to subropical Paleogene
537 planktonic foraminiferal zonation, *Journal of Foraminiferal Research*, *35*(4), 279-298,
538 doi:10.2113/35.4.279.
539 Black, P. M., T. Itaya, T. Ohhira, I. E. M. Smith, and M. Takagi (1994), Mid-Tertiary
540 magmatic events in New Caledonia: K-Ar dating of boninitic volcanism and granodiorite
541 intrusives, *Geoscience reports of Shizuoka University*, *20*, 49-53.
542 Chardon, D., and V. Chevillotte (2006), Morphotectonic evolution of the New Caledonia
543 ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record, *Tectonophysics*,
544 *420*(3-4), 473-491, doi:10.1016/j.tecto.2006.04.004.
545 Chardon, D., J. A. Austin Jr., G. Cabioch, B. Pelletier, S. Saustrup, and F. Sage (2008),
546 Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel
547 reflection seismic profiles, *C.R. Geoscience*, *340*, 68-73.
548 Chevillotte, V. (2005), Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré, exemple de
549 la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). 166 pp, University of Noumea.
550 Chevillotte, V., P. Douillet, G. Cabioch, Y. Lafoy, Y. Lagabrielle, and P. Maurizot (2005),
551 Evolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant
552 les derniers cycles glaciaires, *Comptes Rendus Geosciences*, *337*(7), 695-701,
553 doi:10.1016/j.crte.2005.02.008.
554 Chevillotte, V., D. Chardon, A. Beauvais, P. Maurizot, and F. Colin (2006), Long-term
555 tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive

556 epeirogeny and climate change, *Geomorphology*, *81*(3-4), 361-375,
557 doi:10.1016/j.geomorph.2006.04.020.
558 Clarke, G. L., J. C. Aitchison, and D. Cluzel (1997), Eclogites and blueschists of the Pam
559 Peninsula, NE New Caledonia : a reappraisal. Jour. Metam. Petrology 38, 7, 843-876, *Journal*
560 *of Metamorphic Petrology*, *38*(7), 843-876.
561 Cluzel, D., D. Chiron, and M.-D. Courme (1998), Discordance de l'Eocène supérieur et
562 Evénements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus de l'Académie des*
563 *Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, *327*(7), 485-491, doi:10.1016/S1251-
564 8050(99)80077-9.
565 Cluzel, D., J. C. Aitchison, and C. Picard (2001), Tectonic accretion and underplating of
566 mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest
567 Pacific): geodynamic implications, *Tectonophysics*, *340*(1-2), 23-59, doi:10.1016/S0040-
568 1951(01)00148-2.
569 Cluzel, D., D. Bosch, J.-L. Paquette, Y. Lemennicier, P. Montjoie, and R.-P. Ménot (2005),
570 Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated
571 subduction and slab break-off, *The Island Arc*, *14*(3), 254-271, doi:10.1111/j.1440-
572 1738.2005.00470.x.
573 Cluzel, D., S. Meffre, P. Maurizot, and A. J. Crawford (2006), Earliest Eocene (53 Ma)
574 convergence in the Southwest Pacific; evidence from preobduction dikes in the ophiolite of
575 New Caledonia, *Terra Nova*, *18*, 395-402, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00704.x.
576 Cluzel, D., F. Jourdan, S. Meffre, and S. Lesimple (2012), The metamorphic sole at the base
577 of the ophiolite of New Caledonia; 40Ar/39Ar, U-Pb, and geochemical evidence for
578 subduction inception at a spreading ridge, *Tectonics*, *31*(TC3016), 18,
579 doi:10.1029/2011TC003085.
580 Cohen, B. E., K. M. Knesel, P. M. D. Vasconcelos, and W. P. Schellart (2013), Tracking the
581 Australian plate motion through the Cenozoic; Constraints from 40Ar/39Ar geochronology,
582 *Tectonics*, *32*(5), 1371-1383.
583 Collot, J., L. Geli, Y. Lafoy, R. Vially, D. Cluzel, F. Klingelhoefer, and H. Nouzé (2008),
584 Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection:
585 Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific, *Tectonics*, *27*(6),
586 TC6006, doi:10.1029/2008tc002263.
587 Collot, J. Y., A. Malahoff, J. Recy, G. Latham, and F. Missegue (1987), Overthrust
588 Emplacement Of New Caledonia Ophiolite: Geophysical Evidence, *Tectonics*, *6*(3), 215-232,
589 doi:10.1029/TC006i003p00215.
590 Coudray, J. (1971), Sur un nouveau type de gisement de nickel en Nouvelle-Calédonie
591 associé à un complexe argilo-conglomératique d'âge néogène-quaternaire, *C.R. Acad. Sc.*,
592 *273*, 603-606.
593 Coudray, J. (1976), Recherches sur le néogène et le quaternaire marins de la Nouvelle
594 Calédonie, Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Fondation
595 Singer-Polignac thesis, 275 pp, Université de Montpellier II.
596 de Boer, B., R. S. W. van de Wal, L. L.J., and R. Bintanja (2011), Transient nature of the
597 Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic δ18O records,
598 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *335-336*, 4-11,
599 doi:10.1016/j.palaeo.2011.02.001.
600 Dilek, Y., and û. Altunkaynak (2009), Geochemical and temporal evolution of Cenozoic
601 magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric
602 tearing in an orogenic belt, *Geological Society, London, Special Publications*, *311*(1), 213-
603 233, doi:10.1144/sp311.8.

Duretz, T., T. V. Gerya, and D. A. May (2011), Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response, *Tectonophysics*, *502*(1-2), 244-256, doi:10.1029/2011GC004024.
Duretz, T., S. M. Schmalholz, and T. V. Gerya (2012), Dynamics of slab detachment, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *13*(3), Q03020, doi:10.1029/2011gc004024.
Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. D. Schmitz, and G. M. Ogg (2012), *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Oxford, U.K.
Guillon, J. H., and J. J. Trescases (1975), Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/ 50 000 et notce explicative, Saint-Louis, BRGM, Orléans.
Hayes, D. E., and J. Ringis (1973), Seafloor spreading in the Tasman Sea, *Nature*, *244*, 454-458.
Hopley, D., S. G. Smithers, and K. E. Parnell (2007), *The geomorphology of the Great Barrier Reef: development, diversity, and change*, Cambridge University Press, Cambridge.
Keskin, M. (2007), Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume, *Geological Society of America Special Papers*, *430*, 693-722, doi:10.1130/2007.2430(32).
Lagabrielle, Y., P. Maurizot, Y. Lafoy, G. Cabioch, B. Pelletier, M. RÈgnier, I. Wabete, and S. Calmant (2005), Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, *Tectonophysics*, *403*(1-4), 1-28, doi:10.1016/j.tecto.2005.02.014.
Latham, M. (1974), Nouvelle observation de la coupe de Népoui (Nouvelle-Calédonie); conséquence sur la chronologie de l'étagement des niveaux cuirassés sur les massifs de roches ultrabasiques, *C.R. Acad. Sc., 279*, 1055-1058.
Latham, M. (1975), Géomorphologie d'un massif de roches ultrabasiques de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, le Boulinda. , *Cah. O.R.S.T.O.M, sér. Géol., VII*, 17-37.
Latham, M. (1977), On geomorphology of northern and western New Caledonian ultramafic massifs, in *International symposium on geodynamics of the South-West Pacific*, edited, pp. 235-244, Nouméa, New Caledonia.
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, 331 pp, Th. Sci. Dijon.
Lei, J., and D. Zhao (2007), Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey, *Earth and Planetary Science Letters*, *257*(1‚Äì2), 14-28, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.011.
Maillet, P., M. Monzier, M. Selo, and D. Storzer (1983), The d'Entrecastaux zone 'Southwest Pacific) - A petrological and geochronical reappraisal, *Marine Geology*, *53*(3), 179-197.
Maurizot, P. (2011a), Formations miocènes de Népoui. Compilation des connaissances, 96 pp, BRGM - SGNC, Nouméa.
Maurizot, P. (2011b), Premiers enregistrements sédimentaires de la convergence pré-obduction en Nouvelle-Calédonie : Formation d'un complexe d'accrétion à l'Eocène inférieur dans le Nord de la Grande-Terre et mise en place de la nappe des Montagnes Blanches, *Bull. Soc. Geol. Fr., 182*, 479-491, doi:doi:10.2113/gssgfbull.182.6.479.
Maurizot, P., and D. Cluzel (In press.), Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia; an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*.
Orloff, O. (1968), Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie), Faculté des Sciences de Montpellier.
Orloff, O., and H. Gonord (1968), Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région côtière à l'Est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la Formation et conséquences de cette découverte sur l'âge

653 des fractures majeures récemment mises en évidence dans les mêmes régions, *C.R. Acad. Sc.*,
654 *267*(5-8).
655 Paquette, J.-L., and D. Cluzel (2007), U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc
656 granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest
657 Pacific geodynamic models, *International Journal of Earth Sciences*, *96*(4), 613-622.
658 Paris, J. P. (1981), *Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse (including 1/ 200*
659 *000 geological map)*, BRGM, Orléans.
660 Quesnel, F., P. Maurizot, C. Ricordel-Prognon, and K. Lucien (2008), Appui scientifique à la
661 cartographie du régolithe (Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie) Rapport intermédiaire, phase
662 1 (2007-2008), 96 pp, BRGM.
663 Quesnel, F., J. Barbarand, B. Sevin, C. Ricordel-Prognon, D. Cluzel, P. Maurizot, and C.
664 Gautheron (2012), Can we use the planation surface concept to reconstruct the morphogenesis
665 of New Caledonia?, Electronical abstract GC126668, paper presented at 34th International
666 Geological Congress, Australian Geosciences Council, Brisbane, Australia.
667 Regnier, M. (1988), Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia
668 dtermined from P-wave receiver function: evidence for a fossil subduction zone, *Geophysical*
669 *Journal*, *95*, 561-577.
670 Ricordel-Prognon, C., F. Quesnel, B. Sevin, L. Alizert, and P. Maurizot (2011), Appui à la
671 cartographie du régolithe (Grande Terre de Nouvelle-Calédonie) - Rapport intermédiaire,
672 phase 3. BRGM/RP-60159-FR.
673 Rogers, R. D., H. Karason, and R. D. van der Hilst (2002), Epeirogenic uplift above a
674 detached slab in northern Central America, *Geology*, *30*(11), 1031-1034.
675 Routhier, P. (1953), Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le
676 col de Boghen et la pointe d'Arama. Mém. Soc. géol, 271 pp, France.
677 Schildgen, T. F., D. Cosentino, B. Bookhagen, S. Niedermann, C. Yildirim, H. Echtler, H.
678 Wittmann, and M. R. Strecker (2012), Multi-phased uplift of the southern margin of the
679 Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes, *Earth*
680 *and Planetary Science Letters*, *317,Äì318*(0), 85-95,
681 doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.003.
682 Sevin, B., C. Ricordel-Prognon, F. Quesnel, D. Cluzel, S. Lesimple, and P. Maurizot (2012),
683 First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis
684 and palaeoweathering of 'Grande Terre', *Terra Nova*, *24*(1), 77-85, doi:10.1111/j.1365-
685 3121.2011.01041.x.
686 Shor, G. G., H. K. Kirk, and H. W. Menard (1971), Crustal structure of the Melanesian area,
687 *Journal of Geophysical Research*, *76*, 2562-2586.
688 Spandler, C., J. Hermann, and D. Rubatto (2005), Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the
689 Southwest Pacific: Insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP)
690 dating of eclogite facies rocks from New Caledonia, *Tectonics*, *24*(TC3003),
691 doi:doi:10.1029/2004TC001709.
692 Trescases, J.-J. (1972), L'altération des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie.
693 Trescases, J.-J. (1975), L'evolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone
694 tropicale : formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie edited, Paris, France :
695 O.R.S.T.O.M.
696 van Hunen, J., and M. B. Allen (2010), Continental collision and slab break-off: A
697 comparison of 3-D numerical models with observations, *Earth and Planetary Science Letters*,
698 *302*(1-2), 27-37, doi:10.1016/j.epsl.2010.11.035.
699 Wade, B. S., P. N. Pearson, W. A. Berggren, and H. Pälike (2011), Review and revision of
700 Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic
701 polarity and astronomical time scale, *Earth-Sciences Reviews*, *104*, 111-142.

Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001), Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science*, *292*, 686-693, doi:10.1126/science.1059412.

Zachos, J., G. R. Dickens, and R. E. Zeebe (2008), An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics, *Nature*, *451*, 279-283, doi:10.1038/nature06588.

Suggested Paper outline.

- Abstract
1. Introduction (Fig 1)
2. Geology and weathering (Fig 2)
3. Materials & Methods
    - 3.1 data
        - 3.1.1 Airborne HyMap imagery
        - 3.1.2 Field spectra
        - 3.1.3 Field regolith unit interpretation
    - 3.2 Image Processing (Fig 3)
        - 3.2.1HyMap pre-processing
        - 3.2.2 Mineral-spectra parameterisation
        - 3.2.3 Support Vector Machine
4. Results
    - 4.1 Airborne and field spectra (Fig 4a, 4b &4c)
    - 4.2 Spectral parameter mineral maps (Fig 5, 6)
    - 4.3 SVM mineral mapping (Fig. 7a)
5. Discussion
    - 5.1 Regolith mapping (Fig 7b and 8)
    - 5.2 Implications for mineral exploration
6. Conclusions
7. Acknowledgements
8. References

Airborne hyperspectral mineral sensing for regolith mapping of weathered Ni-bearing peridotites, New Caledonia.

Florian DE BOISSIEU[1], Brice SEVIN[2], Thomas CUDAHY[4], Morgan MANGEAS[1], Stéphane CHEVREL[3], Cindy ONG[4], Andrew RODGER[4], Pierre MAURIZOT[3], Carsten LAUKAMP[4], Ian LAU[4],TOURAIVANE, Dominique CLUZEL, Marc DESPINOY[1]

Abstract

Accurate maps of the surface geology and regolith are required for managing the sustainable development of the Earth's mineral resources. This paper shows how airborne hyperspectral data were processed to accurately map the mineralogy of the regolith developed over Ni-bearing lateritic massif in New Caledonia to provide a more efficient exploration targeting method prior to more intrusive field exploration programs. The image processing included atmospheric correction followed by spectral classification methods, making use of support vector machines. The resultant mineral maps, that for example identify key alteration minerals such as serpentine and weathering products such as iron oxy-hydroxide minerals, were validated in the field and enabled accurate characterisation of the regolith, especially those areas where Ni and other elements can be concentrated.

1. Introduction

The last 20 years has seen the emergence of hyperspectral sensing technologies for natural resource mapping and monitoring (Kruse et al., 2003). Hyperspectral systems measure hundreds of spectral bands, typically across the visible to shortwave infrared wavelength regions (400 to 2500 nm) where many important rock and regolith minerals comprise compositionally diagnostic absorption features (Clark et al., 1990). Hyperspectral sensing technologies are now used on drill core (Cudahy et al., 2009; Huntington et al., 2005), field (Sonntag et al., 2012), airborne (ref Rowan)(Crowley et al., 1989; Laukamp et al., 2011; Rowan et al., 2004) and spaceborne (Kruse et al, 2003) platforms. Key airborne hyperspectral imaging systems to date include AVIRIS (Green et al., 1998) and HyMap (Cocks et al., 1998).

The transformation from measured instrument data to the desired end product of specific mineral properties involves a sequence of steps, including: 1) data calibration (radiance units $W \cdot sr^{-1} \cdot m^{-2}$); 2) radiative transfer correction (solar irradiance and atmospheric effects); 3) reflectance conversion (bi-directional reflectance distribution function - BRDF); 4) georeferencing and geocorrection; 5) groundcover (e.g. vegetation) and finally 6) mineral information extraction, the last of which can involve many possible pathways. Cudahy et al.(2005, 2008) present a batch-processing methodology that enabled the generation of suites of seamless (between overlapping flight-lines) mineral maps from up to hundreds of airborne HyMap images collected across Australia covering tens of thousands of square kilometers. In particular, their information extraction method is based on measuring the normalised depths and wavelengths of diagnostic mineral absorption features, which are correlated with the content and composition of the targeted mineral group, respectively. This processing approach is combined with multiple masks to remove complicating effects, such as green vegetation. At

a similar scale of data volume (~1Terabyte) but for a much larger area (= larger pixel size), King et al (2011) generated mineral maps of much of Afghanistan with airborne HyMap imagery using spectral-library statistical matching methods. For a smaller area/volume, Kruse et al. (2006) used a scene-based statistical method called partial unmixing (Boardman et al., 1995) to generate seamless mineral maps of 11 km x 30 km area. This method first determines the image endmembers which are then used to unmix each pixel as a linear combination of these endmembers.

Another possible approach is the use of pattern recognition algorithms, especially supervised classification methods like k-nearest neighbour (Yu et al., 2002), maximum likelihood (Landgrebe, 2005; Lumme, 2004), decision trees (Georgopoulou et al., 2013; Goel et al., 2003), neural networks or kernel based (Camps-Valls and Bruzzone, 2005; Fauvel, 2007; Fauvel et al., 2006). Support vector machines have also shown potential in the classification of non-linearly separable classes with a small labeled training dataset, as reported in (Camps-Valls and Bruzzone, 2005). However, only a few studies have applied this algorithm to mineral information and soil surface mapping (Abedi et al., 2012; Kavitha and Arivazhagan, 2010).

This study focuses on the support vector machine (SVM) method using *a priori* knowledge of the surface geology and their expected mineral assemblages for processing airborne hyperspectral imagery collected from New Caledonia (Figure 1).

2. Location and Geology

The study area in New Caledonia (Figure 1) is mountainous with variable vegetation cover developed over weathered peridotite massif. The geology is similar to that of other ophiolite belts of the world (e.g. Oman, Turkey, Greece (Paris, 1981)), in that it compromises peridotites (rich in olivine and pyroxenes) and serpentinites (serpentine group). Hydration processes by tropical near-surface weathering (Nahon, 2003), cause these minerals to alter to iron oxy-hydroxides (goethite and hematite) (Figure 2). This intense weathering process also concentrates nickel, manganese and cobalt, especially in the iron oxy-hydroxides, serpentine and trioctahedral clays. Thus from a mineral exploration perspective, mapping the distribution of these minerals is potentially valuable. Importantly, all of these Ni-associated minerals comprise diagnostic absorption features at visible to shortwave infrared wavelengths (400-2500 nm) that in theory can be detected remotely given they are exposed at the surface.

3. Material and methods

3.1 Data

Three types of data were acquired for the study, namely: (i) airborne hyperspectral imagery; (ii) field hyperspectral data; and (iii) field mapping. The latter two were used primarily for validation of the developed airborne mineral maps.

3.1.1 Airborne HyMap imagery

The HyMap system was selected for collecting airborne hyperspectral data. HyMap is a whiskbroom system that measures 126 bands over the wavelength range of 450-2500 nm across a 512 pixel swath (Cocks and Cocks). The New Caledonia airborne HyMap survey collected 25 flight-lines at approximately 3.6 m pixel resolution from seven test sites in 2010 (Figure 1) covering a total area of about 500 km². The current study focuses on a single flight-line of HyMap imagery collected over an area of 3 x 15 km of the Fantoche plateau near Tiébaghi (Figure 1) where soils and geology are exposed through variable vegetation cover. There was no apparent cloud cover at the time of HyMap acquisition (Figure 1).

3.1.2 Field sample spectra

Field samples were measured with an Analytical Spectral Device (ASD) FieldSpec 3 spectrometer, which senses 1859 bands between 350 and 2500 nm. Each measurement was from either (i) a distance d ≈ 1 m from the target with the Sun used as an illumination source (no data in the 1400 and 1900 nm water vapour absorption regions); or (ii) a contact measurement using artificial lighting (halogen at night). A Spectralon™ panel was used as the reflectance reference standard. A total of 212 reflectance spectra comprising 146 sun-illuminated and 48 contact spectra were collected from soil, weathered rock and vegetation samples of four of the seven test sites.

3.1.3 Field site/sample regolith interpretation

The nature of the regolith at selected field locations (GPS geo-referenced) was determined in the field by a geologist using a regolith classification scheme based on six unit types (Figure 2), including (from top to bottom): (i) pisolith (dismantled ferricrete); (ii) ferricrete; (iii) red laterite; (iv) yellow laterite; (v) saprolite; and (vi) bedrock. This field interpretation was essentially based on spatial context and the texture and colour of the examined regolith material and where possible, visual identification of its mineralogy (Figure 2). For example, ferricrete is recognized as being pisolitic, indurated and hematite-rich (red to even dark colour, depending on the amount of manganese oxides) whereas saprolite is light green in colour with preserved rock/mineral textures.

3. 2. Image processing

The processing methodology (Figure 3) involved a sequence of steps. First, the HyMap images are pre-processed to remove the effects of the atmosphere, to invert radiance spectra to reflectance spectra and to reference the images geographically. Next the imagery is masked to include only those pixels that comprise some mineralogical spectral signature, i.e. not completely blanketed by vegetation, clouds or shades. These non-masked HyMap pixels should show mineral diagnostic absorption features comparable to the ones identified from coincident surface geological samples using the ASD field spectrometer. The next step involves applying algorithms that target mineralogical parameters, such as the continuum depth of the 900 nm iron oxide absorption feature related to iron oxides (Cudahy and Ramanaidou, 1992). A list of these mineral-spectra parameters is provided in Table 2. These spectral parameters are then used as

input into a classification model to generate a regolith map (Figure 2). Instead of a simple threshold combination classification model as done by Cudahy et al. (2005, 2008), a SVM classification method is used here to enlarge the class-separation solutions to non-linear combinations of parameters and optimize the determination of the best one. The SVM classification model is trained and assessed against the available validation data with a cross-validation procedure.

3.2.1. HyMap pre-processing

The HyMap airborne hyperspectral raw data delivered by HyMap sensor are spectral radiances ($W .sr^{-1}. m^{-2} . \mu m^{-1}$), which are then converted to bi-directional surface reflectance using a radiative transfer model (RTM). The RTM corrects the HyMap data for view-angle dependent solar irradiance and path-length-dependent atmospheric absorption and scattering effects. A MODTRAN 5 (Berk et al., 2006, 2005) based method called SODA (Rodger, 2011) was used for this process because it provides an accurate estimate for the amount of atmospheric column water vapour (ACWV) for each pixel as well as providing a means for identifying and correcting for any unexpected instrument wavelength calibration issues. For the New Caledonian dataset, the water vapour feature centred at 1130 nm appeared to over-influence the ACWV estimation, such that the 940 nm feature was used instead.

The HyMap data were geocorrected using proprietary software developed by HyVista™. This software uses the sensor x-y-z position information acquired simultaneously with the hyperspectral data as well as a digital elevation model, namely the NASA SRTM topographic map with 90 m spatial resolution (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/). This geocorrection was further improved using a 3rd order polynomial fit on 36 ground control points, leading to a mean error of 7.8 m. During this last pre-processing step, the corrected HyMap reflectance images were masked to keep only those pixels showing bare soil areas, that is, no obscuring vegetation, cloud, deep shadow or water pixels. The vegetation mask is based on a Normalized Difference Vegetation Index (NDVI -Kriegler *et al.* 1969). The NDVI is calculated using (1) where ρ_{680} and ρ_{760} are the reflectance at wavelength 680 nm and 760 nm.

$$NDVI = \frac{(\rho_{760} - \rho_{680})}{(\rho_{760} + \rho_{680})} \quad (1)$$

The applied NDVI mask keeps only those pixels where NDVI < 0.25. Similarly, deep shadow and water are masked using the reflectance at 1650 nm (ρ_{1650}) where ρ_{1650}> 0.08.

Finally, to generate pixel spectra that are easily comparable with associated field sample spectra, the HyMap data were normalized with respect to their pixel spectral-mean, which removes the pixel-specific albedo (Cudahy et al., 2008).

3.2.2 Mineral spectra parameterization

The reflectance spectra (of ASD and HyMap) can be decomposed as the continuum (or convex hull), corresponding to background reflectance, and absorptions relative to material of particular abundance, e.g. minerals (Cudahy et al., 2008). Knowing the mineralogy of the different soil types, we can establish a list of absorption features diagnostic for the respective mineral assemblages that can be observed in the spectra. For each absorption feature, the depth of absorption is related to the abundance of the absorbing material (Clark & Roush, 1984). As the absorption features of several minerals may overlap, the variation of the wavelength position of maximum of absorption may depend on the mixture proportions of several materials. As an example, iron oxides, such as goethite or hematite, have a major absorption feature located at around 900 nm. The wavelength position of this feature shifts from around 850 nm in hematite endmember to around 950 nm in the goethite endmember (Cudahy & Ramanaidou, 1997). Hence, for a mixture of iron oxides, the wavelength of the maximum of absorption around 900 nm is dependant of the ratio goethite/hematite.

The ASD spectra have a spectral resolution more than 10 times the spectral resolution of HyMap images. Moreover, with contact or short distance (typically 1m) measurement, the ASD instrument allows isolating spatially one soil type instead of a patchwork of several kinds of soils as it can be the case in a HyMap pixel of 13 m^2, in particular in mountainous lateritic massifs. Therefore the spectral features are first identified on the ASD spectra collected on the field and attributed to each soil type. The features also observable in the HyMap data were then identified from homogeneous areas localized in the field.

The depth and the wavelength position of the maximum of absorption of each absorption feature were estimated by processing the reflectance with a two-step operation. As explained previously, the background is responsible for the convex hull over which a particular abundance of a mineral may show absorptions. Therefore, the first step consists in removing the influence of the continuum. Locally, i.e. in a range of wavelength around the absorption feature, the continuum is considered to be the straight line between the shoulders of the absorption feature. The continuum is removed dividing the reflectance values by the corresponding value of the continuum (Cudahy et al., 2008; Kokaly and Clark, 1999). To enhance the localization of the maximum of absorption, the continuum removed reflectance is fitted with a 4th order polynomial. The estimate of the depth of absorption $\mathrm{A}(\lambda)$ is calculated with equation (2) (Kokaly and Clark, 1999), $\widehat{CR}(\lambda)$ being 4th order polynomial fit of the continuum removed reflectance. The local maximum value of $\mathrm{A}(\lambda)$ and the corresponding wavelength value are extracted for each of the absorptions identified previously.

$$A(\lambda) = 1 - \widehat{CR}(\lambda) \qquad (2)$$

3.2.3 Support Vector Machine

The regolith map to be produced is considered as a thematic map depending on a non-linear combination of the mineral features extracted from the HyMap spectra. Based on a labeled dataset, the regolith mapping task we are addressing can be seen as a supervised and multi-class classification problem. The number of labeled pixels of bare soil is quite

small (51 pixels/class for the smallest class), which excludes some classification algorithms that need a high volume of training data, like Neural Networks for example. To address this problem, we chose to apply a Support Vector Machine (SVM) classifier. Recently, SVM classification has shown very good results in hyperspectral classification tasks (Camps-Valls and Bruzzone, 2005; Melgani and Bruzzone, 2004), as it is dealing well and fast with a high dimensional input feature space and non-linear classification problems, trained with a small number of data (Vapnik, 1998). In our case, the use of SVM is justified by the non-linear classification problem we are facing and the small training dataset available more than the number of input features.

Support vector machine is an algorithm finding the optimal decision hyperplane based on the maximum margin separating points (support vectors) of the two classes considered. For a non-linear two class separation problem, a kernel function is used to transfer the input feature space into a higher-dimensional space and solve the problem linearly into that space. This way it is solving the problem non-linearly in the original input space, the separating hyperplane in the kernel space being a hypersurface in the original input space. In the SVM algorithm, the optimal separating hyperplane is the one minimizing the error of classification and maximizing the distance between the vectors the closest to the hyperplane. Considering a set of l training vectors of n features belonging to two classes {-1; 1}, $\mathrm{D} = \{(\mathrm{x}_1, \mathrm{y}_1), \ldots, (\mathrm{x}_\mathrm{l}, \mathrm{y}_\mathrm{l})\} \in \mathrm{R}^\mathrm{n} \times \{-1; 1\}$, the choice of the optimal separating hyperplane between the two classes is defined by:

$$\underset{\alpha}{\operatorname{argmin}} \left(\frac{1}{2} \sum_{i=1}^{l} \sum_{j=1}^{l} \alpha_i \alpha_j y_i y_j K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) - \sum_{k=1}^{l} \alpha_k \right), \quad (3)$$

$$\text{with constraints} \quad 0 \leq \alpha_i \leq C \text{ and } \sum_{j=1}^{l} y_j \alpha_j = 0$$

where α_i are the Lagrange coefficients to be found, K is the kernel function and C is a regularization parameter. The hard classifier implementing the optimal hyperplane is then defined by equation (4), where b is the bias:

$$class(\mathbf{x}) = sgn\left(\sum_{i=1}^{l} \alpha_i y_i K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}) + b \right) \quad (4)$$

$$\text{with} \quad K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) = e^{-\gamma \left\| \mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j \right\|_2^2} \quad (5)$$

The kernel function used in this experiment is a Gaussian radial basis function defined by equation (5). As the labeled datasets were too small for a tuning, C and γ parameters were set to 1 and $1/d_\mathrm{x}$ with d_x being the input dimension. The SVMs were computed with R language using e1071 library, the R implementation of LIBSVM (Chang and Lin, 2011).

The extension of the SVM classifier to the multi-class problem is made with a one-against-one classification for each pair of classes. The decision is made with a voting strategy, each pairwise classification result counting for a vote (Fauvel et al., 2006). For details on the SVM algorithm, one can refer to (Chang and Lin, 2011).

The classes are considered to have an equi-probability of appearance as we have no *a priori* information at that stage. Therefore, an equi-distributed training dataset between classes is built up with 40 pixels/class randomly selected from the labeled pixels mentioned in section 3. A 10-fold cross-validation procedure is applied on the training dataset, giving training and validation accuracies to evaluate the performance of the classifier. The remaining pixels of the labeled dataset are classified to have a generalization evaluation of the classifier.

The classifier is also evaluated thanks to the confusion matrix displaying the confusion counts between labels and attributed classes. In this matrix the columns are representing the label of the pixels considered, and the lines the classes attributed by using the classifier. The training, validation and test accuracies are given by the sum of the correct classifications over the number of elements of each dataset. The experiment is repeated 10 times (with 10 different training datasets randomly selected among labeled data) over which the accuracies are averaged.

4. Results

4.1 Airborne and field spectra (Fig 4a, 4b &4c)

The field ASD spectra of each type of soil are displayed in figure 4.a. The bands [1350, 1421] nm and [1798, 1959] nm were considered to be over-influenced by the water absorptions even after correction and were suppressed. The absorptions at the border of these bands are considered to be collateral effects of the water absorptions and are not selected as mineral spectral parameters. The end of the spectra (λ>2360 nm) is considered to be too noisy to be taken into account. Among the other absorptions observable on these spectra, three absorptions around 900, 2120 and 2310 nm are clearly explained by the typical mineralogy of the soil. The large absorption around 900 nm on laterite spectra can be attributed to iron oxides, as observed by Cudahy & Ramanaidou (1997). This absorption is almost inexistent for bedrock and saprolite, which is coherent with the important increase of iron oxy-hydroxide with the weathering. However, we observe this absorption has a smaller depth for pisolith and ferricrete than for laterites, although the abundance of iron oxy-hydroxides is expected to be greater in pisolith and ferricrete which are the most weathered layers (see figure 2). It could be explained by the patina of that kind of soil that reduces a lot the light reflection and thus interferes in the absorption depth. The absorptions around 2120 and 2310 nm, only visible on saprolite and bedrock spectra, are coinciding to the serpentine absorptions shown by (Meer, 1995). The small absorption around 660 nm may be attributed to goethite. Finally, two small absorptions around 2000 nm and 2045 nm are noticeable on red and yellow laterite spectra but were not identified and therefore left away.

HyMap reflectance spectra corresponding to field labeled locations are presented in figure 4.b and in figure 4.c after mean-normalization. The water-influenced bands around 1150, 1400 and 1900 nm were suppressed, their collateral

absorptions not considered, and the end of the spectra excluded from the analysis for the same reasons as for ASD spectra. The four main mineral absorptions around 660, 900, 2120 and 2310 nm noticed on ASD spectra are visible on the HYMAP spectra with similar dependence to mineralogy. According to the method described in the previous section, five spectral features are extracted from the HyMap spectra: the depth of the maximum of absorption around wavelength 660, 900, 2120 and 2310 nm (D_{660}, D_{900}, D_{2120}, D_{2310}) and the wavelength of the maximum of absorption around 900 nm (W_{900}). Table 2 sums up the features identified and their corresponding mineral characteristic.

4.2 Spectral parameter mineral maps (Fig 5, 6)

The quantitative link between the spectral features and their corresponding mineral characteristic cannot be assessed without a chemical or petrographic analysis of the soil surfaces, data that is not available in this study. But the extracted HyMap features, once georeferenced, can still be interpreted qualitatively as mineral maps. Among the five mineral maps produced two are presented in this paper: the iron oxy-hydroxide abundance represented by D_{900} (figure 5) and the serpentine abundance represented by D_{2310} (figure 6). Although they are containing information on soil mineralogy, the other maps were found visually redundant with these 2 maps or more difficult to assess, and therefore are not presented here.

D_{900} map (Figure 5) shows an overall coherence with field reality, that is a graduate increase of iron oxy-hydroxide abundance from bottom to top of the plateau. However, this map shows smaller value of D_{900} for ferricrete and pisolith (yellow-turquoise patches) than for laterites (orange-red patches on the fringes), when the opposite is expected for the iron oxides concentrations. This characteristic is also observed on the field spectra and could be interpreted as an effect of the patina.

D_{2310} map is as well coherent to what was expected. D_{2310} is high on the bottom of the edges of the plateau areas, where it is expected to find saprolite and bedrock concentrating most of the serpentine. It is also expected to find very low values of D_{2310} in laterites, ferricrete and pisolith layers, i.e. at the top of the plateau, which is observed here.

Comparing figure 5 and figure 6, one can notice that the areas of warmer color in D_{900} map are globally coincident with cooler colors in D_{2310} conversely. This is in agreement with the weathering action which oxidizes iron while washing out serpentine.

4.3 SVM mineral mapping (Fig. 7a)

The SVM classification algorithm was computed with the five identified features as inputs and the 6 classes as output. The results of accuracy estimated through the cross-validation procedure are given in table 3. The classifier is showing good performances with over 70% of good recognition. The difference of 4% between training and validation accuracy announces a limited overtraining and therefore a good generalization of the classifier performances over unlabeled pixels. This generalization performance is confirmed by a test average accuracy, i.e. for the classification of the

remaining data, similar to training and validation rates. The weighted average accuracy of the test dataset classification gives an idea of the global performance taking into account the non-equal distribution of the classes, i.e. a greater pisolith cover and a smaller red laterite cover than the average. The weighted average accuracy is in the same order of magnitude than the average accuracy which is synonym of a good recognition of the great classes. The accuracy difference is due to greater confusion rate for pisolith than the average.

Table 4 presents the confusion matrix of the classification over the validation dataset. The accuracy of each class given on the diagonal shows a better recognition of ferricrete, yellow laterite and bedrock with accuracies around 77-83% against 68-69% for the other three classes. The confusion matrix also shows that the errors are mainly made between specific couples of classes {ferricrete, pisolith}, {red laterite, yellow laterite} and {saprolite, bedrock}. These couples being connected on the weathering profile, these classification errors could be explained as a consequence of their mineralogical as well as spatial proximity.

Figure 7a shows the 6-class regolith map produced with the SVM classifier. At first, one can notice the homogeneity of the patches of different classes significant of a good spatial coherence of the results. Once again, the location of the patches on the map is coherent with what is expected knowing the topology of the area. Pisolith and elements of ferricrete are located on top of the plateau, and respectively red laterite, yellow laterite, saprolite and bedrock going down the incisions.

5.0 Discussion

6.1 **Regolith** mapping (Fig 7a,b and 8)

The 6-class classifier obtained by SVM is in accordance with the geological field mapping performed upstream this study (Figure 7a and 8). The geological cross-cut (Figure 7b) made by extrapolating of hyperspectral data is also consistent with the expected geomorphology of the area of the Fantoche plateau (Tiébaghi massif). Indeed, a lateritic plateau is observed with development of a very thick weathering profile. Furthermore, flatter areas are covered by a massive ferricrete. On the edges of the plateau, much higher slopes are observed with some hills that do not allow the establishment of a well-developed regolith on the crests. The mechanical erosion rate is in fact much higher than the rate of weathering on these rugged terrains. As a result, these areas are marked by the 'saprolite' class and the 'bedrock' class. The slope processes features (as observed towards the NW of the cross-cut) are also very well individualized.

6.2 Implications for mineral exploration

Given a complete blanket of laterite was developed over the original palaeosurface of exposed ophiolite geology, then subsequent erosion has largely stripped this Ni-concentrating profile with only remnants now preserved at higher parts

of the landscape (Figure 7b). This has implications for lateritic Ni exploration in this region as airborne mineral mapping can be used to find those remnant patches of exposed weathered peridotite, which when combined with a suitable DEM, can help delineate the presence of prospective Ni-laterites (Figure 7a).

References:

Abedi, M., Norouzi, G.-H., Bahroudi, A., 2012. Support vector machine for multi-classification of mineral prospectivity areas. Computers & Geosciences 46, 272–283. doi:10.1016/j.cageo.2011.12.014

Boardman, J.W., Kruse, F.A., Green, R.O., 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of Aviris data, in: Summaries, Jet Propulsion Laboratory Publ. Presented at the Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, California, USA, pp. 23–26.

Camps-Valls, G., Bruzzone, L., 2005. Kernel-based methods for hyperspectral image classification. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 43, 1351 – 1362. doi:10.1109/TGRS.2005.846154

Chang, C.-C., Lin, C.-J., 2011. LIBSVM: A library for support vector machines. ACM Trans. Intell. Syst. Technol. 2, 27:1–27:27. doi:10.1145/1961189.1961199

Crowley, J.K., Brickey, D.W., Rowan, L.C., 1989. Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: Mineral discrimination using relative absorption band-depth images. Remote Sensing of Environment 29, 121–134. doi:10.1016/0034-4257(89)90021-7

Cudahy, T., Caccetta, M., Cornelius, A., Hewson, R., Wells, M., Skwarnecki, M., Halley, S., Hausknecht, P., Mason, P., Quigley, M., 2005. Regolith, geology and alteration mineral maps from new generation airborne and satellite remote sensing technologies and Explanatory notes for the Kalgoorlie-Kanowna 1:100,000 scale map sheet, remote sensing mineral maps (Final Report - Project M370 No. MERIWA Report No. 252). MINERALS & ENERGY RESEARCH INSTITUTE OF WA.

Cudahy, T., Jones, M., Thomas, M., Cocks, P., Agustin, F., Caccetta, M., Hewson, R., Verrall, M., Rodger, A., 2010. Mapping Soil Surface Mineralogy at Tick Hill, North-Western Queensland, Australia, Using Airborne Hyperspectral Imagery, in: Viscarra Rossel, R.A., McBratney, A.B., Minasny, B. (Eds.), Proximal Soil Sensing, Progress in Soil Science. Springer Netherlands, pp. 211–229.

Cudahy, T., Jones, M., Thomas, M., Laukamp, C., Hewson, R., Rodger, A., Verrall, M., 2008. Next Generation Mineral Mapping: Queensland Airborne HyMap and Satellite ASTER Surveys 2006-2008 (CSIRO Report P2007/364).

Cudahy, T.J., Hewson, R.D., Caccetta, M.S., Roache, A., Whitbourn, L.B., Connor, P., Coward, D.A., Mason, P., Yang, K., Huntington, J.F., Quigley, M., 2009. Drill core logging of plagioclase feldspar composition and other minerals associated with archaean gold mineralization at Kambalda, Western Australia, using a bidirectional thermal infrared reflectance system. Reviews in Economic Geology 16, 223–235.

Fauvel, M., 2007. Spectral and Spatial Methods for the Classification of Urban Remote Sensing Data. Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, Université d'Islande.

Fauvel, M., Chanussot, J., Benediktsson, J.A., 2006. Evaluation of Kernels for Multiclass Classification of Hyperspectral Remote Sensing Data, in: 2006 IEEE International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing, 2006. ICASSP 2006 Proceedings. Presented at the 2006 IEEE International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing, 2006. ICASSP 2006 Proceedings, p. II. doi:10.1109/ICASSP.2006.1660467

Georgopoulou, I., Petropoulos, G.P., Kalivas, D.P., 2013. Development of a Decision Support Tree Approach for Mapping Urban Vegetation Cover From Hyperspectral Imagery and GIS: the case of Athens, Greece, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 390.

Goel, P.., Prasher, S.., Patel, R.., Landry, J.., Bonnell, R.., Viau, A.., 2003. Classification of hyperspectral data by decision trees and artificial neural networks to identify weed stress and nitrogen status of corn. Computers and Electronics in Agriculture 39, 67–93. doi:10.1016/S0168-1699(03)00020-6

Green, R.O., Eastwood, M.L., Sarture, C.M., Chrien, T.G., Aronsson, M., Chippendale, B.J., Faust, J.A., Pavri, B.E., Chovit, C.J., Solis, M., Olah, M.R., Williams, O., 1998. Imaging Spectroscopy and the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). Remote Sensing of Environment 65, 227–248. doi:10.1016/S0034-4257(98)00064-9

Huntington, J.F., Mauger, A.J., Skirrow, R.G., Bastrakov, E.N., Connor, P., Mason, P., Keeling, J.L., Coward, D.A., Berman, M., Phillips, R., Whitbourn, L.B., Heithersay, P.S., 2005. Automated Mineralogical Logging of Core from the Emmie Bluff, iron Oxide Copper-Gold Prospect, South Australia. Presented at the PACRIM 2004, Aus IMM Publication Series, Adelaide South Australia, pp. 223–230.

Kavitha, K., Arivazhagan, D.S., 2010. A Novel Feature Derivation Technique for SVM based Hyper Spectral Image Classification. International Journal of Computer Applications 1, 27–34. doi:10.5120/327-496

King, E. by:, V, T.V., Johnson, M.R., Hubbard, B.E., Drenth, B.J., 2011. Identification of mineral resources in Afghanistan-Detecting and mapping resource anomalies in prioritized areas using geophysical and remote sensing (ASTER and HyMap) data (No. OFR - 2011-1229). United States Geological Survey.

Kokaly, R.F., Clark, R.N., 1999. Spectroscopic Determination of Leaf Biochemistry Using Band-Depth Analysis of Absorption Features and Stepwise Multiple Linear Regression. Remote Sensing of Environment 67, 267–287. doi:10.1016/S0034-4257(98)00084-4

Kruse, F.A., Perry, S.L., Caballero, A., 2006. District-level mineral survey using airborne hyperspectral data, Los Menucos, Argentina. Ann. Geophys. 49. doi:10.4401/ag-3154

Landgrebe, D.A., 2005. Signal Theory Methods in Multispectral Remote Sensing. John Wiley & Sons.

Lumme, J.H., 2004. Classification of vegetation and soil using imaging spectrometer data, in: PROC. XXTH ISPRS CONGRESS. pp. 12–23.

Meer, F. van der, 1995. Estimating and simulating the degree of serpentinization of peridotites using hyperspectral remotely sensed imagery. Nat Resour Res 4, 84–98. doi:10.1007/BF02257019

Melgani, F., Bruzzone, L., 2004. Classification of hyperspectral remote sensing images with support vector machines. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 42, 1778 – 1790. doi:10.1109/TGRS.2004.831865

Nahon, D., 2003. Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. Comptes Rendus Geoscience 335, 1109–1119. doi:10.1016/j.crte.2003.10.008

Paris, J.-P., 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse, Mémoire du B.R.G.M. B.R.G.M.

Rowan, L.C., Simpson, C.J., Mars, J.C., 2004. Hyperspectral analysis of the ultramafic complex and adjacent lithologies at Mordor, NT, Australia. Remote Sensing of Environment 91, 419–431. doi:10.1016/j.rse.2004.04.007

T. Cocks, R. Jenssen, A.Stewart, I. Wilson, T. Shields, 1998. The HYMAP airborne hyperspectral sensor: the system, calibration, and performance. Presented at the First EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, Switzerland, pp. 37–42.

Vapnik, V.N., 1998. Statistical learning theory. Wiley.

Yu, S., De Backer, S., Scheunders, P., 2002. Genetic feature selection combined with composite fuzzy nearest neighbor classifiers for hyperspectral satellite imagery. Pattern Recognition Letters 23, 183–190. doi:10.1016/S0167-8655(01)00118-0

Table 1:Number of labeled pixels of bare soil for each class of the weathering profile.

	Ferricrete	Pisolith	Red Lat.	Yellow Lat.	Saprolite	Bedrock
Surface (m^2)	2424	23937	661	2968	7089	1115
Surface (pix.)	187	1847	51	229	547	86

Table 2: Spectral feature extracted and the corresponding mineral characteristics

Spectral features	D_{660}	D_{900}	W_{900}	D_{2120}	D_{2310}
mineral characteristics	goethite & garnierite abundance	Iron oxyhydroxide abundance	Goethite/Hematite abundance ratio	Serpentine abundance	Serpentine abundance

Table 3: Classification accuracies for a 4-class and a 6-class SVM classifier of the regolith. Training and validation are the results of the cross-validation operation on the training dataset. Test average accuracies are the results of the of classifixation of the rest of the labeled data.

	Training	Validation	Test average	Test weighted ave.
Accuracies [%]	78 %	74 %	76 %	71 %

Table 4: Confusion matrix for the classification of the validation dataset. Columns are the labels determined on the field, rows are the results of the classification. Results are given as a percentage of the number of pixels of each label (400 pixels/class). The diagonal gives the class accuracies.

Results \ Labels	Ferricrete	Pisolith	Red lat.	Yellow lat.	Saprolite	Bedrock
Ferricrete	77.00	22.50	6.75	0.75	0.75	5.00
Pisolith	18.25	68.75	9.00	4.75	2.25	3.25
Red lat.	4.00	3.75	67.50	11.00	0.00	3.00
Yellow lat.	0.50	4.75	14.25	77.25	4.25	0.75
Saprolite	0.00	0.25	0.00	4.25	68.75	4.75
Bedrock	0.25	0.00	2.50	2.00	24.00	83.25

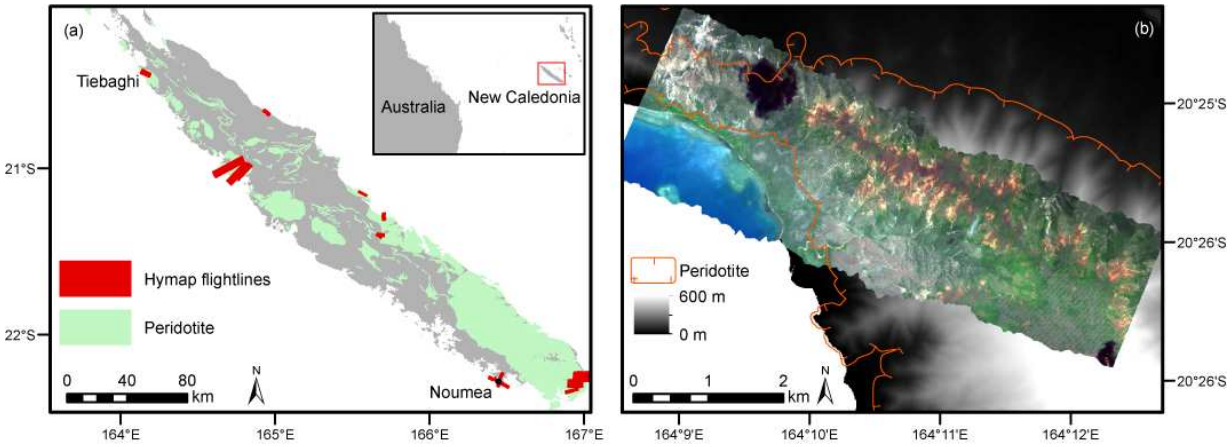


Figure 1: (a) New Caledonia main island, with the HyMap images. (b) The HyMap true color image acquired over the massif of Tiébaghi with the Fantoche plateau at the center.

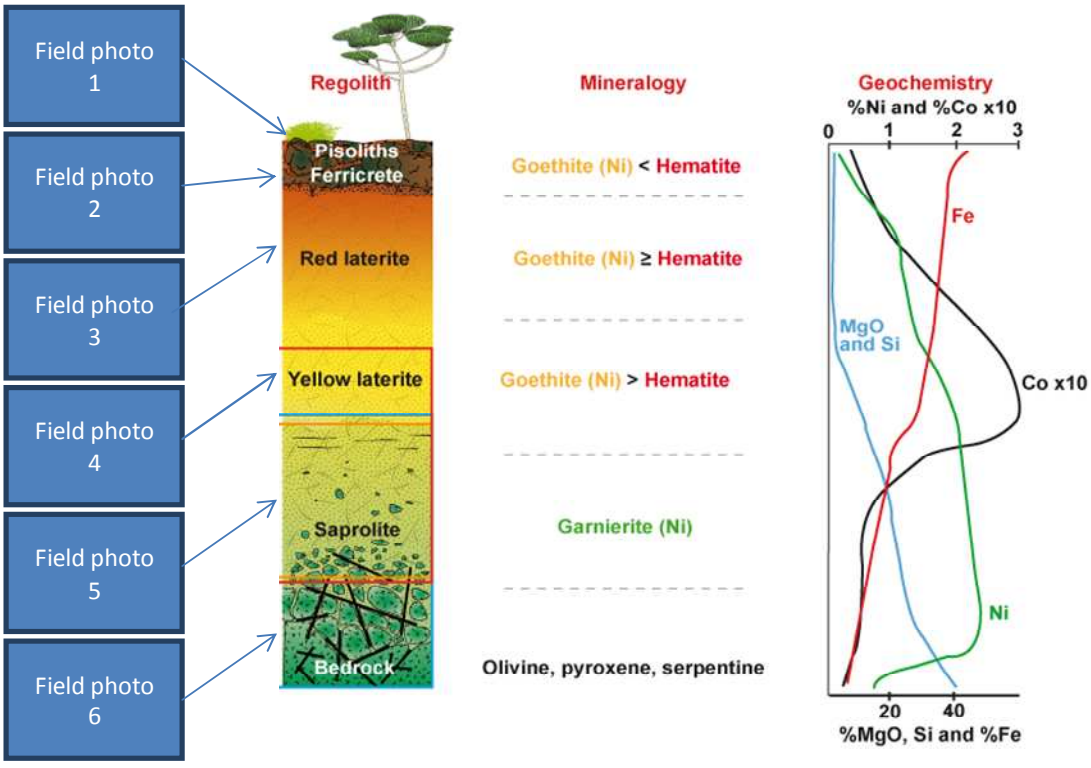


Figure 2: scheme of the weathering profile, with on the left the reasons of interest of mapping it, and the typical mineralogy and geochemistry on the left.

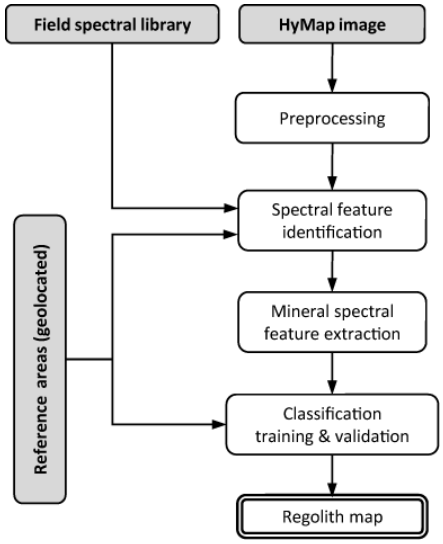
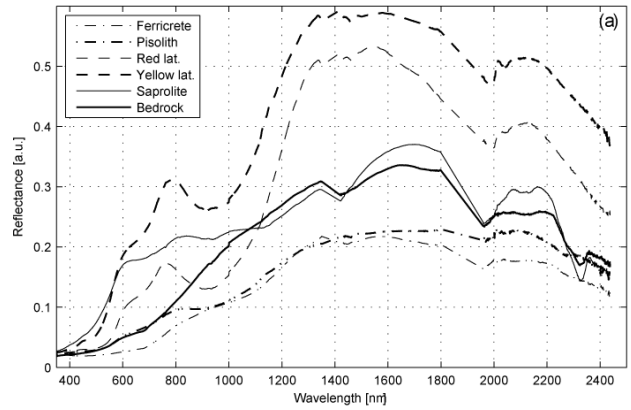
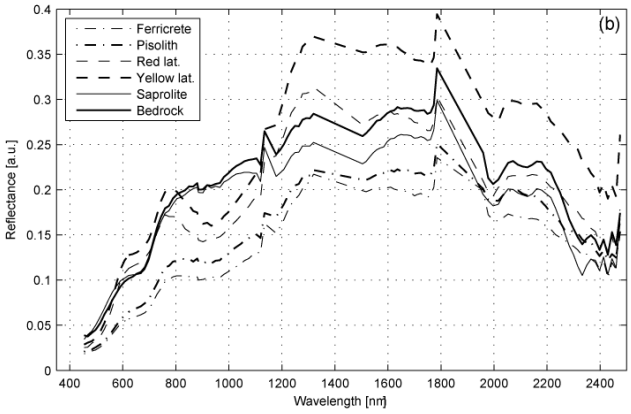


Figure 3: Diagram of the processing steps to produce the mineral and regolith maps.





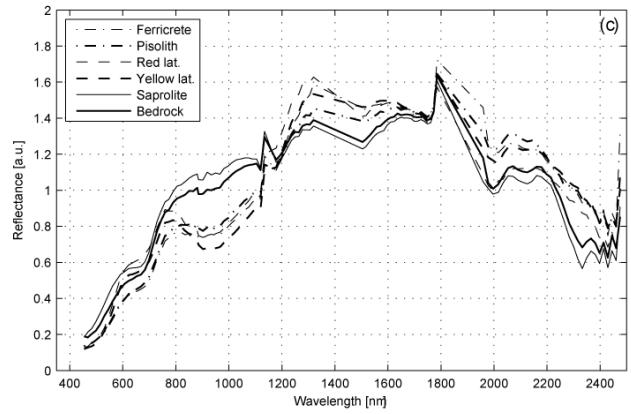


Figure 4: (a) ASD spectra measured on the field under sunlight. (b) Hymap spectra taken from the labeled pixels of Hymap images. (c) Hymap spectra normalized to the pixel mean.

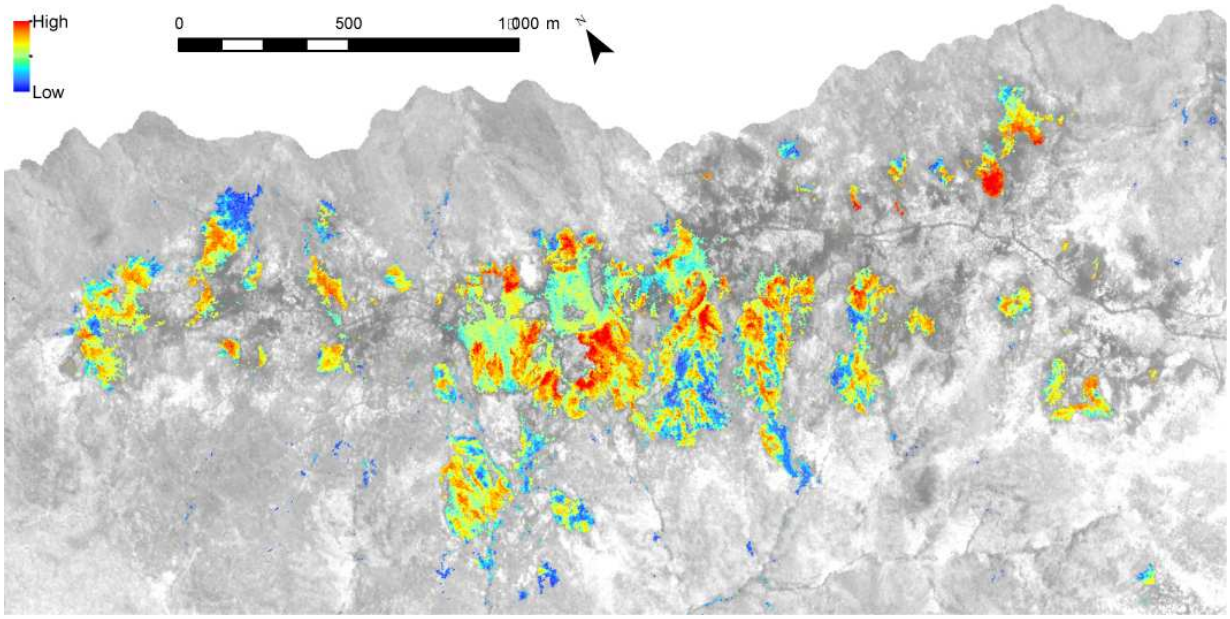


Figure 5: Spectral parameter based map of the abundance of iron oxides using the D_{900} absorption feature. This product essentially delineates the boundary between ferricrete (warmer colours) and laterite (cooler colours)?.

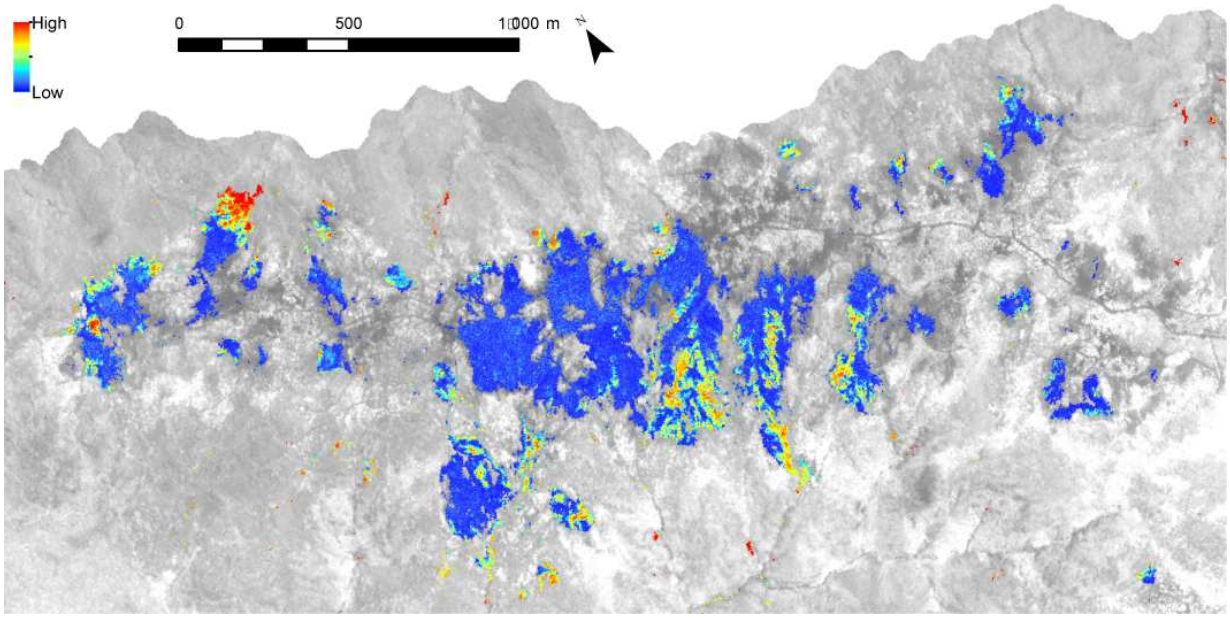


Figure 6: Spectral parameter map targeting the abundance of serpentine using the D_{2310} absorption feature. This product essentially maps saprolite of weathered serpentine-rich peridotite (warmer colours).

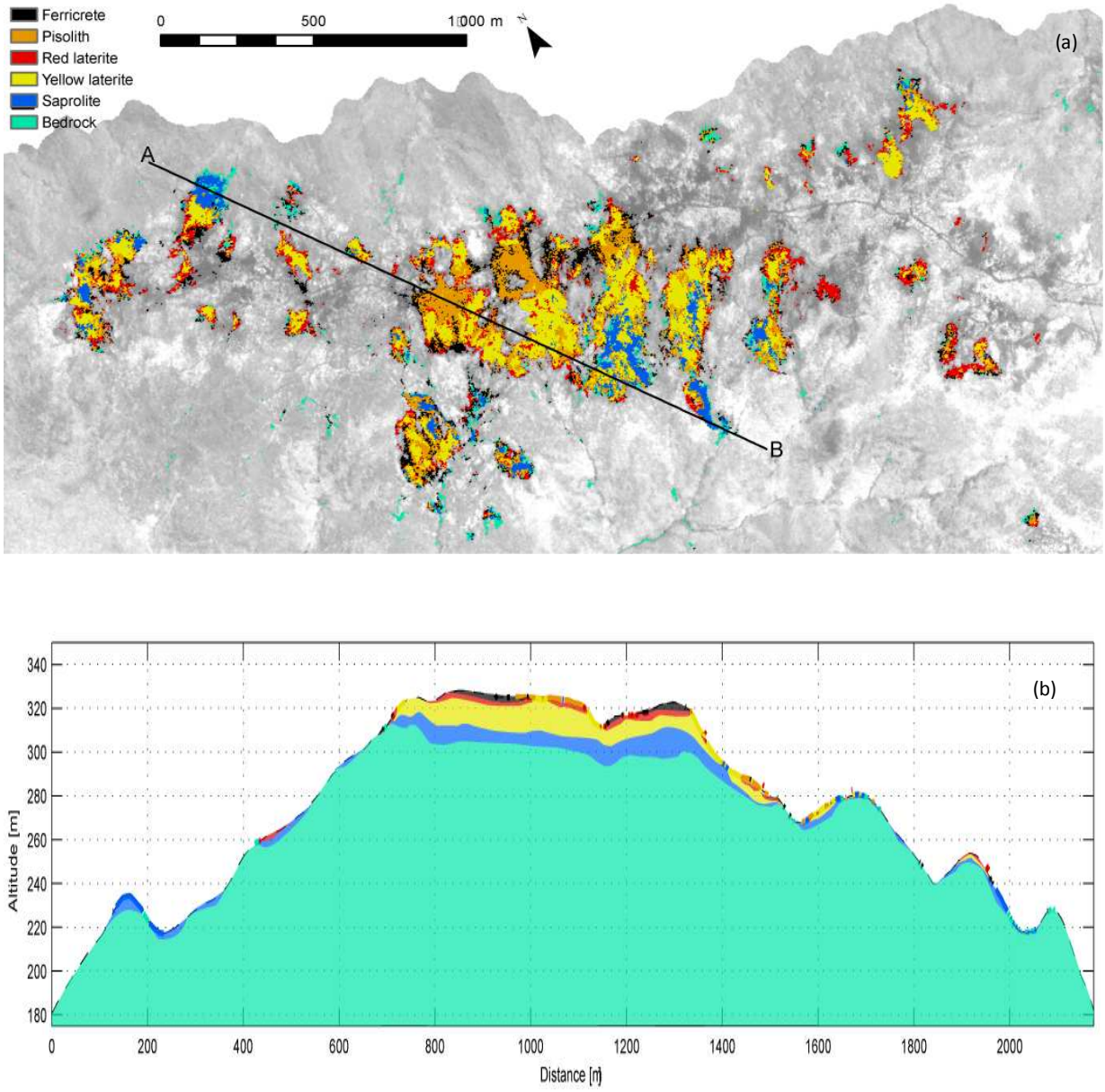
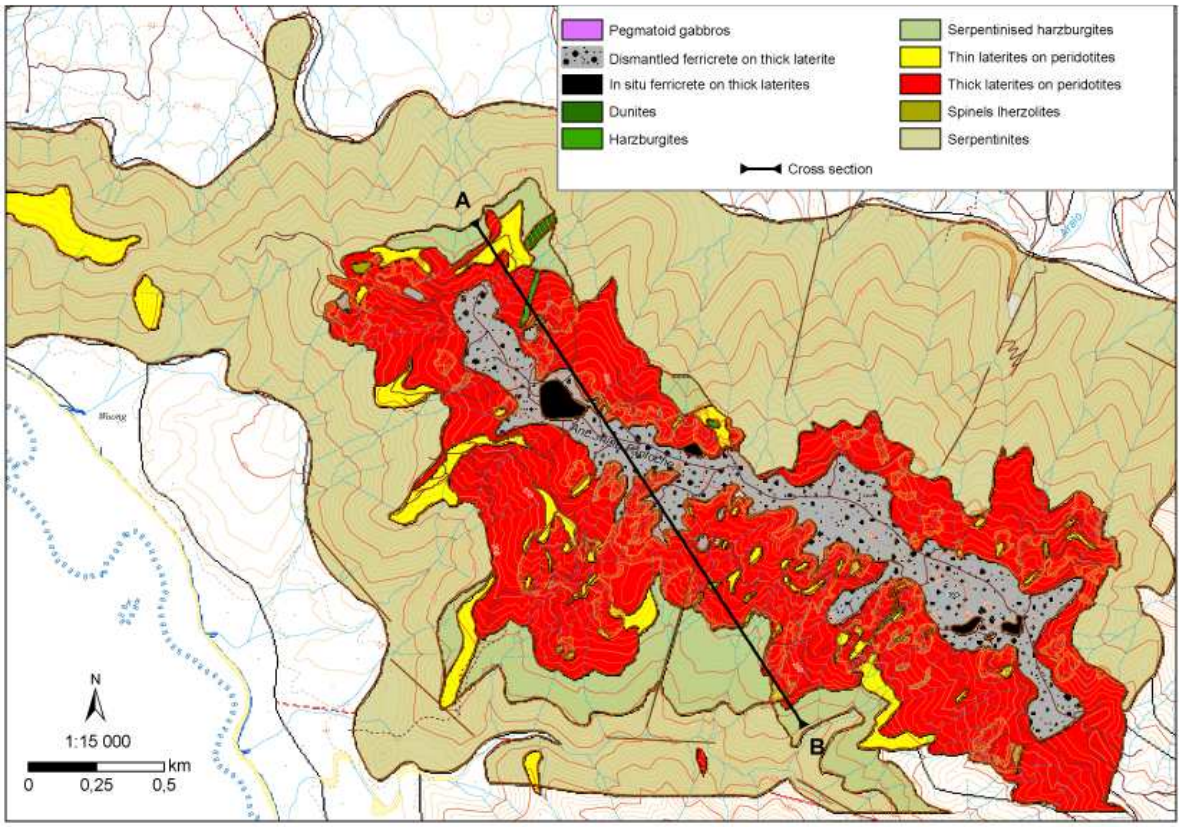


Figure 7: (a) SVM generated regolith map using the 6-class classifier. (b) A regolith cross section from A to B based on the SVM map and a 10m resolution DEM. Note the variably eroded remnants of laterite are present along the crests of some hills, especially those higher in the landscape.

1 Figure 8


Pegmatoid gabbros
Dismantled ferricrete on thick laterite
In situ ferricrete on thick laterites
Dunites
Harzburgites
Serpentinised harzburgites
Thin laterites on peridotites
Thick laterites on peridotites
Spinels lherzolites
Serpentinites
Cross section
A
B
N
1:15 000
km
0
0,25
0,5

2

3

Les sols et altérites comme ressources minérales

De nombreuses ressources minérales sont issues de sols ou de roches résiduelles d'altérations (altérites) : matériaux argileux et siliceux, minerais de fer, d'aluminium et de nickel, ainsi que de nombreux métaux (uranium, thorium, titane, tantale, niobium, zirconium, cuivre, manganèse, or, platinoïdes) et terres rares. Ces éléments se concentrent dans les profils latéritiques selon des interactions complexes liées aux conditions chimiques du milieu. Leur étude est donc indispensable pour l'exploration de ces ressources minérales.

Garniérite (minerai de nickel) imprégnant la saprolite grossière (Poro, Nouvelle-Calédonie).
Garnierite (nickel ore) permeating the coarse saprolite (Poro, New Caledonia).
© L. Bailly.

Pierre Maurizot
BRGM, Directeur de l'antenne du BRGM en Nouvelle-Calédonie
p.maurizot@brgm.fr

Brice Sevin
Géologue au Service géologique de Nouvelle-Calédonie
brice.sevin@gouv.nc

Florence Quesnel
Géologue, Responsable scientifique du programme Régolithe, BRGM Orléans, Direction des géoressources
f.quesnel@brgm.fr

Robert Wyns
Géologue-expert en géologie des altérations, BRGM Orléans, Direction des géoressources
r.wyns@brgm.fr

À la surface de la Terre, l'altération des roches par les agents météoriques conduit à la formation d'un véritable manteau qui recouvre une large partie des continents. Ce manteau, constitué des sols et altérites, est depuis longtemps étudié là où il est le plus important, c'est-à-dire dans la zone tropicale humide *(figure 1)*, où le climat est le plus agressif vis-à-vis des roches mères, mais également aux plus hautes latitudes, là où il est fossile, par exemple en Bretagne, Cornouailles, Limousin, Ardenne, bouclier rhénan.... Son épaisseur peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Le terme latérite provient du latin *Later*, brique, du fait de l'utilisation ancienne de ces roches en construction. Dès le début du XIXe siècle, de nombreuses études ont porté sur les latérites d'Inde, d'Afrique, d'Australie, d'Asie du Sud-Est, puis d'Amazonie, et les premières démonstrations de l'altération météorique remontent au XIXe siècle [Delesse (1853)].

Le développement des sols et altérites est influencé par plusieurs paramètres, intéragissant souvent entre eux et s'accompagne de changements des propriétés physiques et d'une redistribution complexe des éléments chimiques, concentrant, ici, tel élément ou lessivant, là, tel autre *(voir aussi Wyns* et al.*, ce numéro)*. Les minéraux primaires sont dissous ou hydrolysés, les éléments les plus solubles sont évacués par l'eau, et les éléments chimiques restants se combinent pour former de nouvelles phases minérales,

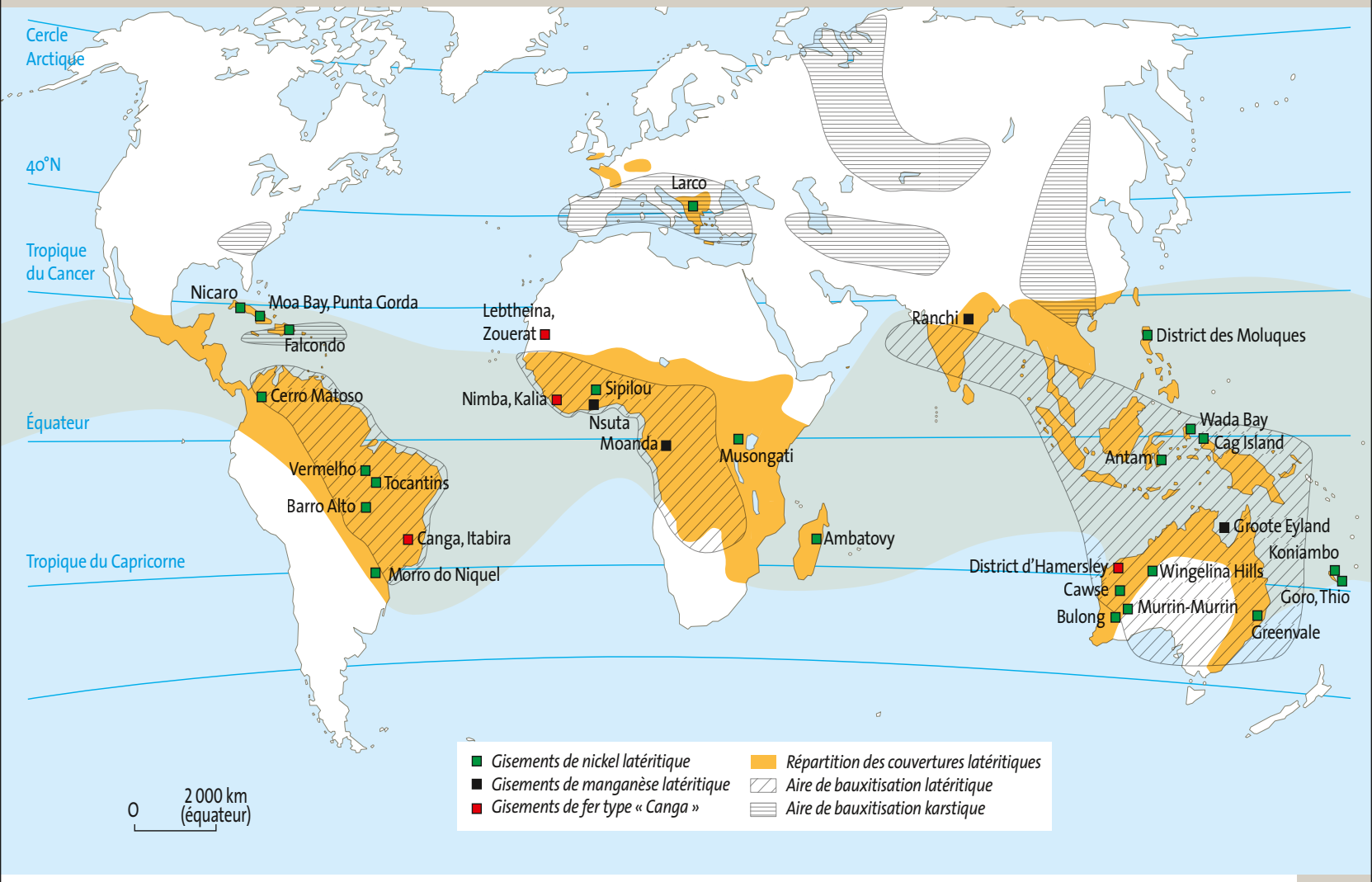


Fig. 1 : Répartition mondiale des principales couvertures latéritiques et bauxitiques et des principaux gisements de nickel, manganèse et fer latéritique.

Modifiée d'après Tardy, 1993 et Jébrak et Marcoux, 2008.

Fig. 1: Distribution of the principal laterite and bauxite covers and of the principal nickel, manganese and lateritic iron deposits worldwide.

Modified from Tardy, 1993, and Jébrak and Marcoux, 2008.

essentiellement des oxydes, hydroxydes et argiles, qui sont les seuls à subsister dans le profil d'altération. Les éléments les plus solubles (K, Na, Mg, Ca, Si...) sont évacués du système, alors que les éléments insolubles se concentrent (Fe, Al, Ni, Mn, Co, Au, etc.). Ces derniers, par des phénomènes complexes d'oxydo-réduction et de déshydratation (voire d'oxolation) précipitent sous la forme de néominéraux. De bas en haut *(figure 2)*, on distingue, au-dessus de la roche saine, l'horizon fissuré, formé de roche indurée et peu transformée : seuls certains minéraux (biotite, pyroxène, olivine) commencent à s'altérer, leur gonflement générant un réseau de fissures ; cet horizon, dont l'épaisseur est environ le double de celle de la saprolite sus-jacente, est aquifère.

Au-dessus de cet horizon fissuré, se trouve la saprolite qui correspond à la roche mère altérée avec, dans sa partie inférieure, une structure et un volume bien conservés (isaltérite). Elle est formée principalement d'argiles, d'hydroxydes, résultant de l'hydrolyse des minéraux ferromagnésiens et de minéraux résiduels (quartz...). Dans les roches silico-alumineuses, la base peut contenir des smectites et des vermiculites ; plus haut, ces minéraux se transforment en kaolinite.

« La majorité des grands gisements latéritiques en matériaux et minerais se situe dans la zone tropicale humide actuelle, mais de nombreux gisements, formés à des époques géologiques variées, sont présents à des latitudes plus hautes, notamment en Europe. »

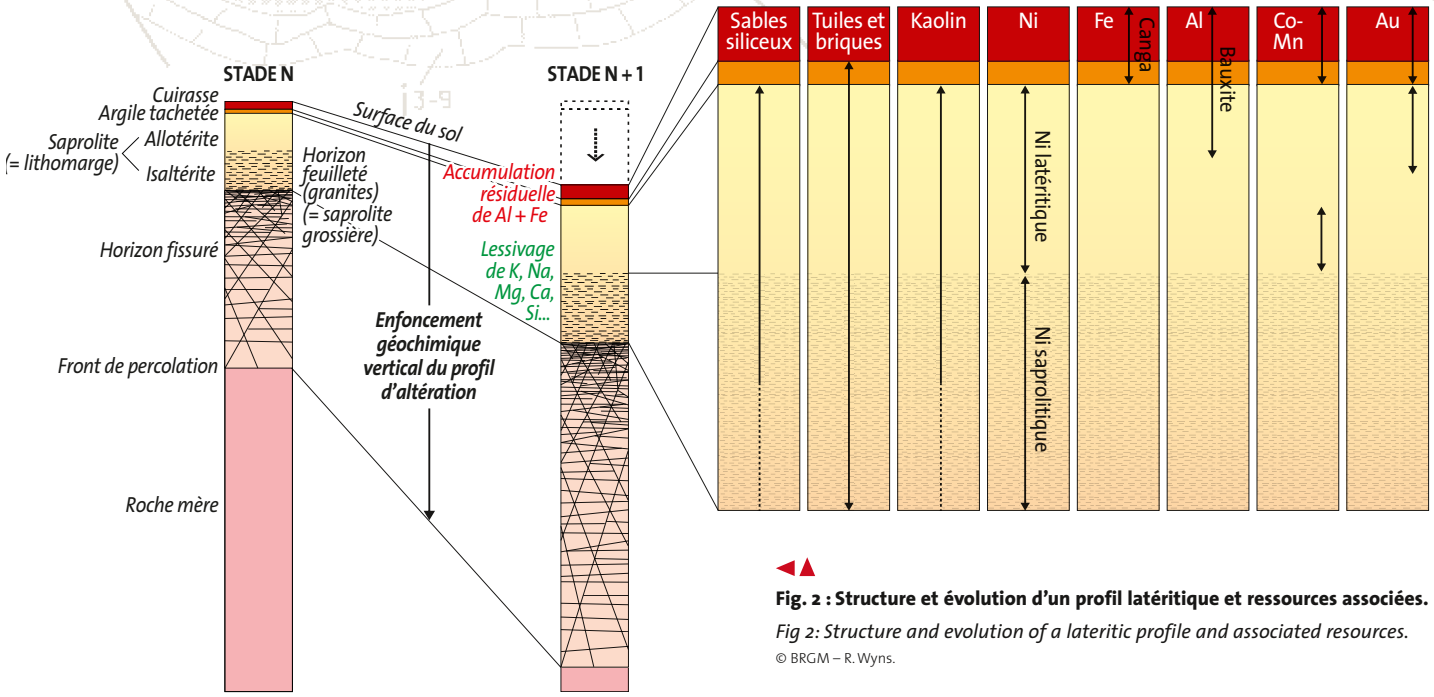


Fig. 2 : Structure et évolution d'un profil latéritique et ressources associées.

Fig 2: Structure and evolution of a lateritic profile and associated resources.

© BRGM – R. Wyns.

La saprolite présente communément une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Sur substrat carbonaté, la saprolite correspond à des argiles plus ou moins riches en silts, sables et autres éléments peu solubles, la plupart du temps de nature siliceuse (chailles, silex...).

Des cuirasses siliceuses (silcrètes pédogéniques) ont également été décrites au sommet de profils latéritiques en Australie, Afrique (Namibie), Arabie Saoudite, et Europe du NW.

Enfin, en surface, la cuirasse ferrugineuse (ou ferricrète) forme une croûte essentiellement constituée d'hématite, pouvant dépasser les 5 mètres d'épaisseur *(figure 3)*. Elle peut se détruire sur sa partie supérieure et le long des fractures par réhydratation de l'hématite en goethite et donner un niveau meuble de couleur jaune, ou latosol, situé au-dessus de la cuirasse, et formé de limonite, de nodules d'hématite goethitisée et de kaolinite. Dans les cuirasses bauxitiques, les hydroxydes d'aluminium (boehmite) remplacent les oxydes de fer [Tardy (1993) ; Bardossy & Combes (1999)].

Fig. 3 : Cuirasse ferrugineuse datée de 25 Ma et coiffant le profil d'altération établi sur le massif ultrabasique de Tiébaghi, Nouvelle-Calédonie (Sevin *et al*, 2012).

Fig. 3: 25 Ma old Ferricrete on top of the weathering profile formed upon on the ultrabasic massif of Tiébaghi, New Caledonia (Sevin et al*, 2012).*

© BRGM – F. Quesnel.

Les matériaux

Les constructions en **terre crue ou brique cuite** sont apparues il y a plus de 10 000 ans lorsque les chasseurs-cueilleurs nomades du Paléolithique se sont transformés en agriculteurs sédentaires du Néolithique et ont aménagé un habitat solide et pérenne. La terre crue est prélevée sur place et utilisée après un simple malaxage et éventuellement adjonction de fibres ou de liants. La terre cuite nécessite un matériau plus spécifique, argileux, issus de gisements éventuellement distants. Elle implique une dépense énergétique importante (cuisson à environ 1 000 °C). Entre ces deux extrêmes, il existe de nombreuses techniques : le torchis, simple remplissage dans une armature porteuse ou non porteuse en bois ; le pisé ou la terre coffrée, qui permet d'ériger directement des murs porteurs ; l'adobe, une brique de terre séchée au soleil ; la brique de terre compressée, confectionnée au moyen d'une presse manuelle ; la brique de terre cuite, constituée le plus souvent d'un mélange sélectionné d'argile, de limon et de sable. Ces techniques ont perduré à travers les millénaires et sont encore couramment utilisées dans le monde.

La saprolite, formée d'argile et de quartz résiduel, est ainsi largement utilisée dans les pays en voie de développement pour la fabrication de briques crues ou cuites *(figure 4)*. Dans les pays industrialisés, les altérites ont été utilisées comme matière première pour la fabrication de briques et de tuiles dans des fours artisanaux jusqu'au milieu du XX^{e} siècle. Des fours modernes, souvent alimentés par combustion d'ordures ménagères, ont pris le relais depuis.

> *« Dans les pays industrialisés, les altérites ont été utilisées comme matière première pour la fabrication de briques et de tuiles jusqu'au milieu du XX^{e} siècle. »*

Dans les profils d'altération établis sur les granitoïdes, les horizons les moins évolués ont fourni localement des **matériaux sableux** (plus ou moins argileux) utilisés pour remblayer des chemins vicinaux ou privés et sont utilisés encore de nos jours localement par les travaux publics pour les couches de fond de route.

D'autres types de **sables quartzeux** et de grès quartzitiques issus de l'altération de sables fluviatiles organiques et pyriteux ont nourri les verreries au moins depuis l'époque romaine et ont permis l'essor de quelques fleurons de l'industrie du verre en Europe. Les **grès** furent aussi utilisés abondamment par les hommes préhistoriques pour édifier des dolmens et menhirs (par exemple à Stonehenge, en Angleterre), puis des fortifications et édifices civils et religieux. Certains de ces grès très durs renferment des galets centimétriques de silex et forment des poudingues exploités dès l'époque romaine pour fabriquer des meules à grains.

Les **pierres meulières** les plus célèbres, exportées dans le monde entier, sont issues de profils d'altération d'âge miocène à quaternaire établis sur plusieurs calcaires tertiaires [Ménillet (1993)], essentiellement en Île-de-France. Le centre d'extraction majeur était à la Ferté-sous-Jouarre (Seine-et-Marne) ; cette industrie déclina de la fin du XIX^{e} siècle à 1914. Les parties les plus denses des bancs de meulière convenaient seuls à la fabrication de meules. La pierre étant souvent caverneuse, sa structure vacuolaire lui communique un certain pouvoir d'isolation, également très apprécié en construction. Cette propriété et l'abondance des gisements aux alentours de Paris ont assuré son succès, y compris dans les célèbres constructions de style Art Nouveau (avec imbrication de céramiques et de faïence et utilisation de fer forgé) alors que cessait son exploitation pour les meules *(figure 5)*.

Fig. 4 : Exploitation de la saprolite d'un profil latéritique pour la fabrication de briques au Burkina-Faso.

Fig. 4: Extracting saprolite from a lateritic profile for brick-making in Burkina-Faso.

© R. Wyns.

Fig. 5 : Gare en meulière, La Ferté-sous-Jouarre, Seine-et-Marne, France.

Fig. 5: Train station built of millstone, La Ferté-sous-Jouarre, Seine-et-Marne Department, France.

© G. Bochenek.

Fig. 6 : Carrière de kaolin (Ploemeur, Morbihan, France, 2007).

Fig. 6: Kaolin quarry (Ploemeur, Morbihan Department, France, 2007).

© BRGM – F. Michel.

Les horizons les plus évolués des profils argileux des arènes granitiques renferment aussi des gisements primaires de **kaolin**, exploités par l'industrie céramique, notamment en France dans le Massif armoricain, en Limousin (porcelaine de Limoges) et dans la Drôme. Les kaolins sont des argiles blanches *(figure 6)*, friables et réfractaires, composées en majorité de kaolinite. Ils sont à la base de la fabrication de la porcelaine, mais sont aussi utilisés dans l'industrie du papier, l'industrie pharmaceutique, la cosmétique et comme charge dans les ciments. Le mot kaolin dérive du mot chinois Gaoling 高岭 (Collines Hautes), désignant une carrière située dans la province de Jiangxi, en Chine, pays d'origine de la porcelaine.

Les métaux

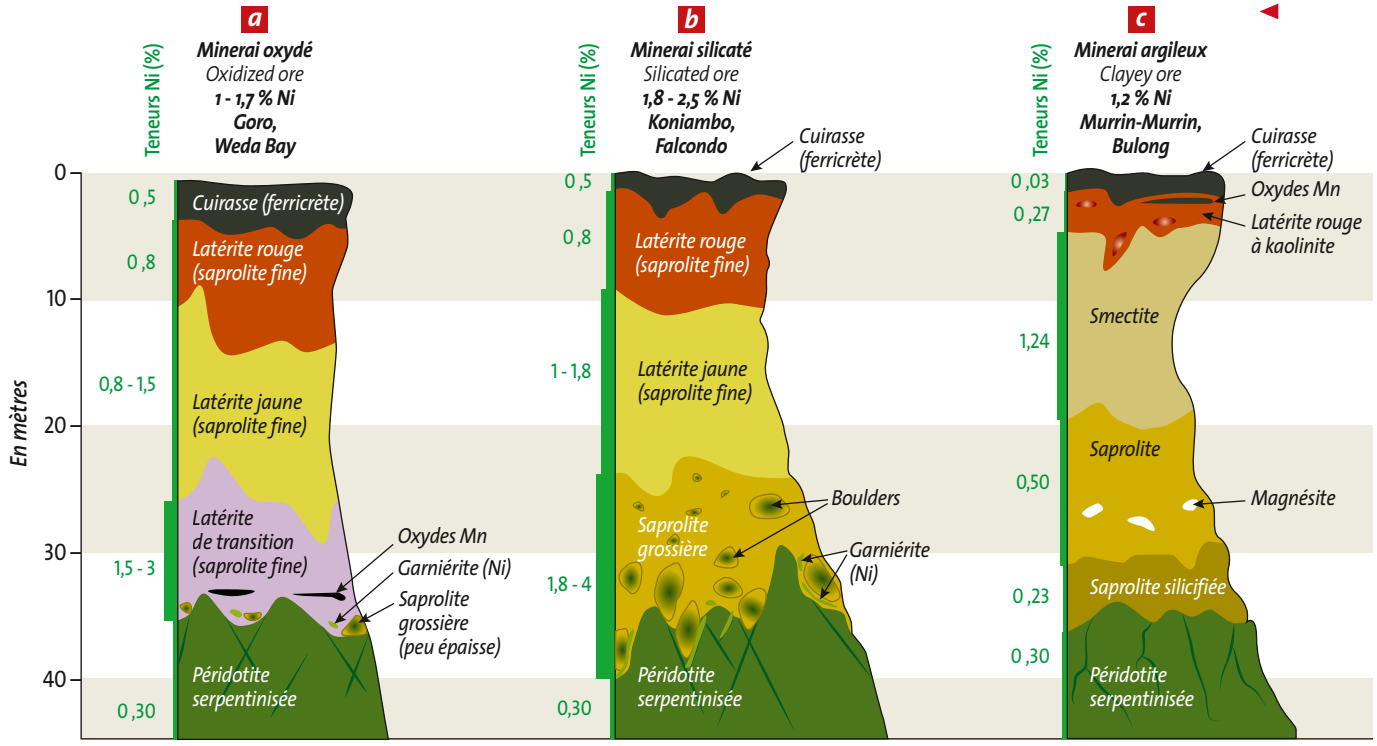
Les **gisements de nickel** dérivent, par enrichissement, de l'altération de roches ultramafiques : péridotites, pyroxénites, hornblendites et serpentinites [Freyssinet *et al.* (2005)]. Le nickel, généralement exploité avec le cobalt, peut se retrouver concentré à différents niveaux du profil latéritique, selon l'évolution de ce dernier. Sont ainsi distingués *(figure 7)* :

– les gisements oxydés (ou latéritiques), comme Weda Bay (Indonésie) ou Goro (Nouvelle-Calédonie) *(figure 7a)*, constitués de latérites riches en goethite. Le nickel est porté principalement par ces goethites, par substitution et/ou absorption du fer. Dans le niveau de transition, les oxydes de manganèse

Fig. 7 : Les différents types de gisements de nickel latéritiques.

Fig. 7: The different types of lateritic nickel deposits.

Source : B. Sevin – thèse en cours (modifié d'après Jébrak & Marcoux, 2008).



Parcours de master en partenariat OSUC-ENAG

Géologie et gestion durable des ressources minérales

Issu de la volonté commune de l'Université d'Orléans et du BRGM d'unir leurs forces en matière de formation dans le domaine des géosciences appliquées, le nouveau parcours de master « Géologie et gestion durable des ressources minérales » (ENAG-2GR) est à finalité professionnelle, orienté vers l'industrie mais également vers la recherche.

La formation est axée sur :

> **la conduite de projet d'exploration et la gouvernance des ressources minérales,**
> **une forte pratique du terrain** (1 mois et demi),
> **une ouverture à la recherche et sur les différents enjeux du secteur** et notamment la notion de « mine durable ».

Informations :

> **www.univ-orleans.fr/osuc/master-ste**
> **enag-2GR@univ-orleans.fr**

Inscriptions :

> **scolarite-osuc@univ-orleans.fr**

Publicité

(asbolane et lithiophorite) peuvent être enrichis en cobalt et nickel. Des silicates parfois nickélifères (garniérites) peuvent subsister. Ces minerais ont une teneur moyenne en nickel de 1 à 1,6 % ;

– les gisements silicatés, tels que Koniambo (Nouvelle-Calédonie) et Falcondo (République Dominicaine) *(figure 7b)*, sont dominés par des phyllosilicates hydratés nickélifères qui constituent la *garniérite* : népouite, willemséite, pimélite et falcondoïte *(photo d'entrée)*. Ces minerais situés dans le niveau grossier de la saprolite ont les teneurs les plus élevées en nickel (1,8 à 2,5 % en moyenne) ;

– les gisements argileux, comme Murrin-Murrin ou Bulong (Australie de l'Ouest) *(figure 7c)*, sont principalement constitués de *smectites* riches en nickel comme la nontronite. Le nickel se fixe entre les feuillets des smectites ou peut simplement se substituer au fer. Le minerai argileux se situe dans la partie supérieure de la saprolite et contient en moyenne 1 à 1,5 % de nickel.

La majorité des grands gisements latéritiques de nickel se situe dans la zone tropicale humide actuelle : Asie du Sud-Est et du Pacifique (Nouvelle-Calédonie, Indonésie et Philippines), Amérique du Sud et Caraïbes (Brésil, Colombie, Cuba et République Dominicaine; *figure 1*). Il est difficile de faire la part de l'importance des différents types de gisement dans les réserves mondiales, mais il apparaît que la Nouvelle-Calédonie détiendrait le quart des ressources mondiales connues et 40 % des ressources en gisements du type « oxydé ».

La **bauxite** est une altérite contenant des réserves économiques d'aluminium, généralement sous forme de gibbsite, voire de boehmite ou plus rarement de diaspore (le terme bauxite provient du dépôt type éponyme décrit aux Baux-de-Provence).

Cinq provinces majeures sont répertoriées : l'Amérique du Sud (bouclier guyanais et bouclier brésilien), l'Ouest africain (Guinée, Burkina Faso, Côte d'Ivoire, Ghana et Mali), l'Inde, l'Asie du Sud-Est (principalement le Vietnam, mais aussi le Laos et le Cambodge) et l'Australie- Asie Orientale *(figure 1)*.

Les bauxites peuvent se développer sur presque chaque lithologie à l'exception des péridotites et quartzites (par manque d'aluminium). La classification fondée sur la lithologie de la roche mère comprend deux types :

– les bauxites karstiques, se développant aux dépens de carbonates, ont représenté l'essentiel de la production historique européenne ; les bauxites développées sur marnes, non nécessairement karstiques (Pyrénées) leurs sont rattachées, ainsi que les bauxites resédimentées en milieu marin ou littoral ;

– les bauxites latéritiques, constituant aujourd'hui 85 % des ressources mondiales, formées sur les cratons ou leurs marges.

« Plus de 90 % de la bauxite sert à la production d'aluminium métal, le reste est utilisé dans des ciments spécifiques. »

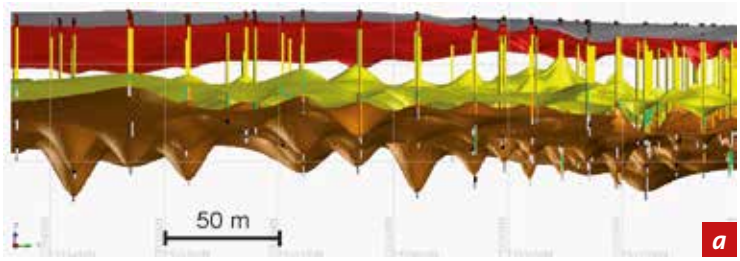
La topographie en corrugations dans les latérites de Nouvelle-Calédonie : une signature hydrothermale ?

Laurent Guillou-Frottier – BRGM, Direction des géoressources – l.guillou-frottier@brgm.fr
Laurent Bailly – BRGM, Direction des géoressources – l.bailly@brgm.fr
Thierry Augé – BRGM, Direction des géoressources – t.auge@brgm.fr
Anne-Sophie Audion – BRGM, Direction des géoressources – as.audion@brgm.fr

Les processus d'altération qui affectent les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie font intervenir, lors des interactions entre l'eau et la roche saine, des réactions chimiques particulièrement exothermiques. L'hydrolyse qui accompagne la serpentinisation affecte les reliques d'olivine et de pyroxènes, puis le réseau de veines de serpentine. L'ensemble de ces réactions exothermiques se traduit par une élévation locale de la température. Par exemple, les analyses isotopiques indiquent des températures de 50 °C à 80 °C pour les minéraux néoformés (quartz, talc, magnésite).

L'hydratation de l'olivine s'accompagne d'une dilatation thermique qui induit une microfracturation et donc une augmentation de la perméabilité. La surface exposée à l'altération augmente ainsi progressivement, le front d'altération s'enfonçant régulièrement dans la roche saine. À partir d'une certaine épaisseur de roche altérée, le milieu peut devenir suffisamment chaud pour que les transferts de chaleur s'effectuent par convection.

Les sondages d'exploration réalisés sur les différents sites miniers montrent que le toit de la roche saine (base de la saprolite grossière) présente une topographie ondulée, en « boîte d'œufs » *(figure a)*. L'alternance de sillons et de crêtes est généralement interprétée comme étant liée au réseau de fractures créé lors de l'histoire tectonique de la Nouvelle-Calédonie. Cette topographie également révélée par les profils de résistivité électrique, paramètre qui dépend également de la température, ressemble fortement aux figures obtenues en dynamique des fluides et qualifiées de corrugations bi-dimensionnelles *(figure b)*. En mécanique des fluides, une topographie en corrugations correspond à la réponse dynamique d'un fluide en convection au-dessus d'un milieu perméable [Hill (1996)]. Ainsi, les ondulations du toit de la roche saine pourraient s'expliquer comme la signature morphologique d'une convection hydrothermale. Les creux et les bosses (que l'on recherche en exploration) correspondraient aux courants froids et chauds, respectivement *(figure c)*. La physique d'un système autoentretenu, dont les propriétés physiques et les conditions aux limites varient dans le temps et dans l'espace, n'est pas simple à comprendre. Des simulations numériques sont en cours d'élaboration pour mieux expliquer ces données géologiques surprenantes et pour tester la viabilité de ce modèle de convection hydrothermale.



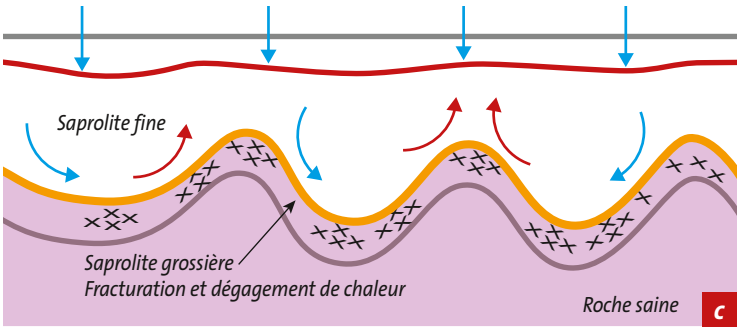


Fig. :
a) Image 3D des données lithologiques issues des carottes de sondage (Goro, Nouvelle-Calédonie). Le toit de la roche saine est en marron, le toit et le mur de la saprolite fine en rouge et jaune.

b) Expérience de laboratoire reproduisant des corrugations à la base d'un fluide (non visible ici) en convection thermique.

c) Schéma de principe de la convection hydrothermale dans un milieu latéritique : la production de chaleur générée au sein de la saprolite favorise la convection et maintient une perméabilité élevée.

Fig.:
a) 3D image of lithological data from core samples of exploration boreholes (Goro, New Caledonia): bedrock hanging wall in brown, hanging wall and footwall of fine saprolite in red and yellow, respectively.

b) Laboratory experiment showing corrugations at the base of a fluid, which was in thermal convection.

c) Sketch of hydrothermal convection within the lateritic layer: heat is generated within the coarse saprolite, favoring convection and maintaining a high permeability.

Source : Fig. 1a : A.S. Audion, rapport en cours d'écriture – Fig. 1b : Hill X. – Fig. 1c : d'après L. Guillou-Frottier

Bibliographie : Hill X. (1996) – La convection sous un solide : applications aux planètes. Thèse de doctorat, Université Paris 7, 146p.

Fig. 8 : Bauxite, discordance pré-Aruma (Crétacé), Arabie Saoudite. La taille des pisolites est de 3 à 4 mm.

Fig. 8: Bauxite, pre-Aruma unconformity (Cretaceous), Saudi Arabia. Pisoliths' size is about 3 to 4 mm.

© R. Wyns.

Les bauxites latéritiques se sont formées, pour la plupart, durant le Crétacé et surtout le Cénozoïque. En Europe, outre les bauxites crétacées du sud de la France et du Nivernais, des gisements éocènes sont connus en Irlande (Antrim) et en Écosse, et des bauxites miocènes sont connues dans le nord de l'Allemagne (Eifel).

Comme l'ensemble des latérites, les bauxites résultent du lessivage de silice et de magnésium, et de l'accumulation relative d'aluminium et de fer. Les bauxites couronnent des profils latéritiques comportant une saprolite composée de kaolinite, d'oxy-hydroxydes de fer et quelques minéraux primaires résiduels (silicates et oxydes). Vers le haut, la kaolinite est dissoute et remplacée par la gibbsite pour former l'horizon de transition, puis l'horizon (ou la cuirasse) bauxitique, à dominante de boehmite. Un climat chaud et humide ainsi qu'une atmosphère riche en CO_2 et de bonnes conditions de drainage sont favorables à la formation des bauxites. Toutefois le facteur le plus déterminant est la lithologie de la roche mère : les roches à faible teneur en silice (basaltes, marnes et argiles) ou dépourvues de quartz ou de silex permettent, une fois le stade kaolinite atteint, de former rapidement des hydroxydes d'aluminium (gibbsite, boehmite) par désilicification *(figure 8)*.

Plus de 90 % de la bauxite sert à la production d'aluminium métal et le reste est utilisé dans des ciments spécifiques (ciments réfractaires). La bauxite est considérée comme minerai d'aluminium si sa teneur en silice ne dépasse pas 8 à 15 %. L'extraction de l'aluminium se fait selon le procédé Bayer, qui consiste à dissoudre l'alumine provenant de la bauxite par de la soude à chaud.

Les **gisements de fer** résiduels découlent, en partie ou en totalité, de l'enrichissement en fer et du cuirassement du sommet des profils latéritiques.

L'un des principaux types de gisement de fer est associé à des formations ferrifères rubanées (*Banded Iron Formation* = BIF) préexistantes. Le processus latéritique tend en effet à augmenter la teneur en goethite et faire apparaître la martite, un pseudomorphe de la magnétite en hématite. Le minerai qui en découle est brun-jaunâtre et peut conserver la structure primaire du BIF. Le sommet du profil est souvent surmonté par une cuirasse allant de quelques mètres jusqu'à 75 mètres d'épaisseur, très riche en goethite et surnommée canga, du gisement éponyme au Brésil *(figure 1)*. Le minerai à martite-goethite peut évoluer, sous l'effet de la diagenèse, en un minerai riche en hématite microlamellaire, parfois appelé « minerai de fer bleu ». Ce minerai est bien connu dans certains gisements de fer indiens, australiens et brésiliens.

Le second type de gisement de fer latéritique, un des plus larges et faciles à exploiter au monde de nos jours, est associé à des paléorivières (*Channel Iron Deposit* = CID). On les rencontre le long de chenaux à faible pente et comprenant de nombreux méandres, où la goethite a précipité en conditions arides à l'interface nappe phréatique-air. Ces dépôts fluviatiles forment des lentilles d'environ 1 à 10 km et épaisses de plus de 100 mètres. Les vallées sont incisées dans une paléosurface ferruginisée auparavant. Le minerai est constitué de sédiments détritiques mal classés (conglomérats à matrice sableuse à fine), granulaires et poreux, les éléments étant des oolithes, pisolithes, nodules et fragments inférieurs à 1 cm de goethite et/ou hématite, ainsi que des débris de bois ferruginisés, à quoi s'ajoutent une fraction mineure d'argile et un peu de matrice/ciment goethitique [Freyssinet *et al.* (2005)].

La quasi-totalité des gisements de **manganèse** de l'hémisphère Sud *(figure 1)* est issue d'un enrichissement supergène. Les gisements sont constitués de croûtes manganésifères, de niveaux pisolithiques ou de latérites riches en cryptomélane, birnéssite et lithiophorite. La roche mère de ces gisements peut être constituée par des carbonates, des gondites (roche silicatée riche en manganèse) ou encore des formations à sidérite (carbonate de fer).

Certains gisements de phosphates d'origine latéritique, formés sur des lithologies particulières (roches plutoniques intrusives alcalines), sont associés à des réserves en minerais stratégiques, tels que le **niobium**, exploité dans des profils d'altération sur carbonatites, les **terres rares**, le **cuivre**, l'**uranium**, le **titane** ou le **zirconium** [Freyssinet *et al.* (2005)]. Les taux de dissolution entre la roche mère et ces altérites sont colossaux et trois horizons sont généralement distingués du bas vers le haut :

– un horizon à apatite, le plus épais et généralement exploité, qui correspondrait à une saprolite dont les structures primaires sont effacées en raison de la dissolution intense, induisant des textures litées ;

Paysage latéritique dans le Massif du Sud de Nouvelle-Calédonie (rivière des Pirogues) : érosion en lavakas et végétation typique du maquis minier.
Laterites related landscape of the Massif du Sud of New Caledonia (Pirogues River): lavakas erosion and typical vegetation of the mining district's scrub.
© BRGM – P. Maurizot.

– un horizon à alumino-phosphates, qui peut éventuellement être exploité, où les apatites sont dissoutes et dans une matrice argileuse ;
– un horizon de grès ferrugineux aboutissant en surface quasiment à une cuirasse ferrugineuse par concentration d'oxy-hydroxydes de fer, concrétions, nodules, matrice indurée et parfois ensuite à un latosol.

Le **niobium** est concentré dans certains minéraux des latérites formées sur carbonatites (le pyrochlore essentiellement) et certains minéraux lourds résiduels (dont le rutile et la brookite). Dans l'horizon à apatite, la concentration en niobium peut atteindre des teneurs de 1 à 3 %. Le pyrochlore primaire est concentré en lits dans cet horizon, tandis que plus haut dans le profil sa composition chimique évolue. La teneur en niobium diminue par remplacement du pyrochlore par des phosphates alumineux supergènes et la précipitation d'oxy-hydroxydes de fer.

Les minerais de **terres rares** recherchés activement depuis peu dans les profils latéritiques établis sur diverses roches plutoniques (dont alcalines) sont désignés comme « stratégiques » en raison de la croissance exponentielle de leur demande et du quasi-monopole de la production chinoise. Les terres rares sont souvent associées à d'autres éléments chimiques également recherchés (**uranium, thorium, titane, tantale, niobium, zirconium**...). Les gisements majeurs de terres rares chinois sont présents, entre autres, dans des latérites kaoliniques.

La démarche visant à rechercher ces éléments dans les latérites est cohérente puisqu'elle s'appuie sur l'idée

Le fer latéritique et l'origine de la sidérurgie en Europe

Robert Wyns – BRGM, r.wyns@brgm.fr

Sur un plan historique, la métallurgie du fer est intimement liée à l'exploitation de fer latéritique, en place dans des cuirasses ou résiduel dans des latosols. En Europe, les profils latéritiques exploités étaient principalement d'âge Crétacé inférieur et Eocène inférieur. Dans les profils établis sur carbonates, les nodules hématitiques et goethitiques sont souvent piégés dans des poches karstiques [De Grossouvre (1885)]. Les exploitations était appelées « minières » et le minerai appelé « mine ». Ce minerai latéritique, ou « fer fort » car riche en fer (jusqu'à 69 % de Fe dans l'hématite) a été la principale source de fer jusqu'en 1877 environ, date à laquelle l'invention du convertisseur Thomas permit d'utiliser du minerai phosphoreux (« minette » ou oolithe ferrugineuse d'origine sédimentaire). Depuis l'Antiquité et jusqu'à la fin du XVIII^e siècle, la métallurgie du fer nécessitait la présence simultanée de minerai de fer et de bois en abondance pour fournir le charbon nécessaire au fonctionnement des bas fourneaux, et d'eau pour alimenter les marteaux ou « martinets ». Ces sites, correspondant à des zones boisées établies sur d'anciens profils latéritiques, ont donné lieu à de petits centres métallurgiques dont témoigne la toponymie (« les forges », « les minières », « la ferrière »...). L'exploitation du charbon minéral dès le début du XIX^e siècle a permis de s'abstenir d'utiliser le charbon de bois. À partir de la fin du XIX^e siècle, la mise en œuvre du convertisseur Thomas, et l'utilisation de gisements de charbon et de minerai de fer oolithique ont permis la concentration de l'industrie sidérurgique dans le nord de la France, en Belgique, en Lorraine et dans la Ruhr. Toutefois, le fer latéritique, à haute teneur en fer, a continué d'être exploité localement comme dans la région de Châteaubriant jusqu'au début des années 1990, d'où il était exporté par chemin de fer jusqu'au Luxembourg. Aujourd'hui, l'essentiel de l'approvisionnement mondial est fourni par des minerais latéritiques d'Amérique du Sud, d'Afrique, d'Asie et d'Australie, exploités à ciel ouvert, et les centres de métallurgie se sont déplacés vers les zones portuaires, où arrive également le charbon importé.

que la lixiviation a déjà eu lieu naturellement et que les terres rares ont ainsi été concentrées. Reste à savoir dans quels horizons elles se situent, quelles en sont les phases porteuses, si ce sont des minéraux résiduels stables ou si elles sont adsorbées sur des argiles, en substitution dans des phosphates ou associées à des oxydes, etc., et comment on peut les extraire de ces phases. Aussi voit-on fleurir depuis moins de cinq ans en France des sujets de thèse (par exemple sur le scandium dans les péridotites de Nouvelle Calédonie, ou sur deux grands types de gisements en Chine...).

L'or latéritique, les Platinoïdes

Un lessivage intense de gîtes aurifères profonds, endogènes, par les agents météoriques en conditions tropicales à subtropicales peut conduire à la formation de latérites aurifères. La redistribution de l'or peut se faire à différents niveaux en fonction de l'histoire paléoclimatique du gisement. Ainsi sont distingués :

– les gisements de climat tropical humide avec saisonnalité marquée comme au Mali, en Guinée et au sud du Brésil ;
– les gisements de climat tropical humide forestier, comme en Guyane, Côte d'Ivoire, Ghana et Brésil ;
– les gisements de climat semi-aride, comme en Australie, Soudan et Botswana.

La redistribution de l'or se fait généralement en « champignon », avec une dispersion importante dans la cuirasse et la zone à argiles tachetées, et une zone à or résiduel avec peu de dispersion dans la saprolite.

Dans un profil latéritique cuirassé, l'or primaire est concentré différentiellement dans le haut du profil du fait du lessivage intense des autres éléments. L'activité des termites, qui remontent continuellement des particules de saprolite à la surface du sol, contribue également à concentrer l'or au sommet du profil. Puis, au niveau de la cuirasse, les conditions très oxydantes entraînent une mise en solution de l'or qui va migrer vers le bas : une partie coprécipite avec la goethite dans les fractures de la cuirasse, le reste précipite au niveau de l'argile tachetée (horizon de transition entre saprolite et cuirasse).

« Les gisements d'or en contexte latéritique sont d'un grand intérêt économique en raison de leur facilité d'exploitation en mines à ciel ouvert. »

Dans les profils latéritiques sans cuirasse, correspondant à des climats très humides sous couvert forestier, l'or peut former des complexes organiques et être mis en solution : il migre alors vers le bas et reprécipite dans la saprolite.

Les gisements d'or en contexte latéritique sont d'un grand intérêt économique, même si les teneurs peuvent y être faibles, en raison de la facilité d'exploitation en mines à ciel ouvert.

Le cas de la concentration des éléments du groupe des **platinoïdes** dans les latérites néocalédoniennes mérite d'être mentionné. Au contact de l'atmosphère et de l'hydrosphère, ces minéraux évoluent différemment selon leur composition chimique. Les phases très riches en platine de type isoferroplatine (Pt_3Fe) sont stables dans le manteau d'altération, alors que les phases plus riches en fer, cuivre et palladium, comme le tétraferroplatine (PtFe), la tulameenite (Pt_2FeCu) ou les oxydes de Pt-Fe subissent une lixiviation sélective.

Conclusion

Les transformations chimiques produites par les agents atmosphériques conduisent à la formation de ressources facilement exploitables par l'homme. De la simple utilisation en tant que matériau jusqu'aux traitements sophistiqués d'extraction minière, les altérites au sens large sont une ressource privilégiée pour l'activité humaine. De nombreuses pistes de recherche demeurent ouvertes et à parcourir pour mieux contraindre les différents processus d'altération supergène, la formation et l'évolution des minerais qui en résultent. Sont notamment concernés la mobilité des éléments chimiques et les mécanismes d'enrichissement, le rôle de la percolation de l'eau dans les profils, les interactions eau-roche-paragenèses minérales, le rôle du (micro)bios et de la matière organique du sol dans les réactions chimiques. Les volumes et les flux sont encore mal connus et devront être systématiquement quantifiés, de même que les cinétiques de réaction dans toutes les conditions environnementales envisageables, et les taux d'altération, moyennant un effort significatif de datation des phases minérales concernées. Il reste encore beaucoup à découvrir même pour certains types de minerais, tels que les terres rares. Outre l'estimation des dimensions et teneurs des gisements, les travaux de recherche ont toujours permis d'optimiser leur exploration et même leur exploitation [Freyssinet *et al.* (2005)]. Poursuivre dans cette voie, et plus singulièrement dans la caractérisation fine et les datations, permettra de cerner avec encore plus d'acuité les durées nécessaires à la genèse de ces ressources minérales et leur caractère renouvelable ou non sur le (très) long terme...

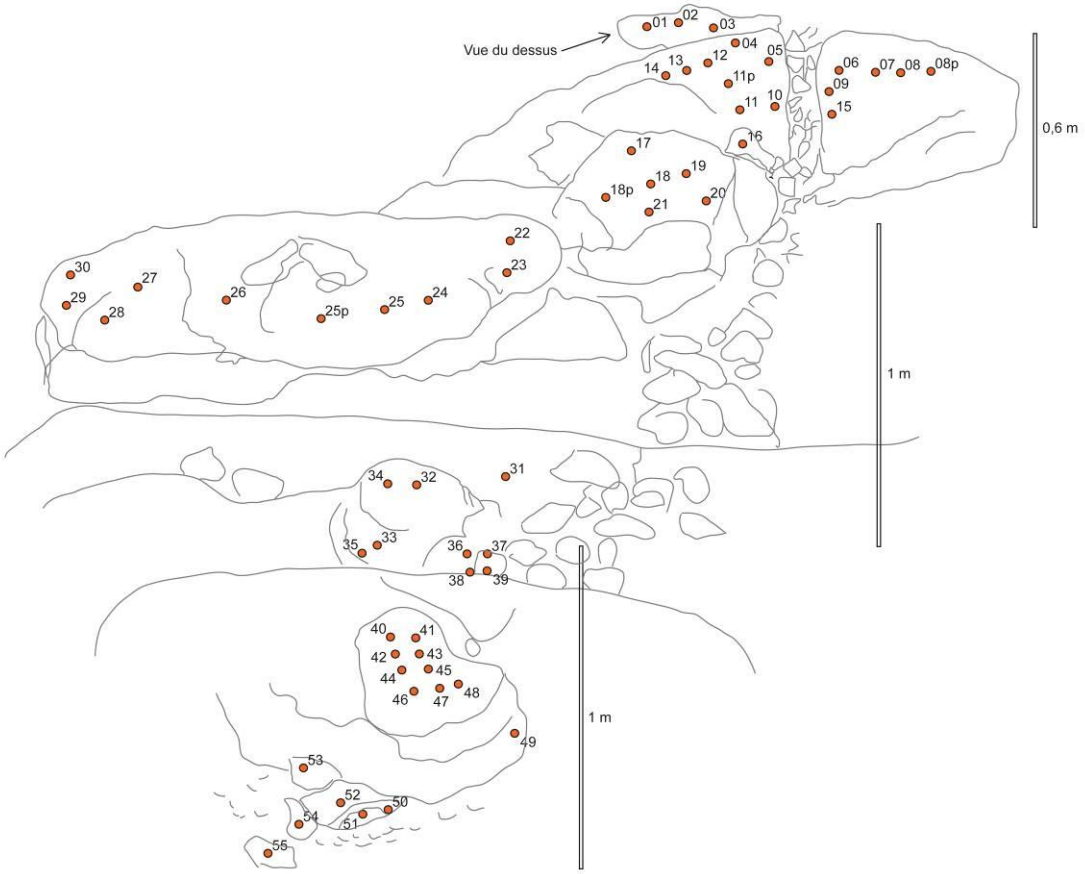
Soils and Alterites as Mineral Resources

Large numbers of mineral resources, whether building materials (clay for roofing tiles and bricks, millstone...) industrial raw materials (kaolin, phosphates) or metals (iron, manganese, aluminum, gold, nickel...) are related to weathering profiles. The clay-based materials used in construction and kaolin result from the transformation of aluminosilicates of the parent rock in a lateritic profile. Iron ores and aluminum ores (bauxite) result from the differential concentration at the top of the profile, due to the leaching of the other elements, of the poorly soluble aluminum and iron. The source of the steel industry the world over and particularly in Europe is largely related to the existence of old lateritic profiles which provide an abundant supply of lateritic iron ore. Many metals and rare earth minerals are concentrated differentially in lateritic profiles according to complex interactions determined by the prevailing chemical conditions and the influence of organic compounds. The study and understanding of weathering profiles therefore plays a prominent role in mineral resource prospecting on a planetary scale.

Références : **Bardossy G., Combes P.-J. (1999)** – Karst bauxites: interfingering of deposition and palaeoweathering. In: Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits (eds. Thiry M. & Simon-Coinçon R.), Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment., 27, p. 189-20. **Delesse (1853)** – Sur la transformation du granite en arène et en kaolin. Bull. Soc. géol. Fr. 10 (2), pp. 256-266. **Freyssinet P., Butt C. R. M., Morris R. C., & Piantone P. (2005)** – Ore-forming processes related to lateritic weathering. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 1, pp. 681-722. **Grossouvre A. de (1885) –** Etude sur les gisements de fer du centre de la France, Annales des Mines 8, t 10, pp 311-418. **Jébrak M. & Marcoux É. (2008)** – Géologie des gîtes minéraux. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune. Québec, 667 p., ISBN: 978–2–551–23737–1. **Ménillet F. (1993)** – Les meulières du bassin de Paris (France) et les faciès associés : rôle des altérations supergènes à quaternaire ancien dans leur genèse. Documents du BRGM n° 22, 425 p. **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 (1), p 77-85. **Tardy Y. (1993)** – Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson, Paris, 461 p.
http://www.brgm.fr/content/regolithe-geologie-tres-proche-sous-sol-amenagement – http://materiaux.brgm.fr/ – http://www.brgm.fr/content/ressources-minerales

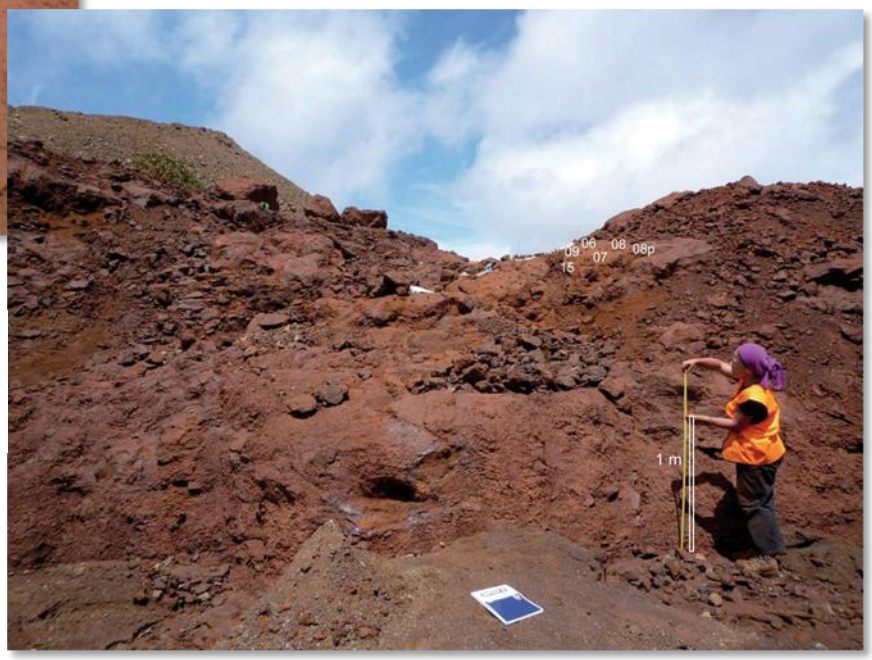
Annexe 2

Planches schématiques et photos des sites de prélèvements de Tiébaghi et Goro.

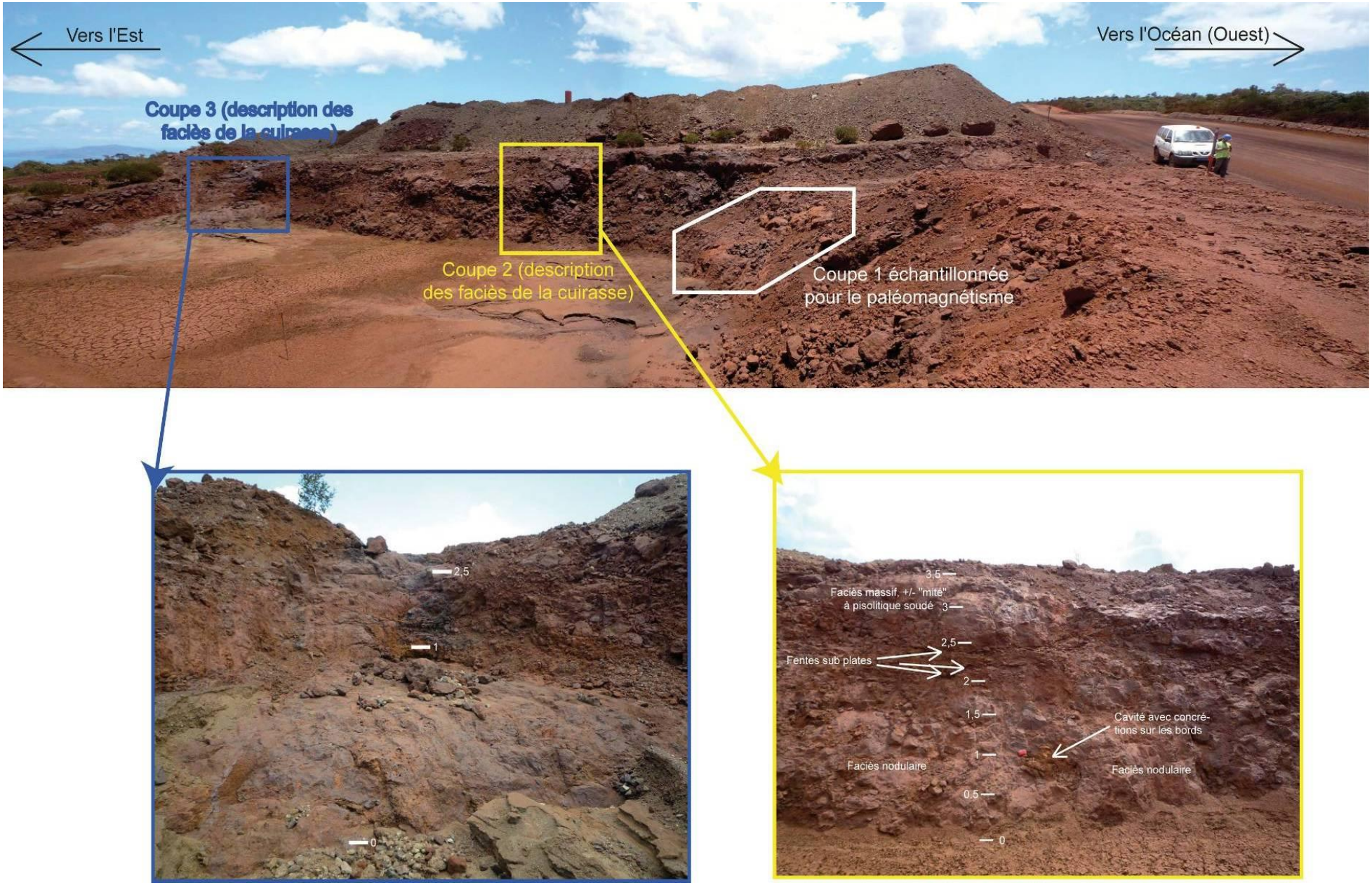


Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour datation par paléomagnétisme (coupe 1 du panorama), d'après les croquis de terrain, à l'échelle. Site B de Tiébaghi.

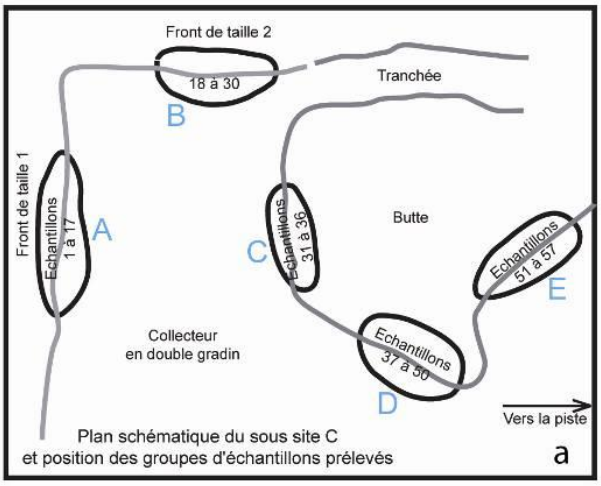
Exemple de dalles échantillonnées. Site B de Tiébaghi (Photo : F. Quesnel)

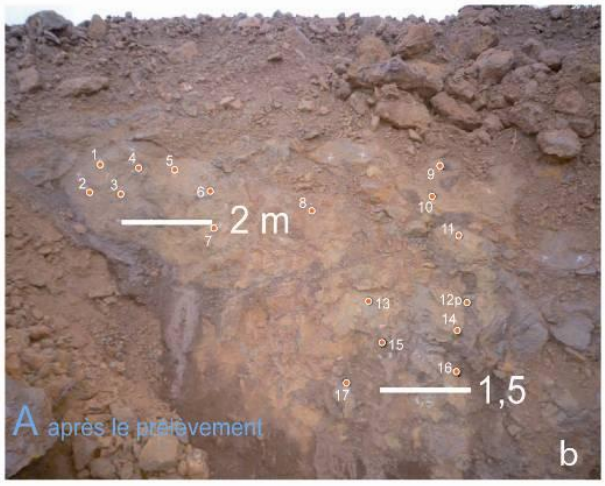


Vue générale de la cuirasse échantillonnée pour le paléomagnétisme (coupe 1). Site B de Tiébaghi.



Vue d'ensemble du site B de Tiébaghi. La coupe 1: prélèvement des échantillons pour datations paléomagnétiques; Coupe 2 et 3: description des faciès rencontrés (Photo : F. Quesnel)





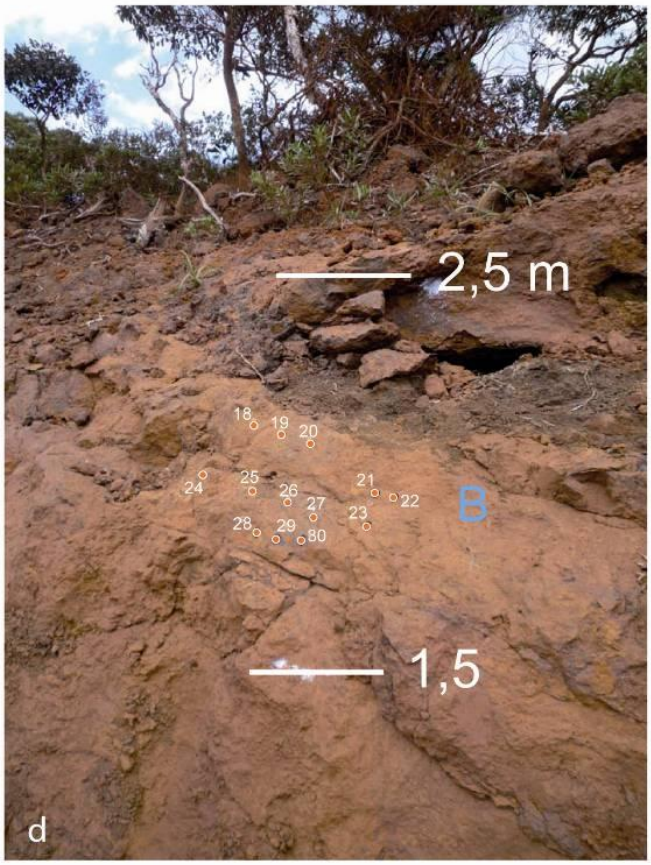
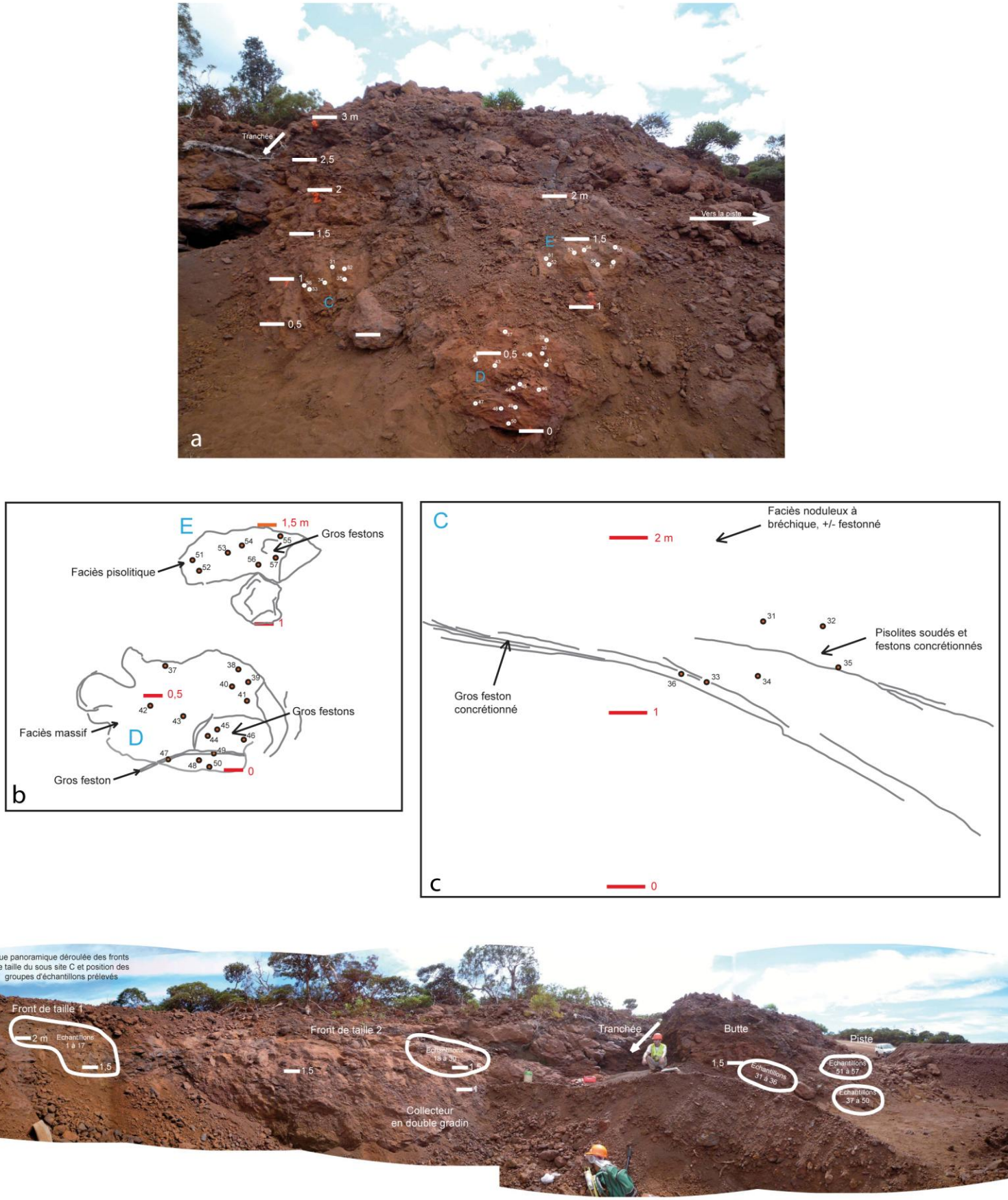
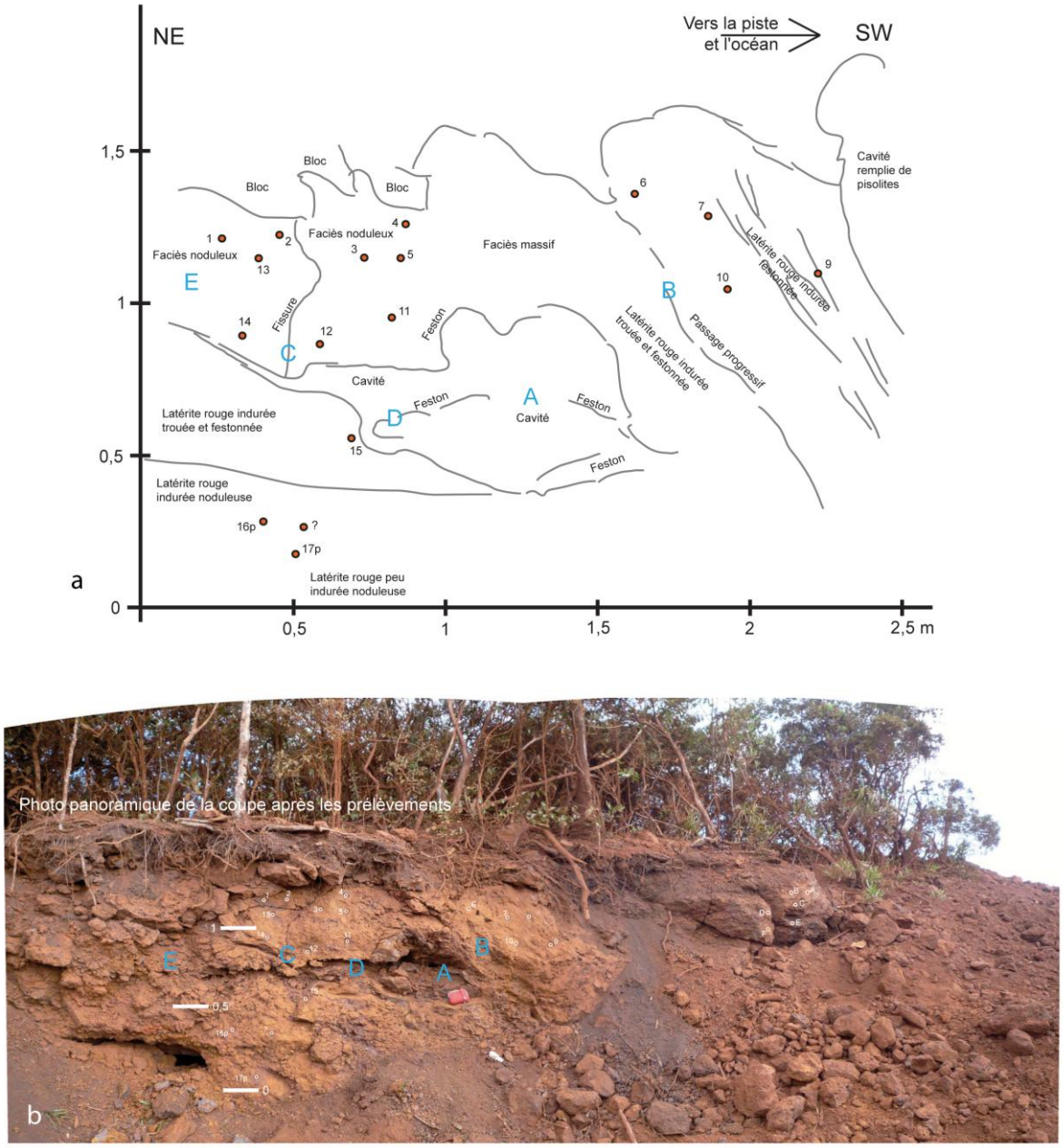


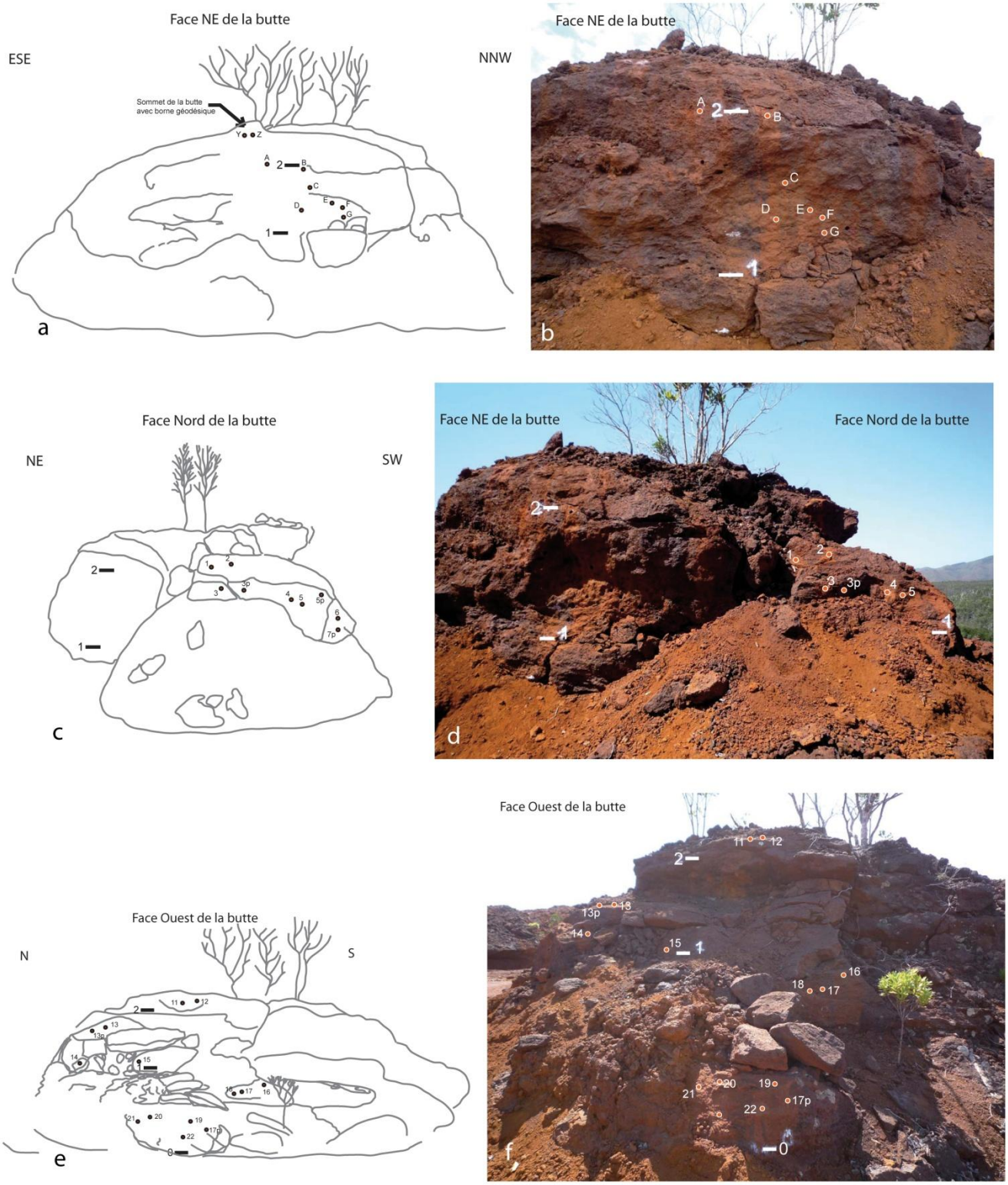
Schéma et photos du site de prélèvement C (double collecteur) sur le plateau de Tiébaghi. a : Plan schématique ; b : groupe d'échantillons A ; c : panorama du font du collecteur ; d : groupe d'échantillons B (Photos : F. Quesnel)



Schémas et photos du site de prélèvement C (double collecteur) sur le plateau de Tiébaghi. a : groupe d'échantillons C, D et E ; b : Schéma de l'emplacement des sites des groupes E et D ; c : Schéma de l'emplacement du site du groupe C ; d : panorama de l'ensemble du collecteur. (Photos : F. Ouesnel)

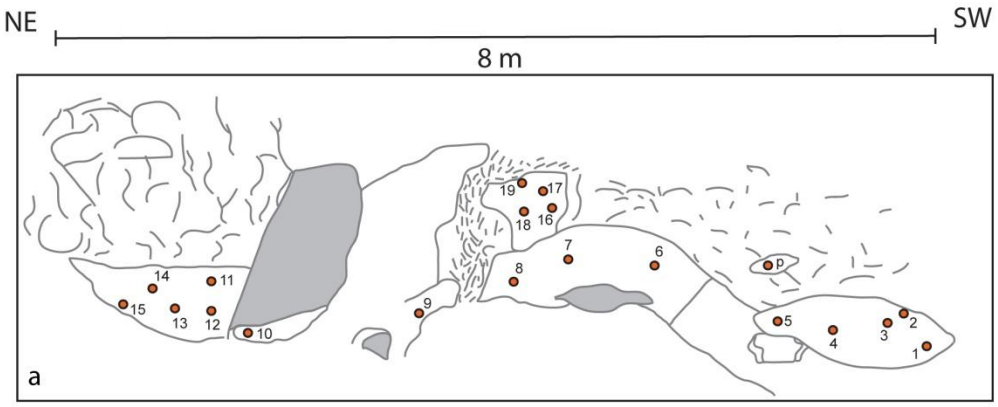


Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Top vers le sommet du Dôme de Tiébaghi. a : Schéma des prélèvements ; b : Panorama de la coupe (Photo : F. Quesnel)

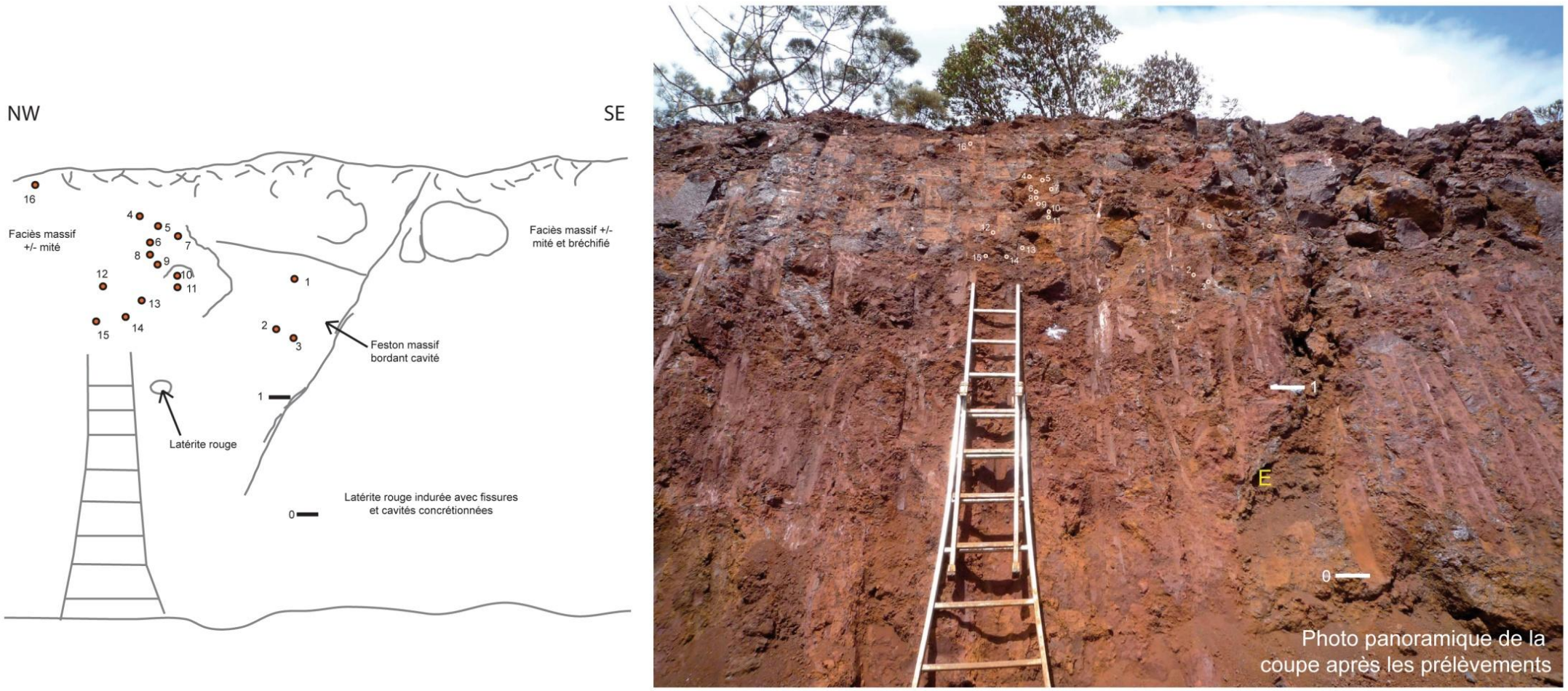


Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 1, butte sur le test minier COFREMI. a : Schéma des prélèvements sur la face NE de la butte ; b : Face NE de la butte ; c : Schéma des prélèvements sur la face Nord de la butte ; d : Face Nord de la butte ; e : Schéma des prélèvements sur la face Ouest de la butte ; f : Face Ouest de la butte (Photo : F. Quesnel)

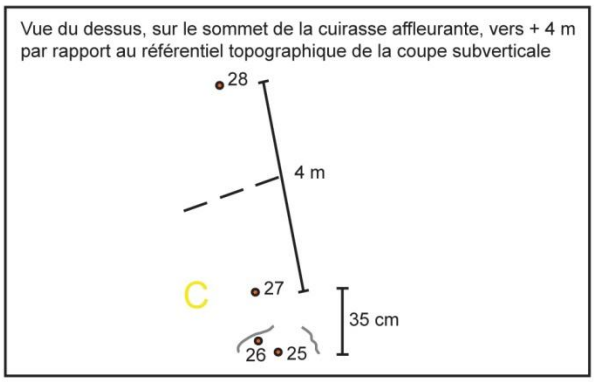
Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 1, butte sur le test minier COFREMI.Face Nord de la butte (Photo : F. Quesnel)

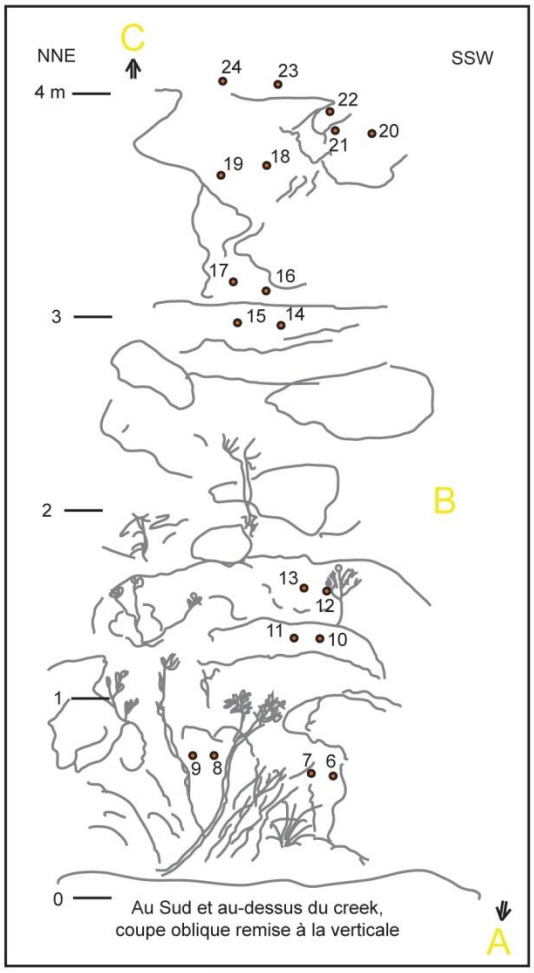


Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 2, parking de la base opérationnelle. a : Schéma des prélèvements; b et c : dalles prélevées; d : Vue générale de l'affleurment.(Photo : F. Quesnel)

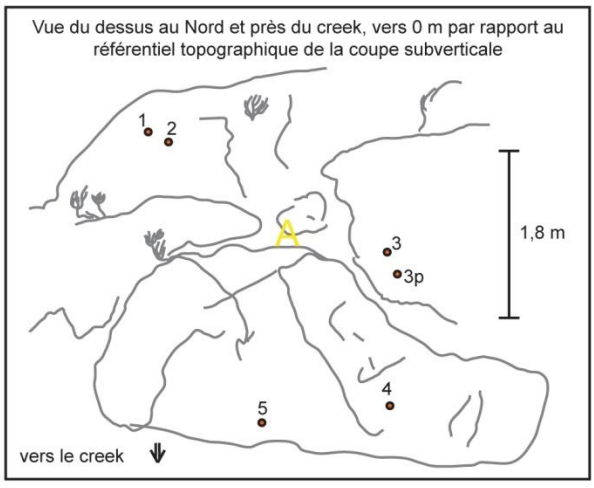


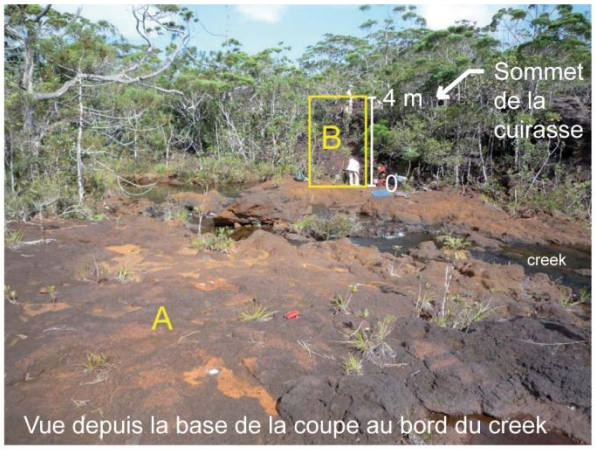
Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 3, front de taille SW de l'essai minier, schéma et vue générale (Photo : F. Quesnel)

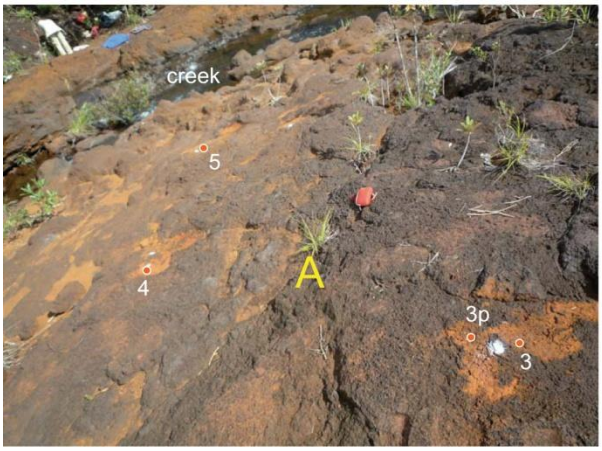


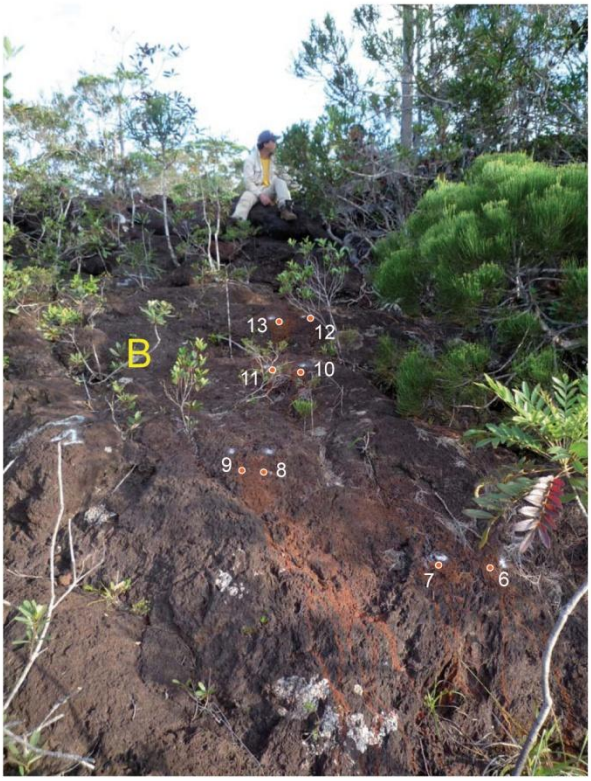


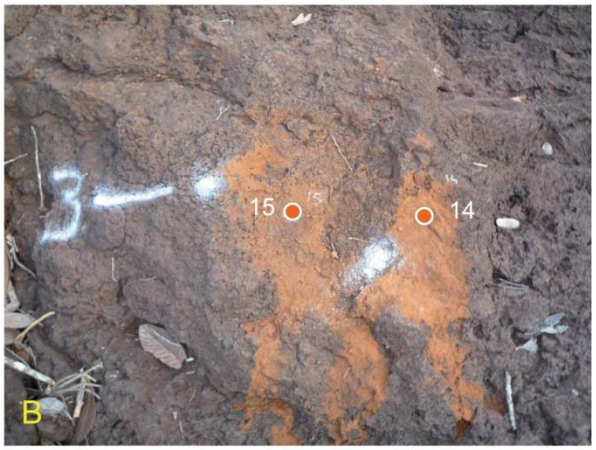
Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 4, au niveau de la Kué. Schéma de la position des échantillons.





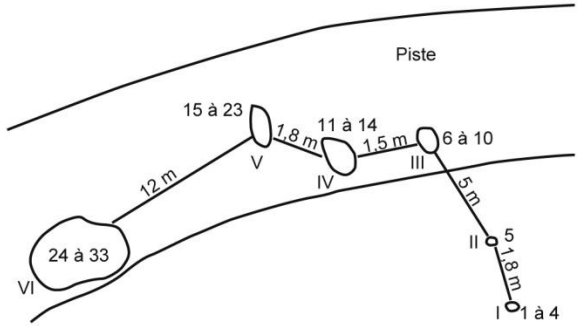






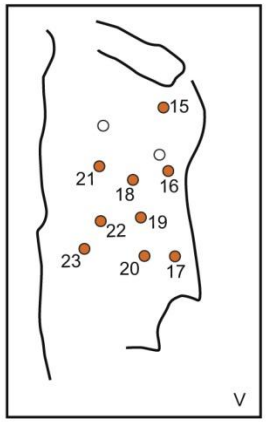
Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 4, au niveau de la Kué. Photographies des dalles. (Photo : F. Quesnel)

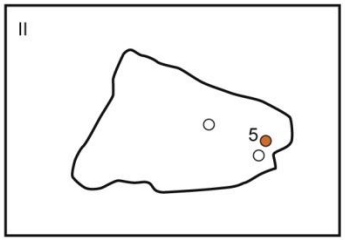
Vue générale de l'affleurement et des prélèvements
sur les dalles I à IV (qui appartiennent toutes à la même cuirasse)

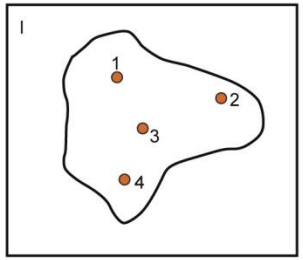


Croquis en plan de toutes les dalles prélevées
(qui appartiennent toutes à la même cuirasse)

Fanion
10T25
940 m

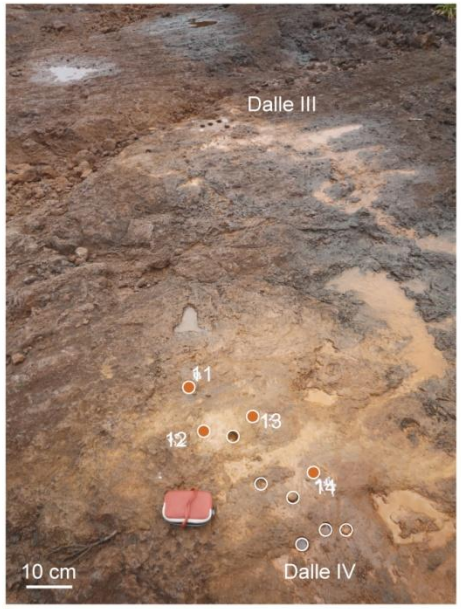


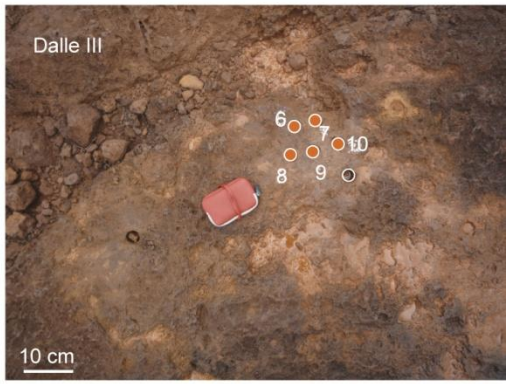


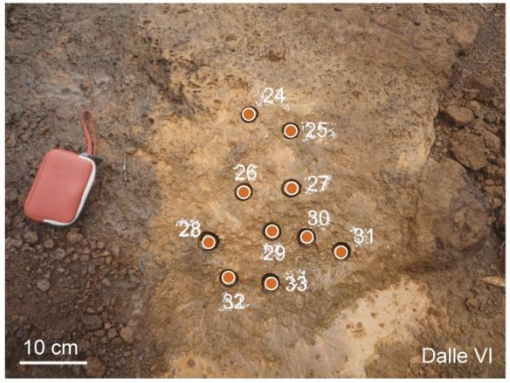


Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 5, Plaine des Lacs. Schéma de la position des échantillons. (Photo : F. Quesnel)

Vue générale de l'affleurement et des prélèvements sur les dalles I à VI
(qui appartiennent toutes à la même cuirasse)







Position des échantillons prélevés dans la cuirasse pour le paléomagnétisme sur le site Goro 5, Plaine des Lacs. Photographies des dalles. (Photo : F. Quesnel)

Annexe 3

Carte géologique du Grand Sud de Nouvelle-Calédonie au 1/50 000