



# Fracturation polyphasée et contrôles des gisements de nickel supergène de Nouvelle-Calédonie : Nouvelles méthodes d'exploration et modèles de gisements

Marion Iseppi

## ► To cite this version:

Marion Iseppi. Fracturation polyphasée et contrôles des gisements de nickel supergène de Nouvelle-Calédonie : Nouvelles méthodes d'exploration et modèles de gisements. Géologie appliquée. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2018. Français. NNT : 2018NCAL0001 . tel-02928889

**HAL Id: tel-02928889**

**<https://unc.hal.science/tel-02928889>**

Submitted on 9 Aug 2021

**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.

**École doctorale du pacifique**

Institut de Sciences Exactes et Appliquées (ISEA)

**Thèse de doctorat**

Présentée par **Marion ISEPPI**

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

Discipline : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

# **Fracturation polyphasée et contrôles des gisements de nickel supergène de Nouvelle-Calédonie**

**Nouvelles méthodes d'exploration et modèles de gisements**



Thèse dirigée par : **Dominique CLUZEL**

Thèse soutenue le 23 octobre 2018

Membres du jury :

Mihel JEBRAK

Bernard ROBINEAU (SGNC)

Vincent MARDHEL (BRGM)

Brice SEVIN (SGNC)

Luc BARBANSON

Dominique CLUTEL (UNC)





# Résumé

---

La connaissance minéralogique et géochimique des gisements de nickel latéritique est sans aucun doute plus approfondie que celle de leur structure tectonique. En effet, le profil d'altération oblitère le réseau de fracture affectant la roche mère sous-jacente, pourtant indispensable pour l'évaluation de la ressource car elle contrôle l'essentiel de l'altération et donc la libération du nickel. La Nappe des Péridotites de Nouvelle-Calédonie constitue un objet exceptionnel d'étude de la fracturation au sein d'une ophiolite mantellique car le soulèvement majeur et les phases d'érosion subséquentes qu'elle a subi du Miocène à l'Actuel ont permis de mettre au jour la structure en trois dimensions. Cependant, la facilité d'accès à la ressource fait qu'à ce jour assez peu d'études structurales ont été conduites sur les gisements, ou le plus souvent, sont restées confidentielles. L'objectif de cette étude est de mieux comprendre l'influence de la structuration de l'ophiolite sur la genèse des gisements de nickel latéritique en Nouvelle-Calédonie.

Cette étude multi-échelle a porté sur l'ensemble de la Nappe des Péridotite et se scinde en deux volets : 1) une étude structurale de terrain ; et 2) l'analyse de données d'électromagnétisme. La campagne de géophysique héliportée a été effectuée sur trois zones minières représentatives des différents types de gisements rencontrés en Nouvelle-Calédonie (les massifs du Koniambo et du Kopéto-Boulinda et au sud, la zone de Plaines des Lacs – Goro - Port-Boisé).

L'analyse de la fracturation des péridotites est primordiale pour comprendre les chemins de migration des eaux météoriques et donc les variations d'épaisseur du profil d'altération. Une approche minéralogique et texturale a été nécessaire afin de distinguer les différents épisodes de fracturation et de remplissage statiques ou cinématiques, et permet de proposer une chronologie relative.

A la suite de cet inventaire, il a été possible d'identifier ces objets sur les profils d'électromagnétisme. Cette analyse permet de visualiser la géométrie des structures jusqu'à une profondeur de 300 m et montre un lien direct entre les approfondissements du profil d'altération et la présence de certaines fractures. Ainsi, il apparaît clairement que les eaux météoriques empruntent des chemins préférentiels fonction de la morphologie générale du massif.

La géométrie des structures visualisées par la géophysique, combinée aux observations de terrain, permet de mieux appréhender la complexité du système. A l'issue de ce travail, il est possible de replacer chacun des types d'objets observés dans leur contexte géodynamique et ainsi de restituer l'histoire de l'ophiolite depuis l'accrétion océanique jusqu'à son émergence à l'Oligocène. Un modèle révisé de la genèse des gisements de nickel en Nouvelle-Calédonie est présenté et de nouveaux guides d'exploration sont proposés. L'électromagnétisme s'avère être une méthode particulièrement adaptée pour visualiser la géométrie globale du profil d'altération et pourrait constituer une aide substantielle à la modélisation des gisements.

**Mots clés :** Nouvelle-Calédonie – Nickel supergène – Nappe des Péridotites – Fracturation – Mouvements gravitaires – Électromagnétisme héliporté – Serpentinisation



# Abstract

---

Our mineralogical and geochemical knowledge of lateritic nickel ore deposits is better constrained than their tectonic structure because the bedrock topography is concealed beneath a thick weathering profile. However, knowledge of the fracture network, which controls weathering and thus nickel release from peridotite, is essential for the evaluation of nickel resource. In addition, studying the Peridotite Nappe of New Caledonia is outstanding because Early Miocene to Recent uplift and subsequent erosion allow the observation of the structure of a mantle ophiolite in three dimensions. However, due to easy access to nickel resource, only a few structural studies have been carried out, or remained confidential. The main objective of this study is to better constrain the control of the fracture network of the Peridotite Nappe on the genesis of New Caledonia's lateritic nickel ore deposits.

This multi-scaled survey involved the whole Peridotite Nappe and consists in two parts: i) a field structural survey; and 2) the analysis of electromagnetic data. The heliborne electromagnetic survey has been performed on three mining areas, which are representative of the different ore deposit types encountered in New Caledonia (massifs of Koniambo and Kopéto-Boulinda; and, Plaine des Lacs – Goro - Port-Boisé).

The study of the fracture network is essential in order to understand the migration of meteoric waters and thus thickness variation of the weathering profile of peridotite. A mineralogical and textural approach has been used to distinguish the various steps of fracture development on the basis of static or synkinematic infill events and a relative chronology has been proposed.

Following this inventory, it has been possible to identify these objects on electromagnetism profiles. This analysis allows visualizing the geometry of controlling fractures at depth and shows a direct link between deepening of the weathering profile and the fracture network. Ultimately, it clearly appears that meteoric waters use preferential pathways also depending on the geomorphology of each massif.

Structure geometry visualized by geophysical data, combined with field observation; allow a better understanding of the complex nappe structure. These results allow replacing every described tectonic object in its geodynamic setting and thus to restore the ophiolite history from oceanic accretion to emersion in Oligocene time. A refined model for the genesis of New Caledonia's lateritic nickel ore deposits is proposed, as well as additional metallotects for exploration. Electromagnetism appears to be appropriate for describing the bulk geometry of the weathering profile and can be useful in modelling ore deposits.

**Key words:** New Caledonia – Lateritic nickel – Peridotite Nappe – Fracture development - Gravity-driven faulting – Heliborne electromagnetic survey - Serpentinization





# Sommaire

|                                                                                               |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Introduction générale .....</b>                                                            | <b>11</b> |
| 1. <b>Les types de gisements nickélifères .....</b>                                           | <b>13</b> |
| 2. <b>Les gisements nickélifères latéritiques.....</b>                                        | <b>14</b> |
| 2.1. Les types de substrats ultramafiques .....                                               | 14        |
| 2.2. Les types de gisements .....                                                             | 15        |
| 2.3. Les facteurs de contrôle .....                                                           | 16        |
| 3. <b>Investigations géophysiques pour l'exploration du nickel latéritique .....</b>          | <b>16</b> |
| 4. <b>Cadre et problématiques de la thèse.....</b>                                            | <b>17</b> |
| 4.1. Les enjeux du nickel en Nouvelle-Calédonie .....                                         | 17        |
| 4.2. Le projet CNRT « OPHIOSTRUCT » .....                                                     | 18        |
| 4.3. Objectifs et déroulement du manuscrit de thèse .....                                     | 19        |
| <b>Chapitre 1 : Géologie de la Nouvelle-Calédonie .....</b>                                   | <b>21</b> |
| 1. <b>Situation géodynamique de la Nouvelle-Calédonie dans le Pacifique Sud-Ouest.....</b>    | <b>23</b> |
| 2. <b>Géologie du socle anté-crétacé supérieur: la marge active du Sud-Est Gondwana .....</b> | <b>24</b> |
| 3. <b>Du rifting marginal crétacé à l'obduction éocène .....</b>                              | <b>25</b> |
| 4. <b>Le complexe subduction-obduction.....</b>                                               | <b>26</b> |
| 4.1. La nappe des Montagnes Blanches .....                                                    | 26        |
| 4.2. La Nappe de Poya.....                                                                    | 26        |
| 4.3. Le complexe métamorphique .....                                                          | 27        |
| 4.4. La Nappe des Péridotites (Avias, 1967).....                                              | 27        |
| 5. <b>L'évolution post-obduction .....</b>                                                    | <b>29</b> |
| 5.1. Le plutonisme post-obduction.....                                                        | 29        |
| 5.2. Évolution supergène, dépôts post-obduction et morphologie actuelle.....                  | 30        |
| 6. <b>Les modèles d'obduction .....</b>                                                       | <b>30</b> |
| 6.1. Le modèle d'obduction de Cluzel et al. (2001) .....                                      | 31        |
| 6.2. Le modèle d'obduction de Lagabrielle et al. (2013) .....                                 | 32        |
| 6.3. Le modèle d'obduction de Gautier et al. (2016) .....                                     | 33        |
| 7. <b>Tectoniques tardives du post-Miocène à l'actuel.....</b>                                | <b>33</b> |
| <b>Chapitre 2 : Les minerais de nickel et autres produits de l'altération supergène ..</b>    | <b>35</b> |
| 1. <b>Altération supergène.....</b>                                                           | <b>37</b> |
| 1.1. Les processus d'altération supergène.....                                                | 37        |
| 1.2. Les caractéristiques du profil d'altération sur substrat ultramafique .....              | 38        |
| 1.3. Les principaux minéraux néoformés.....                                                   | 42        |
| 1.3.1. La magnésite .....                                                                     | 42        |
| 1.3.2. Les silicates hydratés de Mg-Ni.....                                                   | 43        |
| 1.3.3. Les polymorphes de la silice.....                                                      | 44        |
| 2. <b>Facteurs influençant la genèse des gisements nickélifères .....</b>                     | <b>46</b> |
| 2.1. Le climat .....                                                                          | 46        |

|                                                                           |                                                                                            |            |
|---------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 2.2.                                                                      | <i>La fracturation et le degré de serpentinisation .....</i>                               | 46         |
| 2.3.                                                                      | <i>L'hydrogéologie et le modelé karstique de la Nappe des Péridotites .....</i>            | 48         |
| 2.4.                                                                      | <i>La géomorphologie de la Nappe des Péridotites .....</i>                                 | 50         |
| 3.                                                                        | <b>Typologie des gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie .....</b>                    | <b>51</b>  |
| <b>Chapitre 3 : Analyse structurale de la Nappe des Péridotites .....</b> |                                                                                            | <b>55</b>  |
| 1.                                                                        | <b>Méthodologie .....</b>                                                                  | <b>57</b>  |
| 1.1.                                                                      | <i>Zones d'étude .....</i>                                                                 | 57         |
| 1.2.                                                                      | <i>Inventaire des structures .....</i>                                                     | 58         |
| 1.3.                                                                      | <i>Critères de reconnaissance minéralogique macroscopiques.....</i>                        | 58         |
| 1.3.1.                                                                    | <i>Les minéraux supergènes .....</i>                                                       | 58         |
| 1.3.2.                                                                    | <i>Les polymorphes de la serpentine.....</i>                                               | 59         |
| 1.4.                                                                      | <i>Analyse de la déformation .....</i>                                                     | 61         |
| 2.                                                                        | <b>Résultats .....</b>                                                                     | <b>63</b>  |
| 2.1.                                                                      | <i>Serpentinisation et fracturation précoce de la Nappe des Péridotites .....</i>          | 63         |
| 2.1.1.                                                                    | <i>Les fractures à lizardite.....</i>                                                      | 63         |
| 2.1.2.                                                                    | <i>Les filons.....</i>                                                                     | 67         |
| 2.1.3.                                                                    | <i>Les fractures à antigorite .....</i>                                                    | 74         |
| 2.1.4.                                                                    | <i>Les accidents serpentineux recoupants .....</i>                                         | 77         |
| 2.1.5.                                                                    | <i>La semelle serpentineuse.....</i>                                                       | 79         |
| 2.2.                                                                      | <i>Distribution et géométrie du réseau de fractures précoces dans le « bedrock » .....</i> | 82         |
| 2.3.                                                                      | <i>Distribution des structures « supergènes » .....</i>                                    | 85         |
| 2.3.1.                                                                    | <i>La distribution de la fracturation à l'échelle des massifs miniers .....</i>            | 85         |
| 2.3.2.                                                                    | <i>La distribution de la fracturation à l'échelle de la fosse.....</i>                     | 88         |
| 2.4.                                                                      | <i>Zonation des failles dites supergènes .....</i>                                         | 93         |
| 2.5.                                                                      | <i>Relation entre la minéralisation et la fracturation .....</i>                           | 95         |
| 3.                                                                        | <b>Conclusion .....</b>                                                                    | <b>101</b> |
| <b>Chapitre 4 : Analyse des données de géophysique héliportée .....</b>   |                                                                                            | <b>103</b> |
| 1.                                                                        | <b>Contexte de l'étude .....</b>                                                           | <b>105</b> |
| 2.                                                                        | <b>Matériels et méthodes.....</b>                                                          | <b>106</b> |
| 2.1.                                                                      | <i>Aperçu du système SkyTEM304 .....</i>                                                   | 106        |
| 2.2.                                                                      | <i>Données de l'électromagnétisme héliporté (EM) .....</i>                                 | 107        |
| 2.2.1.                                                                    | <i>Principe de la méthode .....</i>                                                        | 107        |
| 2.2.2.                                                                    | <i>Spécificité du dispositif SkyTEM.....</i>                                               | 108        |
| 2.2.3.                                                                    | <i>Traitement des données .....</i>                                                        | 109        |
| 2.2.4.                                                                    | <i>Inversion des données EM .....</i>                                                      | 110        |
| 2.2.5.                                                                    | <i>Les levés de Nouvelle-Calédonie .....</i>                                               | 112        |
| 2.2.6.                                                                    | <i>Propriétés électriques des roches de Nouvelle-Calédonie .....</i>                       | 113        |
| 2.3.                                                                      | <i>Présentation des zones d'étude et des données de calage disponibles.....</i>            | 114        |
| 2.3.1.                                                                    | <i>Le massif du Koniambo .....</i>                                                         | 114        |
| 2.3.2.                                                                    | <i>Le massif du Kopéto-Boulinda.....</i>                                                   | 115        |
| 2.3.3.                                                                    | <i>Le sud de la Grande-Terre .....</i>                                                     | 116        |
| 2.3.4.                                                                    | <i>Saturation du système .....</i>                                                         | 118        |
| 3.                                                                        | <b>Résultats .....</b>                                                                     | <b>120</b> |

|                                                                                              |                                                                                                     |            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3.1.                                                                                         | Visualisation de la structuration de la Nappe des Péridotites .....                                 | 120        |
| 3.1.1.                                                                                       | Visualisation de la semelle serpentineuse .....                                                     | 120        |
| 3.1.2.                                                                                       | Visualisation des accidents serpentineux recoupants.....                                            | 128        |
| 3.2.                                                                                         | Visualisation du profil d'altération .....                                                          | 134        |
| 3.2.1.                                                                                       | Confrontation des résultats des méthodes HTEM et ERT .....                                          | 134        |
| 3.2.2.                                                                                       | Cartographie : comparaison avec la carte du régolithe.....                                          | 135        |
| 3.2.3.                                                                                       | Paramètres de visualisation du profil d'altération.....                                             | 136        |
| 3.2.4.                                                                                       | Visualisation du profil d'altération : identification du signal type .....                          | 141        |
| 3.2.5.                                                                                       | Visualisation du contrôle structural des gisements en électromagnétisme : exemple de Trafalgar..... | 142        |
| 3.3.                                                                                         | Discussion .....                                                                                    | 144        |
| 3.3.1.                                                                                       | Le profil d'altération.....                                                                         | 144        |
| 3.3.2.                                                                                       | La roche mère.....                                                                                  | 145        |
| 4.                                                                                           | <b>Conclusion .....</b>                                                                             | <b>146</b> |
| <b>Chapitre 5 : Fracturation polyphasée et situation dans un contexte géodynamique .....</b> |                                                                                                     | <b>147</b> |
| 1.                                                                                           | <b>Synthèse chronologique.....</b>                                                                  | <b>149</b> |
| 2.                                                                                           | <b>Contexte de formation du maillage serpentineux .....</b>                                         | <b>151</b> |
| 3.                                                                                           | <b>Le complexe subduction-obduction.....</b>                                                        | <b>155</b> |
| 3.1.                                                                                         | Mise en place des filons et cristallisation syncinématique de l'antigorite .....                    | 155        |
| 3.2.                                                                                         | Formation de la semelle serpentineuse .....                                                         | 158        |
| 4.                                                                                           | <b>Effondrement de la Nappe des Péridotites .....</b>                                               | <b>166</b> |
| 5.                                                                                           | <b>Genèse des gisements de nickel supergène en Nouvelle-Calédonie .....</b>                         | <b>168</b> |
| 5.1.                                                                                         | Revue des modèles préexistants des gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie .....               | 168        |
| 5.2.                                                                                         | Vers un modèle révisé des gisements de nickel .....                                                 | 169        |
| <b>Conclusion générale et perspectives .....</b>                                             |                                                                                                     | <b>175</b> |
| <b>Liste des figures .....</b>                                                               |                                                                                                     | <b>177</b> |
| <b>Liste des tableaux .....</b>                                                              |                                                                                                     | <b>187</b> |
| <b>Références bibliographiques .....</b>                                                     |                                                                                                     | <b>189</b> |
| <b>Annexes .....</b>                                                                         |                                                                                                     | <b>211</b> |



# Introduction générale

---

|           |                                                                                   |           |
|-----------|-----------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1.</b> | <b>Les types de gisements nickélifères .....</b>                                  | <b>13</b> |
| <b>2.</b> | <b>Les gisements nickélifères latéritiques.....</b>                               | <b>14</b> |
| 2.1.      | Les types de substrats ultramafiques.....                                         | 14        |
| 2.2.      | Les types de gisements.....                                                       | 15        |
| 2.3.      | Les facteurs de contrôle .....                                                    | 16        |
| <b>3.</b> | <b>Investigations géophysiques pour l'exploration du nickel latéritique .....</b> | <b>16</b> |
| <b>4.</b> | <b>Cadre et problématiques de la thèse.....</b>                                   | <b>17</b> |
| 4.1.      | Les enjeux du nickel en Nouvelle-Calédonie .....                                  | 17        |
| 4.2.      | Le projet CNRT « OPHIOSTRUCT » .....                                              | 18        |
| 4.3.      | Objectifs et déroulement du manuscrit de thèse .....                              | 19        |

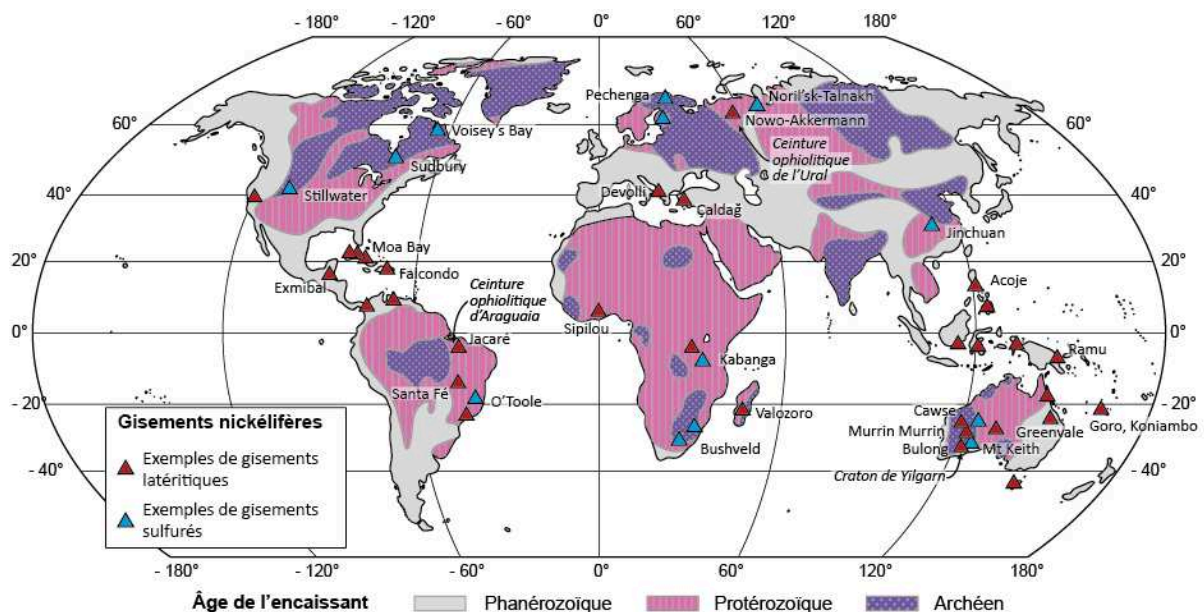


## 1. Les types de gisements nickélifères

De la conception de nos *Smartphones* aux turbomoteurs dans l'aviation, des cuillères à café au revêtement des casques de sapeurs-pompiers, les alliages de nickel sont omniprésents dans notre quotidien.

La production mondiale de nickel dépend de l'exploitation de deux principaux types de gisement (Fig. 1) :

- les **gisements de type sulfuré** sont spatialement et génétiquement associés au magmatisme mafique à ultramafique. Ces gisements se forment lorsque des magmas dérivés du manteau se saturent en sulfure suite à leur interaction avec la croûte continentale (Arndt *et al.*, 2005). Ils sont majoritairement d'âges archéen et paléo-protérozoïque et associés à des complexes ignés lités (p. ex. Noril'sk-Talnakh, Russie) ou des basaltes de plateau (p. ex. Bushveld, Afrique du Sud) mis en place au niveau de rifts continentaux, à des komatiites provenant du magmatisme archéen (p. ex. Mt Keith, Australie occidentale), ou plus rarement à un impact météoritique (Sudbury, Ontario) (Eckstrand et Hulbert, 2007). Ces gisements sont essentiellement exploités dans des mines souterraines.
- les **gisements de type latéritique** correspondent à la partie superficielle des roches ultramafiques altérées sous l'action des eaux météoriques en contexte tropical à subtropical (**altération supergène**, '*weathering*' en anglais). Ces gisements sont exploités en mines à ciel ouvert.



**Fig. 1.** Carte des principaux gisements de nickel sulfuré vs. latéritique et âges de l'encaissant. Cartes modifiées d'après Jébrak et Marcoux (2008), Marsh *et al.* (2013) et Schulz *et al.* (2014).

La demande croissante en nickel incite au développement des processus métallurgiques pour le traitement du minerai latéritique (p. ex. hydrométallurgie). Ces nouvelles méthodes permettent aujourd'hui de valoriser des tonnages plus importants à teneur moins élevée (Dalvi *et al.*, 2004). Ainsi, et de par la facilité d'exploitation des gisements latéritiques (*i.e.* mines à ciel ouvert), ceux-ci sont de plus en plus recherchés. Historiquement, les gisements de type sulfuré avaient le monopole sur la production mondiale de nickel. La tendance s'est inversée au cours de la dernière décennie et la

production globale de nickel latéritique dépasse actuellement celle de nickel sulfuré (60% vs. 40%) (Mudd et Jowitt, 2014).

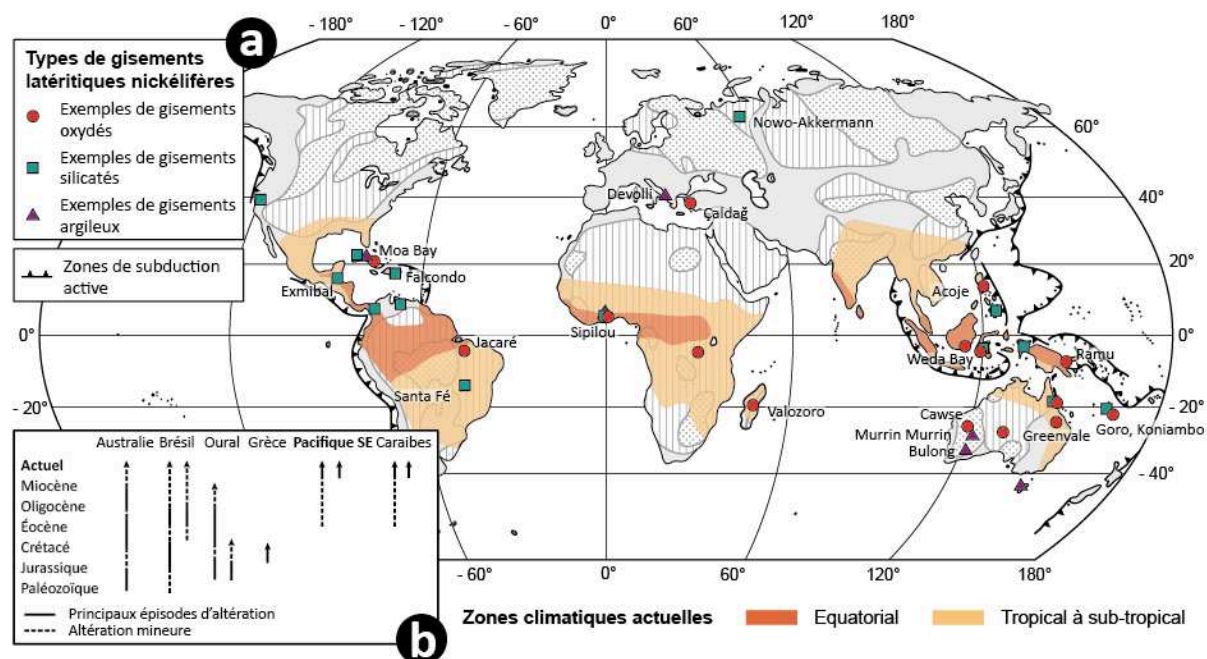
## 2. Les gisements nickélifères latéritiques

### 2.1. Les types de substrats ultramafiques

Les ressources en nickel latéritique sont localisées :

- dans des zones cratoniques stables au relief modéré, où affleurent des komatiites et complexes lités d'âge archéen et protérozoïque, p. ex. le Craton de Yilgarn en Australie occidentale, la ceinture plissée d'Araguaia au Brésil et la ceinture ophiolitique de l'Ural en Russie, exposées durant de longues périodes à l'altération supergène (Fig. 1 et Fig. 2) (Freyssinet, 2005) ;
- au niveau d'ophiolites phanérozoïques obduites principalement entre le Crétacé et le Paléogène dans des contextes encore aujourd'hui tectoniquement actifs, p. ex. la Nouvelle-Calédonie, Cuba, l'Indonésie et les Philippines. Constituées principalement de harzburgites et de dunites, occasionnellement de lherzolites, ces ophiolites présentent un relief marqué et ont généralement été sujettes à l'altération supergène durant le Néogène (Fig. 2b) (Freyssinet, 2005).

Globalement, 15 % des gisements latéritiques de Ni-Co se développent sur cratons stables, et 85% sont localisées dans des zones de convergence ayant entraîné la mise à l'affleurement de roches du manteau (Brand *et al.*, 1998).



**Fig. 2. a)** Carte des zones climatiques équatoriales à subtropicales à travers le monde en corrélation avec les différents types de gisement de nickel latéritique. Carte modifiée d'après Jébrak et Marcoux (2008), Berger *et al.* (2011), Marsh *et al.* (2013) et Butt et Cluzel (2013). **b)** Périodes de formation des latérites nickélifères d'après Freyssinet *et al.* (2005).



Dans un premier temps, les roches ultramafiques subissent un enrichissement relatif en nickel (élément incompatible avec le magma) au cours des épisodes de fusions partielles se produisant dans le manteau lithosphérique (Sato, 1977 ; Palme et O'Neill, 2014). Le nickel se substitue au fer dans les sites octaédriques de l'olivine (principal constituant des péridotites du manteau) jusqu'à atteindre des teneurs de l'ordre de 0.3-0.4% de Ni (Golightly, 1981).

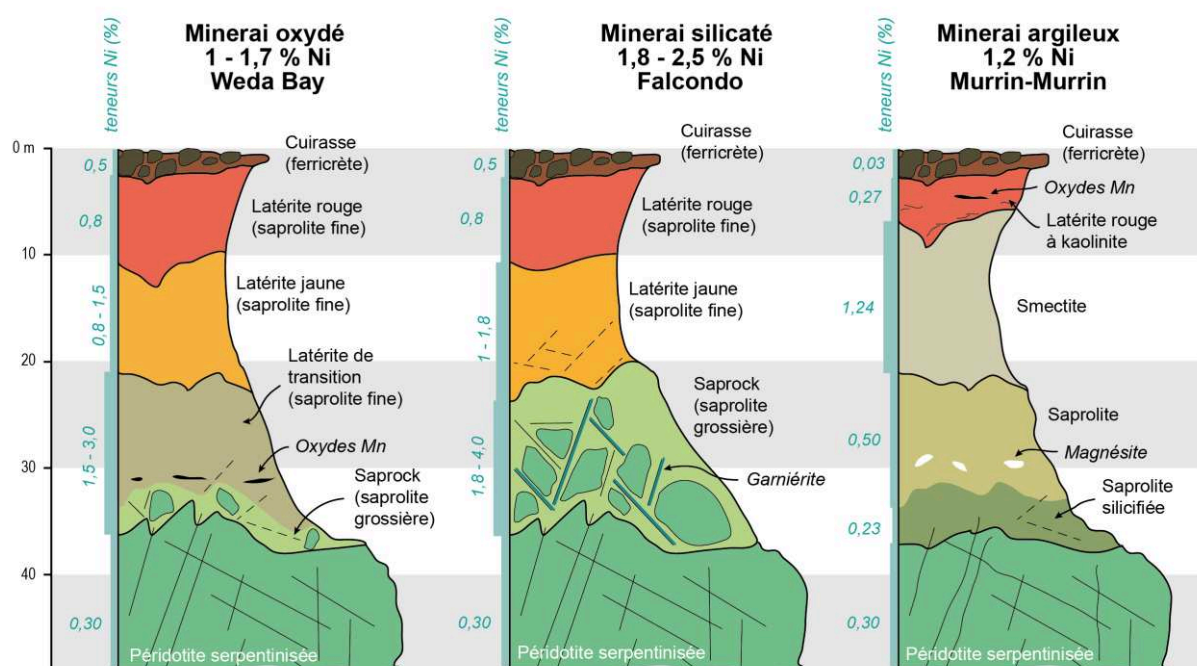
L'altération supergène des péridotites permet le développement d'un profil d'altération épais, communément appelé régolithe (Avias, 1969 ; Trescases, 1973 ; Latham, 1986). Le développement d'un profil d'altération permet un second enrichissement, jusqu'à 5% de Ni et 0.06 % de Co (Freyssinet, 2005), alors suffisamment substantiel pour être économique (cf. *Chapitre 2*).

Globalement, les profils d'altération sont constitués du bas vers le haut, d'un saprock ou saprolite grossière, d'une saprolite fine (principalement goethite et hématite et/ou minéraux argileux) surmontée d'une cuirasse ferrugineuse ou ferricrète.

## 2.2. Les types de gisements

Trois types de profil d'altération peuvent se développer et générer trois types de gisements (*Fig. 2a* et *Fig. 3*) (Trescases, 1973 ; Golightly, 1981 ; Elias, 2002 ; Freyssinet, 2005 ; Marsh *et al.*, 2013) :

- les **gisements oxydés** (p. ex. Weda Bay en Indonésie) où le nickel est principalement porté par les goethites par substitution ou absorption du fer. Le profil est caractérisé par un niveau de transition riche en oxydes de manganèse et enrichis en cobalt et nickel. Le saprock est généralement très peu épais.
- les **gisements silicatés** (p. ex. Falcondo en République Dominicaine) où le nickel précipite sous forme de silicate hydraté de Mg et Ni au sein du saprock.
- les **gisements argileux** (p. ex. Murrin Murrin en Australie occidentale) sont caractérisés par un niveau constitué de smectites riche en nickel. Le nickel se fixe entre les feuillets des smectites ou se substitue au fer.



*Fig. 3. Les différents types de minerai de nickel latéritiques d'après Jébrak et Marcoux (2008), Freyssinet et al. (2005) et Maurizot et al. (2014). Voir localisation des gisements, de Weda Bay (Indonésie), Falcondo (République Dominicaine) et Murrin-Murrin (Australie Occidentale), Fig. 2a.*

Les trois types peuvent être présents au sein d'un même gisement du fait de leur évolution climatique et/ou tectonique (Golightly, 1981 ; Freyssinet, 2005).

### 2.3. Les facteurs de contrôle

La distribution et la formation des gisements de nickel latéritique résultent d'un équilibre entre processus d'altération et processus d'érosion. L'altération dépend principalement du **climat** qui tend à accumuler des latérites nickélifères, tandis que l'**activité tectonique** ou les **variations eustatiques** tendent à éroder, détruire ou couvrir ces accumulations. Quant aux différents types de gisement généré, ils sont contrôlés par (Trescases, 1973 ; Golightly, 1981 ; Brand *et al.*, 1998 ; Freyssinet, 2005 ; Butt et Cluzel, 2013) (cf. *Chapitre 2*) :

- la nature et donc la **composition chimique** du protolithe, son **degré de serpentinisation** (Trotet *et al.*, 2015) et sa **perméabilité** généralement associée à son degré de fracturation (Pelletier, 1996) ;
- le **climat**, de tropical à subtropical semi-aride, et son évolution au cours des périodes d'altération (*Fig. 2b*) ;
- la **stabilité tectonique** (*i.e.* zone en surrection vs. craton stable) ;
- la **géomorphologie** (*i.e.* pénéplaine vs. plateau disséqué) et les battements de la **nappe phréatique** qui peuvent avoir une influence sur l'intensité du **drainage**.

Dans les zones cratoniques, les ophiolites sont généralement très déformées et le contrôle structural est parfois évident. Par exemple, les failles jouent un rôle clé dans la distribution des gisements dans l'Ural (p. ex. Nowo-Akkermann, *Fig. 2a*) où ceux-ci sont localisés le long de failles affectant le protolithe serpentineux (De Vletter, 1978). De même à Cawse (Brand *et al.*, 1998) ou Murrin Murrin (Wells, 2003) en Australie occidentale, où d'anciennes zones de cisaillement favorisent le développement du profil d'altération.

Dans les zones en convergence, au sein d'ophiolite plus jeune, la fracturation est souvent associée à une porosité de fracture augmentant la perméabilité de la roche mère (De Vletter, 1978 ; Pelletier, 1996), cependant leur rôle dans la distribution et la genèse des gisements n'a que rarement été investigué.

## 3. Investigations géophysiques pour l'exploration du nickel latéritique

Les méthodes géophysiques sont employées à différentes échelles pour l'exploration des gisements de nickel latéritique (Palacky et Kadekaru, 1979 ; Palacky, 1981 ; Doyle et Lindeman, 1985 ; Dentith *et al.*, 1994 ; Rutherford *et al.*, 2001 ; Papp et Cudahy, 2002 ; De Boissieu *et al.*, 2017). À l'échelle régionale, l'aéro-magnétique, la radiométrie, la gravimétrie et les méthodes de télédétection sont utilisés pour cartographier les roches ultrabasiques et leurs produits d'altération. À l'échelle du gisement, les méthodes magnétiques, électromagnétiques (TEM), électriques (ERT) et géoradar (RPS) sont préférées pour définir la géométrie des gisements. Ces méthodes donnent une information sur les propriétés pétrophysiques des roches dépendant non seulement de leur pétrologie, mais aussi d'autres paramètres tels que leur degré de saturation et la géochimie des eaux

de saturation. L'interprétation des données acquises doit donc être corrélée avec des informations indépendantes, tel que la carte géologique, des forages, et/ou d'autres données géophysiques.

## 4. Cadre et problématiques de la thèse

### 4.1. Les enjeux du nickel en Nouvelle-Calédonie

La Nouvelle-Calédonie détient ~ 25% des ressources<sup>1</sup> mondiales de nickel latéritique (Berger *et al.*, 2011 ; Mudd et Jowitt, 2014) et ~ 9% des réserves<sup>2</sup>. Ce territoire français d'outremer d'environ 18 000 km<sup>2</sup> est le cinquième producteur mondial de nickel (U.S. Geological Survey, 2017).

En 2007, l'industrie du nickel représentait 9,5% du PIB directement corrélable avec une hausse exceptionnelle du cours du nickel au LME<sup>3</sup>. Si cette part a fortement diminué depuis (7,2% en 2011), en 2012, le secteur du nickel ne fournissait pas moins de 12 000 emplois directs, indirects et induits, soit 20% des emplois du secteur privé (ISEE, 2016).

Le nickel occupe donc une place emblématique dans l'économie du pays et il convient de réfléchir à une valorisation durable de cette ressource.

Depuis 2006, la DIMENC<sup>4</sup> est chargée de promouvoir, organiser et coordonner la valorisation de la ressource minérale à travers la création de services complémentaires : le Service Énergie, le Service Mines et Carrières, le Service Industrie et le Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie (SGNC).

D'autre part, toujours dans cette optique de développement durable, le CNRT<sup>5</sup> fut créé en 2008. Il a pour vocation à soutenir la recherche fondamentale et appliquée dans 3 thématiques : « Nickel et Technologie », « Nickel et Société » et « Nickel et Environnement naturel ». Le CNRT est financé à 2/3 par des organismes publics (1/3 par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche et le Secrétariat d'État chargé de l'Outre-mer ; 1/3 par les collectivités publiques territoriales), et à 1/3 par le Syndicat des Industriels de la Mine (SIM) regroupant les groupes miniers de la SLN, Vale Inco NC et KNS.

Pour atteindre ces objectifs, une meilleure compréhension des gisements est essentielle. Le SGNC, dépendant de la DIMENC, le CNRT, et le BRGM<sup>6</sup> collaborent dans cette dynamique, comme l'attestent les projets « NICKAL - Typologie des latérites », visant à comprendre les facteurs et mécanismes d'enrichissement en nickel et cobalt dans les minerais oxydés (Bailly *et al.*, 2014), et « CARTHA – Cartographie du régolite par Télédétection Hyperspectrale en Nouvelle-Calédonie » (De Boissieu *et al.*, 2017).

Par ailleurs, la compréhension des moteurs et processus de remobilisation du nickel a récemment fait l'objet de la thèse de Benoit Quesnel (2015) « Altération supergène, circulation des fluides et déformation interne du massif de Koniambo, Nouvelle Calédonie : Implication sur les gisements nickélifères latéritiques » financé par l'entreprise Koniambo Nickel SAS et préparée à l'unité de

---

<sup>1</sup> Ressources : Tonnages et teneurs calculés à partir des données géologiques, *i.e.* travaux d'exploration

<sup>2</sup> Réserves : Minerais jugés exploitables au niveau technique et économique

<sup>3</sup> LME : 'London Metal Exchange', première bourse mondiale des matières minérales

<sup>4</sup> DIMENC : Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Énergie en Nouvelle-Calédonie

<sup>5</sup> CNRT : Centre National de Recherche Technologique

<sup>6</sup> BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

recherche Géosciences Rennes OSUR (Observatoire des Sciences de l'Univers), et de la thèse d'Andrey Myagkiy intitulée « *Mineralization of Nickel in saprolitic ore of New Caledonia Dynamics of metal transfer and modeling of coupled geochemical and hydrodynamical processes* » préparée au laboratoire Géoressources de Nancy.

#### 4.2. Le projet CNRT « OPHIOSTRUCT »

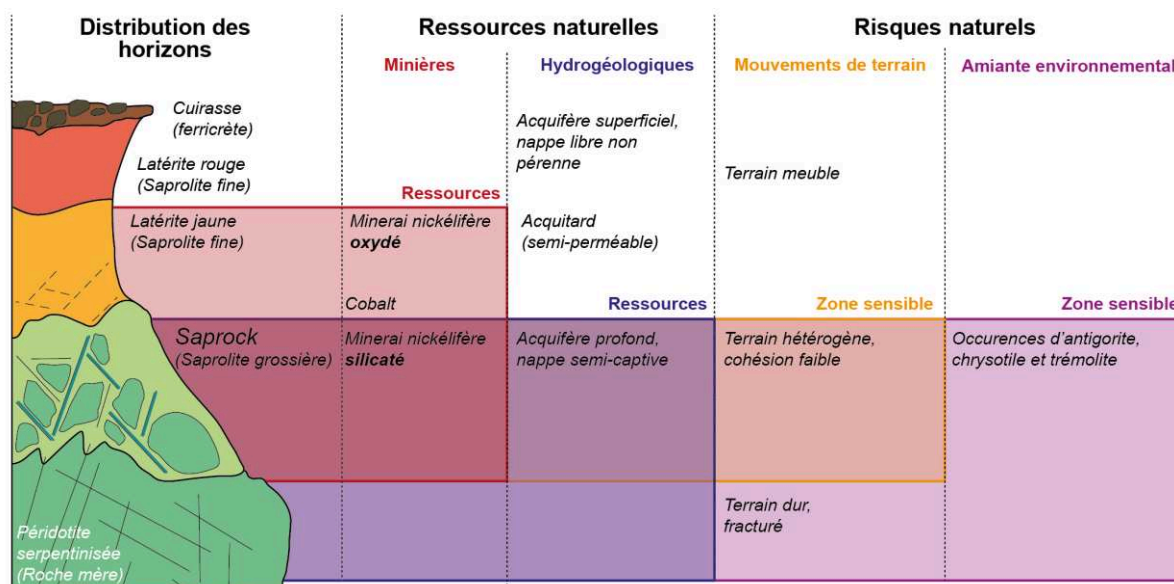
Le nickel de Nouvelle-Calédonie provient de l'altération supergène de l'unité ophiolitique appelée « Nappe des Péridotites » (cf. *Chapitre 1*, § 4.4 et *Chapitre 2*). La caractérisation de la géométrie et des discontinuités lithostructurales affectant celle-ci est essentielle pour comprendre l'évolution des processus d'hydratation et de cristallisation depuis la roche anhydre jusqu'aux faciès du manteau d'altération, et ainsi comprendre la distribution des minéralisations nickélifères afin de produire de nouveaux guides d'exploration.

Actuellement, l'exploration est essentiellement guidée par l'implantation de nombreux forages. Or les forages sont onéreux, ont un impact environnemental négatif et ne permettent de couvrir qu'une surface limitée, d'où la nécessité de trouver de nouvelles méthodes d'exploration.

L'électromagnétisme et magnétisme hélicoptère permettent de couvrir de grande surface en un minimum de temps. De plus, ces méthodes ont déjà porté leurs fruits pour l'exploration de gisements latéritiques à travers le monde.

Le projet « OPHIOSTRUCT – Structuration de l'ophiolite » comprend deux volets :

- acquisition de données géophysiques sur plusieurs chantiers choisis en accords avec les compagnies minières ;
- étude de terrain de ces mêmes chantiers afin d'interpréter les levés géophysiques.



**Fig. 4.** Ressources naturelles et risques naturels associés au profil d'altération sur roches ultramafiques en Nouvelle-Calédonie. Modifié d'après Maurizot et al. (2011) et Sevin (2014).

L'objectif général du projet est de faire la démonstration de la pertinence de la méthode d'électromagnétisme hélicoptère dans le contexte géologique particulier de la Nouvelle-Calédonie et

de sa mise en œuvre pour l'exploration minière. Pour atteindre cet objectif, il convient de mettre en évidence les contrastes lithologiques et/ou structuraux dissimulés par la couverture latéritique afin de cartographier et caractériser les gisements nickélifères. De plus, la visualisation des horizons constituant le manteau d'altération est utile pour d'autres thématiques, telles que l'hydrogéologie (Jeanpert, 2017), les mouvements de terrain (Maurizot *et al.*, 2005 ; Rouet, 2009 ; Maurizot *et al.*, 2011) et l'amiante environnementale (Lahondère *et al.*, 2012) (Fig. 4).

Ce projet s'inscrit dans la thématique « Nickel et Technologie » du CNRT. L'équipe de recherche est l'objet d'une collaboration entre le BRGM, le SGNC, l'UNC<sup>7</sup> et l'HydroGeophysics Group (HGG) de l'Université d'Aarhus au Danemark.

### 4.3. Objectifs et déroulement du manuscrit de thèse

Ce travail de thèse est cofinancé par l'UNC et le BRGM, en partenariat avec le SGNC et s'inscrit directement dans le cadre du projet CNRT « OPHIOSTRUCT ». Afin de répondre aux attentes du projet, une connaissance approfondie des discontinuités lithostructurales de la Nappe des Péridotites est nécessaire. Ce travail demande d'une part une caractérisation fine de ces structures et des minéralogies associées, et d'autre part de quantifier leur rôle dans le développement du profil d'altération et la genèse des gisements de nickel. Ces résultats sont indispensables pour interpréter le jeu de données géophysiques et visualiser au mieux les gisements de nickel. Ce manuscrit s'articule autour de six chapitres abordant ces différentes problématiques :

- le **Chapitre 1** expose le contexte géographique et géologique calédonien. Après une description succincte des unités géologiques composant le « socle », les unités allochtones mises en place à l'Éocène sont décrites ainsi que les principaux modèles d'obduction proposés dans la littérature ;
- le **Chapitre 2** reprend les processus d'altération supergène ayant affectée la Nappe des Péridotites dès l'Oligocène supérieur, ainsi que les produits résultants. Une attention particulière est portée aux mécanismes de concentration du nickel et à la description des types de gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie ;
- le **Chapitre 3** rend compte des résultats de l'analyse structurale multi-échelle de la Nappe des Péridotites. Afin d'éviter les redondances, les résultats sont présentés par objets et non par zones d'études. Ainsi, seuls quelques affleurements clés, représentatifs de l'ensemble de nos observations à l'échelle de la Grande Terre, sont présentés dans ce manuscrit ;
- le **Chapitre 4** présente la méthode d'électromagnétisme héliportée employée, puis les résultats d'interprétation des données géophysiques en corrélation avec les données de terrain du *Chapitre 3*. Dans un souci de clarté, les résultats sont présentés par objets et illustrés par quelques profils électromagnétiques ;
- le **Chapitre 5** reprend les principaux résultats des *Chapitre 3* et *4* sur la structuration de la nappe et examine les implications pour les mécanismes de mise en place de la Nappe des Péridotites puis leur rôle dans la genèse des gisements nickélifère de Nouvelle-Calédonie. Un modèle révisé de formation est proposé ainsi que de nouveaux métallotectes pour l'exploration du nickel.

---

<sup>7</sup> UNC : Université de la Nouvelle-Calédonie



# Chapitre 1 : Géologie de la Nouvelle-Calédonie

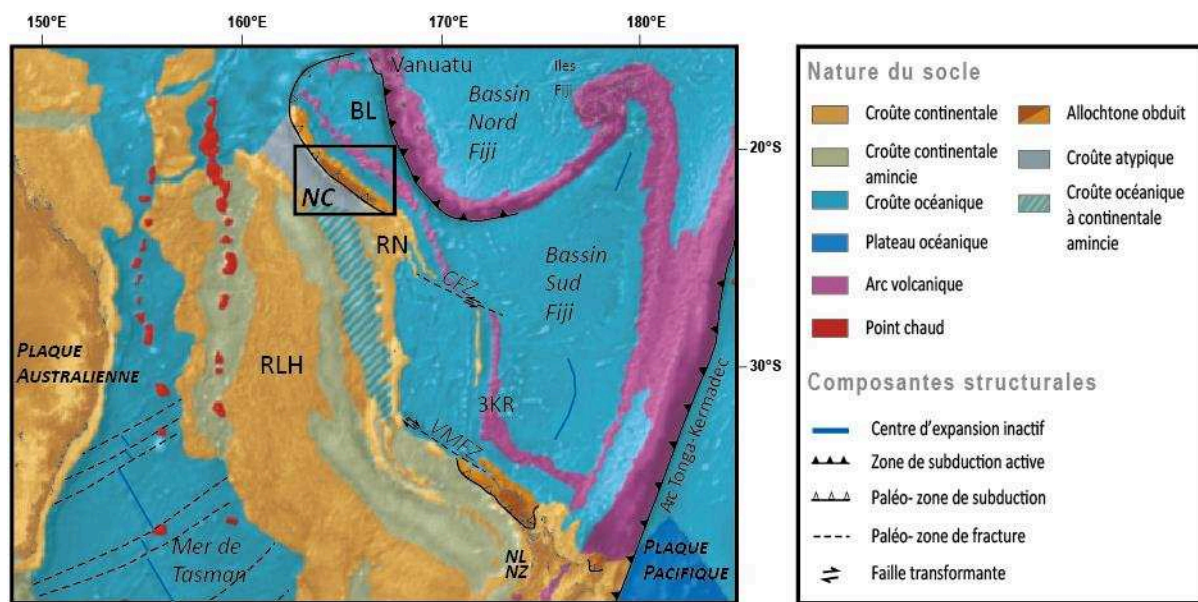
|           |                                                                                            |           |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1.</b> | <b>Situation géodynamique de la Nouvelle-Calédonie dans le Pacifique Sud-Ouest.....</b>    | <b>23</b> |
| <b>2.</b> | <b>Géologie du socle anté-crétacé supérieur: la marge active du Sud-Est Gondwana .....</b> | <b>24</b> |
| <b>3.</b> | <b>Du rifting marginal crétacé à l'obduction éocène .....</b>                              | <b>25</b> |
| <b>4.</b> | <b>Le complexe subduction-obduction.....</b>                                               | <b>26</b> |
| 4.1.      | La nappe des Montagnes Blanches.....                                                       | 26        |
| 4.2.      | La Nappe de Poya.....                                                                      | 26        |
| 4.3.      | Le complexe métamorphique .....                                                            | 27        |
| 4.4.      | La Nappe des Péridotites (Avias, 1967).....                                                | 27        |
| <b>5.</b> | <b>L'évolution post-obduction .....</b>                                                    | <b>29</b> |
| 5.1.      | Le plutonisme post-obduction.....                                                          | 29        |
| 5.2.      | Évolution supergène, dépôts post-obduction et morphologie actuelle.....                    | 30        |
| <b>6.</b> | <b>Les modèles d'obduction .....</b>                                                       | <b>30</b> |
| 6.1.      | Le modèle d'obduction de Cluzel et al. (2001) .....                                        | 31        |
| 6.2.      | Le modèle d'obduction de Lagabrielle et al. (2013) .....                                   | 32        |
| 6.3.      | Le modèle d'obduction de Gautier et al. (2016) .....                                       | 33        |
| <b>7.</b> | <b>Tectoniques tardives du post-Miocène à l'actuel.....</b>                                | <b>33</b> |





## 1. Situation géodynamique de la Nouvelle-Calédonie dans le Pacifique Sud-Ouest

Le Pacifique Sud-Ouest est constitué de diverses provinces structurales définies d'après la nature de leur socle: lanières continentales, bassins océaniques, bassins continentaux étirés, bassins arrière-arc et rides volcaniques (Fig. 5). La Nouvelle-Calédonie se situe au nord de la **ride de Norfolk** (encart noir, Fig. 5) correspondant à une lanière de croûte continentale, fragment de la marge SE du Gondwana (Hayes et Ringis, 1973 ; Gaina *et al.*, 1998), en majeure partie immergée et se prolongeant jusqu'au nord de la Nouvelle-Zélande (Fig. 5). La Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande constituent la partie émergée du continent **Zealandia** (Luyendyk, 1995 ; Mortimer *et al.*, 2017) qui se situe aujourd'hui dans un **contexte géodynamique** actif à proximité des zones de subduction du Vanuatu et de la fosse Tonga-Kermadec (Fig. 5).



**Fig. 5.** Carte de la nature du socle et éléments structuraux associés (Collot *et al.*, 2011). Abréviations : 3KR, Ride des Trois Rois ; BL, Bassin des Loyauté ; CFZ, Fracture de Cook ; NC, Nouvelle-Calédonie ; NL NZ, Northland Nouvelle-Zélande ; RLH, Ride de Lord Howe ; RN, Ride de Norfolk ; VMFZ, Fracture de Meisnez.

La Nouvelle-Calédonie est composée d'un ensemble d'îles appartenant à la Ride de Norfolk et à celle des Loyauté. L'île principale, nommée « Grande Terre » (d'environ 400 km de long et 50 km de large), est allongée suivant un axe NO-SE. Les îles Bélep et l'île des Pins sont respectivement situées aux extrémités nord et sud, le tout appartenant à la ride de Norfolk. La partie émergée de la **ride des Loyauté**, située à environ 100 km au large de la côte est de la Grande Terre, est constituée, du nord vers le sud, des îles d'Ouvéa, Lifou, Tige et Maré, bordées par le **Bassin des Loyauté**. À l'ouest, La ride de Norfolk est séparée de la ride de Lord Howe par le **Bassin de Nouvelle-Calédonie** (Fig. 5).

Du Permien à l'actuel, la Nouvelle-Calédonie a été témoin de **cinq cycles tectoniques** (Cluzel *et al.*, 2012a) : le premier du **Permien au Crétacé inférieur** formant le « socle » actuel ; le second témoin de la séparation du continent Zealandia du **Crétacé supérieur au Paléocène** (Hayes et Ringis, 1973 ; Gaina *et al.*, 1998 ; Mortimer *et al.*, 2017) ; le troisième, à l'**Éocène supérieur**, principalement marqué par l'obduction de la Nappe des Péridotites (Avias, 1967) ; le quatrième caractérisé par des soulèvements successifs et l'**altération supergène** des péridotites ; et le dernier marqué par le **bombement lithosphérique** subactuel associé à la subduction du Vanuatu.



**inférieur** (Albien, 105 Ma) composée de sédiments distaux volcanoclastiques d'arc (Guérangé *et al.*, 1975; Meffre, 1995; Cluzel *et al.*, 2010);

- l'**unité de la Boghen** est constituée de métasédiments démembrés (*'broken formation'*) d'origine volcanique ou plus rarement terrigène, de basaltes en coussin (*'pillow lavas'*) en lames tectoniques et de serpentinites. L'âge maximum déterminé sur zircons détritiques est **Crétacé inférieur** (Adams *et al.*, 2009). Cet ensemble est affecté par un métamorphisme HP-BT croissant vers l'ouest, absent dans les unités adjacentes.

Cluzel et Meffre (2002) proposent une reconstitution de la marge active est-gondwanienne où l'unité de Koh correspond à un fragment de bassin piégé en situation d'avant-arc, sur lequel les sédiments de la Chaîne Centrale se seraient déposés. L'unité de Teremba, dont le socle reste inconnu, correspondrait à la partie proximale de ce même bassin d'avant-arc. L'unité de la Boghen serait un complexe de subduction dont le gradient métamorphique augmentant vers l'ouest suggère le plongement vers l'ouest.

### 3. Du rifting marginal crétacé à l'obduction éocène

Le socle est recouvert en discordance angulaire d'une importante couverture sédimentaire du **Crétacé supérieur** communément appelée « **Formation à charbon** » (Paris, 1981). Cette formation est composée de sédiments parfois charbonneux accumulés en zone tidale ou deltaïque, et de roches volcaniques d'âge coniacien (~ **88 Ma**, Nicholson *et al.*, 2011). Les sédiments clastiques contiennent des faunes endémiques indiquant un isolement de l'Australie (Paris, 1981), confirmé par la provenance locale des zircons détritiques (Cluzel *et al.*, 2011). Nicholson *et al.* (2011) interprètent ce bref épisode volcanique comme le résultat d'une subduction à plongement ouest, cependant d'autres auteurs le mettent en relation avec le rifting de l'ancienne marge active (Bryan, 1997 ; Cluzel *et al.*, 2010).

La subsidence post-rift est enregistrée durant au **Maastrichtien** par les cherts noirs appelés « **phtanites** » (Routhier, 1953a). Ces sédiments hémi-pélagiques marquent la fin des apports terrigènes et donc la submersion progressive de la Nouvelle-Calédonie. La sédimentation pélagique se poursuit pendant le Paléocène avec une évolution graduelle vers des micrites en relation avec un réchauffement climatique. Durant cette période, la ride portant la Nouvelle-Calédonie est un plateau isolé stable dans des eaux relativement profondes.

De l'**Éocène inférieur à supérieur**, cette configuration change avec l'apparition d'une pente dans le bassin et la reprise d'un régime instable dont témoignent les brèches et olistostromes (régions de Koumac et de Nouméa, *Fig. 6*) au sommet d'une séquence turbiditique nommée « **Flysch de Bourail** » (Paris, 1981). L'érosion qui précède le remplissage syntectonique des bassins de Bourail et Nouméa, est interprétée comme la conséquence de l'émersion due à un bombement lithosphérique (Cluzel *et al.*, 1998) et à la formation du bassin d'avant-pays liée à l'entrée oblique de la ride de Norfolk dans la zone de subduction (Maurizot, 2014 ; Maurizot et Cluzel, 2014). Il est à noter qu'au nord la discordance n'existe pas, le passage aux brèches étant continu.

## 4. Le complexe subduction-obduction

### 4.1. La nappe des Montagnes Blanches

La **nappe des Montagnes Blanches** est tectoniquement intercalée entre le flysch paléogène et les unités basiques et ultrabasiques obduites (*Fig. 6b*). Cette unité est composée de cherts et d'argilites du **Crétacé supérieur** surmontés de micrites **paléocènes** passant à des calci-turbidites à l'**Éocène inférieur**. Dans les régions de Koumac, Bourail et Nouméa, les niveaux supérieurs du flysch paléogène contiennent des éléments de cette unité sédimentaire allochtone marquant le début de la convergence à **environ 50 Ma** à Koumac (Maurizot, 2011) et vers **45 Ma** sur Nouméa (Dallanave *et al.*, 2018). Cette nappe représente l'équivalent latéral non métamorphisé de l'**unité du Diahot**.

### 4.2. La Nappe de Poya

La **Nappe de Poya** surmonte tectoniquement toutes les séries pré-néogènes, à l'exception de la Nappe des Péridotites (*Fig. 6b*). Cette unité a été affectée par un métamorphisme de subduction (amphibolites) et par le métamorphisme haute pression éocène constituant l'**unité de Pouébo** (Cluzel *et al.*, 2001).

Cette nappe est composée de deux unités lithotectoniques :

- i) des **basaltes de Poya** reconnus comme un ensemble de lames tectoniques métriques à kilométriques de basaltes massifs ou en coussins et dolérites, associés à des sédiments bathyaux contenant des radiolaires d'âge **Campanien-Paléocène supérieur à Éocène inférieur** (Aitchison *et al.*, 1995 ; Cluzel *et al.*, 2001). Au sein de cette unité coexistent des basaltes « enrichis » (E-MORB), de bassin d'arrière-arc (BABB) et intra-plaque (OIB) indiquant l'existence d'au moins deux sources mantelliques, l'une relativement primitive, enrichie et profonde ( $\epsilon\text{Nd} = 3$  à 5,5) et la seconde plus superficielle ( $\epsilon\text{Nd} = 7$  à 10) (Cluzel *et al.*, 1997 ; Eissen, 1998 ; Cluzel *et al.*, 2001).
- ii) du **Faciès Koné** (Paris, 1981) composé de grès et turbidites de marge passive d'âge **coniacien-santonien**, affectés par des intrusions de sills doléritiques d'affinité E-MORB, d'âge éocène inférieur (Cluzel *et al.*, 2017).

Les basaltes de la Nappe de Poya ont été interprétés comme appartenant à un bassin marginal, le Bassin Sud-Loyauté (Cluzel *et al.*, 2001; Cluzel *et al.*, 2012a), originalement situé au NE de la Nouvelle-Calédonie (Ali et Aitchison, 2000), et plus récemment, comme la croûte océanique du bassin des Loyauté (Lagabrielle *et al.*, 2013). Des travaux récents ont révélé que l'extension du Faciès Koné a été sous-estimée par le passé (Cluzel *et al.*, 2017). À grande échelle, le Faciès Koné semble se positionner sous la Nappe de Poya et au-dessus de la nappe des Montagnes Blanches. La présence de faciès intermédiaires entre les sédiments bathyaux associés aux basaltes de Poya et les turbidites du Faciès Koné, suggère une ancienne continuité entre ces deux unités, par la suite tectonisée.

Par ailleurs, des bassins en « **piggy-back** », représentés par les **Flyschs de Népoui** et de **Koumac**, sont étroitement liés à l'unité de Poya. En effet, ces deux bassins sont tectoniquement intercalés entre la Nappe de Poya, constituant leur principale source sédimentaire, et la Nappe des Péridotites.



### 4.3. Le complexe métamorphique

Le **complexe métamorphique HP-BT**, affleurant au nord de la Grande Terre (*Fig. 6a*), est composé de deux unités métamorphiques :

- i) l'**unité du Diahot**, caractérisée par des roches du faciès schiste bleu au SO et éclogite au NE de la zone, a été subduite jusqu'à une profondeur d'**environ 50 km** (~1.7 GPa – ~550°C) (Fitzherbert, 2003).
- ii) l'**unité de Pouébo** est constituée de blocs décimétriques à pluri-hectométriques de roches basiques dérivées de l'unité de Poya (Cluzel *et al.*, 2001 ; Spandler *et al.*, 2005) et de métasédiments englobés dans une matrice de méta-serpentine (talc-schiste). Ces roches éclogitiques, montrant un degré métamorphique plus fort que l'unité du Diahot et un enfouissement maximum d'**environ 80 km** (~2.4 GPa – ~600°C) (Clarke *et al.*, 1997 ; Carson *et al.*, 2000), enregistrent un pic de métamorphisme à **environ 44 Ma** (U-Pb sur surcroissances métamorphiques de zircons) (Spandler *et al.*, 2005).

L'exhumation du complexe métamorphique à 7 km de profondeur a été estimé à **34±4 Ma** par traces de fission sur apatites (Baldwin *et al.*, 2007). Actuellement, l'unité de Pouébo est au cœur d'une antiforme, marquée par la foliation régionale (*Fig. 6b*), et ses flancs sont emballés par l'unité du Diahot (Cluzel *et al.*, 1995). Au niveau de la Thiem (*Fig. 6b*), le flanc est de l'antiforme est chevauché par la Nappe de Poya et enfin par la Nappe des Péridotites s'enracinant dans le bassin des Loyauté (Collot, 1987).

### 4.4. La Nappe des Péridotites (Avias, 1967)

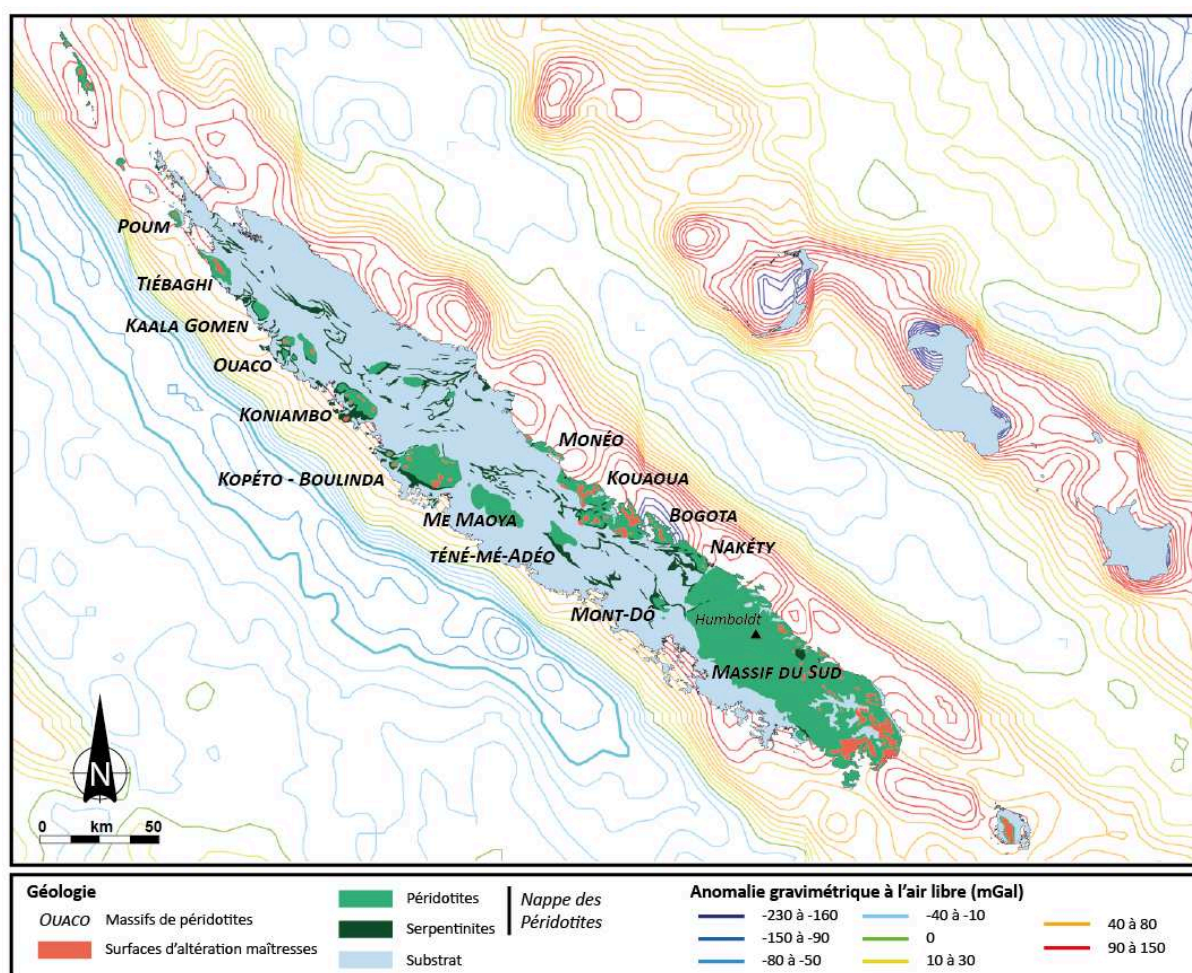
La **Nappe des Péridotites** (Avias, 1967) est une unité litho-structurale majeure obduite à l'**Éocène supérieur** sur l'ensemble des unités précédemment décrites. Actuellement, les roches ultramafiques recouvrent entièrement le sud de la Grande Terre, appelé « **Massif du Sud** », et affleurent en une série de klippes alignées le long de la côte ouest. Les péridotites culminent à 1 618 m d'altitude au Mont Humboldt (*Fig. 7*).

Cette unité est principalement composée de harzburgites et dunites, et de rares lherzolites dans les massifs du Nord (Tiébaghi et Poum, *Fig. 7*). Les rares zones à cumulats mafiques et ultramafiques (dunites, pyroxénites, wherlites et gabbros) dans le Massif du Sud seraient les seuls témoins résiduels d'une croûte « océanique » (Prinzhofer, 1981). Les harzburgites sont affectées par une foliation de haute température associée à un rubanement (harzburgite/dunite) à faible pendage (< 20°, Massif du Sud) (Guillon, 1975 ; Prinzhofer, 1981). Dans le Massif du Sud, la foliation peut localement porter une linéation d'étirement, orientée N-S (Prinzhofer *et al.*, 1980 ; Prinzhofer, 1981), interprétée comme la conséquence du mouvement différentiel entre la lithosphère et l'asthénosphère à proximité de la dorsale. La dorsale océanique à l'origine de l'ophiolite calédonienne aurait donc eu une orientation E-O (Prinzhofer *et al.*, 1980; Cluzel *et al.*, 2012a) ; cette conclusion doit cependant être nuancée car des zones de cisaillement haute température de la péninsule de Bogota et de Poum sont orientées N-S et NO-SE respectivement (Prinzhofer et Nicolas, 1980 ; Titus *et al.*, 2011) et une linéation d'étirement au sein des klippes de côte ouest orientée NO-SE (Nicolas, 1989).

La présence d'une anomalie gravimétrique positive (~ 100 mGal) marque l'occurrence d'un corps dense et allongé le long de la côte est de la Grande Terre (*Fig. 7*). Combinée à l'interprétation de

profils sismiques, cette anomalie rend compte de l'enracinement de la Nappe des Péridotites en continuité avec le bassin des Loyauté (Bitoun et Récy, 1982 ; Collot, 1987 ; Auzende *et al.*, 2000).

La **subduction à plongement vers le NE**, menant à la fermeture du bassin puis à l'obduction, s'initie à la dorsale et implique donc de la lithosphère jeune et chaude (Ulrich *et al.*, 2010; Cluzel *et al.*, 2012b). Durant cette période, la moitié occidentale du bassin des Loyauté est inversée et transformée en bassin d'avant-arc (Milsom, 2003 ; Edwards *et al.*, 2015). Le démarrage de la subduction a été estimé à **environ 56 Ma** par  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur hornblende et U-Pb sur zircons prélevés dans des lentilles d'amphibolite appartenant à la semelle métamorphique, située directement sous la Nappe des Péridotites et au-dessus de la Nappe de Poya, et provenant du métamorphisme BP-HT des basaltes de cette dernière (Cluzel *et al.*, 2012b).



**Fig. 7.** Carte géologique simplifiée des massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie et surfaces d'altération maîtresses, modifié après Maurizot et Vendé-Leclerc (2009) sur fond de carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre des bassins adjacents à la Grande Terre, modifié après Collot *et al.* (1987).

La Nappe des Péridotites est recoupée par des **filons d'âge éocène inférieur** (hornblendite, diorite, leucodiorite et autres roches feldspathiques), mis en place dans un laps de temps restreint (55-50 Ma, U-Pb sur zircons) (Cluzel *et al.*, 2006). Certains filons feldspathiques sont produits par la fusion partielle de la croûte de la plaque plongeante (adakitoïdes) ; d'autres ont des affinités boninitiques et résultent de la fusion hydratée des péridotites du coin mantellique enrichies par des fluides et magmas issus de la plaque plongeante. Des filons de dolérite de type IAT, un peu plus récents (~50

Ma, Ar/Ar ; Comm. Pers. D. Cluzel, données inédites), représentent probablement le produit le plus précoce de l'activité de l'arc volcanique.

Des études récentes ont montré que les gabbros cumulats, affleurant au sud de la Grande Terre (Fig. 7) aurait été en équilibre avec des boninites d'avant-arc (Marchesi *et al.*, 2009 ; Pirard *et al.*, 2013 ; Cluzel *et al.*, 2016). Par contre, ces dernières ne seraient pas en équilibre avec les harzburgites sous-jacentes qui apparaissent trop appauvries (Cluzel *et al.*, 2016). D'autre part, seules les dolérites de type IAT recoupent les cumulats dont la mise en place se situerait donc entre 55 et 50 Ma). Ces éléments sont cohérents avec un **contexte de supra-subduction** (Cluzel *et al.*, 2001 ; Whattam *et al.*, 2008 ; Whattam, 2009 ; Ulrich *et al.*, 2010).

De la dorsale à l'obduction, les péridotites ont subi divers épisodes d'hydratation et de refroidissement sous contraintes menant à la néoformation de phases minérales du groupe des serpentines (Chapitre 2 ; Orloff, 1968 ; Ulrich *et al.*, 2010). La péridotite a une très faible porosité et perméabilité (Godard *et al.*, 2013 ; Rouméjon *et al.*, 2015), c'est pourquoi la serpentine est à l'origine généralement disséminée ou concentrée au niveau de discontinuités (Dilek *et al.*, 1997 ; Andreani *et al.*, 2007 ; Rouméjon et Cannat, 2014). Le degré de serpentinitisation varie généralement entre 40 et 80% mais on peut trouver localement des péridotites serpentinisées à 100% ; plus rarement, des roches exemptes de toute serpentinitisation constituent des masses isolées.

Par ailleurs, la base de la Nappe des Péridotites est caractérisée par une **semelle serpentineuse**, de 20 à 200 m d'épaisseur, formée de mylonites porphyroclastiques au sein desquelles des veines syntectoniques de magnésite supergène ont été décrites suggérant une émergence et altération précoce de la nappe durant ou sur la fin de sa mise en place (Quesnel *et al.*, 2013).

## 5. L'évolution post-obduction

### 5.1. Le plutonisme post-obduction

Les **granitoïdes de Saint-Louis et de Koum** affleurent dans le Massif du Sud (Fig. 6a). Ils sont respectivement datés à **27, 5 et 24 Ma** (U-Pb sur zircons) (Cluzel *et al.*, 2005 ; Paquette et Cluzel, 2007). La mise en place de ces granitoïdes semble contrôlée par la fracturation du substrat et leur remontée semble avoir été stoppée par la semelle serpentineuse de la Nappe des Péridotites (Cluzel *et al.*, 2005).

La **granodiorite de Saint-Louis** affiche les caractéristiques géochimiques et isotopiques d'un magma d'arc volcanique. Elle a été associée à une **subduction post-éocène** de courte durée le long de la côte ouest (Cluzel *et al.*, 2005) détectée par tomographie téléseismique dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie (Regnier, 1988). Cependant, certains auteurs réfutent cette hypothèse et argumentent que la structure du bassin reflète plutôt une flexure en réponse à un effet de surcharge lors de la mise en place de la Nappe des Péridotites (Collot *et al.*, 2008).

L'**adamellite de Koum** (côte est) possède des caractéristiques isotopiques quasiment identiques ; cependant certaines nuances dans la composition géochimique suggèrent l'intervention d'un composant granulitique de base de croûte. Elle est interprétée comme faisant suite à la **rupture de la plaque plongeante** de la subduction éocène et la création d'une **fenêtre asthénosphérique** (Cluzel *et al.*, 2005 ; Sevin *et al.*, 2014).

Récemment, Folcher (2016) a proposé une corrélation entre ces granites et le décalage vers l'est des alignements de point chaud dans la mer de Tasman (*Fig. 5*) attribué à la collision du plateau d'Ontong Java avec la plaque australienne à 26 Ma (Knesel *et al.*, 2008).

## 5.2. Évolution supergène, dépôts post-obduction et morphologie actuelle

Dès son émergence, la Nouvelle-Calédonie est soumise à l'**altération supergène** en climat tropical développant un épais manteau d'altération sur les péridotites (cf. *Chapitre 2*). Les profils d'altération forment des surfaces d'aplanissement étagées sur les massifs de péridotites (Wirthmann, 1965). Chardon et Chevillotte (2006) invoquent des soulèvements tectoniques successifs probablement accompagnés de variations du niveau marin pour expliquer la formation de ces surfaces. Actuellement la majorité de ces profils sont démantelés mais certaines cuirasses fossiles, échantillonnées sur le massif de Tiébaghi (*Fig. 6a*), ont pu être datées à **25 Ma** par méthode paléomagnétique (Sevin *et al.*, 2012). Si l'altération supergène a probablement débuté antérieurement à cette date, elle marque la fin des mouvements verticaux au nord de la Grande Terre.

Parallèlement au processus d'altération, le **Miocène inférieur** est enregistré par des dépôts calcaires intercalés de séquences détritiques terrigènes formant la **série de Népoui** (Coudray, 1976 ; Maurizot *et al.*, 2016). Cette unité repose en discordance angulaire sur l'Unité de Poya et le Flysch de Népoui et représente à ce jour les seuls sédiments post-obduction datés. Elle n'affleure que très localement dans la région de Népoui (*Fig. 6a*) et son origine est encore fortement débattu (Lagabrielle *et al.*, 2005 ; Sevin *et al.*, 2014 ; Maurizot *et al.*, 2016).

La **formation « fluvio-lacustre »** située dans le Massif du Sud (*Fig. 6a*) est elle aussi interprétée comme post-obduction (Trescases, 1973 ; Chardon et Chevillotte, 2006), cependant aucune datation absolue n'est disponible à ce jour (Folcher, 2016). Ces sédiments, d'une épaisseur maximale de 70 m, sont principalement constitués de produits remaniés du profil d'altération développé sur péridotites et remplissent les paléo-vallées et dépressions endoréiques (Trescases, 1973 ; Folcher, 2016).

Plus tardivement, des plateformes carbonatées, datées entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur, se sont développées à l'apex de monts sous-marins sur la ride des Loyauté (Bitoun et Récy, 1982 ; Guyomard *et al.*, 1996 ; Lafoy *et al.*, 1996).

## 6. Les modèles d'obduction

L'obduction de la Nappe des Péridotites sur le substrat calédonien aurait eu lieu entre **34,4 Ma**, âge des sédiments les plus récents chevauchés par la nappe ultramafique (Cluzel *et al.*, 1998 ; Maurizot et Cluzel, 2014), et **27 Ma** correspondant à l'âge du granitoïde de St-Louis recoupant le contact de base de la nappe (Paquette et Cluzel, 2007) (*Fig. 6*). Si les auteurs s'accordent sur une vergence de la nappe du NE vers le SO (Avias, 1967; Guillon, 1975; Cluzel *et al.*, 2012a; Gautier *et al.*, 2016; Quesnel *et al.*, 2016b), les moteurs de mise en place de la Nappe des Péridotites et la provenance de la Nappe de Poya sont encore fortement débattus. Trois principaux modèles émergent dans la littérature et sont présentés ci-après.



### 6.1. Le modèle d'obduction de Cluzel et al. (2001)

Les auteurs distinguent deux périodes tectoniques entre le Crétacé et l'Éocène (Fig. 8) :

- une période d'extension où l'ouverture d'un bassin marginal (le bassin Sud-Loyauté) est associé à la migration vers l'est de la marge pacifique (l'actuelle fosse Tonga-Kermadec, Fig. 5a) (**80-60 Ma**) (Eissen, 1998 ; Schellart, 2007) ;
- une période de convergence engendrant la fermeture du bassin et l'accrétion de matériel océanique (future nappe de Poya) au cours de l'initiation d'une subduction à vergence est (**55 Ma**). Durant cette période, divers rubans de croûte continentale amincie appartenant à la ride de Norfolk ont été subduits, dont l'unité du Diahot et celle de Pouébo (**45 Ma**).

L'entrée dans la zone de subduction de la ride de Norfolk provoque le soulèvement suivi du détachement de la région avant-arc sus-jacente, représentant aujourd'hui la Nappe des Péridotites.

Au même moment, un blocage diachrone de la zone de subduction entraîne la surrection et l'exhumation du complexe métamorphique HP-BT.

Suite au blocage de la zone de subduction, une nouvelle subduction s'amorce le long de la côte ouest générant le granite de Saint-Louis (27 Ma, Fig. 6a). Éventuellement, la rupture de la plaque plongeante permet la formation d'une fenêtre asthénosphérique et la mise en place du granitoïde de Koum (24 Ma, Fig. 6) (Cluzel et al., 2005).

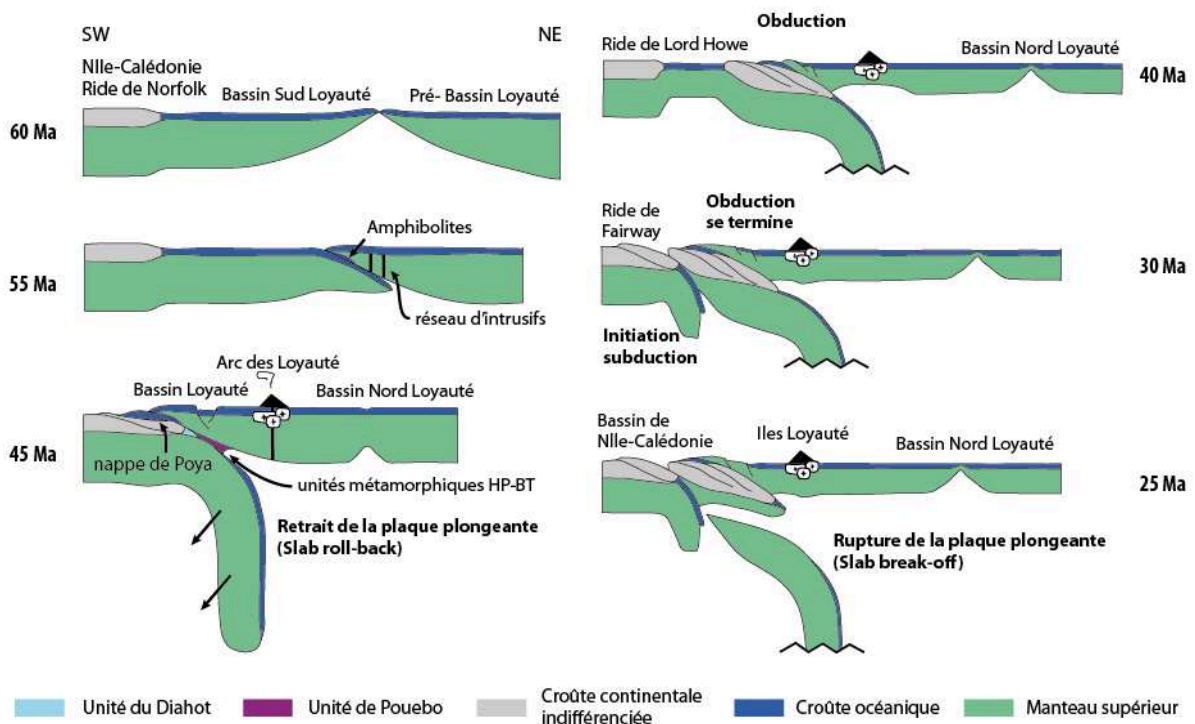


Fig. 8. Modèle de l'évolution géodynamique de la Nouvelle-Calédonie du Paléocène au Miocène, modifié d'après Cluzel et al. (2012a).

## 6.2. Le modèle d'obduction de Lagabrielle et al. (2013)

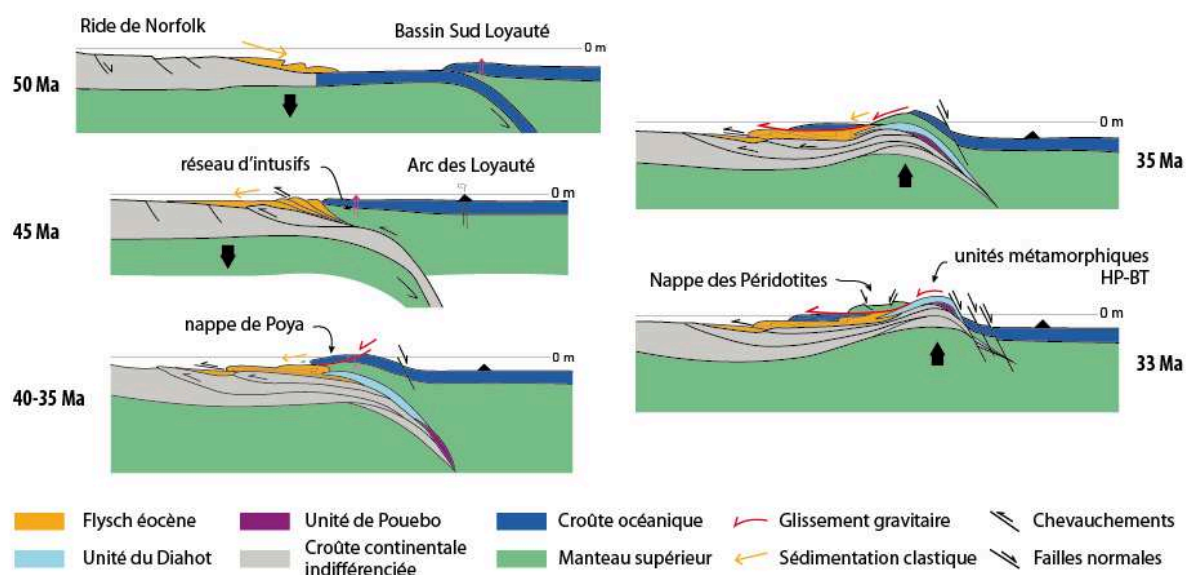
Les auteurs proposent un modèle basé sur trois principaux arguments :

- Le complexe ophiolitique obduit est incomplet, manquant les niveaux à dykes et basaltes en coussins ;
- la Nappe des Péridotites est charriée sur la nappe de Poya, cette dernière provenant possiblement de la fusion du manteau (Ulrich et al., 2010) ;
- le contact basal de la Nappe des Péridotites est remarquablement plat et n'aurait pas été épaissi lors de l'obduction.

Ils éliminent l'idée d'une mise en place par poussée tectonique arrière et privilégient une **obduction passive**. En effet, la surrection progressive des unités enfouies lors de la subduction aurait permis le soulèvement passif de l'ophiolite entraînant l'érosion et le glissement des unités basaltiques sus-jacentes (**40-35 Ma**, nappe de Poya) (Fig. 9). L'obduction se termine par le **glissement gravitaire d'une large écaille du manteau océanique** sur les basaltes et **l'exhumation des unités HP-BT** de Pouébo et du Diahot par dénudation du manteau (**33 Ma**) (Fig. 9).

Les différents niveaux de décollement, facilitant le glissement des différentes nappes, serait engendrés par la migration de fluides métasomatiques durant la surrection des unités métamorphiques permettant le développement de niveaux serpentineux (Ulrich et al., 2011).

Il est à noter que certains arguments sont erronés. En effet si le contact basal de la Nappe des Péridotites semble plat localement, ce n'est pas le cas partout, particulièrement dans le Massif du Sud où le contact de base est antiforme (transversale Thio-Boulouparis). La semelle serpentineuse basale a une épaisseur variable, de 20 à 200 m, mais surtout l'ophiolite a subi un épaississement mis en évidence par des chevauchements intra-nappes (Quesnel et al., 2016b).



**Fig. 9.** Modèle géodynamique de la mise en place des nappes ophiolitiques de l'Éocène inférieur à l'Oligocène inférieur, modifié d'après Lagabrielle et al. (2013).

### 6.3. Le modèle d'obduction de Gautier et al. (2016)

A l'inverse de Lagabrielle *et al.* (2013), Gautier *et al.* (2016) propose un mécanisme d'obduction par **poussée tectonique arrière** se basant sur deux points principaux :

- les klippes de péridotites ont un contact basal plat et exhibent des zones de cisaillement à vergence S/SO impliquant une compression pure ;
- au NE de l'île, la Nappe des Péridotites est plissée en association avec des lames de serpentinites plurikilométriques (Maurizot *et al.*, 1985) et le développement d'une schistosité subverticale dans les métasédiments sous-jacents.

D'autre part, ils argumentent que l'obduction se serait engendrée à travers une **convergence oblique dextre** expliquant la mise en place de la nappe ophiolitique en même temps que l'exhumation des roches métamorphiques HP-BT. En effet, la convergence oblique associée à la dénudation du flanc NE de l'île permettrait l'exhumation des roches métamorphiques à l'arrière de la nappe.

## 7. Tectoniques tardives du post-Miocène à l'actuel

Les unités les plus récentes (granitoïdes oligocènes, sédiments miocènes, plateformes carbonatées post-miocènes, sédiments fluviaux de latérites re-sédimentées) sont affectées par un réseau de fractures (Lagabrielle *et al.*, 2005 ; Chardon et Chevillotte, 2006 ; Bogdanov *et al.*, 2011 ; Folcher, 2016). Cette fracturation tardive et l'inclinaison vers le SO de la Grande Terre peuvent résulter de :

- une phase d'amincissement post-obduction affectant l'ensemble de la nappe ophiolitique (Lagabrielle et Chauvet, 2008) et les sédiments de Népoui (Lagabrielle *et al.*, 2005) ;
- un épisode de tectonique extensive puis transtensive liées à l'initiation de la subduction du Vanuatu puis à l'ouverture du bassin Nord Fidji (Chardon et Chevillotte, 2006) ;
- l'entrée de la Nouvelle-Calédonie dans la zone de bombement lithosphérique il y a 2 ou 3 Ma à l'origine du soulèvement des plateformes carbonatées développées sur les îles Loyauté (Dubois *et al.*, 1974 ; Bogdanov *et al.*, 2011), du récif frangeant au sud de la Grande Terre et de l'île des Pins (Cabioch *et al.*, 1996).



# Chapitre 2 : Les minerais de nickel et autres produits de l'altération supergène

|           |                                                                             |           |
|-----------|-----------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1.</b> | <b>Altération supergène.....</b>                                            | <b>37</b> |
| 1.1.      | Les processus d'altération supergène.....                                   | 37        |
| 1.2.      | Les caractéristiques du profil d'altération sur substrat ultramafique ..... | 38        |
| 1.3.      | Les principaux minéraux néoformés.....                                      | 42        |
| 1.3.1.    | La magnésite .....                                                          | 42        |
| 1.3.2.    | Les silicates hydratés de Mg-Ni.....                                        | 43        |
| 1.3.3.    | Les polymorphes de la silice.....                                           | 44        |
| <b>2.</b> | <b>Facteurs influençant la genèse des gisements nickélifères .....</b>      | <b>46</b> |
| 2.1.      | Le climat .....                                                             | 46        |
| 2.2.      | La fracturation et le degré de serpentinisation .....                       | 46        |
| 2.3.      | L'hydrogéologie et le modèle karstique de la Nappe des Péridotites .....    | 48        |
| 2.4.      | La géomorphologie de la Nappe des Péridotites .....                         | 50        |
| <b>3.</b> | <b>Typologie des gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie .....</b>     | <b>51</b> |



L'altération supergène fait référence aux processus permettant la modification des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc des roches, *via* les agents atmosphériques et les eaux souterraines. L'altération des roches ultramafiques est favorisée par un climat chaud et humide et mène à la formation d'un profil d'altération épais en raison de l'importance du résidu insoluble (Avias, 1969 ; Trescases, 1973 ; Latham, 1986).

Pour qualifier ce profil, le terme de **régolithe** est aussi employé. Ce terme peut être défini comme l'ensemble des formations géologiques affleurantes à sub-affleurantes, généralement meubles, et dont la genèse résulte de processus supergènes. Le terme « régolithe » englobe donc aussi les formations superficielles d'origine sédimentaire (p. ex. formations alluviales, éoliennes, glaciaires, etc.) (Merrill, 1897).

Ce chapitre détaille les **processus d'altération supergène** participant à la genèse des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie, les **caractéristiques minéralogiques et chimique** de ce profil et **les facteurs favorisant son développement**.

## 1. Altération supergène

### 1.1. Les processus d'altération supergène

En Nouvelle-Calédonie, la Nappe des Péridotites est soumise à l'altération supergène sous climat tropical. L'altération supergène se traduit majoritairement par une **altération chimique** de la roche dont l'agent principal est l'eau. En effet, l'eau météorique acquiert un caractère oxydant et acide au contact de l'atmosphère, ou réducteur en présence de matière organique, créant un déséquilibre avec les roches basiques et ultrabasique à l'affleurement (Ricordel-Prognon *et al.*, 2009).

L'altération chimique transforme les minéraux d'une roche en résidus solides, minéraux néoformés ou ions en solution via des phénomènes classiques de **dissolution/précipitation** et d'**hydroxylation/déshydroxylation**, mais aussi des réactions d'**hydrolyse** ou d'**oxydo-réduction**.

Plusieurs paramètres influencent ces phénomènes dont la nature de la roche mère et des minéraux qui la composent. En effet, certains minéraux sont plus sensibles à l'altération que d'autres. Un ordre de stabilité des minéraux primaires a défini Goldich (1938), qui se traduit par une série inverse de la série de Bowen<sup>8</sup> (Fig. 10).

Le premier mécanisme d'altération chimique des péridotites est l'**hydrolyse des silicates ferromagnésiens** ( $\text{MgFeSiO}_4$ ), *i.e.* l'olivine, les pyroxènes et éventuellement les serpentines. L'hydrolyse consiste à « casser » les liaisons ioniques<sup>9</sup> sous l'action des ions  $\text{H}^+$  et  $\text{OH}^-$  provenant de la dissociation des molécules d'eau. Les ions libérés passent alors en solutions : les **éléments mobiles, i.e. Mg et Si, sont lessivés** tandis que **les éléments les moins mobiles, i.e. Fe, Mn, Cr, Ni et Co, demeurent dans les minéraux résiduels** (p. ex. chromite<sup>10</sup>) ou **se recombinent pour former de nouvelles phases minérales**.

---

<sup>8</sup> La **série de Bowen** décrit l'ordre de cristallisation des minéraux lors du refroidissement d'un magma.

<sup>9</sup> Une **liaison ionique** est un type de liaison chimique reliant deux atomes par échange d'électrons périphériques (ionisation) et attraction électrostatique au sein du réseau cristallin d'un minéral.

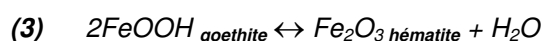
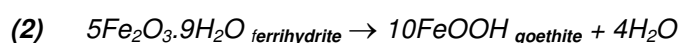
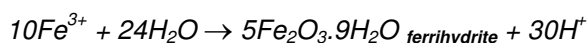
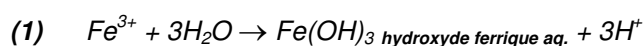
<sup>10</sup> la **chromite** est une espèce minérale du groupe du spinelle, de formule  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ .



|                           |            |                   |                           |
|---------------------------|------------|-------------------|---------------------------|
| +<br>Altération<br>-<br>- | Olivine    | Plagioclase       | -<br>Résistance<br>+<br>+ |
|                           | Pyroxène   | Plagioclase Ca-Na |                           |
|                           | Amphibole  | Plagioclase Na-Ca |                           |
|                           | Biotite    | Plagioclase Na    |                           |
|                           | Serpentine | Feldspath K       |                           |
|                           | Talc       | Muscovite         |                           |
|                           | Quartz     |                   |                           |

Fig. 10. Série de Goldich (1938) définissant l'ordre de stabilité des minéraux primaires, d'après Sevin (2014).

En effet, l'hydrolyse de l'olivine et du pyroxène suivie d'une oxydation du fer permet la formation d'hydroxydes ferriques ou ferrihydrite **(1)**. Ces derniers évoluent rapidement vers la **goethite** à travers un **processus d'oxydo-réduction (2)**. La **déshydroxylation** (perte d'un OH) de la goethite mène à **formation de l'hématite (3)**, ces deux minéraux sont les principaux constituants des horizons supérieurs du manteau d'altération.



Quant au nickel libéré, il est piégé par différent processus :

- **précipitation** sous forme de divers **silicates hydratés de Mg et Ni** collectivement appelés garnièrite (Garnier, 1867 ; Liversidge, 1880) ;
- **adsorption**<sup>11</sup> ou **incorporation** par certains silicates, en particulier la **serpentine** (Trescases, 1973 ; Pelletier, 1996 ; Dublet *et al.*, 2012) ;
- **adsorption** à la surface du minéral de **goethite néoformée** (Bruemmer *et al.*, 1988 ; Beukes *et al.*, 2000 ; Buerge-Weirich *et al.*, 2003), ou **incorporation** dans le réseau cristallin de celle-ci en substitution du fer (Trescases, 1973 ; Dublet *et al.*, 2012).

Les autres lithologies de la Nappe des Péridotites subissent elle aussi les processus d'altération chimique. Les roches plus riches en aluminium, p. ex. **cumulats et intrusions feldspathiques**, donnent des **phyllosilicates alumineux** (kaolinite et halloysite) et **hydroxydes d'aluminium** (gibbsite) (Bailly *et al.*, 2014).

## 1.2. Les caractéristiques du profil d'altération sur substrat ultramafique

L'altération d'une **péridotite plus ou moins serpentinisée et fracturée** mène au développement d'un profil d'altération épais. Au-dessus de la péridotite saine (roche mère ou encore **bedrock**), on trouve de bas en haut : le saprock ou saprolite, la latérite jaune, la latérite rouge et au sommet, un niveau pisolitique ferrugineux (« grenaille ») pouvant évoluer en cuirasse (ou ferricrète). Plusieurs

<sup>11</sup> l'**adsorption** est un phénomène de surface par lequel des éléments (atomes, ions ou molécules) se fixent sur une surface solide.

nomenclatures existent pour définir ces horizons. Les opérateurs miniers utilisent un vocabulaire propre pour décrire les forages carottés qui diffère de celui employé par les géologues et altérologues (*Fig. 11*). **Si le vocabulaire peut varier d'une société minière à l'autre, le plus répandu est celui de la SLN qui dérive des travaux d'Orloff (1968).**

Le **saprock** correspond à une péridotite altérée et fracturée où la structure de la roche initiale est bien conservée (sapolite rocheuse au sens des mineurs). On parle de **sapolite** (sapolite terreuse au sens des mineurs), ou encore d'**isaltérite** (Chatelin et Martin, 1972 ; Eggleton, 2001), lorsque le pourcentage de matériau altéré est supérieur à 20% (Freyssinet, 2005). Ce niveau est d'épaisseur variable et possède une granulométrie très hétérogène.

La **latérite jaune** des mineurs, ou limonite au sens de Eggleton (2001), possède une granulométrie bien plus fine. Cet horizon, en général épais (~20 m), est principalement constitué de goethite. La structure de la roche mère est encore visible, bien que fortement compactée et déformée à cause d'une perte de masse significative. Certain minéraux peu altérables (p. ex. la chromite) subsistent au sein de ce niveau.

A la base de la latérite jaune, des oxy-hydroxyde de manganèse porteur de cobalt et nickel (« asbolane » des mineurs) précipitent au niveau d'un front d'oxydation, ce niveau est aussi appelé « **latérite de transition** ».

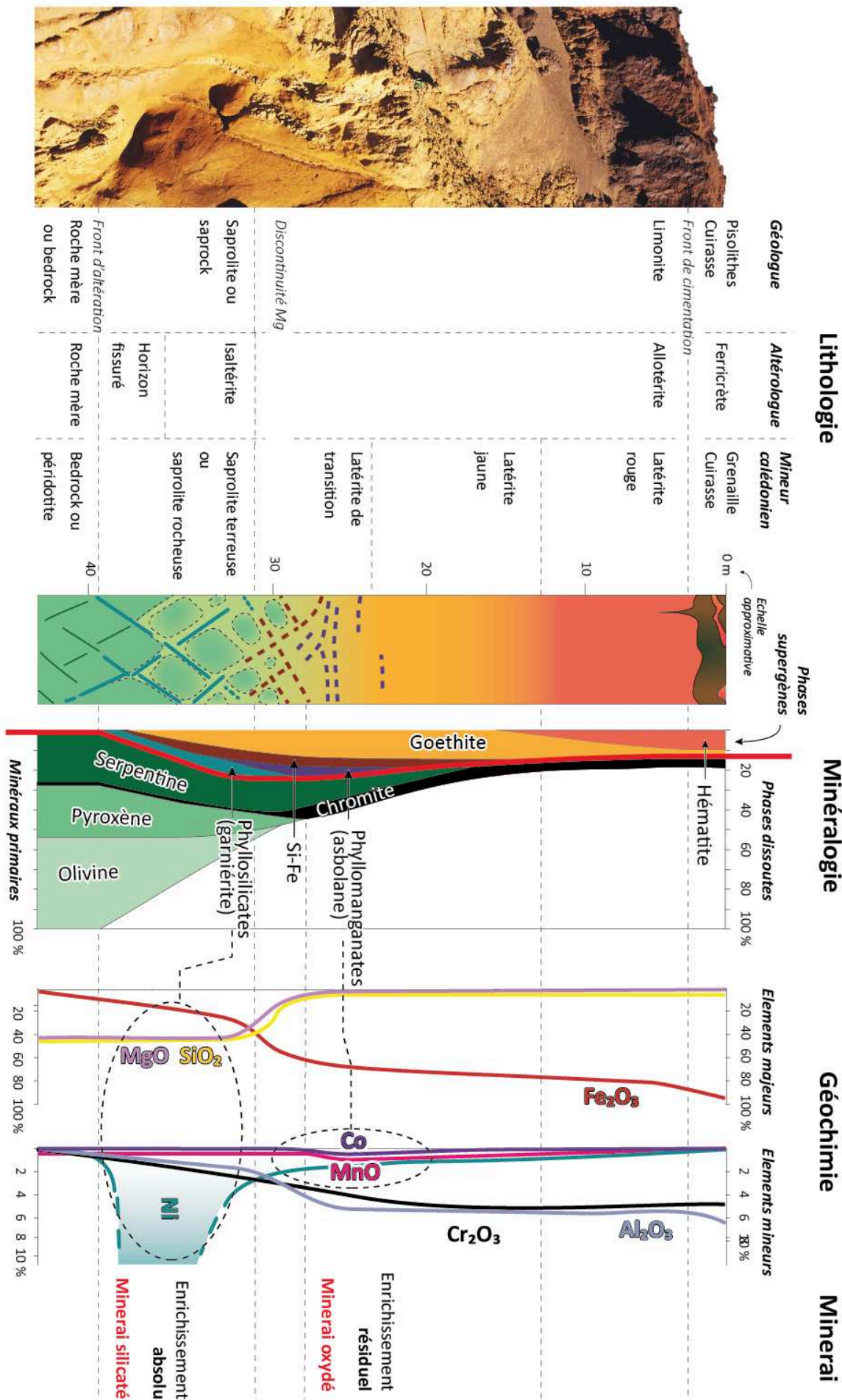
La **latérite rouge** des mineurs, possède une granulométrie très hétérogène. Ce niveau, de un à plusieurs mètres d'épaisseur, est caractérisé par le remplacement progressif de la goethite par l'hématite procurant une couleur brun-rouge (Ségalen, 1994). Cet horizon est généralement très appauvrie en nickel et cobalt et la structure de la roche a entièrement disparu, on parle d'**allotérite** (Chatelin et Martin, 1972).

**Dans la suite de ce travail, le vocabulaire utilisé est principalement celui employé par les mineurs, mais la notion de sapolite et saprock est préférée à celle de sapolite terreuse et sapolite rocheuse.**

Au sein du profil d'altération, les concentrations en Si et Mg diminuent depuis la roche mère jusqu'au saprock et chute brutalement à la base de la latérite jaune. La concentration en Fe a le comportement inverse (*Fig. 11*). Pelletier (2001) remarque que l'olivine peut être transformée en argile dans des zones mal drainées et peu aérées à la place de la limonite formée dans des conditions de drainage intense. Ces argiles du groupe des smectites, **nontronites** et anciennement bowlingites (Pelletier, 2001), peuvent être retrouvées à la base du niveau sapolitique (Fritsch *et al.*, 2014) où elles composent ce qui est communément appelé « **mineral moutarde** ». Cette argile finit éventuellement par être transformée à son tour en limonite.

Au cours de l'altération, les teneurs en Ni et Co déjà relativement élevée dans la roche mère (respectivement de l'ordre de 0.3 et 0.01% ; Golightly, 1981), atteignent des teneurs supérieures à 1% Ni et 0.1% Co (Freyssinet, 2005).

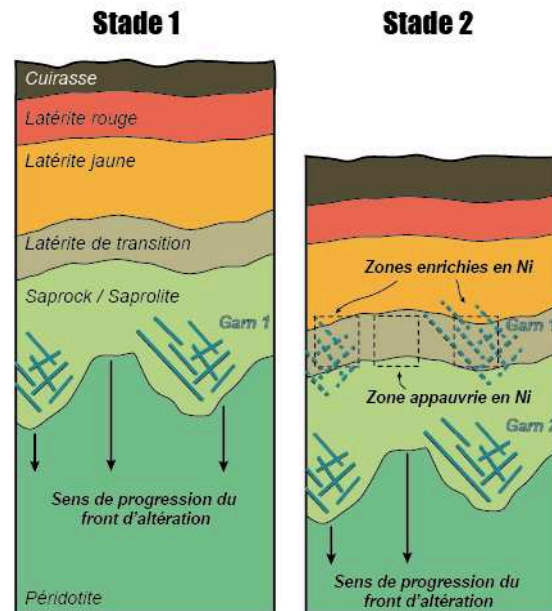
**Le nickel se concentre au niveau du saprock/sapolite et de la latérite jaune.** Ces deux horizons contiennent deux types distincts de minerais pouvant cependant coexister au sein d'un même gisement. Le **saprock** abrite un minerai de nickel dit « **silicaté** », parfois appelé « **garniéritique** », car c'est au sein de ce niveau que précipite le silicate hydraté de Ni et Mg « garniérite » pouvant contenir jusqu'à 20% de nickel.





**Fig. 11.** Profil d'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie, nomenclature utilisée par les géologues, les altérologues et les mineurs calédoniens (codification SLN dérivée des travaux d'Orloff, 1968), caractéristiques minéralogiques et géochimiques du profil et localisation des minerais de nickel. Photo de Robineau et al. (2011) et graphes modifiés d'après Maurizot et al. (sous presse).

Quant à la **latérite jaune**, elle est exploitée pour son minerai dit « **oxydé** » ou « **latéritique** » (Fig. 11) (Maurizot et al., sous presse ; Troly, 1979 ; Golightly, 1981 ; Pelletier, 1996 ; Freyssinet, 2005 ; Butt et Cluzel, 2013).



**Fig. 12.** Model de genèse des gisements latéritiques d'après Bailly (2014) : enrichissement en nickel de l'horizon de transition et de la base des latérites jaunes par « digestion » des veines de garniérites du saprock.

La teneur en nickel diminue de la base vers le haut de la latérite jaune. Dublet et al. (2015) expliquent cette diminution par une expulsion du Ni du réseau cristallin de la goéthite au cours des phases successives de dissolution/recristallisation. Ce phénomène expliquerait la variabilité des teneurs en Ni des gisements. D'autre part, Bailly et al. (2014) et Sevin (2014) expliquent cette variabilité par la « digestion » des veines de garniérite lors de la progression *per descensum* du front d'altération (Fig. 12 et Fig. 13).



**Fig. 13.** Remplacement partiel à total des veines de garniérite dans l'horizon de transition (Fig. 12) : minéral quadrillé à gauche, phases intermédiaires de digestion et serpentine résiduelle à droite.

En Nouvelle-Calédonie, les minerais oxydés et silicatés peuvent coexister au sein d'un même gisement, mais globalement le minerai silicaté est dominant sur les klippes au relief élevé de la côte ouest et le minerai oxydé forme de larges gisements dans les bassins peu élevés du sud du Massif du Sud (Fig. 14). Ces minerais sont traités localement par les usines pyrométallurgiques (Doniambo et Vavouto) et hydrométallurgique (Goro), ou exportés vers l'Australie, la Chine, la Corée et le Japon (Fig. 14).

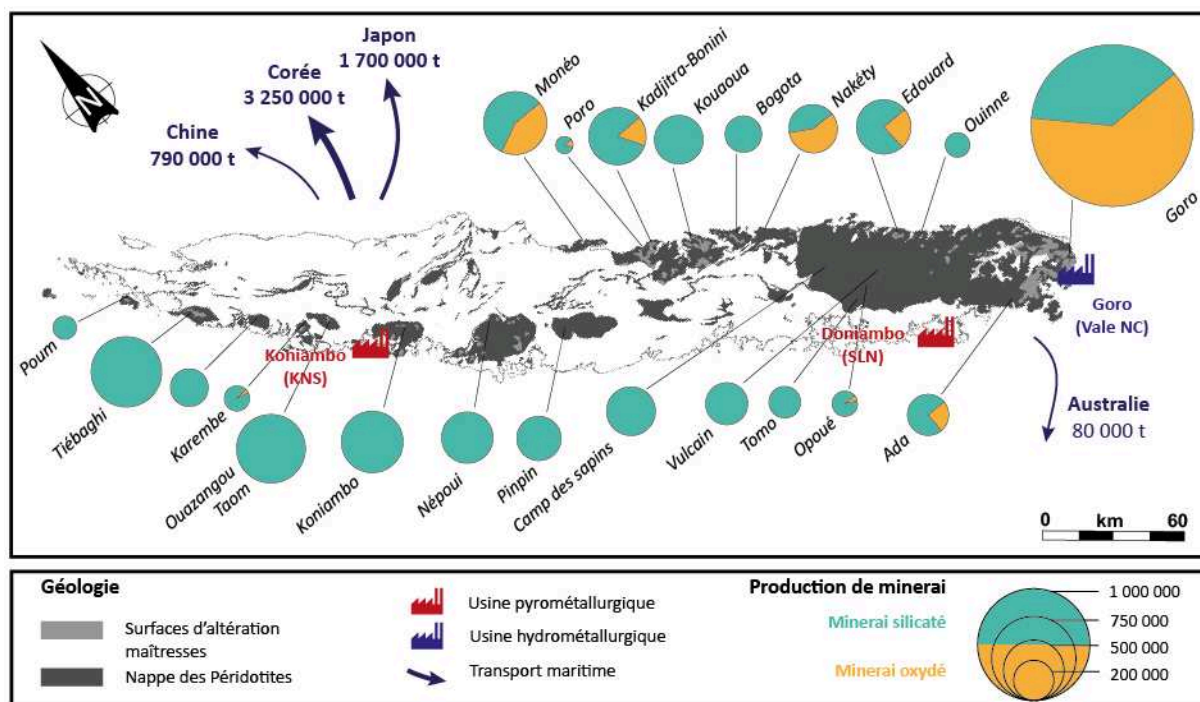


Fig. 14. Carte géologique simplifiée et production des centres miniers (données non publiées de la DIMENC, 2016), modifié après Maurizot et al. (en révision).

Des occurrences de **smectites nickélifères**, dit minerai « **argileux** », sont rarement observées mais existent. Ce minerai n'est pas rencontré dans un horizon particulier mais dans des zones restreintes, p. ex. le remplissage de dolines au niveau du plateau de Tiébaghi.

La latérite rouge et la cuirasse ne sont pas économiques actuellement et sont donc considérées comme stériles.

### 1.3. Les principaux minéraux néoformés

Au cours de l'altération, la redistribution des constituants de la péridotite conduit à la formation de diverses phases minérales incluant oxydes et hydroxydes (cf. ci-dessus), carbonates (magnésium et manganèse) et silicates (garniérite, deweylite et silice).

#### 1.3.1. La magnésite

L'absence de calcium en contexte ultrabasique ne permet pas la précipitation de calcite ; c'est donc la **magnésite**  $\text{MgCO}_3$ , aussi appelée **giobertite** (Beudant, 1824; terme obsolète), qui apparaît en grande quantité dans la semelle serpentineuse de la Nappe des Péridotites (Fig. 15) mais aussi dans les sédiments et formations plus récentes (Coudray, 1976 ; Paris, 1981 ; Maurizot et al., 2016).

La magnésite apparaît généralement en veines de quelques centimètres d'épaisseur, de couleur blanche à texture porcelanée, parfois crayeuse, sous la forme de masses mamelonnées caractéristiques en « chou-fleur » (Fig. 15a).

En Nouvelle-Calédonie, le magnésium nécessaire à la carbonatation provient de l'altération des péridotites (Trescases, 1973 ; Coudray, 1976). L'analyse isotopique de la magnésite confirme l'origine météorique des fluides (Quesnel *et al.*, 2013). Dans ce modèle, le Mg dissout circule jusqu'à la semelle et la magnésite précipite au niveau de fractures. Ces auteurs mettent en évidence le caractère syntectonique de certaines veines de magnésite qui suggère une précipitation en partie contemporaine de la mise en place de la nappe (Fig. 15b). Ces observations suggèrent une émergence et altération précoce de la nappe durant ou à la fin de la mise en place de la Nappe des Péridotites.

La magnésite pourrait aussi se former *in situ* par altération des serpentines et olivines *via* un processus de dissolution/précipitation en réaction à des eaux riches en CO<sub>2</sub> dissout (Fig. 15a). Ce processus est activement étudié pour le piégeage du CO<sub>2</sub> (Goff et Lackner, 1998 ; Teir *et al.*, 2007 ; Kelemen et Matter, 2008 ; Kelemen *et al.*, 2011 ; Klein et Garrido, 2011).

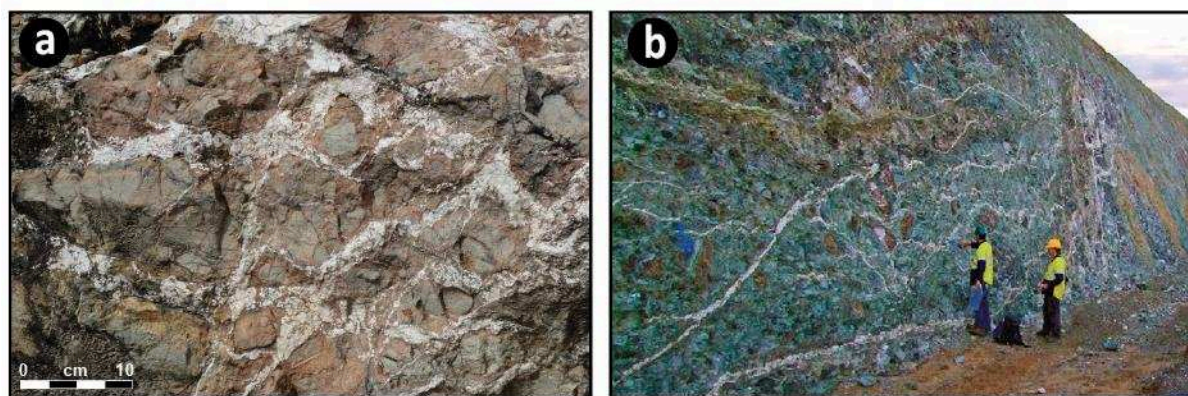


Fig. 15. Occurrences de magnésite au niveau de la semelle serpentineuse a) du massif du Kopéto-Boulinda à Népoui, et b) à la base du massif du Koniambo, photo extraite de Quesnel *et al.* (2013).

D'autres carbonates peuvent être observés, tels que la **sidérite** et la **rhodochrosite**. Ceux-ci sont plus rares et observés dans des conditions particulières, en milieu saturé et riche en matière organique.

### 1.3.2. Les silicates hydratés de Mg-Ni

Le Si et Mg, lessivés lors des processus de latéritisation, se recombinaient vers le bas pour former un ensemble de silicates hydratés souvent mal cristallisés du groupe des serpentines, du talc et/ou des smectites, auxquels peuvent être ajoutées la sépiolite et la chlorite (Villanova-de-Benavent *et al.*, 2014 ; Fritsch *et al.*, 2016). La garniérite est un terme générique, non reconnu par l'IMA<sup>12</sup> (Tauler *et al.*, 2009 ; Villanova-de-Benavent *et al.*, 2014), désignant un mélange de ces espèces en diverses proportions (Tab. 1 et Fig. 16a). Le **pôle nickélifère** de ce mélange, découvert par Garnier (1867) est nommé **garniérite** (Liversidge, 1880). Le pôle magnésien est appelé **deweylite** (Bish et Brindley, 1978).

<sup>12</sup> IMA : International Mineral Association



**a. Variétés de minéraux bien cristallisés porteurs de Ni****Pôle nickélifère**

| Minéral     | Formule minérale idéale                                 | %Ni* |
|-------------|---------------------------------------------------------|------|
| Népouite    | $(\text{Ni,Mg})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$    | 32.8 |
| Willemseite | $(\text{Ni,Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ | 27.1 |

**Pôle magnésien**

| Minéral   | Formule minérale idéale                            | %Ni* |
|-----------|----------------------------------------------------|------|
| Lizardite | $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$    | 0.15 |
| Talc      | $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ | 0.3  |

**b. Variétés de minéraux mal cristallisés porteurs de Ni****Pôle nickélifère**

| Minéral               | Formule minérale idéale | %Ni* |
|-----------------------|-------------------------|------|
| Mélange garniéritique | Extrêmement variable    | 17.6 |
| Pimélite              | Extrêmement variable    | 15.7 |

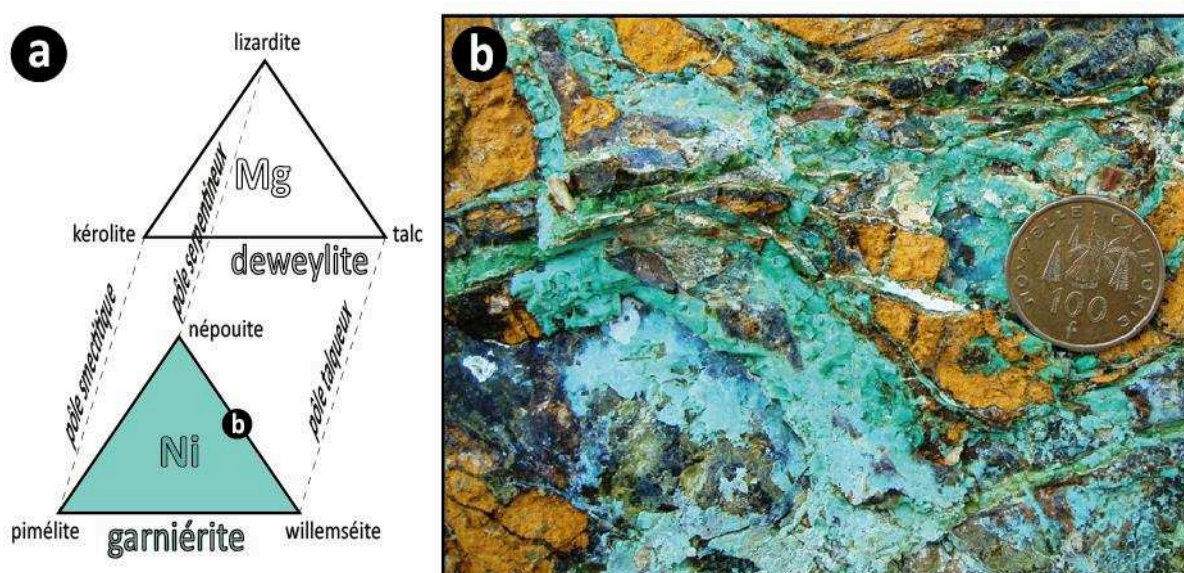
**Pôle magnésien**

| Minéral   | Formule minérale idéale                                                      | %Ni* |
|-----------|------------------------------------------------------------------------------|------|
| Deweylite | $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ | 0.01 |
| Kérolite  | Extrêmement variable                                                         | 0.05 |

\*teneurs moyennes en %Ni d'après Brand et al. (1998)

**Tab. 1.** Récapitulatif des minéraux porteurs de Ni a) bien cristallisés et b) mal cristallisés en Nouvelle-Calédonie, modifié après Brand et al. (1998) et Sevin (2014).

La garniérite et la deweylite précipitent dans les espaces ouverts du saprock où on les trouve sous forme de plaquages fins (« peintures » des mineurs) ou en remplissage de veines (Leguéré, 1976 ; Cluzel et Vigier, 2008 ; Cathelineau et al., 2016).



**Fig. 16.** a) Représentation des variétés de minéraux porteurs de Ni et b) veines de garniérite de la mine de Poro (Fig. 14) : les deux couleurs observées, vert foncé et vert bleuté, suggèrent un mélange de phase népouite et willemseite, d'après Sevin (2014).

L'intensité de la teinte verte de la garniérite, mais aussi de l'olivine, est corrélée à la teneur en Ni (Esteves et al., 2010). Des analyses DRX et ICP, sur différents échantillons de garniérite, ont révélé que les teintes les plus claires peuvent être assimilées au pôle talc/willemseite et celles plus foncées au pôle népouite (Fig. 16) (Sevin, 2014).

### 1.3.3. Les polymorphes de la silice

Le Si lessivé lors de la latéritisation précipite dans la partie inférieure du profil sous différentes formes. Des occurrences de **quartz**, ou sa version hydratée **opale**, apparaissent sous forme d'imprégnation et de précipité dans les fractures de la péridotite.

Le quartz est généralement microcristallin, voire amorphe se rapprochant alors de l'opale (Fig. 17a). Il peut être translucide à laiteux ou caractérisé par une couleur rougeâtre à brunâtre, variété

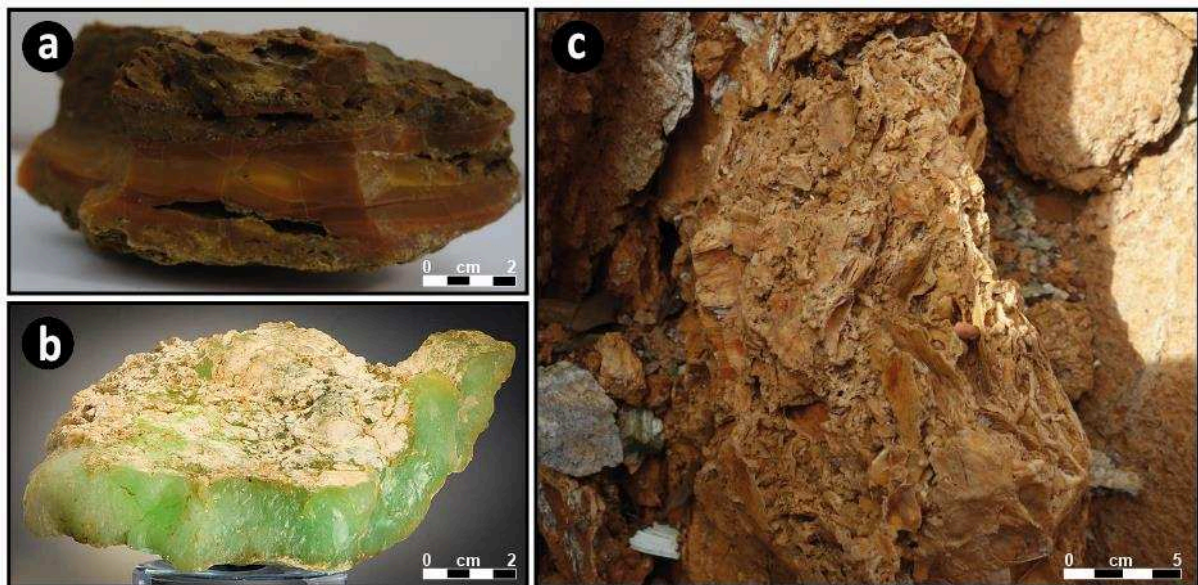


communément appelée **silice brune**. Cette couleur est due à la présence de microparticules d'oxyhydroxydes de Fe (Cathelineau *et al.*, 2017). Le quartz enrichi en nickel (0.1% Ni) et de couleur verte est nommé **chrysoprase** (Fig. 17b).

L'analyse de la composition isotopique de l'oxygène de la silice brune a permis d'estimer une température de cristallisation comprise entre 50 et 95°C (Quesnel, 2015; Quesnel *et al.*, 2016a).

Dans certaines conditions, les précipitations et imprégnations de silice peuvent être très importantes :

- selon le modèle *per descensum*, la silice et les carbonates trouvent leur origine dans le profil et précipitent plus bas (Avias, 1969) **au niveau d'un plan de faille**, parfois marqué par une rupture de pente (Sevin, 2014). Les fractures sont entièrement colmatées par la silice. Les veines de silices résistantes à l'altération vont jusqu'à créer un **faciès de cargneule** (Fig. 17c).
- *a contrario*, la silice et le magnésium pourraient avoir une origine *in situ* par processus de dissolution/précipitation (Ulrich *et al.*, 2014). **En base de massif, au sein de la semelle serpentineuse et des sédiments**, la silice cimente chaque interstice. Ulrich *et al.* (2014) décrivent une silicification de la semelle, contemporaine de la carbonatation et basée sur un processus similaire de dissolution/précipitation. Dans ce cas, contrairement au modèle classique *per descensum* où la silice précipite dans les fractures, la silicification diffuse par dissolution/ précipitation envahit l'ensemble de la roche et peut aboutir à une substitution totale de la serpentine par la silice supergène. Ce phénomène mène également parfois à la formation en base de nappe d'une barre siliceuse formant un relief nommé « **mur de silice** ».



**Fig. 17.** Exemples de polymorphe de la silice et imprégnation siliceuse en Nouvelle-Calédonie: **a)** Silice brune amorphe type opale, **b)** chrysoprase (Collection W. Foucher, Photo L. Alizert) et **c)** le faciès de cargneule au niveau d'un plan de faille au sein de l'horizon saprock.

## 2. Facteurs influençant la genèse des gisements nickélifères

Le climat, la fracturation, le degré de serpentinisation de la roche mère, l'hydrogéologie et la géomorphologie sont autant de facteurs qui contrôlent le développement du régolithe et par conséquent l'enrichissement et la distribution des minéralisations nickélifères.

### 2.1. Le climat

La circulation d'eaux météoriques étant l'agent principal de la latéritisation, le climat - et donc la température – ainsi que le volume des précipitations sont des facteurs majeurs (Trescases, 1973 ; Brand *et al.*, 1998 ; Gleeson *et al.*, 2003 ; Freyssinet, 2005 ; Butt et Cluzel, 2013). La formation de gisement de nickel latéritique nécessite des précipitations supérieures à 1000 mm/an, des températures hivernales entre 15 et 27°C et estivales entre 22 et 31°C (Thorne *et al.*, 2012).

Les conditions climatiques actuelles de la Nouvelle-Calédonie avec une pluviométrie de 1325 mm/an et des températures moyennes de 19.2°C en juillet et de 25.9°C en février (Caudmont et Maitrepierre, 2007) permettent en théorie la latéritisation des roches ultramafiques (Sevin *et al.*, 2012 ; Jeanpert *et al.*, 2016).

Peu d'éléments sont disponibles pour qualifier les paléoclimats de la Nouvelle-Calédonie ; cependant, pour Coudray (1976) la présence de récifs coralliens dès le Miocène (série de Népoui, cf. *Chapitre 1, § 0*), identiques aux récifs actuels, témoigne d'un climat chaud.

Le Pacifique Sud-Ouest a connu deux optima climatiques entre 26,5 et 24 Ma (LOWE<sup>13</sup>) et 16,8 et 14,7 Ma (MMCO<sup>14</sup>) (Zachos *et al.*, 2001 ; Zachos *et al.*, 2008) pendant lesquels la température globale moyenne était d'environ 5°C plus élevée que l'actuelle. À ces épisodes chauds vient se superposer la migration vers le nord de la plaque australienne (Hopley *et al.*, 2007) également responsable du réchauffement de la Nouvelle-Calédonie depuis l'Éocène (Sevin *et al.*, 2014).

Les calcaires du Miocène inférieur de Népoui sont caractérisés par la présence constante de latérites remaniées, tandis que les conglomérats contiennent des blocs et galets de cuirasse provenant de péridotites (Coudray, 1976 ; Sevin, 2014 ; Sevin *et al.*, soumis), corroborant l'âge oligocène supérieur des cuirasses du massif de Tiébaghi déterminé par paléomagnétisme (Sevin *et al.*, 2012). Les conglomérats miocènes sont à leur tour fortement altérés. **L'altération des péridotites aurait donc débuté dès l'Oligocène**, se serait poursuivie au Miocène, puis de façon ralentie par le refroidissement progressif du climat, du Pliocène à l'actuel malgré quelques interruptions probables lors des glaciations du Quaternaire.

### 2.2. La fracturation et le degré de serpentinisation

La **fracturation des péridotites** est un paramètre essentiel à la latéritisation des péridotites car elle permet l'infiltration des eaux météoriques en profondeur et l'altération dans une roche à la **conductivité hydraulique par ailleurs très basse** (Golightly, 1981 ; Pelletier, 1996 ; Join *et al.*, 2005 ; Butt et Cluzel, 2013 ; Jeanpert, 2017).

<sup>13</sup> LOWE: Late Oligocene Warm Event

<sup>14</sup> MMCO : Mid-Miocene Climatic Optimum

L'infiltration des eaux météoriques selon le réseau de fractures et l'altération qui en résulte sont à l'origine de la topographie irrégulière du toit du *bedrock* et de la grande variabilité d'épaisseur du profil d'altération, et mène ainsi à des corps minéralisés de forme complexe (Trescases, 1973 ; Genna *et al.*, 2005 ; Deraisme *et al.*, 2014).

Le degré de fracturation est difficilement distinguable du degré de serpentinisation de la roche, car les minéraux de la famille de la serpentine sont généralement présents aux cœurs ou aux épontes des fractures. D'autre part, Pelletier (1996) montre que les teneurs en Ni dans la saprolite (de 1 à 4%) ne peuvent être directement corrélées au degré d'altération supergène mais plutôt au degré de serpentinisation.

La serpentinisation est donc un facteur important à prendre en compte de par sa capacité à capter les ions Ni lors des processus de serpentinisation et de latérisation (cf. § 2.1), mais aussi parce que la serpentine est plus résistante à l'altération que la péridotite (Fig. 10) (Trescases, 1973).

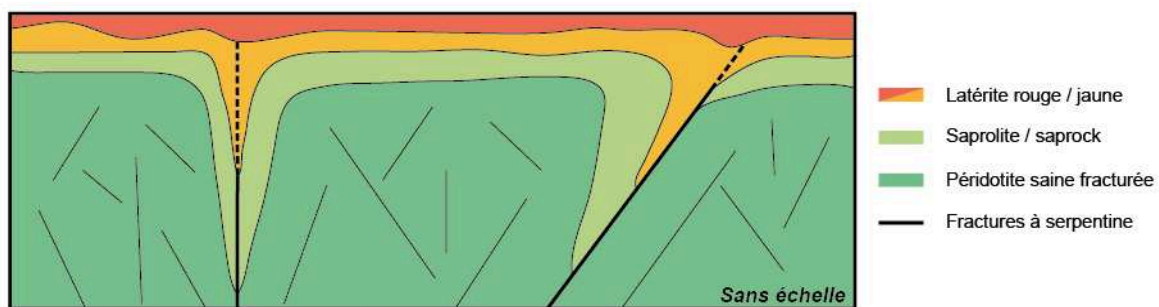
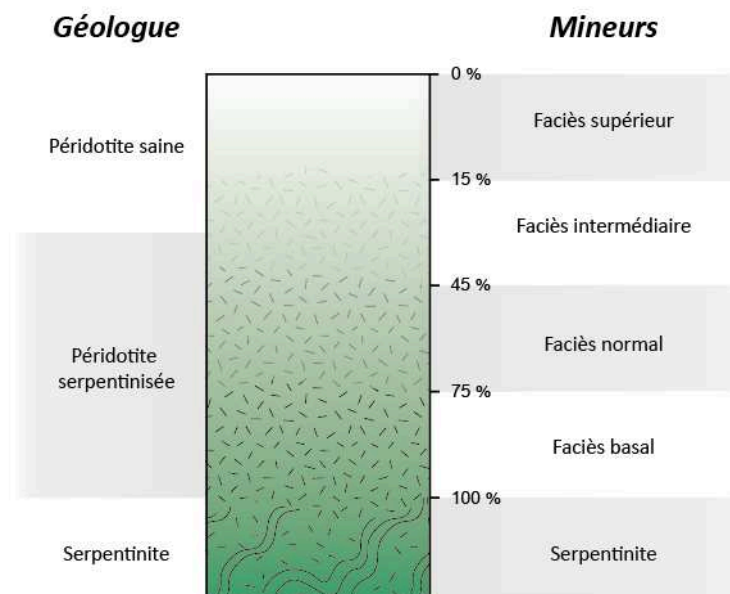


Fig. 18. Figure illustrant le rôle de drain et d'écran des fractures suivant leur pendage.

En effet, au sein du saprock, les fractures serpentineuses jouent un double rôle de **drain** et d'**écran**. Le remplissage serpentineux, plus résistant à l'altération, est généralement résiduel dans l'horizon limonitique (Fig. 13) (Trescases, 1973 ; Pelletier, 1996 ; Bailly *et al.*, 2014 ; Sevin, 2014 ; Roqué-Rosell *et al.*, 2017). Ce remplissage a donc une perméabilité plus faible que le saprock encaissant. La roche est altérée de façon symétrique de part et d'autre des **fractures fortement pentées**, indiquant qu'elles jouent un rôle de **drain**. Le long de **fractures faiblement pentées**, l'altération est plus importante au toit, indiquant qu'elles ont joué le rôle de **drains** mais aussi « d'**écran** », l'enduit serpentineux empêchant les fluides de traverser la discontinuité (Fig. 18) (Bailly *et al.*, 2014 ; Sevin, 2014).

Les mineurs utilisent un vocabulaire particulier, tiré des travaux d'Orloff (1968), pour désigner le degré de serpentinisation. On parle de faciès supérieur (0 à 15%), intermédiaire, normal et basal (100%) (Fig. 19).





**Fig. 19.** Nomenclature utilisé par les géologues et les mineurs (Orloff, 1968 ; Pelletier, 1996 ; Sevin, 2014).

Il est à noter que lorsque la fracturation est peu développée, c'est la structuration primaire mantellique de la péridotite (*i.e.* rubanement et foliation) qui semble contrôler l'altération : les bancs dunitiques (~ 90% d'olivine) subissent généralement une altération plus intense que les bancs harzburgitiques (Sevin, 2014).



**Fig. 20.** Rubanement (S0) souligné par l'alternance dunite/harzburgite et foliation (S1) marquée par les pyroxènes au sein d'un banc harzburgitique. Les bancs dunitiques subissent une altération plus intense que les bancs harzburgitiques sur la mine Dunite 78 (Photo de J.-E. Winninger).

### 2.3. L'hydrogéologie et le modelé karstique de la Nappe des Péridotites

Les péridotites altérées contiennent un hydrosystème multicouche complexe directement dépendant du profil d'altération (Fig. 21) (Avias, 1969 ; Join *et al.*, 2005 ; Jeanpert, 2017).

La cuirasse favorise l'infiltration des eaux de ruissellement de par sa structure vacuolaire et la présence de niveaux pisolithiques. D'autre part, l'induration de cet horizon combiné au tassement de la latérite rouge sous-jacente (Sevin, 2014) permet la formation de vide sous la cuirasse. Ce niveau

est considéré comme un **aquifère temporaire** qui peut se mettre en charge en cas de fortes précipitations (Join *et al.*, 2005).

Le niveau limonitique (latérites rouge et jaune) a une forte porosité mais une perméabilité très faible. Il est qualifié d'**aquitard ou horizon semi-perméable**.

Le saprock (ou saprolite) constitue l'**aquifère principal**. Cet horizon composé de blocs résistants de péridotite saine englobés dans une matrice limonitique poreuse, facilite grandement la circulation de l'eau. La recharge de cet aquifère se fait par vidange des niveaux limonitiques sus-jacents. Puisque ce niveau est encadré de niveaux très peu perméables, on le qualifie d'**aquifère semi-captif**.

La péridotite saine fracturée a une perméabilité très faible ( $10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ ; Jeanpert, 2017) qui diminue avec la profondeur jusqu'à la semelle serpentineuse ( $10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ ; Gustafson et Krásný, 1994). Si l'essentiel de la roche est quasiment imperméable, l'existence de suintements prouve l'existence de drains au sein de cet horizon (Join *et al.*, 2005 ; Jeanpert, 2017). Jeanpert (2017) le qualifie d'**aquitard fracturé**.

La karstification des péridotites a été décrite en Nouvelle Calédonie par Wirthmann (1965), puis son fonctionnement a été précisé par Trescases (1973). Genna *et al.* (2005) proposent un modèle reliant le karst aux processus d'enrichissement en nickel.

La dissolution et l'hydrolyse le long du réseau de fractures affectant la péridotite permet le développement d'un **pseudo-karst** (Wirthmann, 1965 ; Trescases, 1973).

Contrairement à la karstification des roches calcaires, les processus d'altération le long des fractures ne mènent pas à la formation de vides mais à la formation de saprolite, augmentant considérablement la porosité. On parle alors de **fantômisation** (*sensu* Quinif, 2010).

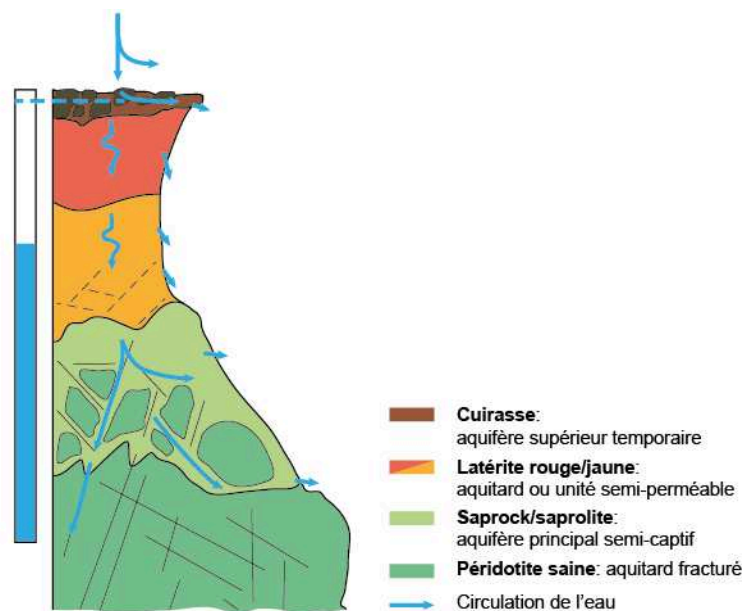


Fig. 21. Modèle hydrogéologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie (Join *et al.*, 2005 ; Jeanpert, 2017)

L'altération se propage depuis l'éponte des fractures jusqu'au cœur de la roche utilisant toutes les fissures et microfissures. Lorsque des noyaux résiduels de roche saine sont observés, ces figures karstiques correspondent à des **anneaux de Liesegang**.

La karstification de la péridotite et les circulations d'eau souterraine mènent à des effondrements par soutirage permettant la formation de **dolines** (Trescases, 1973). Ces dolines se développent à l'intersection entre des fractures majeures d'extension hectométrique (*i.e.* « structure d'ordre 1 » ; Sevin, 2014) et des fractures mineures d'extensions décamétriques (*i.e.* « structure d'ordre 2 » ; Sevin, 2014) (Fig. 22a ; Sevin, 2014; Jeanpert *et al.*, 2016). Les pertes des dolines sont généralement observées au pied de parois abruptes héritées des fractures majeures. L'emplacement de la perte coïncide avec un approfondissement maximal du profil d'altération et confère à la doline une forme asymétrique (Fig. 22b). Au niveau de la perte, les eaux chargées en nickel sont probablement évacuées vers la base de la nappe expliquant les faibles teneurs en nickel observées (Massif du Kopéto ; Bailly *et al.*, 2014). Cependant, les bordures moins drainées sont en général plus riches en nickel.

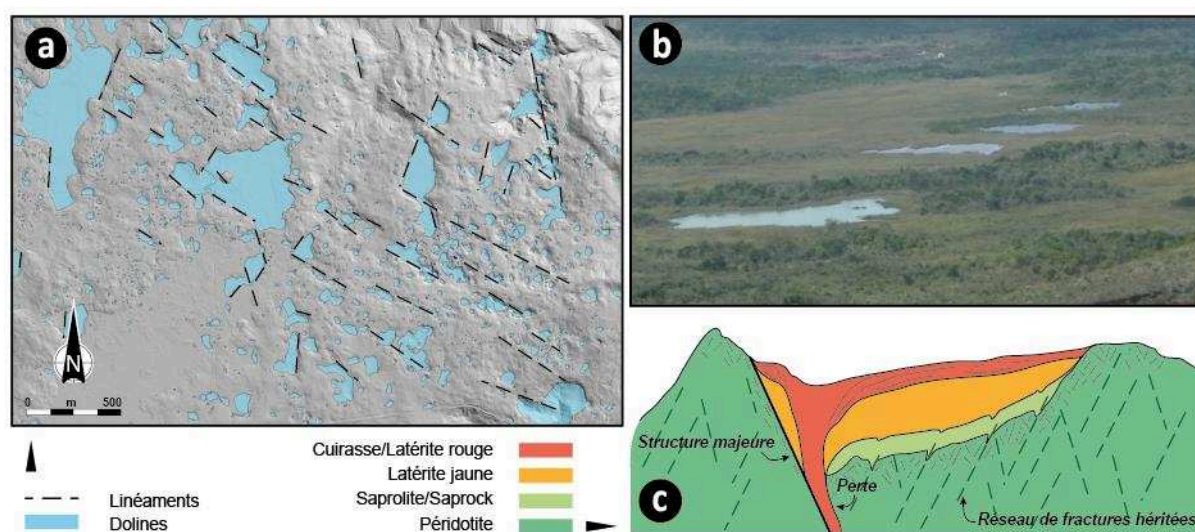


Fig. 22. **a)** Interprétation des linéaments associés aux dolines à partir du levé Lidar (Plaines des Lacs, Massif du Sud). **b)** Dolines alignées selon une direction N130° (Port Boisé, Massif du Sud). **c)** Coupe schématisée d'une doline d'après Sevin (2014).

#### 2.4. La géomorphologie de la Nappe des Péridotites

La Nappe des Péridotites affleure depuis l'Île des Pins, au sud, jusqu'aux îles Bélep au nord de la Nouvelle-Calédonie (Fig. 23) et s'étend probablement au-delà sous le niveau de la mer (Rigolot, 1988 ; Patriat *et al.*, 2018). Elle forme une série de klippen alignées N130° le long de la côte ouest, et une unité recouvrant la totalité du sud de la Grande Terre appelée Massif du Sud. Ce dernier est à dominance montagneuse au nord et constitué de bassins et glaciers séparés par des chaînons rocheux à son extrémité sud.

L'altitude de la Nappe des Péridotites est maximale au centre de la Grande Terre (p. ex. le massif de Mé Maoya) et s'abaisse jusqu'à son ennoiment vers ses extrémités NO et SE. La surface enveloppe de la topographie générale montre une courbure longitudinale, mais aussi transversale (Freyssinet, 2005 ; Chevillotte *et al.*, 2006 ; Chardon *et al.*, 2008).

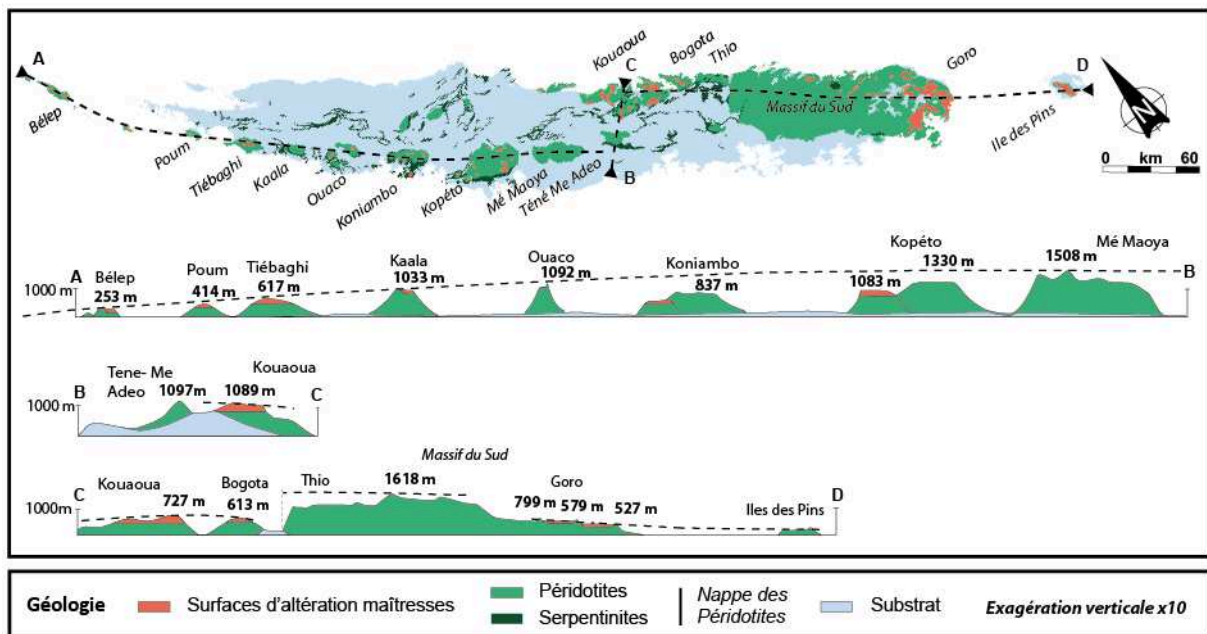
Par-delà cette relative simplicité, la topographie de la Nappe des Péridotites est constituée de diverses surfaces emboîtées ; on distingue du sud vers le nord (Fig. 23) :

- des surfaces d'apparence tabulaire séparées par des chaînons rocheux et s'étagant entre 300 m et 70 m d'altitude. Cette morphologie est bien développée dans la partie sud du



Massif du Sud et correspond à des surfaces de comblement fluvatile souvent cuirassées et karstifiées (p. ex. dolines et conduits souterrains) (Wirthmann, 1965 ; Trescases, 1973 ; Chevillotte *et al.*, 2006) ;

- des reliefs de haute altitude, montagneux et disséqués où les surfaces d'altération sont situées exclusivement sur les pentes (p. ex. massif de Mé Maoya) ;
- des plateaux en partie disséqués avec des surfaces tabulaires étagées et des glacis incisés, p. ex. les massifs de Koniambo et Kopéto-Boulinda (Latham, 1986) ;
- des plateaux continus de plus basse altitude, présentant un modelé karstique et une importante surface cuirassée (les massifs de Bélep, Poum et Tiébaghi) (Wirthmann, 1965 ; Trescases, 1973 ; Latham, 1986).



**Fig. 23.** Profils topographiques simplifiés illustrant la continuité des surfaces d'altération maîtresses (Sevin, 2014).

Cette configuration conduit certains auteurs à interpréter ces morphologies comme différentes étapes d'un continuum depuis la formation de bassins encadrés de crêtes rocheuses vers un relief inversé suite à des mouvements verticaux (Trescases, 1973 ; Chardon et Chevillotte, 2006 ; Chevillotte *et al.*, 2006). Cependant, la diversité de la nature de ces surfaces reflète probablement des origines distinctes et par conséquent une évolution polyphasée.

### 3. Typologie des gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie

Les gisements de nickel peuvent être classés selon le type de minerai dominant. Parmi les trois types globalement reconnus (Fig. 3), les gisements silicatés et oxydés sont les plus représentés en Nouvelle-Calédonie (Fig. 14). Cependant, il faut rappeler que ces deux types de minerai peuvent coexister au sein d'un même gisement (Marsh *et al.*, 2013 ; Villanova-de-Benavent *et al.*, 2014).

À l'échelle de la Grande Terre, les concentrations en nickel semblent en grande partie contrôlées par la morphologie de la Nappe des Péridotites. Le minerai oxydé est majoritaire lorsque le gradient

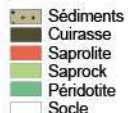
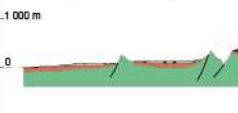
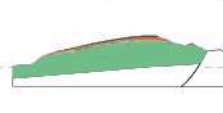
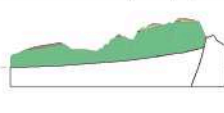
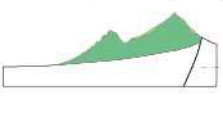
topographique est faible et le minerai silicaté majoritaire lorsque le gradient topographique est important (Trescases, 1973 ; Golightly, 1981 ; Elias, 2002 ; Freyssinet, 2005).

Les **gisements oxydés** se forment généralement en **contexte tectonique stable**, sur des **reliefs bas**, avec une **nappe phréatique haute**, où le **lessivage** et la **pluviométrie sont limités**. L'enrichissement en nickel est alors principalement **résiduel** et localisé à la base des latérites jaunes. A l'opposé, les **gisements silicatés** se forment en contexte tectonique actif (**surrection**), sur des reliefs **importants**, avec un **fort drainage** et une **nappe phréatique relativement basse**, où le lessivage et la pluviométrie sont optimaux (Trescases, 1973 ; Golightly, 1981 ; Elias, 2002 ; Freyssinet, 2005).

Il paraît donc approprié de définir les gisements selon leur contexte morphologique (Fig. 23). Ainsi, en Nouvelle-Calédonie, le vocabulaire utilisé dérive souvent de la géomorphologie. On distingue ainsi les **gisements de bassin** (ou de plaine, p. ex. Goro ; Bailly *et al.*, 2014), les **gisements de plateau** (continu et disséqué, p. ex. Koniambo) et les **gisements de pente** pour les reliefs importants (p. ex. Camp des Sapins), sont couramment usités (Fig. 24) (Maurizot *et al.*, sous presse).

Les **gisements montagneux** (plateau et pente) ont subi une érosion importante se traduisant par des profils d'altération localement complets et puissants, mais latéralement tronqués avec le démantèlement des niveaux supérieurs, et une faible épaisseur de latérite reposant directement sur la saprolite.

Les **gisements de bassin** sont généralement préservés du démantèlement. Leurs profils d'altération sont caractérisés par de fortes épaisseurs de latérite jaune et de transition reposant sur une saprolite peu développée. Ces gisements, positionnés au sein de cuvettes, sont parfois recouverts par une épaisseur de sédiments (p. ex. la formation « fluvio-lacustre » ; cf. *Chapitre 1*, § 5.2).

|                           | Bassin                                                                              |                                                                                     | Plateau                                                                             |                                                                                      | Pente                                                                                 |
|---------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
|                           |                                                                                     |                                                                                     | Continu                                                                             | Disséqué                                                                             |                                                                                       |
| Géologie - Géomorphologie | Exemples                                                                            | Port Boisé<br>Goro, Prony                                                           | Thiébaghi<br>Pouni                                                                  | Koniambo<br>Kopéla<br>Thia                                                           | Ouanzangou<br>Camp des Sapins                                                         |
|                           |  |  |  |  |  |
|                           | Altitude (m)                                                                        | 0 - 200                                                                             | 300 - 600                                                                           | 700 - 900                                                                            | > 1 000                                                                               |
|                           | Nappe phréatique                                                                    | Haute                                                                               | Moyenne à haute                                                                     | Basse                                                                                | Absente                                                                               |
|                           | Contrôle structural                                                                 | Faible                                                                              | Élevé                                                                               | Élevé                                                                                | Très élevé                                                                            |
|                           | Horizon exploité                                                                    | Latérite jaune                                                                      | Saprolite                                                                           | Saprolite / Saprock                                                                  | Saprock                                                                               |
| Économie                  | Type de minéral                                                                     | Oxydé                                                                               | Silicaté                                                                            |                                                                                      |                                                                                       |
|                           | Métaux économiques                                                                  | Ni > Co                                                                             | Ni                                                                                  |                                                                                      |                                                                                       |
|                           | Wt % Ni                                                                             | 1.5                                                                                 | 1.6 - 2.5                                                                           | 1.6 - 2.5                                                                            | > 2                                                                                   |
|                           | Taille (km <sup>2</sup> )                                                           | 20                                                                                  | 10                                                                                  | n x 1                                                                                | n x 0.5                                                                               |
|                           | Tonnage (Mt)                                                                        | 100                                                                                 | 50 - 100                                                                            |                                                                                      | n x 0.5                                                                               |
|                           | Épaisseur de la couverture                                                          | Importante                                                                          | Importante                                                                          | Faible                                                                               | Très faible                                                                           |

**Fig. 24.** Classification géomorphologique, géologique et économique des gisements de nickel de Nouvelle-Calédonie d'après Maurizot et al. (sous presse). Concernant la taille et le tonnage des gisements,  $n$  correspond au nombre de carrières nécessaires pour l'exploitation du gisement.



# Chapitre 3 : Analyse structurale de la Nappe des Péridotites

|                                                                                    |            |
|------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>1. Méthodologie</b>                                                             | <b>57</b>  |
| 1.1. Zones d'étude                                                                 | 57         |
| 1.2. Inventaire des structures                                                     | 58         |
| 1.3. Critères de reconnaissance minéralogique macroscopiques                       | 58         |
| 1.3.1. Les minéraux supergènes                                                     | 58         |
| 1.3.2. Les polymorphes de la serpentine                                            | 59         |
| 1.4. Analyse de la déformation                                                     | 61         |
| <b>2. Résultats</b>                                                                | <b>63</b>  |
| 2.1. Serpentinisation et fracturation précoce de la Nappe des Péridotites          | 63         |
| 2.1.1. Les fractures à lizardite                                                   | 63         |
| 2.1.2. Les filons                                                                  | 67         |
| Relation avec l'encaissant                                                         | 68         |
| Déformation et contexte de mise en place des filons                                | 70         |
| Orientation des filons                                                             | 72         |
| Conclusions préliminaires sur les filons                                           | 73         |
| 2.1.3. Les fractures à antigorite                                                  | 74         |
| Analyse structurale                                                                | 74         |
| Lien avec les filons et les fractures à trémolite                                  | 76         |
| 2.1.4. Les accidents serpentineux recoupants                                       | 77         |
| 2.1.5. La semelle serpentineuse                                                    | 79         |
| Structuration interne de la semelle serpentineuse                                  | 80         |
| Géométrie de la semelle tectonique des klippes de péridotite de la côte ouest      | 81         |
| 2.2. Distribution et géométrie du réseau de fractures précoces dans le « bedrock » | 82         |
| 2.3. Distribution des structures « supergènes »                                    | 85         |
| 2.3.1. La distribution de la fracturation à l'échelle des massifs miniers          | 85         |
| 2.3.2. La distribution de la fracturation à l'échelle de la fosse                  | 88         |
| 2.4. Zonation des failles dites supergènes                                         | 93         |
| 2.5. Relation entre la minéralisation et la fracturation                           | 95         |
| La zone d'étude                                                                    | 96         |
| L'étude structurale de terrain                                                     | 97         |
| Les données de forages                                                             | 98         |
| La modélisation                                                                    | 99         |
| Interpolation des teneurs en nickel                                                | 99         |
| Conclusions préliminaires                                                          | 100        |
| <b>3. Conclusion</b>                                                               | <b>101</b> |



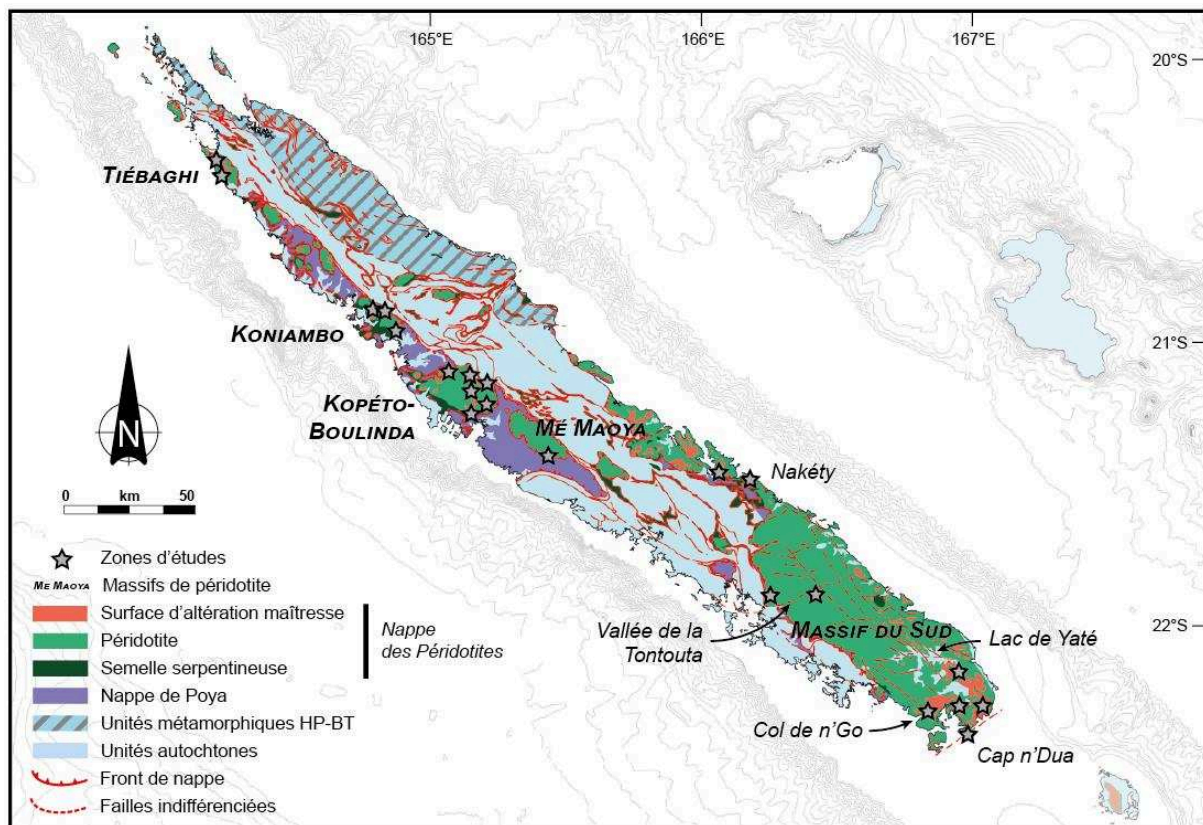


La formation d'horizons altérés riche en nickel dépend principalement du réseau de fractures, qui facilite la circulation des fluides météoriques, mais aussi du degré de serpentinisation, qui permet au nickel libéré par l'hydrolyse de l'olivine d'être temporairement capté par la serpentine (cf. *Chapitre 2*, § 2.2). La connaissance du réseau de fractures et des remplissages associés est donc primordiale pour une meilleure compréhension des processus d'enrichissement supergène du minerai nickélifère. D'autre part, un inventaire des structures affectant les massifs de péridotite est nécessaire en amont afin de pouvoir ensuite les traquer sur les profils géophysiques (cf. *Chapitre 4*).

## 1. Méthodologie

### 1.1. Zones d'étude

Les péridotites sont généralement recouvertes d'un régolithe épais masquant les structures. Les observations de terrain ont donc été faites sur des affleurements naturels (p. ex. falaises du Cap N'Dua) ou anthropiques (bords de route, pistes minières et fosses d'exploitation) où le saprock et le bedrock sont exposés (*Fig. 25*).



**Fig. 25.** Carte géologique simplifiée et localisation des zones d'étude mentionnées ci-après (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009).

Afin d'étudier le contrôle structural des gisements de nickel, l'échelle de la fosse semble la plus appropriée. L'étude de terrain a été effectuée sur des massifs miniers répartis sur l'ensemble de la Grande Terre. Les sites d'étude ont été choisis de façon à comparer les structures associées aux gisements de pente et de plateau.

## 1.2. Inventaire des structures

Chacun des sites étudiés a fait l'objet d'un inventaire structural, puis sur la base de cet inventaire, les orientations des structures (joints, failles, filons) ont été mesurées et chaque mesure a fait l'objet d'une description détaillée. Ont été pris en compte : le type de fracture (joint, fente de tension, faille, *etc.*), la texture (imprégnation des bordures, remplissage amorphe, fibreux, cristallin, *etc.*) et la nature du remplissage endogène ou supergène (serpentine, garniérite, silice, *etc.*). Dans le cas des failles, la direction et le pendage du plan de faille ont été mesurés indépendamment de la direction et du plongement de la strie (le plus souvent une fibre fortement oblique). Une distinction a été faite entre la roche broyée en cœur de faille ('*core zone*' ; brèche, cataclasite ou gouge), le miroir de faille et le volume de roche fracturée associée à la croissance de la faille, correspondant à la zone périphérique ('*damage zone*') (Sibson, 1977 ; Chester et Logan, 1986 ; Caine *et al.*, 1996 ; Peacock *et al.*, 2000).

Il est à noter que le rubanement et la foliation de la péridotite ont été systématiquement mesurés lorsqu'ils étaient visibles de façon à identifier d'éventuels mouvements de bascule. Cependant, une étude systématique serait nécessaire pour préciser les limites et la cinématique de ces blocs (cf. *Chapitre 1*, § 4.4 ; Guillon, 1975 ; Prinzhofer, 1981). Cet aspect ne sera donc pas abordé dans ce mémoire.

## 1.3. Critères de reconnaissance minéralogique macroscopiques

### 1.3.1. Les minéraux supergènes

De nombreux travaux décrivent les phases minérales supergènes présentes en Nouvelle-Calédonie (cf. *Chapitre 2* ; Liversidge, 1880 ; Leguéré, 1976 ; Bish et Brindley, 1978 ; Cluzel et Vigier, 2008 ; Quesnel *et al.*, 2013 ; Fritsch *et al.*, 2014 ; Cathelineau *et al.*, 2016 ; Cathelineau *et al.*, 2017) :

- la **magnésite** ( $\text{MgCO}_3$ , ou **giobertite**) apparaît généralement en veines de quelques centimètres d'épaisseur, de couleur blanche à texture porcelanée, parfois crayeuse, sous la forme de masses mamelonnées caractéristiques en « chou-fleur » (*Fig. 15a*) ;
- la **garniérite**, mélange de silicates hydratés nickélifères, précipite dans les espaces ouverts du saprock sous forme de plaquages fins (« peintures » des mineurs) ou en remplissage de veines de type '*crack-seal*'<sup>15</sup> ;
- la **deweylite**, sensiblement de même composition minéralogique que la garniérite mais sans nickel, semble prendre la place de cette dernière en zones non saturées en nickel. De couleur blanchâtre, opaque, elle présente parfois un aspect cartonneux ;
- la **silice**, microcristalline à amorphe, d'aspect cireux à vitreux et de couleur variable (blanc, rougeâtre ou brunâtre), se présente sous la forme de fins plaquages. Elle s'injecte dans les vides du saprock (faciès amorphe) ou précipite dans des fractures (faciès microcristallin), recoupant systématiquement la garniérite et la deweylite.

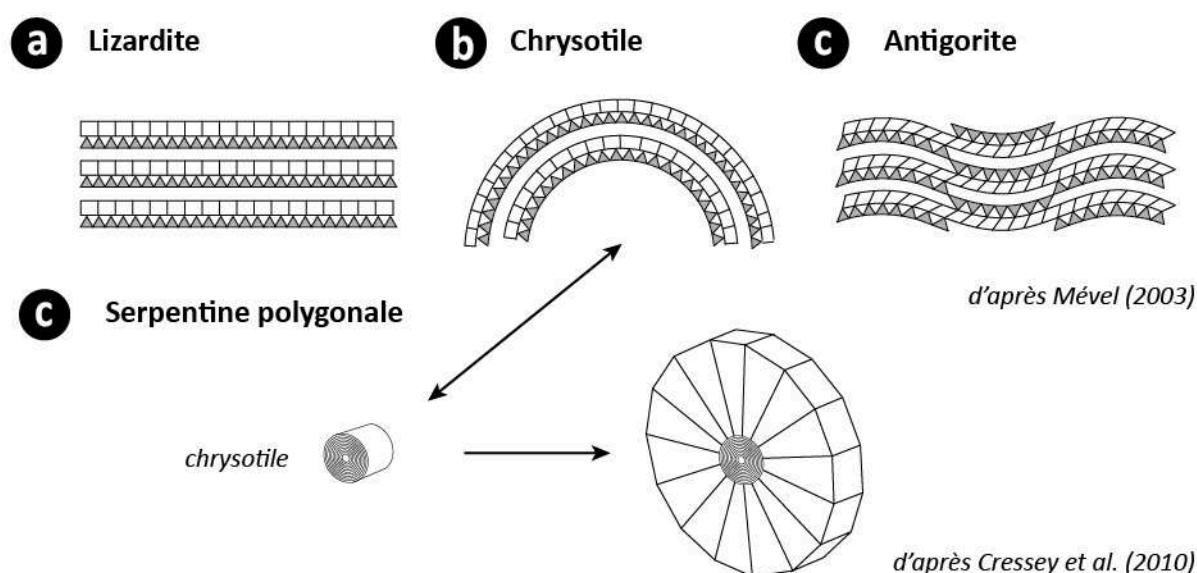
---

<sup>15</sup> *Crack-seal* : définit une texture de veine caractérisée par des cristaux syncinématiques prismatiques ou fibreux sub-perpendiculaires aux épontes, et montrant parfois des indications de rupture au cours de la croissance cristalline.

### 1.3.2. Les polymorphes de la serpentine

Les serpentines proviennent de l'hydratation de silicates magnésiens (olivines et pyroxènes, principaux constituant des péridotites) dans de larges gammes de Pression-Température (Andreani, 2003 ; Evans, 2004 ; Schwartz *et al.*, 2013 ; Guillot *et al.*, 2015). La serpentine est un phyllosilicate caractérisé par une structure bidimensionnelle caractéristique qui consiste en un empilement infini de feuillets : alternativement des couches tétraédriques et octaédriques.

La composition théorique idéale de la serpentine est  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  avec une couche octaédrique magnésienne et une couche tétraédrique silicatée. Mais cette composition implique des dimensions de feuillets différentes rendant leur empilement impossible. Ainsi, pour pallier à ce problème, les serpentines compensent par une réorganisation du réseau permettant la stabilité de la structure (Wicks et Whittaker, 1975). Quatre types structuraux sont reconnus et correspondent aux quatre principaux polymorphes de la serpentine (Fig. 26) : la lizardite (structure plane ; Mellini, 1982 ; Mellini et Zanazzi, 1987), le chrysotile (structure cylindrique ; Whittaker, 1953), l'antigorite (structure ondulée ; Dódonny *et al.*, 2002), et la serpentine polygonale. Cette dernière serait le résultat d'une transformation du chrysotile à l'état solide (Mellini, 1986; Baronnet et Devouard, 1996; Cressey *et al.*, 2010).



**Fig. 26.** Structures cristallographiques des polymorphes de serpentine. **a)** la lizardite, **b)** le chrysotile, **c)** l'antigorite. Les carrés plus ou moins déformés représentent les octaèdres de Mg, et les triangles gris, les tétraèdres de Si. Schémas tirés de Mével (2003). **d)** La serpentine polygonale. Schéma tiré de Cressey *et al.* (2010) où la forme cylindrique du chrysotile est proposée comme structure de base à la formation de la serpentine polygonale. Chaque polygone est constitué d'un empilement de couches octaédriques de Mg et tétraédrique de Si. .

Le réseau cristallin des serpentines peut accueillir un nombre limité de substitutions. Ainsi, le Si peut être remplacé par Al et le Mg par Fe et/ou Al. Une certaine proportion de Ni, Cr, Mn ou Co est parfois détectée dans certains contextes (Andreani, 2003).

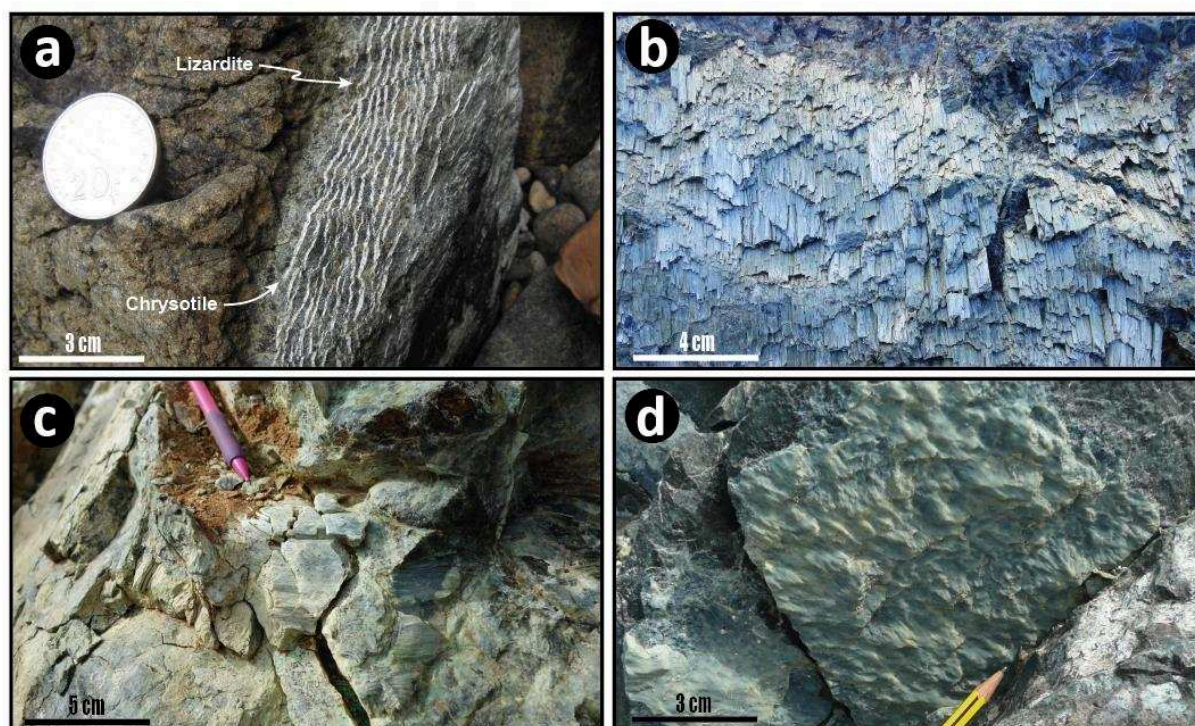
D'après Evans (2010), dans les environnements où la lizardite est prédominante (faible température, 50-300°C), l'olivine est consommée par réaction avec l'eau mais la quantité de Mg reste inchangée. Afin d'accommoder le Fe restant, la **magnétite est un des produits associés à la formation de lizardite**. À plus haute température (400-600°C), la croissance d'**antigorite** peut être



accommodée en amont de la réaction par un ajustement de la composition en Mg-Fe des olivines, éliminant ainsi le besoin de précipiter des magnétites.

D'autre part, le processus de serpentinisation de la péridotite mène à la **transformation des pyroxènes en bastite**. Ce phénomène correspond à une pseudomorphose du pyroxène par la lizardite préservant la forme du minéral et ses clivages.

Contrairement aux phases supergènes, l'identification macroscopique des polymorphes de la serpentine n'est pas possible sur le terrain. La spectrométrie Raman semble la méthode la plus efficace pour différencier les polymorphes de la serpentine (spectres de référence: Lemaire, 2000; Auzende *et al.*, 2004; Ulrich, 2010; Schwartz *et al.*, 2013) ; en Nouvelle-Calédonie, des occurrences de **lizardite**, **antigorite**, **chrysotile** et **serpentine polygonale** ont été décrites.



**Fig. 27.** Occurrences de minéraux serpentiniteux en Nouvelle-Calédonie. **a)** Fentes de tension à chrysotile réouvrant une veine à lizardite (Péninsule de Bogota – Anse Ouassé, photo D. Lahondère). **b)** Fracture à antigorite (Massif du Sud – Mine de Vulcain, photo de D. Lahondère). **c)** et **d)** Serpentine polygonale d'aspect porcelané sur miroir de faille (respectivement Massif du Kopéto-Boulinda et Massif de Tiébaghi).

Dans notre étude, la reconnaissance des polymorphes de la serpentine a été effectuée sur la base des travaux antérieurs (Ulrich, 2010; Lahondère *et al.*, 2012; Quesnel *et al.*, 2016b) et grâce à l'expérience des géologues miniers (Fig. 27):

- la **lizardite** est généralement de couleur vert-noirâtre en imprégnation aux épontes de fractures ou en fin plaquage, elle est caractérisée par une texture cryptocristalline ;
- le **chrysotile** a une couleur blanche et un aspect soyeux. Il est caractérisé par un habitus fibreux (asbestiforme). Le chrysotile se trouve dans des veinules d'épaisseur millimétrique à centimétrique et plus rarement décimétrique à pluri-décimétrique, mais majoritairement sous forme de fentes de tension ;

- l'**antigorite**, de couleur vert sombre, devient blanchâtre lorsqu'elle est affectée par l'altération supergène. Elle est reconnaissable à son aspect fibro-lamellaire, avec des fibres de quelques millimètres d'épaisseur pouvant atteindre plusieurs centimètres de longueur ;
- la **serpentine polygonale**, récemment décrite en Nouvelle Calédonie (Ulrich, 2010 ; Quesnel, 2015), est de couleur variable (vert clair, gris ou blanc) et présente un aspect porcelané dû à sa texture cryptocristalline.

#### 1.4. Analyse de la déformation

Les fractures présentent généralement un cortège de minéralisations successives (plusieurs types de serpentine et de minéraux supergènes) témoignant de l'histoire tectonique polyphasée de la Nappe des Péridotites (cf. *Chapitre 1*, § 4.4). La superposition des phases tectoniques rend difficile l'analyse structurale classique. En effet, le modèle d'Anderson (1951), qui implique que la rupture et le mouvement ont lieu dans le même champ de contraintes, ne peut s'appliquer dans un milieu poly-fracturé. Une approche minéralogique permettant de distinguer les diverses phases endogènes ou supergènes est donc un préalable nécessaire à l'analyse des déformations superposées.

Les critères cinématiques classiquement utilisés en tectonique cassante fragile et semi-fragile (stries ou cristallisations en zones abritées) sont généralement portés par du quartz, de la calcite ou d'autres minéraux en fonction de la nature de la roche encaissante. Un processus similaire est attendu dans le cas des péridotites serpentinisées où les minéraux serpentineux sont formés à moyenne et basse température en présence d'eau. Ainsi, lorsque les fibres serpentineuses indiquent un sens de mouvement, nous pouvons établir quelle phase minérale était stable lors de la déformation.

Leguéré (1976) est le premier à avoir tenté une analyse statistique à l'échelle de l'ensemble des massifs miniers et à estimer les axes principaux de déformation pour différentes populations de failles. Il décrit trois phases principales: une phase compressive N020°, synchrone de la mise en place des péridotites, une phase N160° compressive et une autre N160° extensive, ces deux dernières interprétées comme post-obduction. Il est cependant difficile de comparer ces résultats aux travaux plus récents (Quesnel *et al.*, 2016b) puisque la méthode pour séparer les différentes familles de failles et ainsi traiter les problèmes de tectonique polyphasée n'est pas explicitée. Les travaux de Quesnel *et al.* (2016b) ont uniquement été menés sur le massif du Koniambo. Notre approche est similaire, basée sur les remplissages des failles. Ils distinguent deux principaux événements, un premier N100° extensif associé à l'antigorite et un second N140° compressif associé à la serpentine polygonale. Cette dernière serait synchrone de l'obduction.

Cependant les conditions Pression-Température de stabilité des différents polymorphes de la serpentine étant très larges, **un même polymorphe a pu enregistrer plusieurs phases de déformation**. D'autre part, **l'occurrence de stries courbes** (cf. § 2.1.3) **indique que les contraintes (locales) peuvent varier lors d'un même événement de déformation**. Il est donc difficile d'associer avec certitude un ensemble de stries à un événement tectonique particulier ; ce qui rend l'estimation de l'ellipsoïde des contraintes difficile. De plus, l'analyse des failles en domaine préfracturé ne peut au mieux qu'apporter une information sur l'ellipsoïde des déformations et le plus souvent se réduit à l'orientation des axes cinématiques (Twiss et Unruh, 1998), les contraintes demeurant inaccessibles. D'autre part, il faut prendre en compte la différence de coefficient de friction entre la serpentine en cœur de faille et la péridotite encaissante. **La serpentine peut avoir un comportement ductile à faible température.**

Une méthode dont le but est d'estimer la déformation finie au sein d'un bloc de roche semble plus appropriée dans cette situation. Le logiciel FaultKin (Marrett et Allmendinger, 1990 ; Allmendinger *et al.*, 2012) permet pour un ensemble de failles donné de déterminer les axes dit P et T correspondant respectivement aux directions principales de compression et d'extension. Puis l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation finie ( $\epsilon_1$ , axe principal d'allongement ;  $\epsilon_2$ , axe intermédiaire ;  $\epsilon_3$ , axe principal de raccourcissement) est déterminée selon la méthode de distribution statistique de Bingham. Les valeurs propres des principaux axes ( $\lambda$ ) ainsi déterminées permettent de calculer le ratio  $k = (\lambda_2 - \lambda_3) / (\lambda_1 - \lambda_2)$  qui donne la forme de l'ellipsoïde, les valeurs de  $k$  égales à 0, 0.5 et 1 correspondent respectivement à un ellipsoïde de déformation en constriction, de déformation plane et en aplatissement (Flinn, 1965). Cette méthode a été utilisée pour l'analyse des failles à antigorite (cf. § 2.1.3).

Dans le cas des fractures à remplissage supergène, la silice est plus tardive que la garniérine et la deweylite (Cluzel et Vigier, 2008 ; Fritsch *et al.*, 2016 ; Cathelineau *et al.*, 2017), ce qui permet d'envisager une chronologie relative. L'analyse structurale des failles dites supergènes utilise les critères cinématiques classiques (strie, sigmoïde, crochon de faille, *etc.* ; § 2.3.).

L'étude des brèches associées aux failles est primordiale (§ 2.4). Celles-ci ont été décrites à l'échelle centimétrique en utilisant six paramètres tirés des travaux de Taylor et Pollard (1993) et de Jébrak (1997) : (1) la forme des fragments (anguleuse à arrondie), (2) la taille et la distribution des fragments, (3) la nature monogénique ou polygénique de la brèche, (4) la présence de matrice (ou de ciment) et sa nature minéralogique, (4) le ratio matrice (ou ciment) et fragments, (5) la présence de vides et la nature des contacts entre les fragments.



## 2. Résultats

Ce chapitre rend compte de l'ensemble des résultats concernant l'analyse structurale des différents massifs étudiés dans le cadre de cette thèse. Il intègre les résultats du stage de master de A. Carbonié (2016) et reprend l'analyse présentée dans un article publié en 2018 dans la revue « *Economic Geology* » : *Supergene nickel ore deposits controlled by gravity-driven faulting and slope failure (Peridotite Nappe, New Caledonia)*. M. Iseppi, B. Sevin, D. Cluzel, P. Maurizot et B. Le Bayon.

Dans un premier temps, cette partie rend compte de l'analyse des structures précoces (endogènes) affectant la Nappe des Péridotites. Puis, l'organisation spatiale de ce réseau précoce est comparée à la distribution, la nature et la texture des remplissages supergènes à l'échelle du massif puis de la fosse minière. Le lien entre la structuration et les teneurs en nickel est ensuite illustré par la modélisation d'une fosse minière.

### 2.1. Serpentinisation et fracturation précoce de la Nappe des Péridotites

Les péridotites ont subi, depuis l'accrétion océanique jusqu'à l'obduction, plusieurs épisodes d'hydratation et de déformation provoquant la transformation des olivines et pyroxènes en serpentines, ces épisodes sont généralement décrits globalement comme 'la serpentinisation' (cf. § 1.3.2 ; cf. *Chapitre 1*, § 4.4 ; Orloff, 1968 ; Lahondère *et al.*, 2010 ; Ulrich *et al.*, 2010 ; Quesnel *et al.*, 2016b). Le degré de serpentinisation est extrêmement variable et peut être diffus ou restreint aux veines et épontes des fractures. La serpentinisation apparaît sous des formes diverses :

- une serpentinisation diffuse, appelée « primaire » faisant référence au « maillage serpentineux » ;
- un réseau de joints et failles serpentineuse de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur ;
- une épaisse mylonite formant la 'semelle serpentineuse' à la base de la nappe.

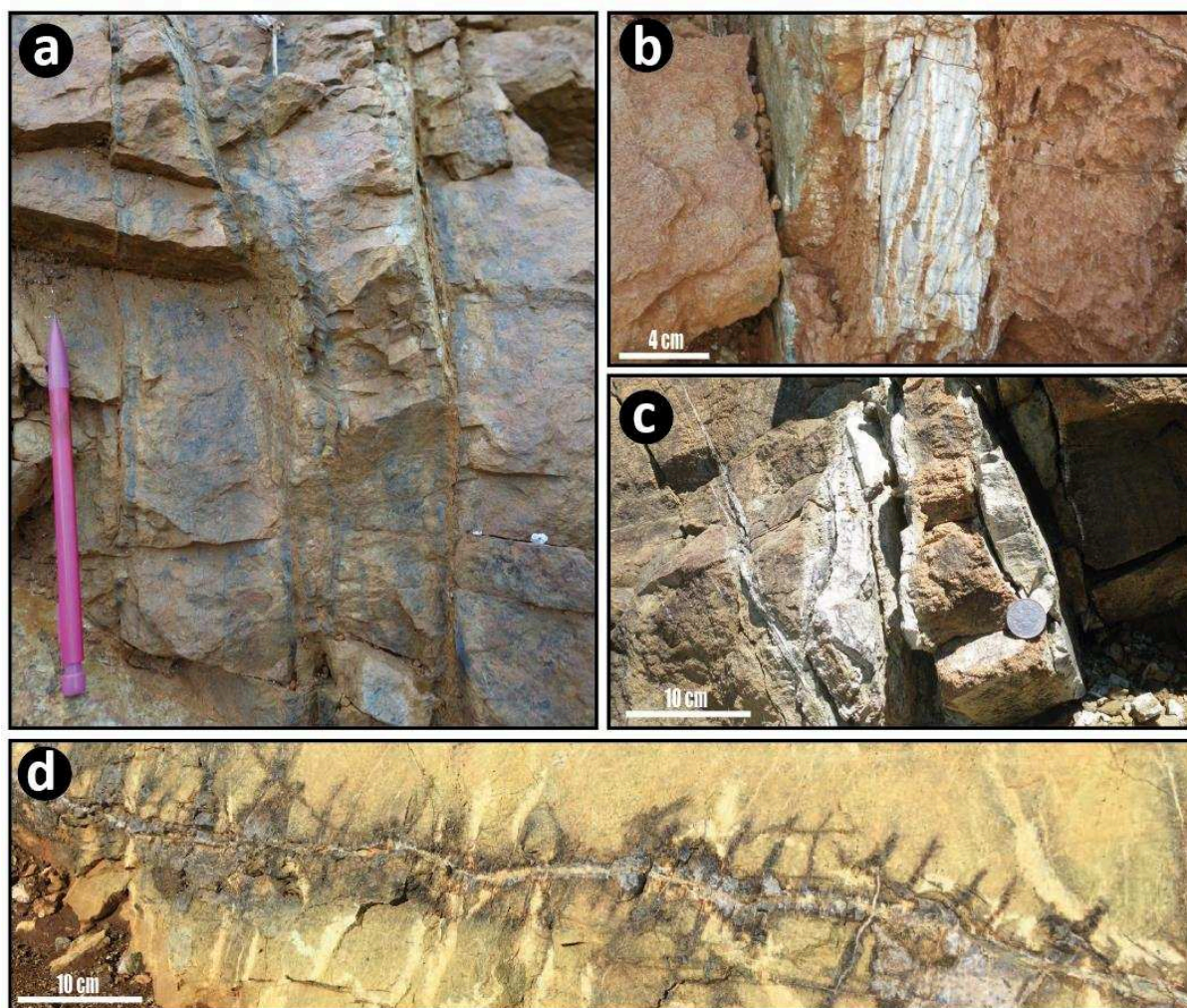
Outre le système de fractures serpentineuses, nous nous sommes intéressés au réseau filonien, qui correspond à la première manifestation magmatique de l'avant-arc à ~53 Ma (Cluzel *et al.*, 2006). Ces filons, parfois déformés, sont probablement associés à la formation de veines à remplissage syncinématique d'antigorite, chlorite-talc et/ou trémolite (Lahondère *et al.*, 2010 ; Lahondère *et al.*, 2012) permettant le calage chronologique de ces dernières.

#### 2.1.1. Les fractures à lizardite

A l'exception de sa semelle et des horizons altérés de sa partie supérieure où ils ont disparu, la Nappe des Péridotite est affectée par un réseau de fractures de quelques centimètres à plusieurs mètres d'extension latérale avec un espacement du même ordre de grandeur (*Fig. 28a*). La majorité de ces fractures ne montre aucun déplacement (joints).

Ces joints sont généralement soulignés par de la serpentine amorphe de couleur noire identifiée comme de la lizardite (Orloff, 1968; Ulrich *et al.*, 2010; Lahondère *et al.*, 2012; Quesnel *et al.*, 2016b). La lizardite se présente sous forme d'un fin plaquage au cœur de la fracture et montre une texture rubanée caractéristique à petite échelle. Elle peut localement être blanchâtre lorsqu'elle a été soumise à l'altération supergène.

Ces fractures peuvent s'anastomoser et ainsi former des veines de plus grande extension (Fig. 28b et c) ou créer des couloirs serpentineux d'échelle métrique à décamétrique (Fig. 28a).



**Fig. 28.** a) Joints à lizardite affectant la péridotite (Col Paillard, Massif du Sud), réouverts par de l'antigorite. b) et c) Réseau anastomosé de veines à lizardite préservées au sein du saprock, respectivement Mine du Col Paillard et Mine Dunite 78 (Massif du Sud). d) Lizarditisation de la péridotite depuis une veine métrique (Photo D. Cluzel).

Par ailleurs, **les fractures à lizardite** ont un rôle important dans le processus de serpentinisation de la péridotite. En effet, leurs bordures sont en général serpentinisées sur une épaisseur de quelques millimètres à plusieurs centimètres et **participent à la propagation de la serpentinisation dans la péridotite encaissante** (Fig. 28d). Ainsi, ce réseau de fractures peut être relié au maillage dit 'serpentineux', qui correspond à un fin réseau de microfractures, affectant les grains d'olivine et de pyroxène, souligné par de la lizardite cryptocristalline noire. Si notre étude ne s'est pas spécifiquement concentrée sur ce maillage serpentineux, celui-ci ne semble pas être caractéristique d'un niveau particulier de la nappe et peut être retrouvé de la base au sommet des massifs de péridotite.

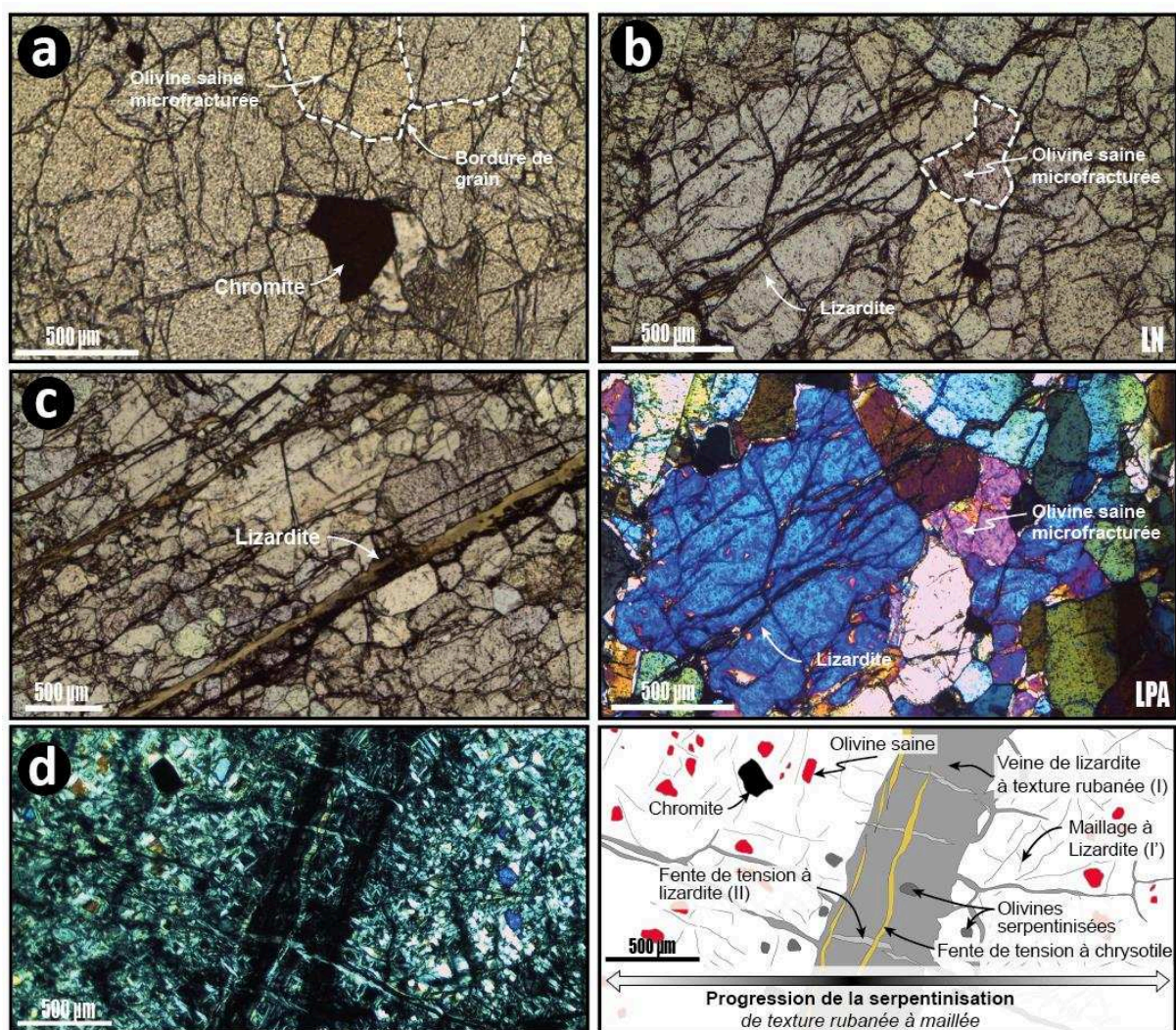
Cependant, il est important de noter que **la péridotite a pu localement échapper au processus de serpentinisation** (p. ex. Poro, Mé Maoya, Fig. 25). Dans ces zones, les olivines saines sont affectées par un réseau de microfractures (Fig. 29a). La **microfracturation des olivines résulte donc d'un**



**évènement antérieur à la serpentinisation.** Ainsi, il cette microfracturation précède le développement du maillage serpentineux (*'serpentine mesh'* en anglais).

La microfracturation des olivines est **fractale** (micrométrique à centimétrique) et **ne montre que rarement une orientation préférentielle** (Fig. 29a), elle s'est donc probablement développée dans un environnement statique (Evans *et al.*, 2013 ; Frost *et al.*, 2013) en relation probable avec la rétraction des grains lors du refroidissement de la péridotite (Rouméjon et Cannat, 2014).

Cependant, lors l'envahissement ultérieur de ce réseau par la lizardite, les microfissures se réactivent en fonction de leur orientation initiale, certaines parallèlement au joint principal et d'autres, obliques, constituent des relais à la propagation de la serpentinisation. Les Fig. 29b et Fig. 29c montrent deux étapes de ce processus au sein d'une dunite partiellement serpentinisée. **Cette organisation du réseau suggère que la serpentinisation ait pu, au moins à son début, être sous contrainte.**



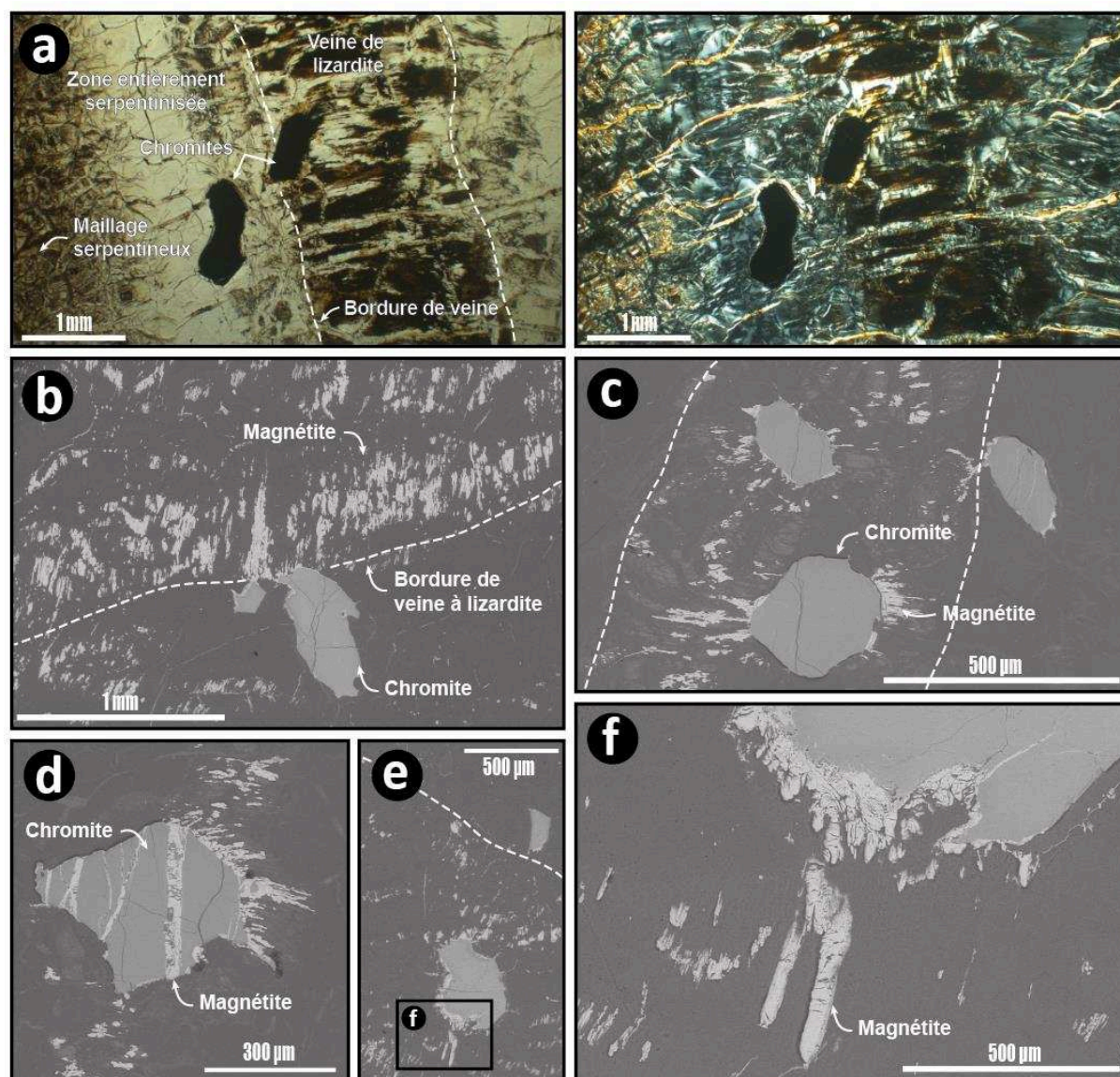
**Fig. 29.** Illustration de la serpentinisation progressive des péridotites. **a)** Photographie LPNA (Lumière Polarisée Non Analysée) des microfissures affectant les grains d'olivine au sein d'une dunite non serpentinisée (Mine Si Reis, Massif du Kopéto-Boulinda). **b)** Photographies LPNA et LPA (Lumière Polarisée Analysée) d'un stade précoce de serpentinisation au sein d'une dunite (Rivière Bwarawa, Massif du Mé Maoya). **c)** Photographies LPNA d'un stade de serpentinisation plus avancé que b). **d)** Photographie LPA et dessin interprétatif montrant la progression de la serpentinisation depuis un joint serpentineux centimétrique à texture rubanée (Lizardite I) vers



les microfractures de la péridotite encaissante (Lizardite I'). La Lizardite (I) est recoupée par des fentes de tension à lizardite (II) puis l'ensemble est recoupé par des fentes de tension à chrysotile.

Les microfissures intragranulaires sont connectées au réseau de joints à plus grande échelle (Fig. 29d). La serpentinisation progresse depuis les épontes vers le cœur des blocs, envahissant peu à peu les microfissures et formant ainsi le maillage serpentineux (Fig. 28d et Fig. 29d).

Cette **serpentinisation diffuse à lizardite est dite primaire** car elle est systématiquement recoupée par les fractures contenant d'autres polymorphes de serpentine. La Fig. 29d montre que la lizardite (I), à texture rubanée au cœur du joint principal, est recoupée par des fentes de tension à lizardite plus tardives, possiblement pour accommoder le changement de volume occasionné par la serpentinisation de la roche encaissante. Les lizardites (I) et (II) sont par la suite recoupées par des fentes de tension à chrysotile parallèles aux épontes de la veine de lizardite. Sur l'ensemble des échantillons étudiés, **le chrysotile est systématiquement plus tardif que la lizardite**, ce qui justifie son qualificatif de primaire (Fig. 27a et Fig. 29d).

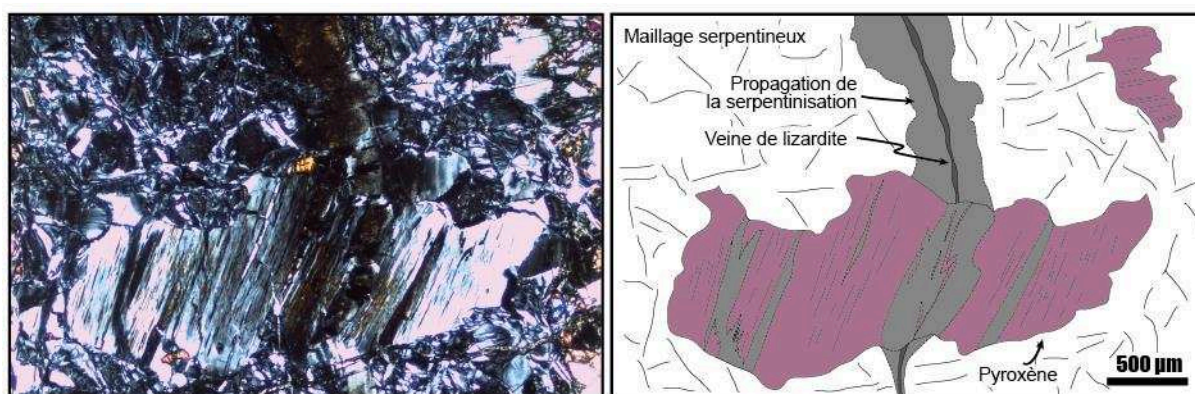


**Fig. 30.** Échantillons provenant de l'aire de séchage de la mine de Tiébaghi. **a)** Photographie LPNA et LPA d'une veine de lizardite se développant autour de grains de chromite. **b)** Image MEB d'une veine de lizardite mettant en avant la section allongée des magnétites. **c)** Orientation préférentielle des magnétites par rapport aux grains

de chromite au sein d'une veine à lizardite. **d)** Ouverture de fissures parallèle aux épontes de la veine à lizardite au sein d'un grain de chromite. Les fissures sont colmatées par des magnétites. **e)** et **f)** Zoom sur une queue de cristallisation autour d'un grain de chromite (**Fig. 30e**).

D'autre part, les veines de lizardite sont systématiquement associées à des grains de magnétite. Ceux-ci sont caractérisés par des sections allongées perpendiculaire aux épontes de la veine (**Fig. 30a** et **Fig. 30b**). À l'encontre d'une chromite, les magnétites associées à la croissance de la veine de lizardite s'organisent de part et d'autre du grain dans la direction d'ouverture (**Fig. 30c** et **Fig. 30e**). Cette géométrie peut être interprétée comme des queues de cristallisation au niveau des « ombres de pression » créées par la présence des chromites peu déformables (**Fig. 30f**).

Cependant les grains de chromite sont parfois affectés par des microfissures parallèles aux épontes de la veine et remplies de magnétite (**Fig. 30d**), indiquant que la cristallisation des fibres de lizardite est accompagnée d'une ouverture et pas seulement d'un remplacement statique des grains d'olivine. Le même type d'observation peut être fait au niveau des grains de pyroxène, où les clivages sont réouverts par la lizardite (**Fig. 31**). Cependant, il faut noter que cette ouverture est très faible par rapport à l'épaisseur de la veine de lizardite.



**Fig. 31.** Photographie LPA et dessin interprétatif d'une veine de lizardite traversant un grain de bastite.

Le réseau à lizardite résulte donc essentiellement d'une modification (hydratation) *in situ* de la péridotite et, seulement de façon accessoire, de l'ouverture de fractures à remplissage syncinématique.

### 2.1.2. Les filons

Des filons de composition variée recoupent exclusivement la Nappe des Péridotites. Ces filons sont en général bien préservés dans les niveaux supérieurs de la nappe et fortement boudinés et cisailés à sa base au sein de la semelle serpentineuse (**Fig. 32a**). **Ces filons se sont mis en place dans un laps de temps restreint entre 55 et 50 Ma** (U-Pb sur zircons ; Cluzel *et al.*, 2006). Ce sont les seuls objets géologiques de la Nappe des Péridotites datés de manière certaine.

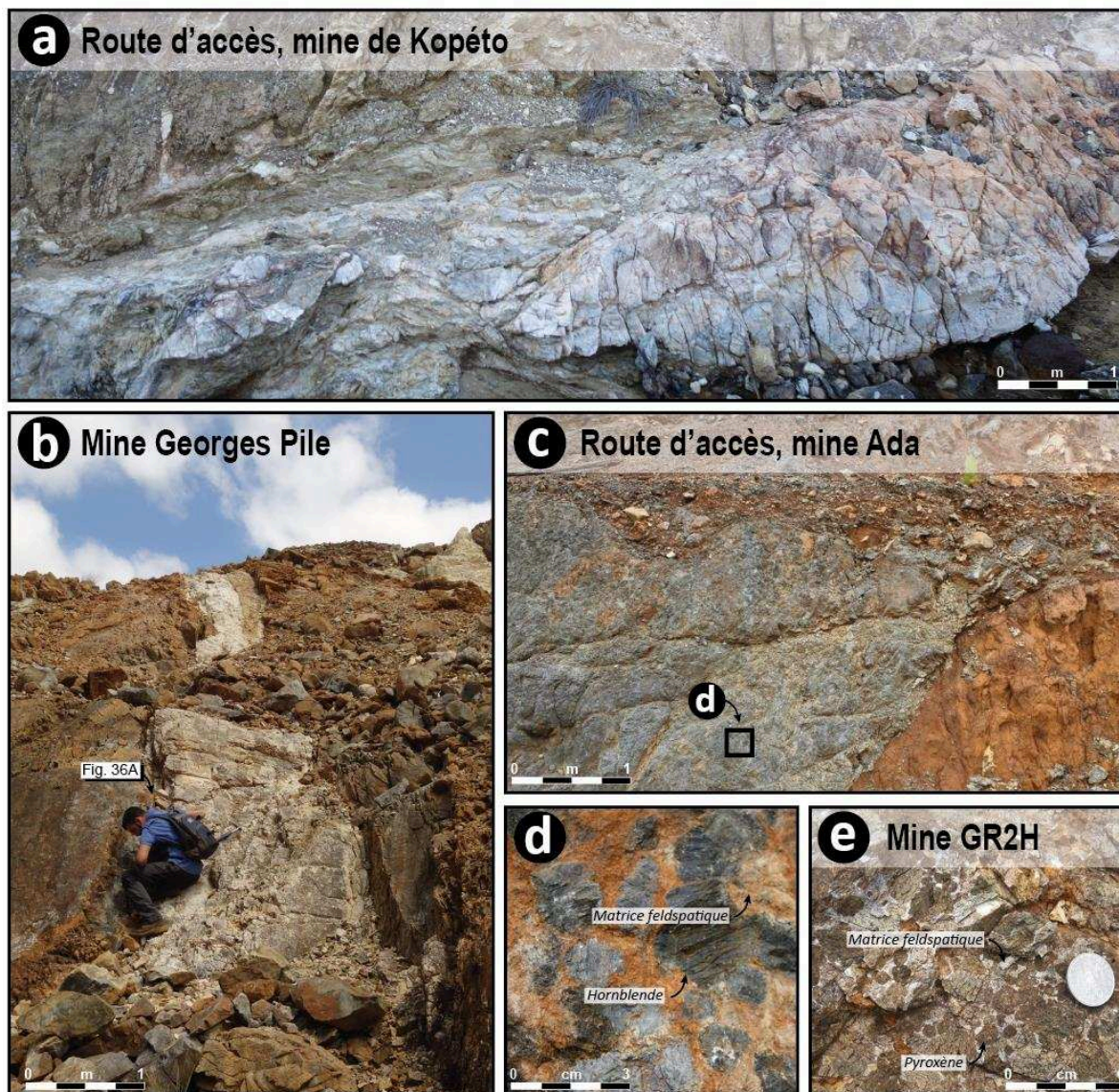
Les filons, de quelques centimètres à une vingtaine de mètres d'épaisseur, correspondent à :

- fréquemment des leucodiorites, principalement constituées de plagioclase, d'une fraction variable d'amphibole et parfois de biotite (**Fig. 32b**) ;
- des diorites, méladiorites et hornblendites parfois à texture pegmatitique (**Fig. 32c** et **Fig. 32d**). Les hornblendes présentent parfois un cœur d'orthopyroxène (**Fig. 32e**) ;



- ponctuellement, des dolérites d'affinité tholéitique d'arc (IAT) ;
- rarement, des granites.

Certains filons feldspathiques présentent des bordures réactionnelles à anthophyllite, talc ou chlorite.



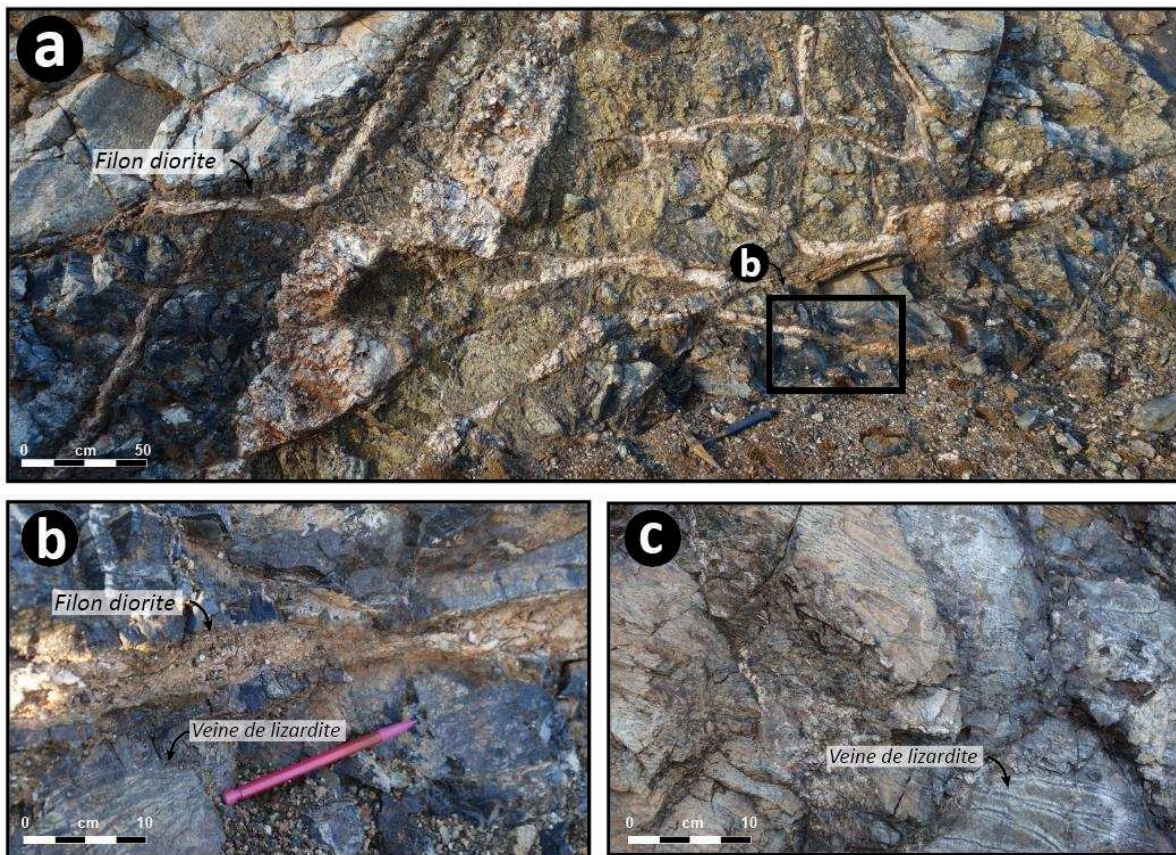
**Fig. 32.** **a)** Filon de leucodiorite fortement cisailé au niveau de la semelle du massif du Kopéto. **b)** Filon de leucodiorite de la mine de Georges Pile (Massif du Sud). **c)** et **d)** Filon de hornblendite pegmatoïde sur la route d'accès de la mine Ada (Massif du Sud). **e)** Filon de webstérite pegmatoïde de la mine GR2H (Massif du Sud).

### Relation avec l'encaissant

Si ce cortège magmatique traverse l'ensemble de la nappe, certaines zones sont plus affectées que d'autres. En effet, la répartition des filons est aléatoire et si certaines zones montrent une grande densité de filons avec un espacement de l'ordre du mètre (p. ex. 'zone de séchage' de Tiébaghi ou rivière des Pirogues), en général, l'espacement est plutôt de l'ordre de la centaine de mètres voire de plusieurs kilomètres.



Les filons peuvent changer radicalement d'orientation et adopter une géométrie en baïonnette (Fig. 33a) indiquant clairement qu'ils se sont mis en place **dans un réseau de fracture préexistant**.



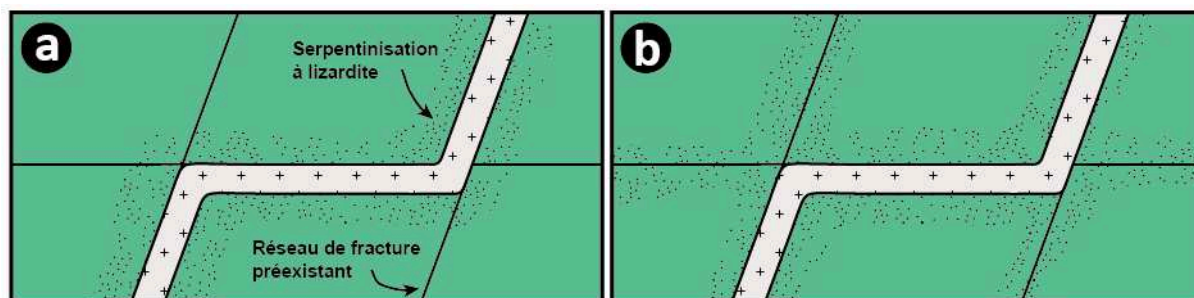
**Fig. 33.** Filons sur l'aire de séchage de la mine de Tiébaghi. **a)** Géométrie en baïonnette, noter leur texture grenue. **b)** Épontes serpentineuses d'un filon de diorite. **c)** Péridotite encaissante affectée par un dense réseau de veines à lizardite.

Une augmentation significative du degré de serpentinisation de la péridotite est parfois observée aux épontes des filons. Sur la Fig. 33b, ce phénomène se traduit par la densification du réseau de veines à lizardite à l'approche du filon. Cependant, cette configuration n'est pas systématique, et certains filons ne montrent aucune bordure serpentinisée (Fig. 34).



**Fig. 34.** Filon felsique traversant une harzburgite au confluent de la rivière des Pirogues et de la Napoueredjéine (Massif du Sud). On n'observe aucune augmentation du taux de serpentinisation à proximité du filon.

La zone serpentinisée observée aux épontes des filons peut être interprétée de deux manières (Fig. 35) : soit le magma est injecté dans des fractures déjà serpentinisées ; ou bien la serpentinitisation est synchrone de leur mise en place et fait figure d'auréole réactionnelle, comme proposé en Oman par Python *et al.* (2011). Cependant, compte tenu de la composition des filons et de la température aux épontes (de l'ordre de 600-700°C), il est peu probable que l'interaction entre les fluides associés à la mise en place des filons et la péridotite encaissante donne des auréoles à lizardite. En effet, ce sont d'autres minéraux, tels que l'anthophyllite, qui se forment généralement en bordure de filon (p. ex. Mine Georges Pile ; Fig. 38).



**Fig. 35.** Illustration des relations possibles entre serpentinitisation à lizardite et mise en place des filons : **a)** la serpentinitisation est synchrone de la mise en place des filons et dans ces cas, l'auréole de serpentinitisation noire à lizardite est restreinte aux épontes du filon. **b)** La serpentinitisation est antérieure à la mise en place du filon et sans relation avec ce dernier.

### Déformation et contexte de mise en place des filons

Si la majorité des filons observés au cours de cette étude montrent des textures isotropes (Fig. 32b à e), dans certaines zones et particulièrement dans la région des cols de Plum et de N'go (Massif du Sud) et sur l'île Ouen, les filons ont subi une déformation ductile (Maurizot *et al.*, accepté ; Soret *et al.*, 2016).

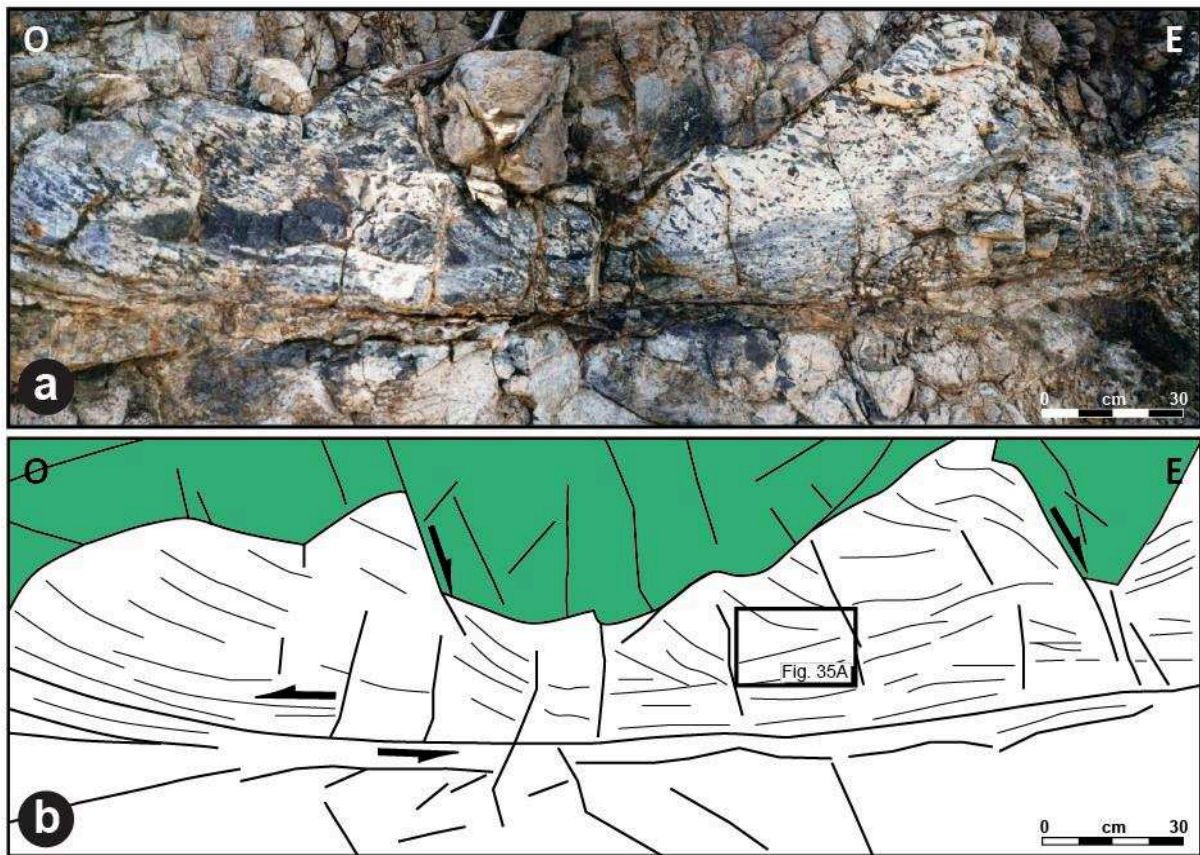
Cette déformation est marquée par un boudinage, une orientation préférentielle des minéraux, des plis, une schistosité et/ou une foliation (Fig. 36 et Fig. 38c) qui se développent localement.

Au col de N'Go (cf. localisation Fig. 25), une relation complexe existe entre la déformation ductile d'un filon subhorizontal et la déformation cassante de la péridotite encaissante (Fig. 36). Le filon est fortement cisailé au cœur et des sigmoïdes soulignées par les amphiboles indiquent un chevauchement du compartiment supérieur vers l'ouest. D'autre part, l'effet domino des bordures du filon est cohérent avec le contexte chevauchant vers l'ouest.

Depuis les bordures du filon vers le cœur cisailé, les amphiboles sont automorphes et de taille centimétrique puis diminuent en taille et s'orientent tout en se déformant de façon ductile jusqu'à former une foliation parallèle au cisaillement (Fig. 37a).

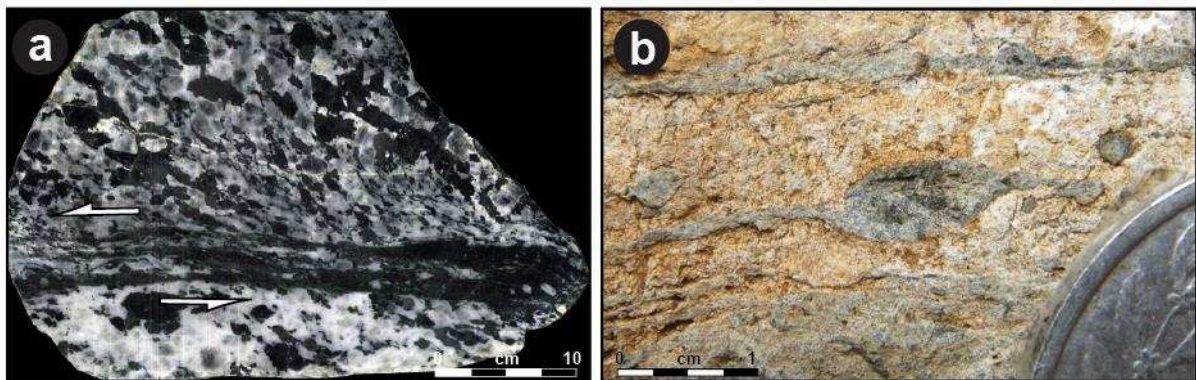
Le magma mis en place dans une péridotite préfracturée a donc été déformé à température décroissante, comme l'indique l'évolution depuis une texture pegmatoïde en bordure vers une cataclasite au cœur du filon. Ce dispositif indique aussi que le cisaillement a accompagné l'injection du magma et s'est poursuivi pendant son refroidissement.





**Fig. 36.** Filons déformés de façon ductile. **a)** Filon à feldspath et amphibole fortement cisailé (Col de N'go, Massif du Sud). **b)** Photo interprétation : en vert la péridotite encaissante et en blanc le filon gabbroïque, d'après Maurizot et al. (accepté).

Les filons exhibent parfois une texture oeillée souvent marquée par les cristaux d'amphiboles (Fig. 37b).

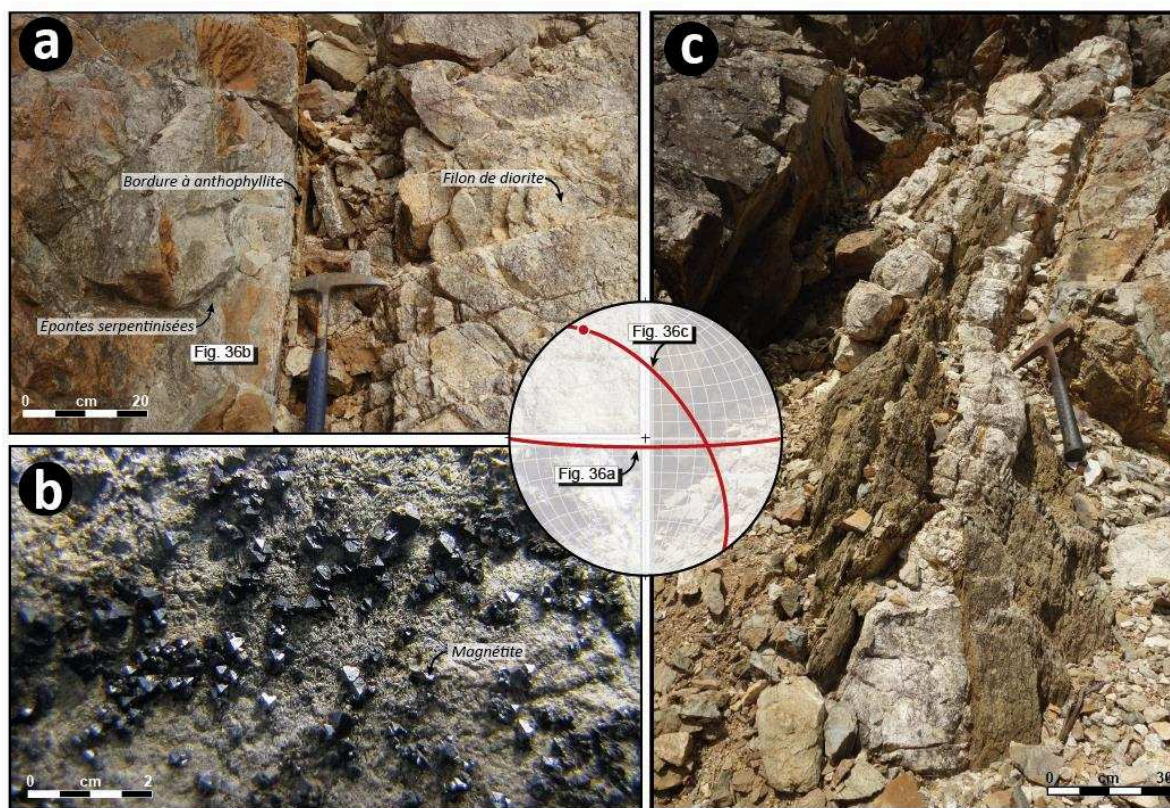


**Fig. 37.** Déformation ductile de certains filons de diorite. **a)** Structure C-S de l'échantillon localisé Fig. 36. Les amphiboles automorphes et de taille centimétrique en bordure de filon s'orientent pour former une foliation qui se raccorde à plan de cisaillement. **b)** Filon à texture oeillée marquée par les cristaux étirés d'amphibole (rivière des Pirogues).

Dans l'ancienne mine de chromite Georges Pile, les filons montrent deux orientations principales N090° 85°S et N145° 65°NE. Ces filons ont une épaisseur variant de 50 cm à 2 m (Fig. 32c et Fig. 38c) et sont espacés d'une dizaine de mètres.



Les filons orientés N090° 85°S ne montrent aucune déformation interne (Fig. 32b), ils sont caractérisés par des épontes réactionnelles à anthophyllite (Fig. 38a), leurs bordures sont serpentinisées et associées à des magnétites automorphes de taille millimétrique (Fig. 38b)



**Fig. 38.** Granitoïde et minéralisations associées de la Mine de Georges Pile (Massif du Sud). **a)** Éponte réactionnelle à anthophyllite associée à un filon de diorite (Fig. 32b). La péridotite encaissante est serpentinisée en bordure du filon et associée en **b)** à des magnétites automorphes de taille millimétrique. **c)** Granitoïde fortement déformé. La zone foliée porte une linéation subhorizontale indiquant un mouvement décrochant senestre. Au cœur du filon, le granitoïde est légèrement boudiné mais préservé de l'essentiel de la déformation. Projection stéréographique de Schmidt de l'orientation des filons (hémisphère inférieur).

Les filons orientés N145° 65°NE ont développé une schistosité légèrement oblique par rapport aux bordures (Fig. 38c). Cette schistosité est parallèle à des plans de cisaillement portant une linéation subhorizontale associée à un mouvement décrochant senestre. Le cœur du filon est caractérisé par une intrusion feldspathique plus tardive à texture grenue et non déformée bien que légèrement boudinée. Contrairement à l'exemple précédent, la déformation s'est donc interrompue ici avant la fin de la mise en place du magma.

### Orientation des filons

En général, les filons ne montrent pas d'orientation préférentielle ; cependant, à l'échelle de la Grande Terre, une certaine tendance apparaît autour des directions N080 - 090° et N120 - 140° (Fig. 39 et cf. Annexes 1, § 3.2).

À noter que le nombre de sills est important, en particulier dans le Massif du Sud, ce qui est compatible avec le contexte transpressif (Menand *et al.*, 2010) enregistré par les filons mylonitisés.

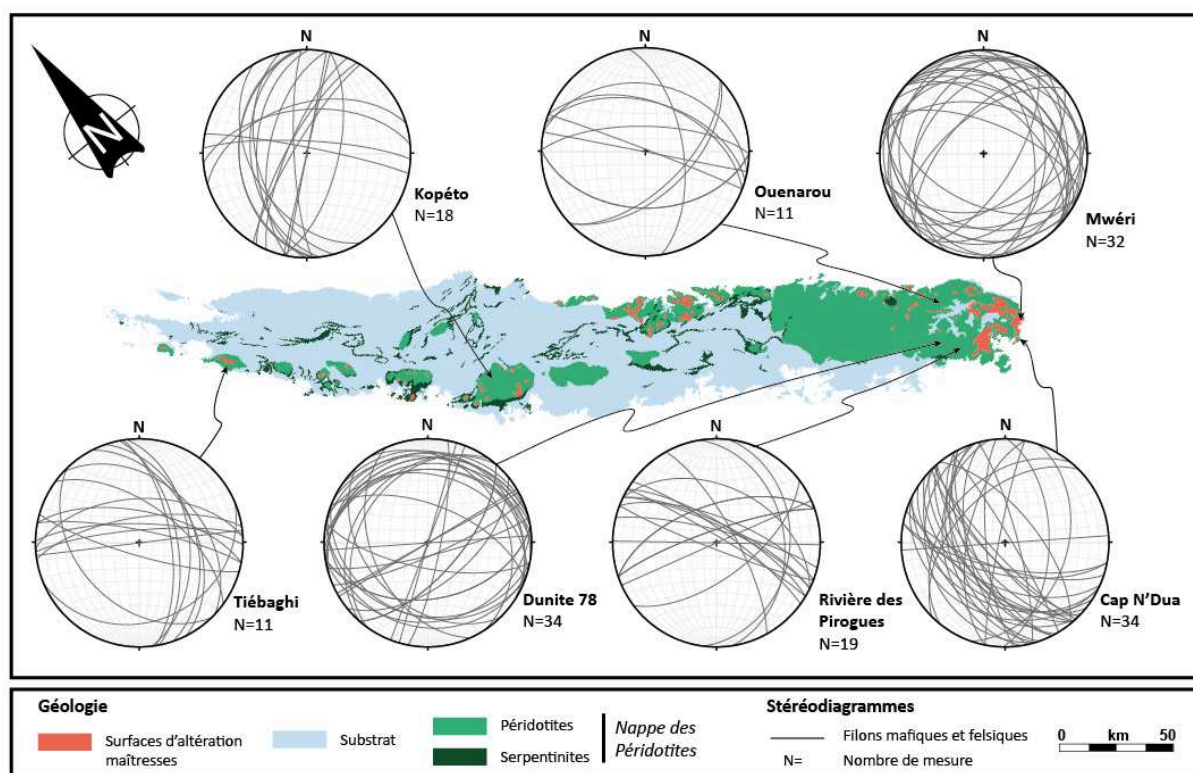


Fig. 39. Carte géologique simplifiée et report des orientations des filons par zones d'étude. Compilations des données structurales de M. Iseppi, D. Cluzel et J-E. Winninger (Projection de Schmidt, hémisphère inférieure).

### Conclusions préliminaires sur les filons

Les filons éocènes se sont mis en place dans un réseau préexistant de fractures, fréquemment soulignées par un remplissage à lizardite qui leur serait donc antérieure.

La texture grenue isotrope de la majorité des filons mis en place entre 55 et 52 Ma indique un **refroidissement lent** dans une périidotite cassante mais encore relativement chaude. La déformation enregistrée par certains de ces filons est compatible avec un épisode de transpression. Les dolérites légèrement plus récentes (~50 Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; cf. *Chapitre 1*, § 4.4) présentent quant à elles une bordure figée et ne sont qu'exceptionnellement déformées indiquant une mise en place plus superficielle et l'interruption de l'épisode tectonique (Comm. pers. D. Cluzel).

Les premiers filons se sont donc mis en place relativement en profondeur peu après le début de la subduction à 56 Ma, puis une exhumation est intervenue avant 50 Ma. La subduction à faible pendage dans une lithosphère jeune et chaude a probablement provoqué une mise en compression de la plaque supérieure entraînant son émergence puis son érosion subaérienne (ou détachement tectonique). Une telle exhumation rendrait compte de l'absence de la croûte océanique initiale du bassin (d'affinités MORB) dans l'avant-arc obduit, ainsi que de la présence des cumalats boninitiques directement au-dessus des harzburgites (Maurizot *et al.*, en prep.; cf. *Chapitre 1*, § 4.4).

Les filons sont relativement bien réglés dans le Massif du Sud mais leur orientation moyenne diffère dans la plupart des klippes de la côte ouest ; **l'absence de réglage** des filons à l'échelle de la Grande Terre peut avoir diverses causes :



- mise en place dans un contexte de contraintes faiblement anisotropes. Cependant, dans certaines zones, la **mise en place synchronématique** de certains filons, et la présence de sills, signale un **contexte compressif ou transpressif** ;
- les différences d'orientation moyenne pourraient également résulter d'une hétérogénéité liée à la présence de fractures recoupant l'ensemble de la Nappe des Péridotites. La faille transformante de Bogota (Prinzhofer et Nicolas, 1980 ; Titus, 2008 ; Titus *et al.*, 2011), la zone de cisaillement Bélep-Poum (Sécher, 1981 ; Nicolas, 1989 ; Titus *et al.*, 2011), et la fracture du Humboldt (Ferre *et al.*, 2004). Ces discontinuités réactivées au démarrage de la subduction sont susceptibles d'induire des déviations dans l'orientation des contraintes à l'échelle de la Nappe des Péridotites ;
- des rotations au sein de la Nappe des Péridotites ont pu intervenir lors de l'exhumation du complexe HP-BT. Cette exhumation restreinte au quart NO de la Nouvelle-Calédonie, ne peut en aucun cas être tenue pour responsable de l'obduction dans son ensemble, mais elle a pu intervenir dans la mise en place finale des unités les plus septentrionales (Bélep, Poum, Tiébaghi, *etc.*).

Même s'il n'est pas possible à ce stade de décider laquelle de ces options est la plus vraisemblable, on verra que l'éventualité d'une rotation 'en bloc' lors de la mise en place de la Nappe des Péridotites est exclue par l'analyse structurale des fractures à antigorite (cf. § 2.1.3).

### 2.1.3. Les fractures à antigorite

Les veines à antigorite sont de type *crack-seal*. Les fibres sont obliques par rapport aux épontes de la fracture, l'angle varie entre 5° et 50° (Fig. 40a), indiquant un écartement significatif des bords de la fracture. Il n'est pas rare d'observer une courbure des fibres jusqu'à 90° (Fig. 40b) **suggérant une variation de la direction d'ouverture de la veine au cours de la cristallisation.**

Majoritairement, les **fibres d'antigorite sont nucléées sur les bordures à lizardite** (Fig. 40c et d) et leur sont donc postérieures. Il est à noter que les magnétites sont strictement restreintes aux bordures à lizardite et sont donc caractéristiques d'un événement antérieur.

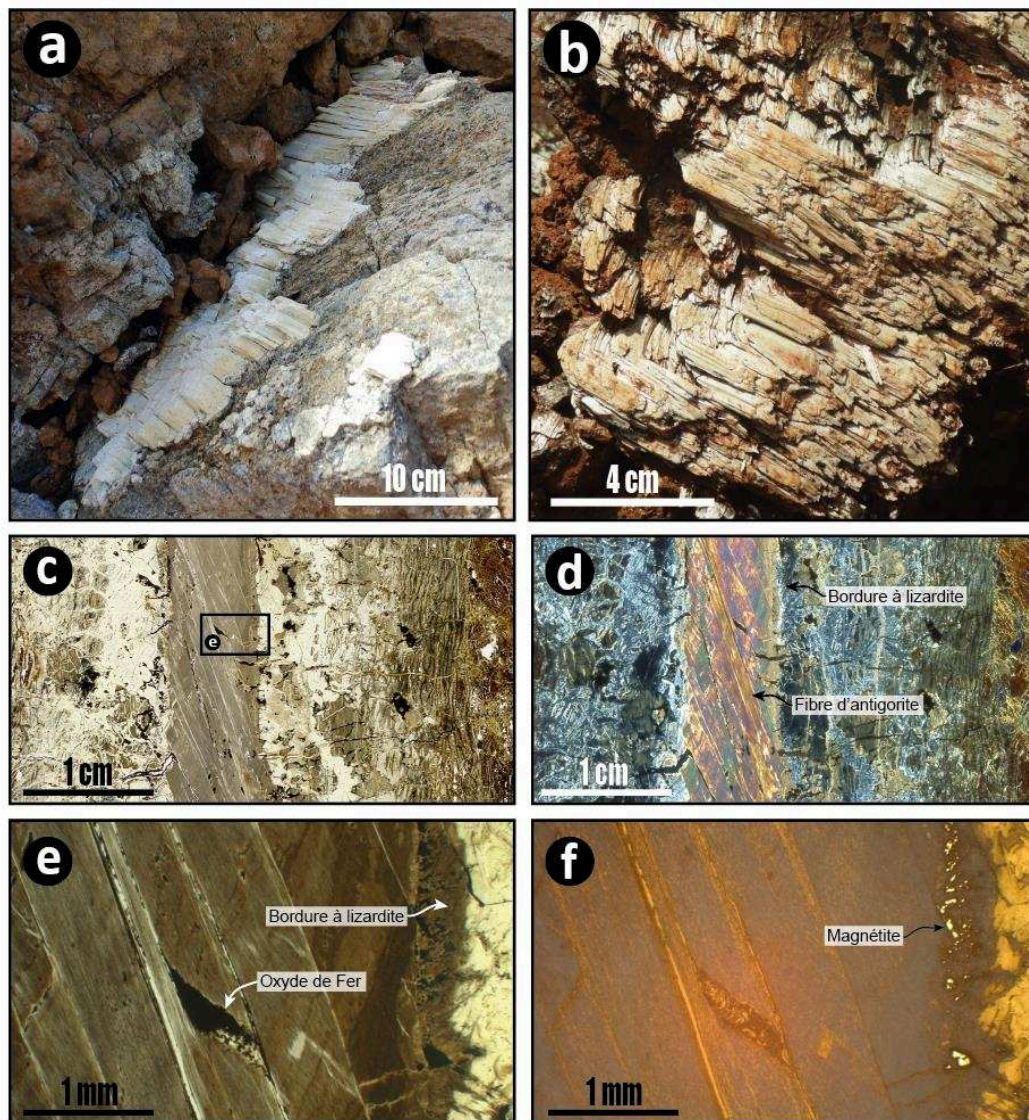
### Analyse structurale

L'analyse des fractures a été réalisée dans 9 sites miniers répartis sur l'ensemble de la Grande Terre, et un total de 320 fractures à antigorite a été mesuré (Fig. 41). La direction et le pendage de chaque fracture ont été mesurés indépendamment de la direction et du plongement des fibres d'antigorite afin de conserver l'angle de ces dernières par rapport aux épontes (cf. Annexes 1).

En effet, l'angle des fibres par rapport aux épontes est souvent élevé et la ligne caractérisant l'orientation des fibres n'est donc pas comprise dans le plan de fracture. Lorsque l'angle est supérieur à 45°, les fractures à antigorite sont considérées comme des fentes de tension et indiquent donc la direction locale d'étirement, selon leur orientation, les fibres indiquent des mouvements cisailants décrochants, inverses et normaux.

Une analyse de la déformation a été tentée en utilisant le logiciel FaultKin de Allmendinger *et al.* (2012). Bien que l'antigorite semble s'être mise en place dans un contexte de contraintes évoluant au cours du temps (Fig. 40b), aucun tri préalable n'a été effectué et on posera comme postulat que les changements de la direction de déplacement enregistrés par les fibres courbes sont dus à une

évolution des contraintes locales (rotation de blocs), d'où le choix d'une analyse à l'échelle des massifs.



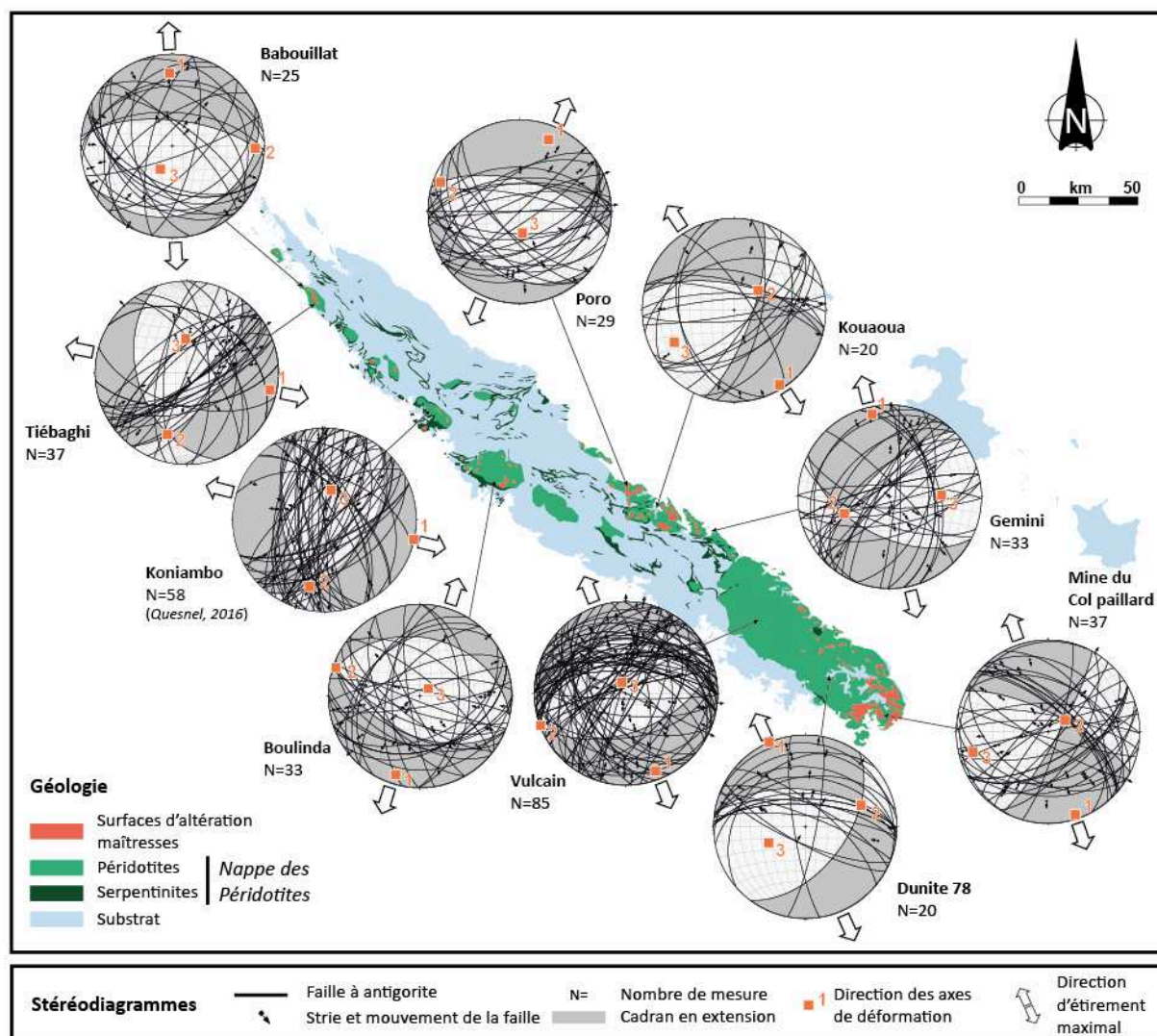
**Fig. 40.** Photographies **a)** d'une veine de type 'crack-seal' à antigorite et **b)** du changement d'orientation des fibres d'antigorite (Massif du Sud - Mine Vulcain, photo D. Lahondère). Photographies **c)** LPNA et **d)** LPA d'une lame mince d'une veine de type crack-seal à antigorite. **e)** Agrandissement en LPNA et **f)** en LR (Lumière Réfléchie) d'une bordure de veine à antigorite (localisation **Fig. 40c**). Les fibres d'antigorite sont nucléées sur les bordures à lizardite de la veine. La lizardite en bordure est associée à de fins cristaux de magnétite.

On peut noter une certaine cohérence au sein du Massif du Sud avec une direction d'étirement subhorizontale orientée NNO-SSE ( $\pm 20^\circ$ ). Par contre, les klippes de Tiébaghi et du Koniambo se distinguent par un axe d'étirement orienté N100° (**Fig. 41**). Dans la majorité des sites, l'axe de raccourcissement est subvertical. Il est probable que les différences d'orientation de l'ellipsoïde de déformation relevées ici aient les mêmes causes que celles évoquées à propos des filons, à savoir la présence d'anciennes failles transformantes. L'éventualité d'une rotation post-obduction étant écartée par les données du Massif de Tiébaghi (site de Babouillat, **Fig. 41**).

Pour comparaison, l'analyse de la déformation a été effectuée à l'échelle d'une fosse (Module 3, Mine Vulcain, Massif du Sud). L'analyse de 37 mesures de failles à antigorite levées sur une zone d'environ 50m<sup>2</sup> mène à une direction de l'étirement maximal N-S. Ces failles à antigorite ont la



particularité d'avoir un espacement très faible, de l'ordre de 50 cm, et réutilisent toutes les fractures sans orientation préférentielle.



**Fig. 41.** Carte d'orientation des failles à antigorite et directions d'étirement maximale pour chaque ellipsoïde de déformation calculée à partir du logiciel FaultKin (Allmendinger et al., 2012). Compilations des données structurales de M. Iseppi, D. Cluzel, D. Lahondère, S. Lesimple et J-E. Winninger (Projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

Quelle que soit leur orientation, les veines à antigorite indiquent une ouverture ce qui impose globalement une augmentation de volume (dilatance), enregistrant soit une faible pression lithostatique, soit une pression de fluide élevée.

### Lien avec les filons et les fractures à trémolite

Une étude a été conduite sur le potentiel lien génétique entre les filons felsiques, les veines à trémolite et les veines à antigorite (Lahondère et al., 2012). Dans ce paragraphe nous n'en rapporterons que les principaux résultats.

Les veines à trémolite pure sont rares, la forme la plus courante est un mélange trémolite-antigorite-talc. Ces cristallisations apparaissent de façon synchronématique (« crack-seal ») dans des fentes de tension ou de fractures en cisaillement d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Dans

certaines veines d'épaisseur supérieure à 5-10 cm, les fibres de trémolite sont organisées de façon radiale, enregistrant ainsi une ouverture plus rapide que la croissance des minéraux. Ces textures indiquent une croissance dans un contexte en dilatation identique à celui des fractures à antigorite.

**Les filons felsiques à ~53 Ma ont une relation génétique avec les veines à trémolite et trémolite-antigorite dont ils constituent la source de Ca** (cf. *Chapitre 1*, § 4.4).

En effet, la signature isotopique en Sr de la trémolite, l'abondance en Terre Rares, et les rapports isotopiques  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$  suggèrent que les filons éocènes sont la source du Ca nécessaire à la production d'une amphibole calcique dans l'environnement pauvre en Ca de la Nappe des Péridotites. D'autre part, l'anomalie positive en Eu et la teneur élevée en Cr indiquent que le Ca a été transporté par des fluides oxydants émis par les filons en fin de cristallisation ou lessivant ces derniers et interagissant avec la péridotite encaissante. Une métasomatose calcique des péridotites a été localement observée conduisant à l'apparition de pseudo-filons dans lesquels la chromite subsiste sous forme résiduelle (Lahondère *et al.*, 2012). **Les occurrences de trémolite peuvent donc être indirectement associées à la phase initiale de la subduction à l'origine de la genèse des filons.**

Chronologiquement, la présence de veines à antigorite seule succédant à des veines antigorite-trémolite semble indiquer un épuisement des fluides magmatiques alors que les cristallisations synkinématiques continuent.

#### 2.1.4. Les accidents serpentineux recoupants

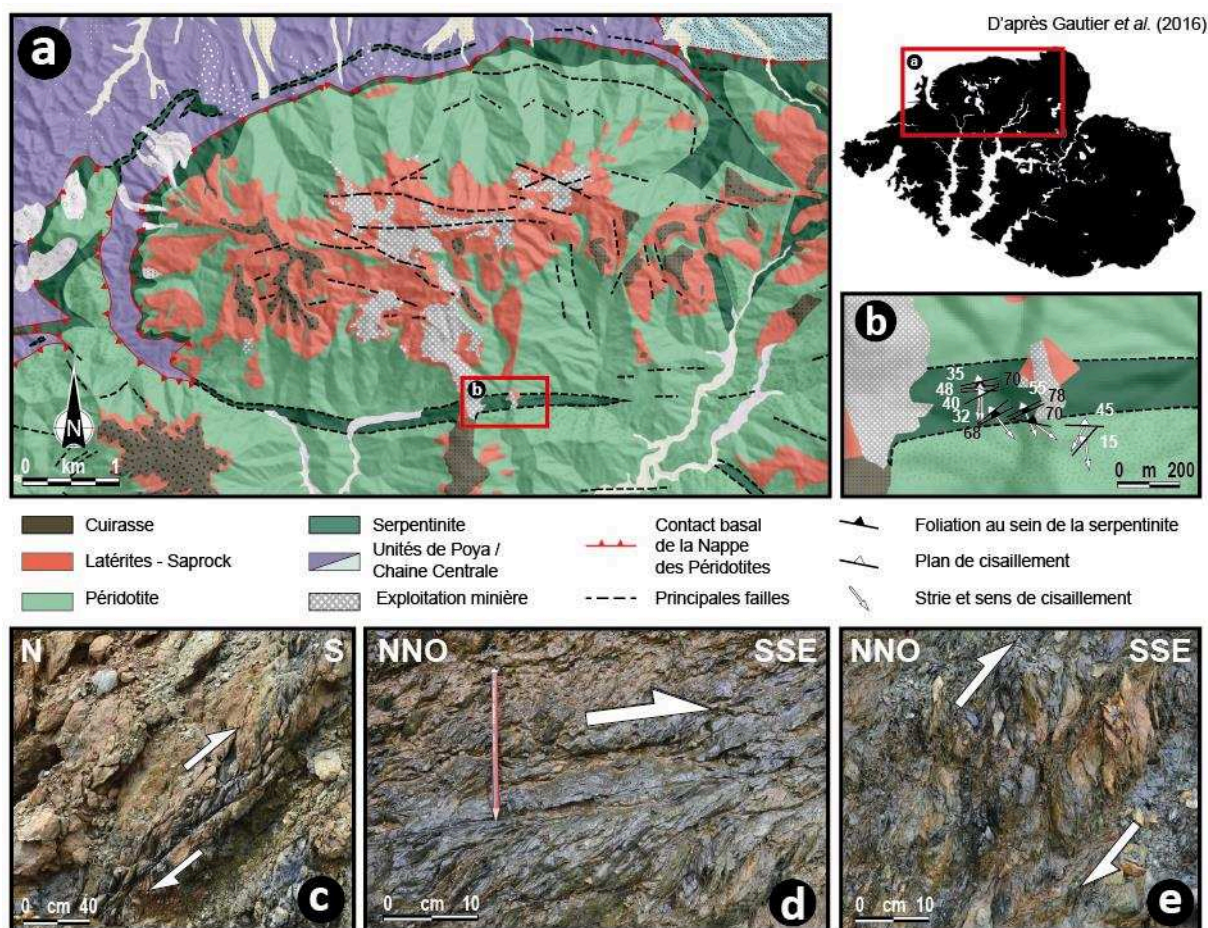
Certaines klippes de péridotite montrent de vastes zones serpentinisées à fort pendage que l'on peut observer jusqu'en haut des massifs. C'est le cas au nord-ouest de la klippe du Kopéto-Boulinda où le flanc sud de la mine Kopéto est caractérisé par un accident serpentineux d'environ 250 m d'épaisseur et affleurant jusqu'à ~ 500 m d'altitude (*Fig. 42a*).

Cet accident majeur a fait l'objet de plusieurs interprétations :

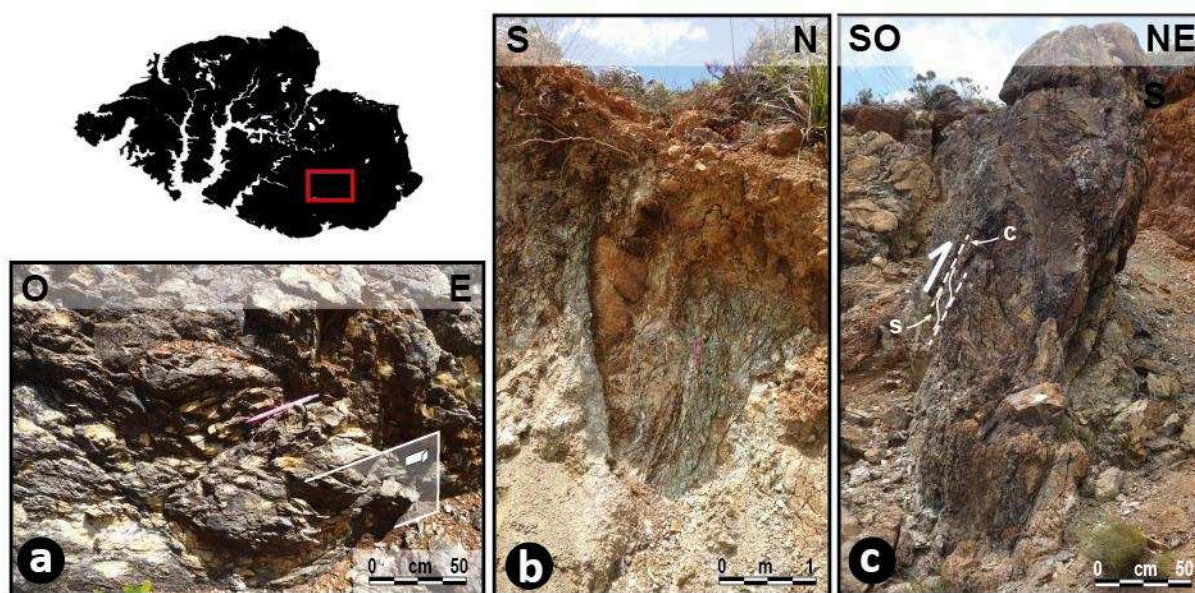
- Guillon (1975) interprète cette structure comme une faille normale majeure à pendage sud ;
- Maurizot *et al.* (1985) cartographie une zone de cisaillement à pendage nord (~ 45°) s'enracinant dans la semelle tectonique au NE;
- Gautier *et al.* (2016) rends compte d'un grand nombre de plans de cisaillements orientés ENE-OSO et à pendage variable vers le nord. Les linéations et sigmoïdes associées indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le S-SE.

Des accidents similaires mais de moindre envergure affectent la péridotite massive à ~ 700 m d'altitude au sud-est de la klippe du Kopéto-Boulinda. Ces accidents, principalement constitués de serpentine cryptocristalline lustrée (lizardite ?), sont des mylonites de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (*Fig. 43* et *Fig. 44*). Contrairement aux plans de cisaillement constituant l'accident majeur au sud du Kopéto, ces mylonites sont pluridirectionnelles. Les zones de cisaillement orientées N050°-090° indiquent une cinématique décrochante senestre (*Fig. 43b*), et celles orientées N130°-150°, une cinématique inverse/senestre avec un mouvement du compartiment supérieur vers l'E-SE (*Fig. 43c*).





**Fig. 42.** Zone de cisaillement majeure au sud du massif du Kopéto. **a)** Carte géologique simplifiée du NE de la klippe du Kopéto-Boulinda. **b)** Zoom sur le cisaillement majeure et données structurales d'après Gautier et al. (2016). **c), d)** et **e)** Affleurements au sein de la zone de cisaillement majeure localisée en **b)**. Les cisaillements indiquent un mouvement inverse avec une vergence du toit vers le S-SSE (Photos P. Gautier).



**Fig. 43.** Occurrences de zones de cisaillement au sud-est du massif du Kopéto-Boulinda. **a)** Zone de cisaillement subverticale N070° 80°NO senestre. **b)** Zone de cisaillement subverticale N090° 90°. **c)** Zone de cisaillement N130° 70°SO à cinématique inverse avec un mouvement du compartiment supérieur vers l'E-SE.



Au nord du massif, une mylonite plurimétrique orientée  $N070^{\circ} 60'$  indique une cinématique normale avec un mouvement du compartiment supérieur vers le NE (Fig. 44, mine Si Reis, massif du Kopéto-Boulinda). Dans cette zone sont pincées des lentilles métriques de dolérite (Fig. 44a). Le caractère antérieur ou synchrone de l'injection du magma par rapport à la déformation n'a cependant pas pu être déterminé.



**Fig. 44.** Zone de cisaillement affectant la péridotite massive au sommet de l'ancienne mine Si Reis (Massif du Kopéto-Boulinda). **a)** Zoom sur les plans de cisaillement  $c$  ( $N070^{\circ} 60'N$ , pitch de la linéation  $40^{\circ}E$ ) et la schistosité  $s$  au sein **b)** d'une mylonite plurimétrique. Des lentilles métriques de dolérite sont pincées dans la zone de cisaillement.

Dans leur ensemble, les orientations et mouvements associés à **ces zones de cisaillement ne semblent pas être compatible avec un seul évènement tectonique.**

D'autre part, ces structures ne semblent pas se prolonger latéralement sur plus de quelques dizaines de mètres ( $\sim 200$  m dans le cas de la Fig. 44). Leur prolongement en profondeur sera discuté au Chapitre 4, § 3.1.2.

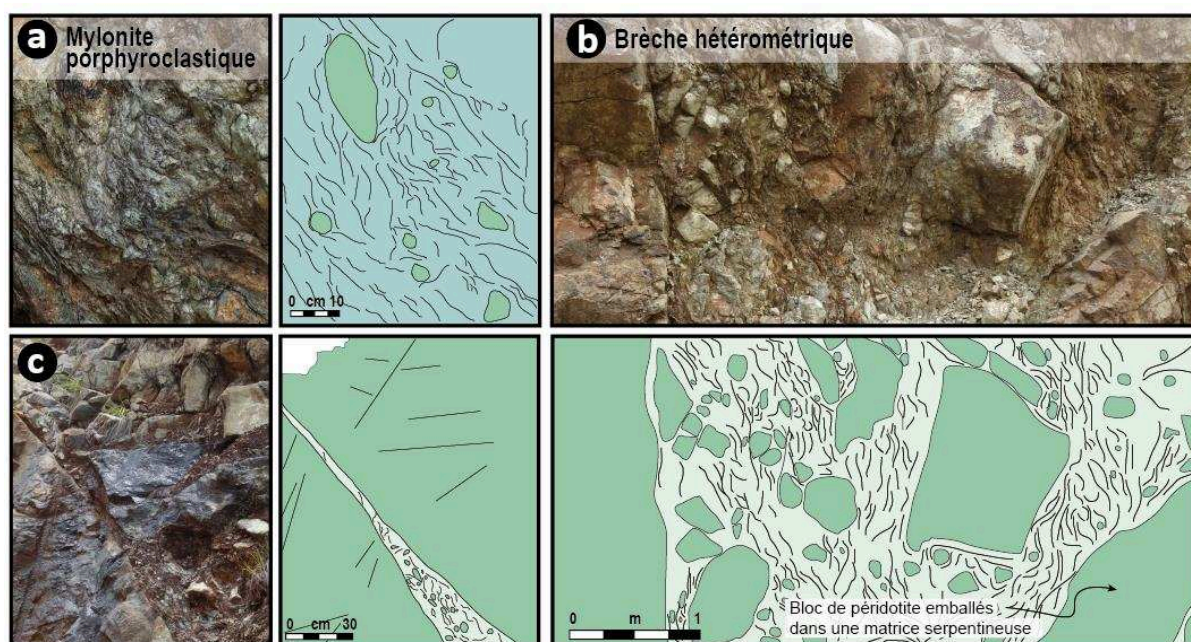
#### 2.1.5. La semelle serpentineuse

La semelle de la Nappe des Péridotites est principalement constituée de péridotite fortement serpentinisée et inégalement déformée. Dans ce paragraphe, nous ferons la distinction entre une semelle dite « tectonique », serpentinisée et fortement déformée, et une semelle dite « minéralogique » fortement serpentinisée mais non déformée. En effet, la carte géologique ne distinguant pas la semelle « tectonique » de la zone fortement serpentinisée en base de nappe, l'épaisseur de la semelle tectonique a pu parfois être surévaluée.

### Structuration interne de la semelle serpentineuse

À titre d'exemple, une coupe continue le long de la piste principale d'accès à l'ancienne mine Si Reis, nous a permis d'identifier les différents faciès constituant la semelle.

La base du massif est caractérisée par une **mylonite porphyroclastique** (Fig. 45a), très déformée, à rubanement (pseudo-stratification) subhorizontal ou peu penté ( $<20^\circ$ ) avec une schistosité bien marquée recoupée par des plans de cisaillement à cœur cataclastique. Ces plans de cisaillement sont majoritairement orientés N130° et la déformation de la schistosité indique un déplacement du compartiment supérieur vers le sud ou le sud-ouest. Les zones de cisaillement peuvent emballer des blocs centimétriques à décimétriques de péridotite serpentinisée, donnant à ce faciès une apparence amygdalaire.



**Fig. 45.** Les différents faciès observés au sein de la semelle tectonique de Si Reis (Massif du Kopéto-Boulinda, Fig. 25) : **a)** mylonite porphyroclastique, **b)** brèche hétérométrique, **c)** faille avec remplissage serpenteux à faciès amygdalaire affectant la péridotite massive.

Ce faciès de base est surmonté d'une **brèche hétérométrique** (Fig. 45b), dont la matrice est constituée de lizardite lustrée et fortement déformée. La dimension des blocs de péridotite varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Contrairement à la mylonite porphyroclastique, les plans de cisaillements observés au sein de ce faciès sont désordonnés et n'indiquent pas de vergence claire, car fortement influencés par la rotation des blocs. Les bordures des blocs sont fréquemment constituées par des joints à lizardite, à antigorite ou chrysotile, ce qui indique que la formation de la brèche est postérieure à la formation de ces trois polymorphes. Ces derniers pouvant s'être formés dans un stade précoce de formation de la brèche, ou bien être hérités d'un épisode plus ancien (océanique ?). Les joints à serpentine ayant été réactivés et servant de limites de blocs lors de l'obduction.

Ces deux faciès peuvent varier en épaisseur et se répéter plusieurs fois depuis la base du massif. Il est à noter que la brèche hétérométrique est parfois absente. De même, si de bas en haut des massifs, nous observons généralement une progressivité depuis la semelle tectonique vers la semelle minéralogique (serpentinite non déformée) puis la péridotite faiblement serpentinisée, **il arrive que**



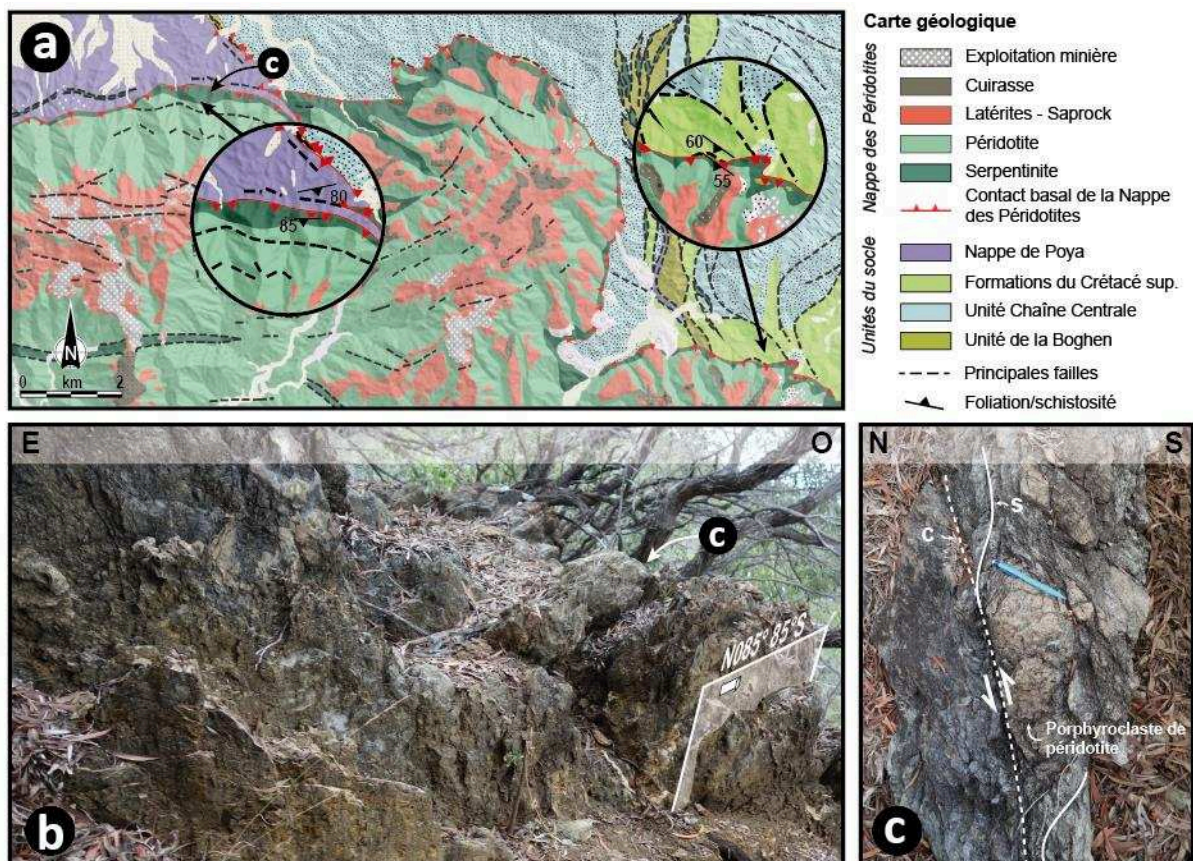
la mylonite porphyroclastique soit directement surmontée d'une péridotite très faiblement serpentinisée (p. ex. semelle tectonique du massif du Me Maoya, *Fig. 25*).

La mylonite porphyroclastique et la brèche hétérométrique, lorsqu'elles sont présentes, sont surmontées d'une péridotite massive serpentinisée affectée par des failles espacées de 10 à 20 m. Les bordures de ces failles sont rectilignes mais leur remplissage est caractérisé par un faciès amygdalaire. En majorité, ces accidents sont orientés N050° 45°SE sur la mine Si Reis (*Fig. 45c*).

### Géométrie de la semelle tectonique des klippes de péridotite de la côte ouest

Sur la côte ouest, la semelle serpentineuse est plus épaisse au sud des klippes (jusqu'à 200 m au sud du massif du Koniombo) qu'au nord où elle affleure sur seulement quelques dizaines de mètres. Au sud, la foliation au sein de la semelle tectonique est subhorizontale (Maurizot *et al.*, 2002) et indique une vergence vers le sud-ouest (Gautier *et al.*, 2016; Quesnel *et al.*, 2016b).

Les massifs de péridotite sont cartographiés avec un contact subhorizontal sur la nappe de Poya au sud-ouest et sont limités au nord-est par une structure linéaire qui marque le contact avec le socle mésozoïque (à l'exception du massif du Kopéto au nord de la klippe du Kopéto-Boulinda ; Lillie et Brothers, 1970 ; Baldwin *et al.*, 2007 ; Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009). La nature de ce contact est débattue ; il a été interprété comme une faille décrochante à cinématique dextre (Brothers et Blake, 1973) puis comme un détachement s'enracinant dans le socle lors d'une phase extensive suivie d'une phase en transpression (Chardon et Chevillotte, 2006 ; Lagabrielle et Chauvet, 2008). Au contraire, Cluzel *et al.* (2001) montrent que la limite nord-est des massifs de péridotite n'est pas un simple accident linéaire à regard sud-ouest. En effet, la Nappe des Péridotites recouvre parfois le contact entre la nappe de Poya et le socle mésozoïque.





**Fig. 46.** Foliation subverticale de la semelle tectonique. a) Report des mesures de schistosité au sein des unités de Poya et du Crétacé supérieur (nord du massif du Kopéto-Boulinda). b) La foliation dans la semelle serpentineuse est orientée N085° 85°S. b) Mylonite porphyroclastique au sein de la semelle tectonique. L'organisation des plans de cisaillements c et la déformation de la schistosité s indique un mouvement senestre.

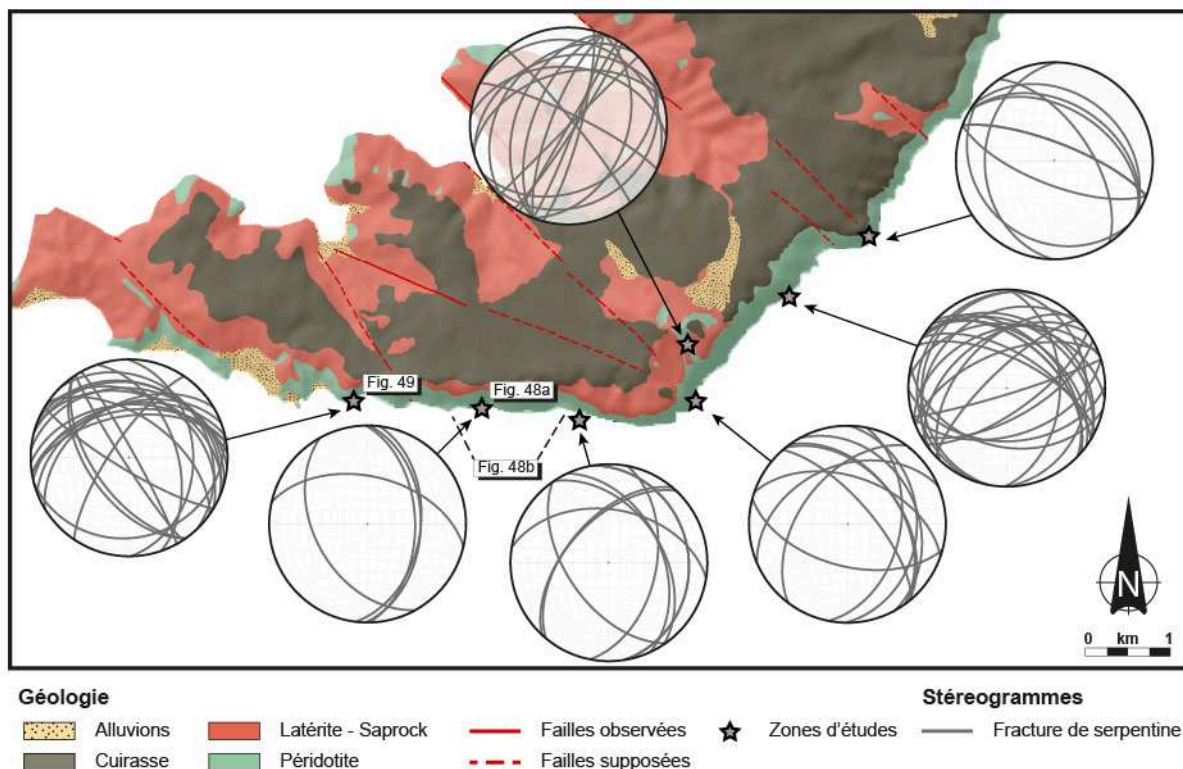
De plus, localement, le compartiment nord-est est abaissé et non le compartiment sud-ouest, soulignant le caractère discontinu, en touche de piano, de cet « accident ».

Au nord du massif du Kopéto, les observations de terrain montrent un contact tectonique N090-070° à 80°S entre la semelle serpentineuse et l'unité de Poya (Fig. 46a). À proximité, au sein de la mylonite porphyroclastique appartenant à la semelle serpentineuse, la foliation est subverticale (Fig. 46b). Les bandes de cisaillements (plans c/s) indiquent **une cinématique décrochante senestre** (Fig. 46c). **L'orientation de la foliation est concordante avec le contact Poya – Nappe des Péridotites, ainsi qu'avec la schistosité mesurée au sein des formations Crétacé supérieur à l'est** (Fig. 46a).

Au sud de ce même massif du Kopéto-Boulinda, la limite Nappe des Péridotites –nappe de Poya est soulignée par une zone faillée rectiligne d'orientation ENE-OSO. Cette dernière est caractérisée par une schistosité subverticale portant deux indications de mouvement, décrochant et en faille normale, sans qu'il soit possible d'établir clairement une chronologie.

## 2.2. Distribution et géométrie du réseau de fractures précoces dans le « bedrock »

Les affleurements offerts par les falaises du sud de l'île, en particulier celles du Cap N'Dua, permettent une bonne appréciation de la **géométrie du réseau de fracture affectant le bedrock**. Ces falaises correspondent au compartiment nord-ouest surélevé d'une faille majeure (Paris, 1981 ; Lagabrielle *et al.*, 2005). Il est à noter que d'après Regnier *et al.* (1999), cette faille serait active et correspondrait à la réactivation d'une zone de suture éocène lors du bombement lithosphérique subactuel associé à la subduction du Vanuatu.

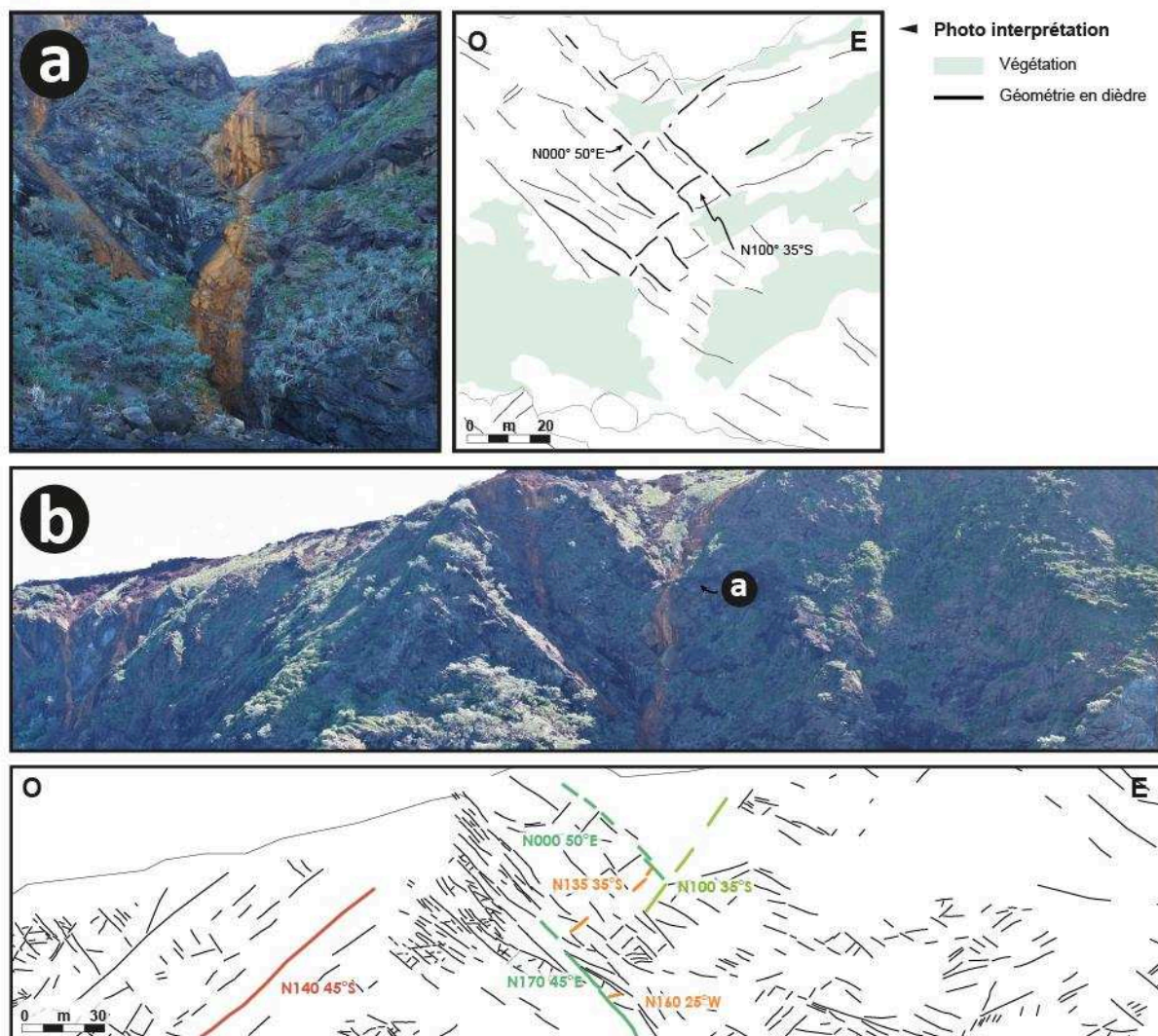


**Fig. 47.** Carte géologique simplifiée du Cap N'Dua et projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) de l'orientation des plans serpentiniteux (cf. Annexes).

Le réseau de fractures montre des directions N120-140°, N000-020°, N050-070° et N090-100° avec des pendages variant entre 20 et 90° (Fig. 47). Ces directions correspondent aux directions des segments rectilignes marquant la plupart des crêtes et vallées incisant les massifs de péridotite et qui sont l'expression des principales directions structurales à l'échelle de la Grande Terre : N130° dominante et N000°, N045° et N090° associées (Leguéré, 1976 ; Moutte et Paris, 1976).

La péridotite saine est recoupée de nombreux filons de compositions variables (principalement leucodiorites et pyroxénites) tandis que les fractures sont **exclusivement remplies d'assemblage serpentiniteux** à lizardite, chrysotile et antigorite. L'espacement des fractures varie de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres, proportionnellement à leur longueur. Quant à la densité de fracturation, elle est relativement constante de la base vers le sommet de la falaise.

Le pendage moyen des fractures est de l'ordre de 45°. Les fractures se recoupent et forment des **dièdres** avec un angle de l'ordre de 90° (Fig. 48).

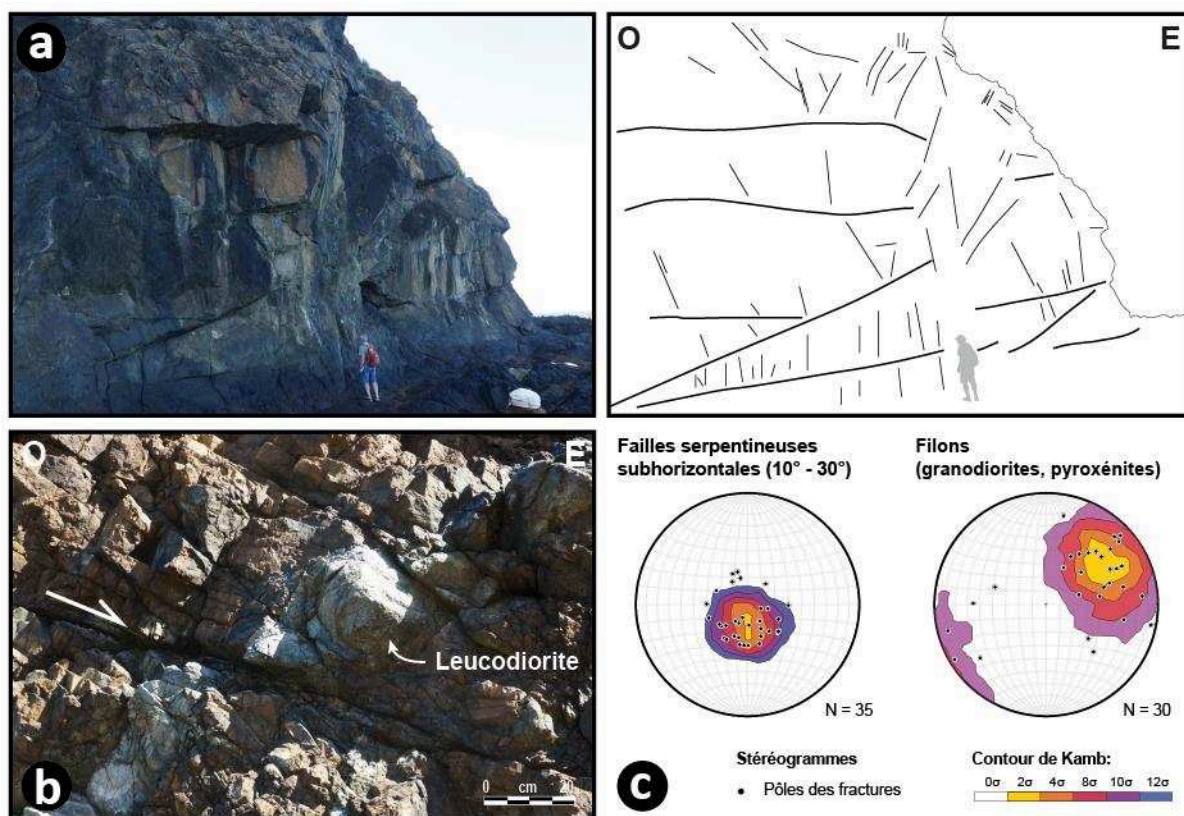


**Fig. 48.** Géométrie en dièdre de la fracturation précoce. **a)** Photographie des falaises du Cap N'Dua (massif du Sud) et représentation de la géométrie en dièdre du réseau de fractures affectant la péridotite saine. **b)** Réseau de fractures à l'échelle de la falaise.



L'occurrence de failles à faible pendage (de 10 à 30°) est notable (Fig. 47 et Fig. 49a). Elles ne montrent pas d'orientation préférentielle contrairement aux filons majoritairement orientés N130° (Fig. 49a). Ces failles ne sont pas caractérisées par un seul type de remplissage serpentineux mais semblent réutiliser des fractures serpentineuses de moindres dimensions qui s'anastomosent pour créer le plan principal de la faille (Fig. 49b). En certaines occasions, elles montrent un faible rejet en faille normale (Fig. 49b). Des fractures à plus fort pendage viennent se brancher sur ces plans de failles (Fig. 49a), cependant leur éventuel synchronisme n'est pas clairement identifiable. Il est à noter que **ces failles décalent les filons (Fig. 49b) et leur jeu est donc postérieur à 55-53 Ma** (Cluzel *et al.*, 2006).

**Ces failles normales faiblement pentées peuvent être associée à un régime extensif.** Des structures similaires ont été décrites au Mont-Dore par Lagabrielle et Chauvet (2008) et interprétées comme le résultat de l'effondrement post-orogénique faisant suite à l'obduction de la Nappe des Péridotites. Cependant, cette hypothèse implique la formation de grandes zones de détachement et donc une déformation de type ductile or, de notre point de vue, les objets décrits ci-dessus sont caractéristiques d'un régime cassant (cf. Chapitre 5, § 4).



**Fig. 49.** Occurrence de failles à faible pendage (falaises du Cap N'Dua, massif du Sud). a) Des fractures à plus fort pendage viennent se brancher sur les failles faiblement pentées, cependant le déplacement relatif est difficilement quantifiable b) Filon de leucodiorite (daté à 53-55 Ma ; Cluzel *et al.*, 2006) décalé par une faille à faible pendage avec un mouvement normal. Noter le faible rejet. c) Projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) des failles serpentineuses subhorizontales et des filons. Les contours (du jaune au bleu) sont calculés selon la méthode Kamb où  $\sigma$  correspond à la déviation standard (Kamb, 1959).

### 2.3. Distribution des structures « supergènes »

A l'exception de la magnésite, qui serait en partie syn-obduction (Quesnel *et al.*, 2013), les phases supergènes (garniérite, deweylite et silice) sont post-obduction et ont précipité dans un laps de temps difficile à définir (cf. *Chapitre 2*).

Les minéraux supergènes se trouvent au sein de joints, failles et en matrice ou ciment de brèche. La garniérite et la deweylite correspondent respectivement aux pôles nickélifère et non-nickélifère d'un mélange de phases silicatées dont la description macroscopique est basée sur la couleur. La silice brune (ou rouge) est quant à elle plus tardive car systématiquement au cœur des remplissages de fracture ou en matrice/ciment de brèches contenant parfois des éléments de garniérite et de deweylite.

#### 2.3.1. La distribution de la fracturation à l'échelle des massifs miniers

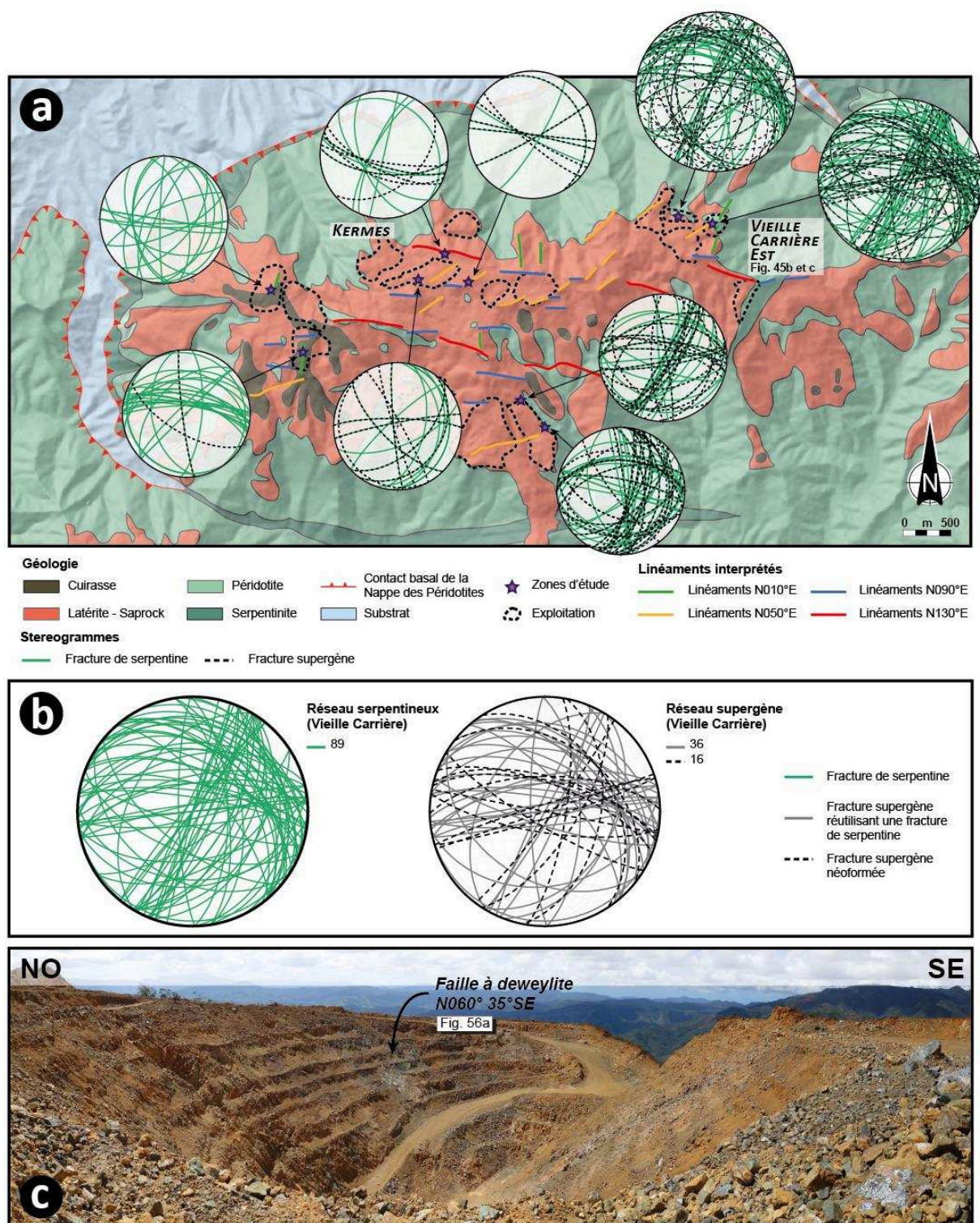
La **mine du Kopéto** (nord du massif du Kopéto-Boulinda) a été choisie pour étudier l'organisation des fractures à l'échelle d'un massif minier car, en plus d'un accès facilité par la SLN, l'exploitation historique de ce gisement depuis 1880 et la reprise d'activité en 1994 permettent l'accès à de nombreux affleurements ('Exploitation', *Fig. 50a*).

Ce massif est fortement incisé par des vallées orientées N010°, N130°, N050° et N090° (*Fig. 50a*). Cependant, un plateau en partie disséqué et recouvert d'un régoélite inégal est préservé et surplombe les vallées à 1000 m d'altitude. Ce plateau est allongé suivant une direction N090° et abrite plusieurs gisements de nickel. L'analyse linéamentaire à partir du MNT 10 m (DTSI, 2013) montre que le plateau est affecté par des structures de directions similaires à celles des crêtes et vallées en périphérie. Les corps minéralisés sont allongés et contrôlés au nord et au sud par des linéaments principaux N120° et N090° et secondaires N050° ('fosse Kermes', *Fig. 50a*).

Les fractures sont principalement caractérisées par un enduit serpentineux (majoritairement à lizardite) confirmant le caractère hérité du champ de fracture. L'analyse géométrique montre que ces fractures serpentinisées ont les mêmes directions que les linéaments principaux ('Fracture de serpentine', *Fig. 50a*). Mais, **seules les fractures orientées parallèlement aux bordures du plateau ont été réactivées en domaine supergène**. Un très bel exemple se situe au nord de la carrière Kermes où les plans à serpentines sont principalement orientés N020° et N120°, alors que les minéraux supergènes ne précipitent que selon la direction N120° délimitant aussi la bordure nord du plateau (*Fig. 50a*).

Quant aux gisements de pente, ils sont disposés de façon radiale le long des bordures du plateau. Ce type de gisement est généralement contrôlé par des failles parallèles aux vallées sous-jacentes (*Fig. 50a et c*) alors que les fractures orientées différemment ont un rôle secondaire (cf. § 2.3.2).





**Fig. 50. a)** Carte géologique du Massif du Kopéto et interprétation linéamentaire à partir du MNT (10 m) (DTSI, 2013) et projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure) de l'orientations des fractures à remplissage serpentinite (lignes vertes continues) et celles à remplissage supergène (lignes noires pointillées). **b)** Projections stéréographiques de l'orientations i) des fractures à remplissage serpentinite (à gauche), ii) des fractures à remplissage supergène réutilisant des plans serpentinite (lignes grises continues) et iii) des fractures supergène néoformées (lignes noires pointillées) de la fosse Vieille Carrière, localisée **Fig. 50a**. **c)** Panorama de la fosse de 'Vieille Carrière Est' et localisation du plan de faille à deweylite contrôlant la fosse et parallèle à la crête au nord (cf. **Fig. 60a**).

Toutes les discontinuités favorisent la circulation des eaux météoriques et donc l'altération de la péridotite. Ainsi, toute la préstructuration est mise à contribution, y compris le rubanement primaire (Sevin, 2014). Cette configuration est claire au nord-est du Koniambo (Fig. 51a, concession 'Bilboquet'), où la silice brune a précipité le long des plans de rubanement marqués par une alternance dunite/harzburgite.

Cependant, en bordure de plateau, le rubanement orienté N050° 20°SE (pendage opposé à la pente) est recoupé par des plans de faille orientés N060° 70°NO. Ceux-ci sont caractérisés par une bordure serpentineuse (préstructuration) et un remplissage de silice brune amorphe striée, indiquant une réactivation avec un mouvement selon la ligne de plus grande pente. Ces fractures délimitent une morphologie convexe fortement altérée en base de pente et en contact direct avec la semelle serpentineuse, caractéristique d'un glissement (Fig. 51b).

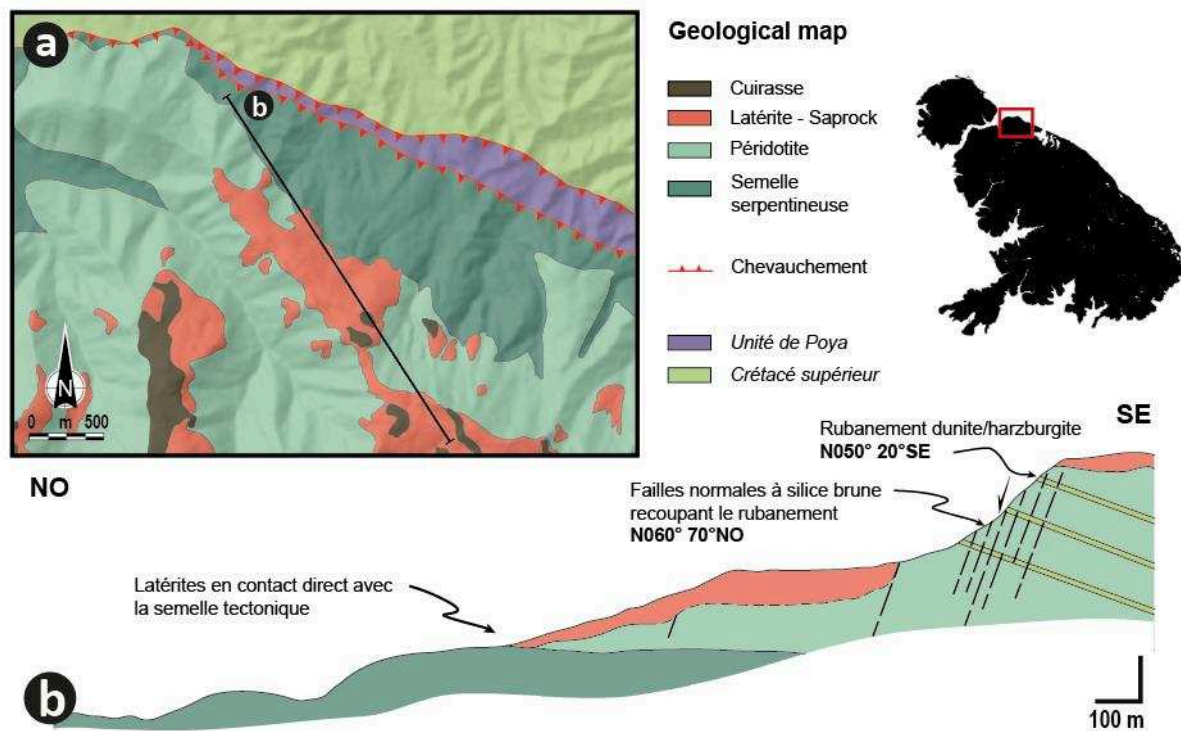


Fig. 51. a) Carte géologique simplifiée du NO du massif du Koniambo et b) coupe NO-SE synthétique intégrant les différentes observations de terrain.

Les gisements de pente sont donc contrôlés par des failles supergènes en bordure de plateau. Il existe cependant des exceptions à cette configuration. C'est le cas de l'ancienne fosse d'exploitation Surprise 1 (sud de Si Reis, massif du Kopéto-Boulinda) située sur une crête (Fig. 52a). Cette dernière a une orientation N160° et la fosse (située sur le flanc nord-est de la crête) est contrôlée par plusieurs failles à silice brune orientées N010° 40°E délimitant plusieurs niveaux d'exploitation. Ces failles réactivent des plans serpentineux hérités avec un mouvement selon la ligne de plus grande pente (pitch de la strie marquée par la serpentine 45°S vs. pitch de la strie marquée par la silice brune 90°). Le flanc sud-ouest de la crête est quant à lui bien plus abrupte et ne porte aucun gisement. Ainsi, **les failles serpentineuses à pendage relativement faible sont réactivées et guident l'altération de la péridotite**, alors que **les fractures subverticales facilitent l'érosion du massif**. Cette configuration est vraisemblablement due à la préstructuration des péridotites.



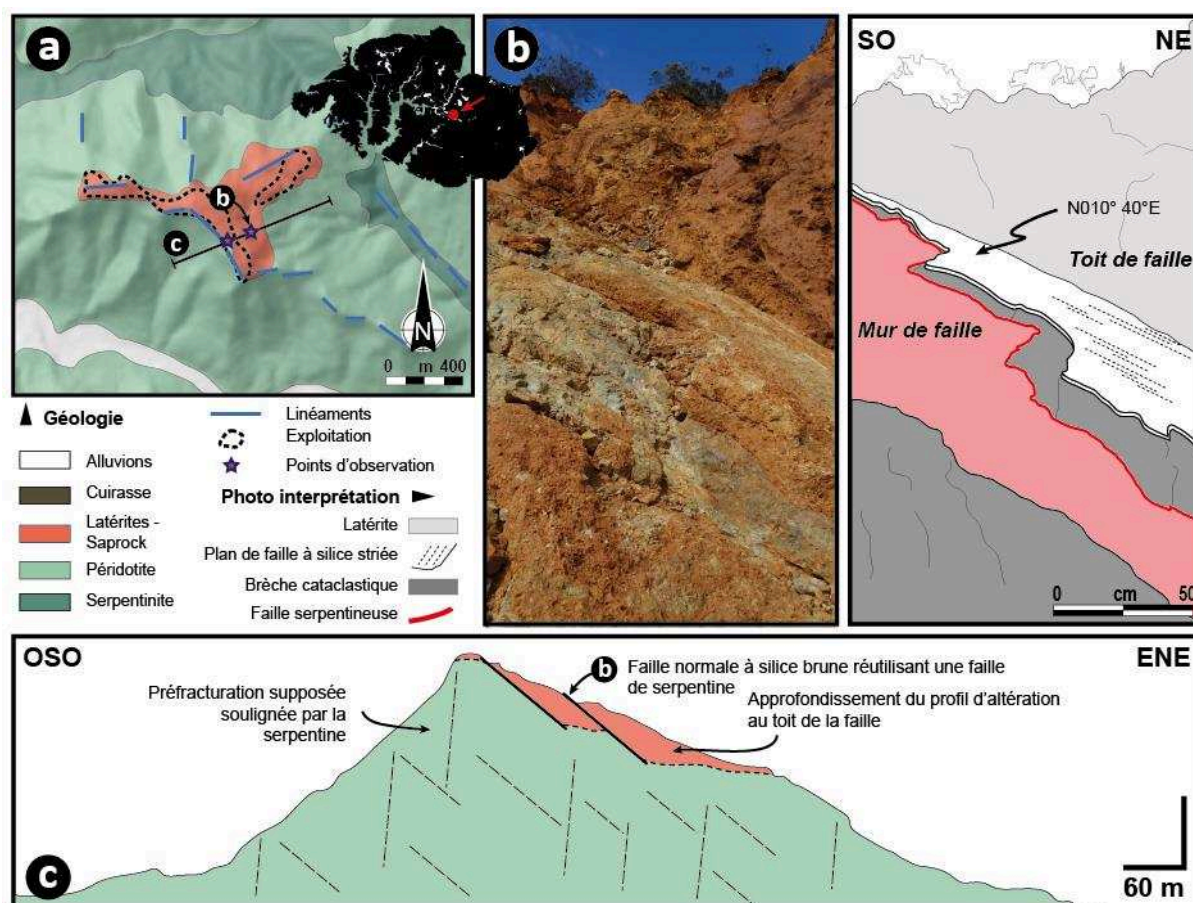


Fig. 52. **a)** Carte géologique simplifiée de l'ancienne mine Surprise 1. **b)** Zonation de la faille contrôlant la fosse. Le toit de la faille est plus altéré que le mur. **c)** Coupe SO-NE synthétique intégrant les différentes observations de terrain.

### 2.3.2. La distribution de la fracturation à l'échelle de la fosse

Les fractures héritées dont l'orientation diffère de celle des linéaments principaux ont un rôle secondaire mais déterminant dans la genèse des gisements nickélifères.

Afin d'illustrer leur rôle, un levé structural a été entrepris dans une carrière entièrement excavée (Fig. 50a, fosse 'Vieille Carrière Est', massif du Kopéto). Cette fosse est contrôlée au nord-est par une faille normale à deweylite N060° 30° SE réactivant une faille serpentineuse et parallèle à la ravine sous-jacente (Fig. 50c).

En cœur de fosse, les fractures montrent des directions N020°, N090° et N130° (Fig. 50b). La majorité des fractures à remplissage supergène (~ 70%) ont des bordures serpentinisées, indiquant qu'elles résultent de la réouverture du réseau de fractures hérités (lignes noires pointillées, Fig. 50b). Quant aux fractures n'ayant pas d'épentes serpentineuse (~ 30 %), elles correspondent à des joints néoformés espacés de quelques centimètres et strictement localisés au toit de la faille principale (lignes grises, Fig. 50b). Ces joints sont colmatés par des minéraux supergènes à texture amorphe (garniérite ou silice brune ; cf. § 2.4).

Les fractures à remplissage serpentineux ne sont pas les seules structures à être réactivées en conditions supergènes. En effet, **les filons sont souvent des guides pour les eaux météoriques** (Fig.

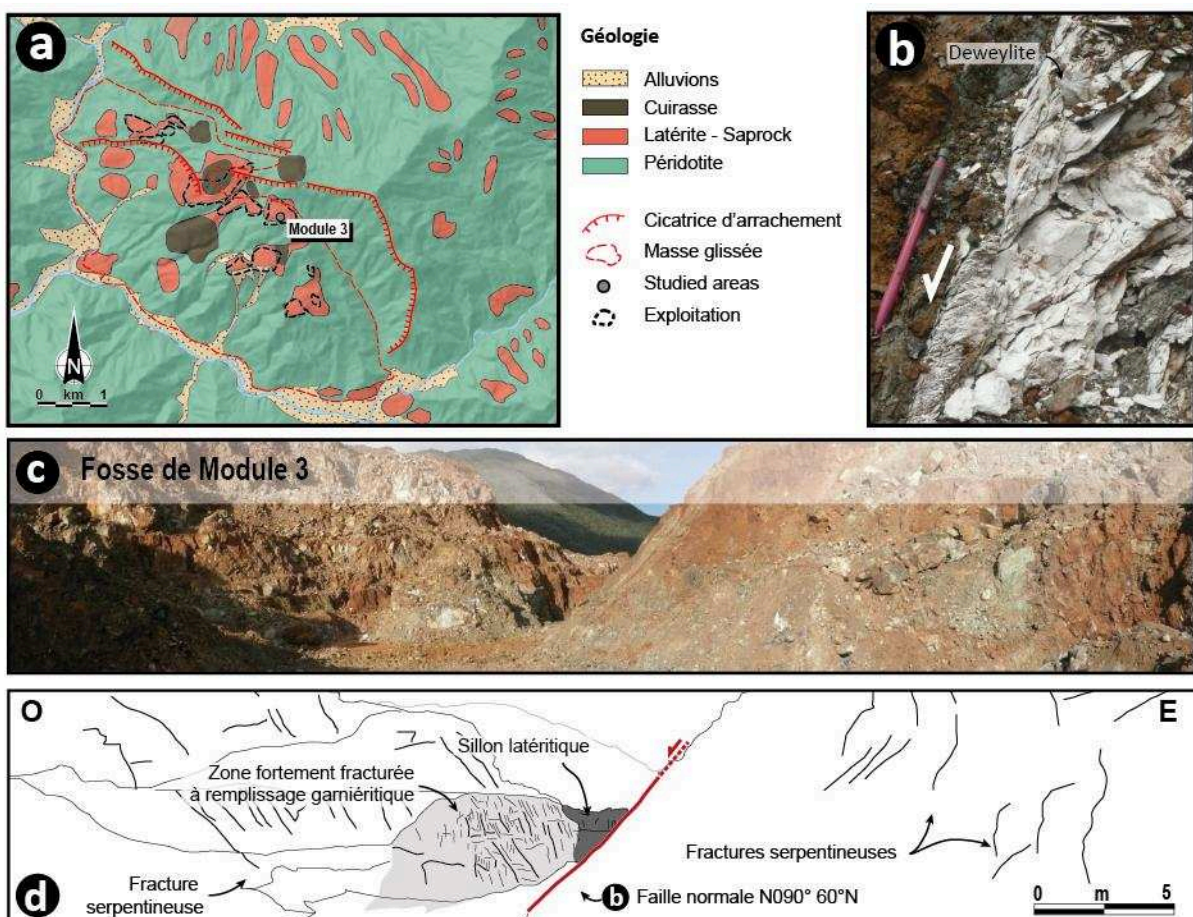


53). Dans la mine Si Reis, la bordure d'un filon plurimétrique est réutilisée par une faille normale à garniérite.



**Fig. 53. a)** Bordure d'un filon gabbroïque réutilisée par une faille à garniérite (mine Si Reis, massif du Kopéto-Boulinda). **b)** Zoom sur le plan de faille à garniérite.

L'étude des fractures secondaires associées à la réactivation de fractures préexistantes en conditions supergènes a été effectuée sur la **mine Vulcain** (vallée de la Tontouta, Massif du Sud). Cette mine, reconnue comme un gisement de pente, est localisée sur une masse glissée plurikilométrique (Fig. 54a). La cicatrice d'arrachement est caractérisée par des relais N010°, N090° et N150°.

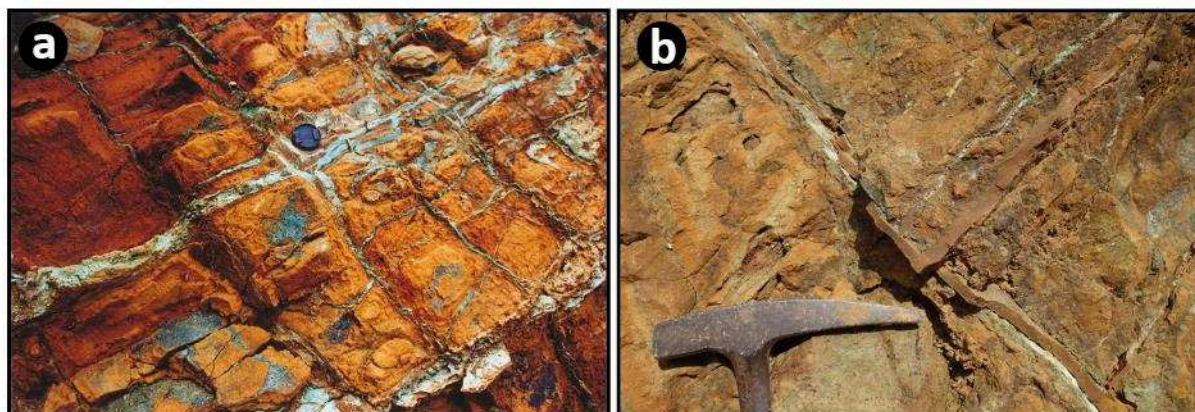




**Fig. 54. a)** Carte géologique simplifiée de la mine Vulcain et localisation de la fosse Module 3. **b)** Faille normale à deweylite orienté N090° 60°N contrôlant la fosse. **c)** Panorama et **d)** photo-interprétation de la fosse Module 3.

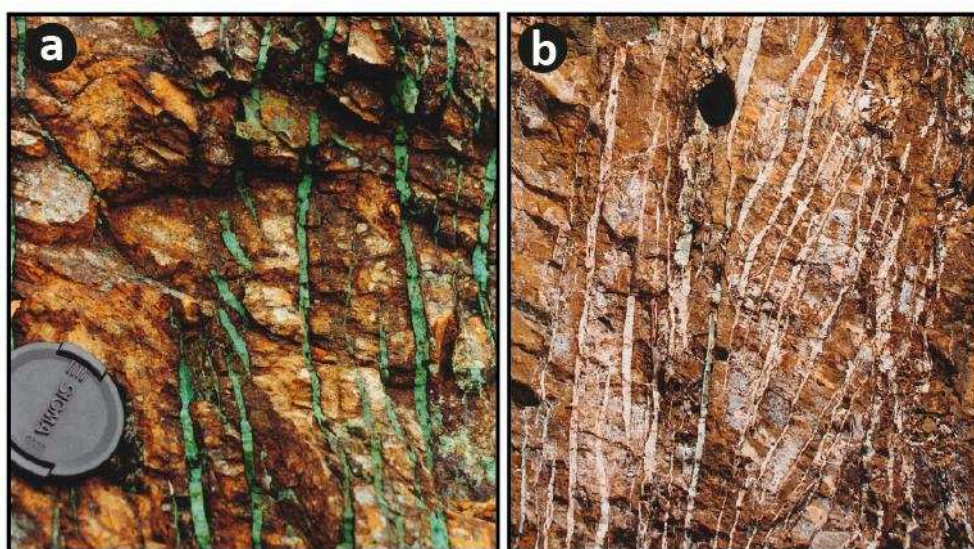
La fosse Module 3, située à la base d'une surface d'arrachement N090° (Fig. 54a), est contrôlée par un plan de faille à deweylite orienté N090° 60°N réutilisant un plan plurimétrique serpentineux et dont le mouvement normal est marqué par un feuilletage à sigmoïdes de deweylite (Fig. 54b). Cette faille principale est en contact direct avec un sillon latéritique aujourd'hui en majorité exploité.

**Le toit de la faille est caractérisé par une zone fortement fracturée où les joints sont ouverts sont colmatés par la garniérite contrairement au mur de la faille où les joints serpentineux sont fermés.**



**Fig. 55. a)** Réseau de fractures à lizardite réutilisé par la garniérite, constituant le 'minéral quadrillé' des mineurs (Photo P. Maurizot). **b)** Réouverture de fractures orthogonales à lizardite par la silice brune (fosse Blanche, mine Kopéto, massif du Kopéto-Boulinda).

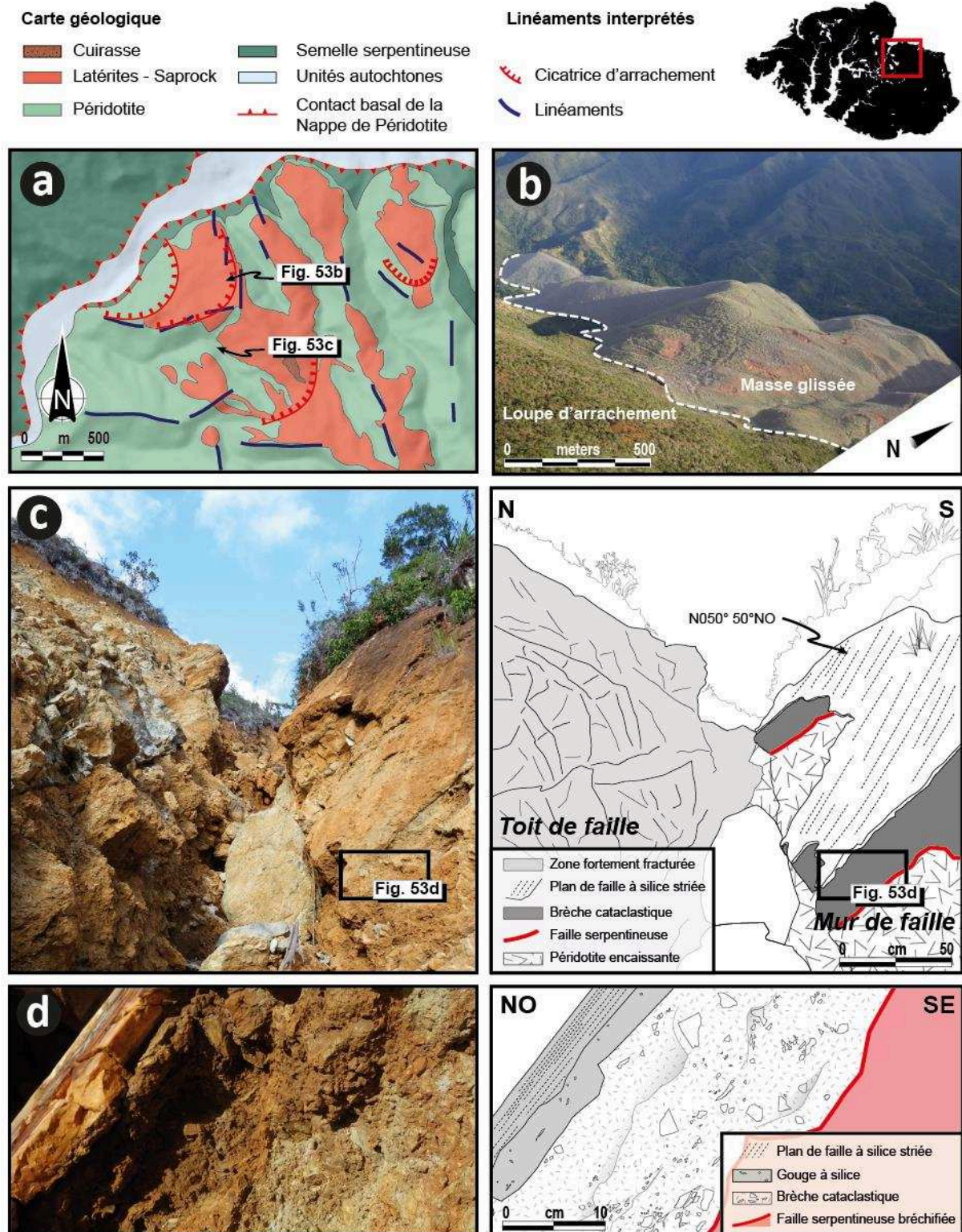
C'est généralement au toit de ces failles que se trouve le « minéral quadrillé » des mineurs, formé de fractures serpentineuse sub-orthogonales réouvertes et remplies de garniérite (Fig. 55a). Ce remplissage statique est parfois caractérisé par la silice brune en lieu et place de la garniérite (Fig. 55b).



**Fig. 56. Fentes de tension à a)** garniérite et **b)** deweylite (Massif du Koniambo, Photos P. Maurizot).



À proximité de plans de faille « supergène », des fentes de tension en échelon à remplissage de garniérite ou de deweylite (Fig. 56) sont parfois observées, **confirmant le caractère contemporain de l'altération**.



**Fig. 57.** Faille normale sur le site d'exploration Trafalgar au nord du massif du Kopéto-Boulinda. **a)** Carte géologique simplifiée et interprétation des linéaments. **b)** Photographie aérienne de la masse glissée du site Trafalgar. **c)** Zonation de la zone de faille associée à la cicatrice d'arrachement. Le toit de la faille est plus altéré que le mur et montre des joints ouverts remplis de silice brune. **d)** Zoom sur le cœur de faille. La gouge de faille



à silice brune surmonte une brèche cataclastique de 20 cm d'épaisseur réutilisant un plan de faille à serpentine. La zonation observée est similaire à celle des failles de la Fig. 60.

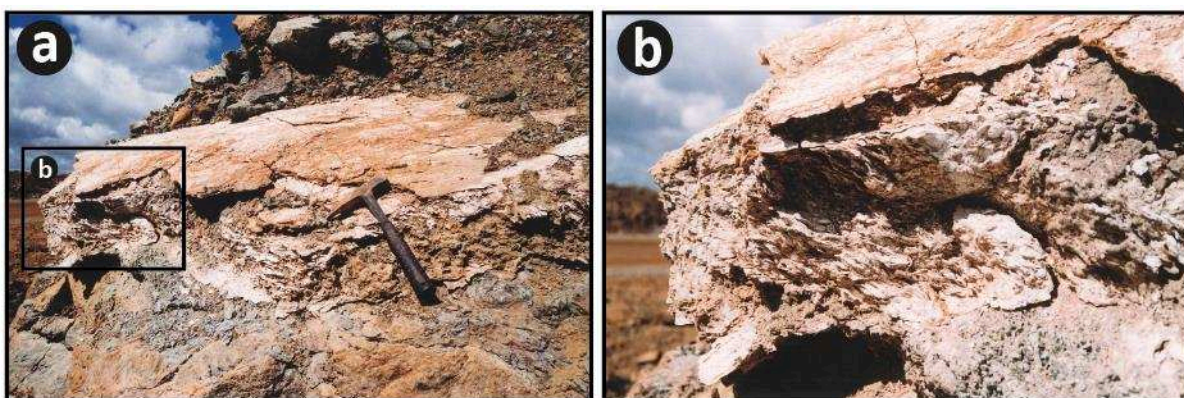
Ces observations sont communes à la majorité des gisements. Le site Trafalgar en phase de pré-exploitation (Fig. 57a) montre une morphologie de type de glissement. Le gisement est limité au sud-est par une faille hectométrique à silice brune contrôlant le glissement, reconnaissable par la cicatrice d'arrachement et la forme convexe de la masse glissée (Fig. 57b). La Fig. 57c montre une structure de moindre ampleur mais équivalente à cette faille majeure et affleurant dans une ravine orientée est-ouest. La faille est orientée N050° 50°NO et donc parallèle à la vallée sous-jacente. Elle montre un mouvement selon la ligne de plus grande pente (silice brune striée, pitch 90°) suite à la réactivation d'une faille serpentineuse.

Il est à noter que le profil d'altération au sommet de la masse glissée contient des éléments de cuirasse provenant du démantèlement d'un ancien profil d'altération. Par ailleurs, il n'est pas rare d'observer des latérites striées suivant la ligne de plus grande pente (Fig. 58). **Ces mouvements en faille normale sont donc postérieurs à au moins un premier épisode d'altération.**



**Fig. 58.** Exemples de stries suivant la ligne de plus grande pente au sein de l'horizon latéritique (Photos P. Maurizot, Etoile du Nord).

D'autre part, il arrive que la zone exploitée soit limitée à sa base par une faille normale à faible pendage (<20°) séparant le régolithe de la roche saine (Fig. 59). Ces failles à remplissage supergène réactivent des failles serpentineuses.

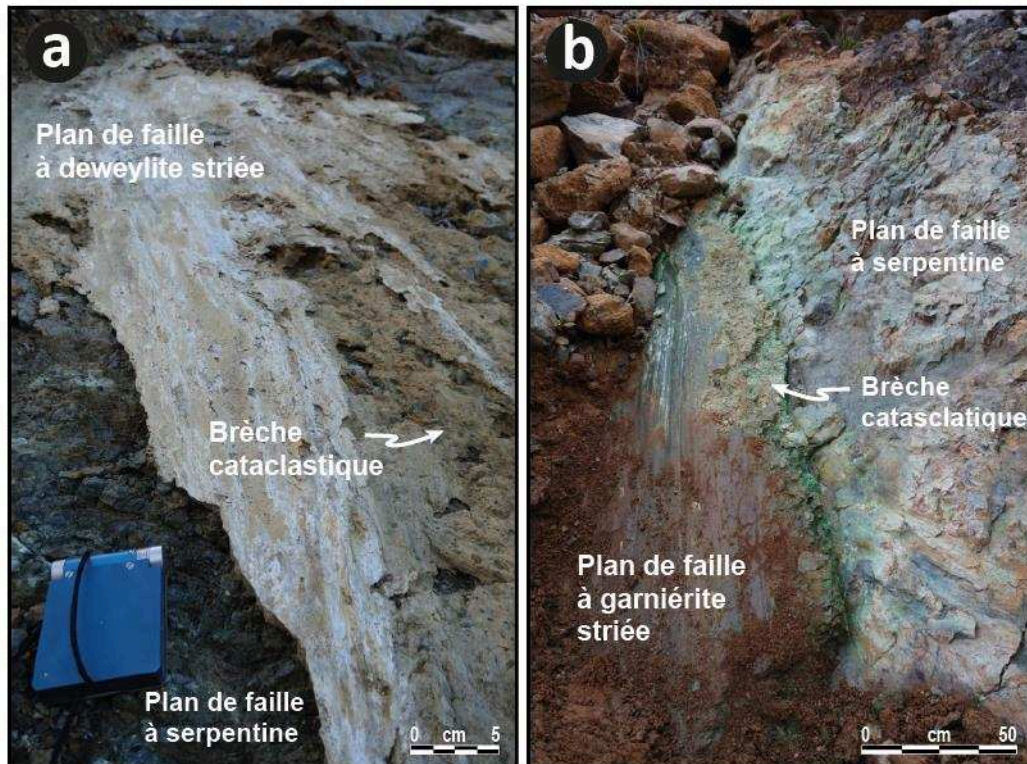


**Fig. 59. a)** Faille faiblement pentée à enduit de deweylite striée. **b)** Le plan de faille porte des stries suivant la ligne de plus grande pente et la gouge de faille est constituée d'un feuillage à sigmoïdes de deweylite indiquant un mouvement en faille normale (mine de Thio Plateau, Photos P. Maurizot).

## 2.4. Zonation des failles dites supergènes

Les fosses minières au sein des gisements de pente et de plateau sont principalement contrôlées par des failles au remplissage zoné indiquant un caractère polyphasé. Cette zonation centimétrique est constituée d'enduits et de remplissages successifs évoluant depuis les serpentines vers des minéraux supergènes. Ces remplissages, dont la nature et les proportions relatives sont éminemment variables, enregistrent la réactivation de fractures héritées (à serpentine) dans un environnement supergène. Depuis le mur de la faille vers son toit, la zonation consiste en :

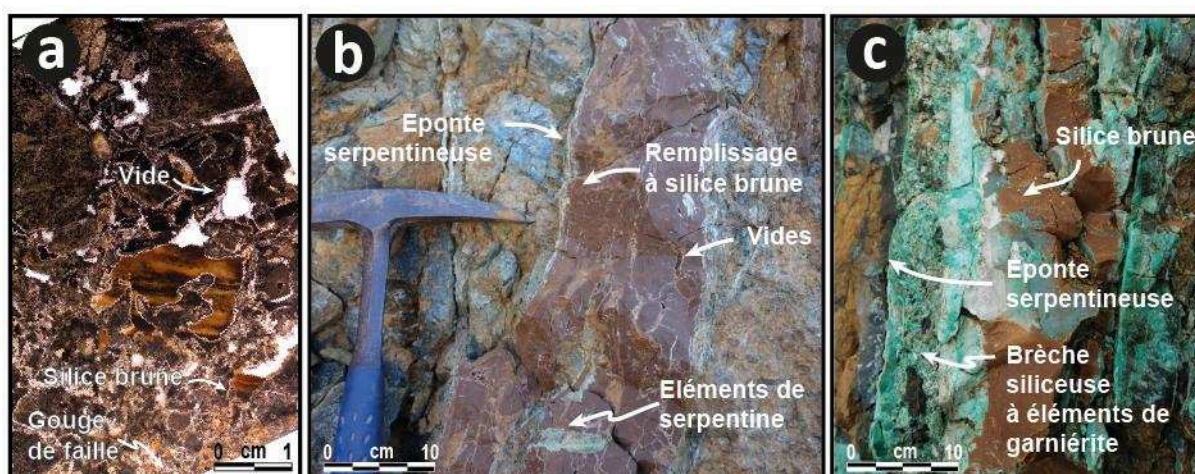
- un mur de faille caractérisé par un dense réseau de fractures à remplissage serpentiniteux dépourvu de minéraux supergènes ;
- un enduit serpentiniteux épais de quelques centimètres, montrant un ou plusieurs mouvements ;
- une brèche monogénique à matrice subordonnée de 5 à 50 cm d'épaisseur, principalement composée d'éléments anguleux de serpentine et de péridotite serpentinisée ;
- une gouge de faille de quelques centimètres d'épaisseur, consistant en de petits fragments de serpentine et de péridotite serpentinisée flottant dans une matrice supergène : silice brune (Fig. 57d), deweylite (Fig. 60a) ou garniérite (Fig. 60b) ;
- un miroir de faille dont les stries sont généralement orientées suivant la ligne de plus grande pente. Occasionnellement, la deweylite en feuillets de sigmoïdes enregistre un mouvement en faille normale (Fig. 54b) ;



**Fig. 60.** **a)** Faille à deweylite contrôlant la fosse Vieille Carrière Est (Mine Kopéto, Fig. 50a) et **b)** faille à garniérite observée en bas du col de Yaté non loin du pont de la Fausse Yaté.



- une brèche monogénique de quelques centimètres d'épaisseur, composée de fragments anguleux en contact les uns avec les autres et laissant des espaces en partie remplis par de la silice brune amorphe finement stratifiée (Fig. 61a). Ce dispositif évoque une **brèche d'effondrement**, qui caractérise un phénomène gravitaire et dont les vides auraient été comblés ultérieurement par la silice brune ;
- au toit de la faille, une zone fortement fracturée des veines épaisses, de 1 à 50 cm, sont remplies de minéraux supergènes (Fig. 57c, Fig. 61b et Fig. 61c). Certaines de ces veines contiennent des éléments anguleux de serpentine (ou péridotite serpentinisée) cimentés par de la silice brune (ou rouge) (Fig. 60b). Ces veines, absentes du mur de la faille, sont probablement dues à une ouverture des fractures héritées lors du jeu de la faille.



**Fig. 61.** **a)** Lame mince d'une brèche d'effondrement au toit d'une faille. Noter la stratification du remplissage de silice brune et la persistance de vides (mine Opoué, vallée de la Tontouta, Massif du Sud). **b)** Brèche au sein d'une fracture appartenant au toit de la faille principale à deweylite de Vieille Carrière Est (Fig. 50a et Fig. 50a, mine Kopéto). **c)** Brèche à matrice siliceuse et éléments de garniérite réouverte par une deuxième phase de silice brune (fosse Bégonia, mine Kopéto).

Au toit des failles supergènes, les brèches et la texture des remplissages des fractures ont fait l'objet d'investigation.

Il coexiste plusieurs phases de garniérite (I et II, Fig. 62a). La première génération de garniérite cristallise généralement avec une texture colloforme sur les bordures des veines et/ou en concrétion autour de fragments de péridotite serpentinisée (I, Fig. 62a) indiquant une **cristallisation en contexte statique**. Cette garniérite colloforme est parfois recoupée par des fentes de tension à garniérite traversant les fragments de péridotite (II, Fig. 62a).

Ces deux phases (ou plus ?) de garniérite sont presque **systématiquement bréchiques** à proximité des failles mais aussi au sein des joints serpentineux réouverts. Deux principaux de bréchification ont pu être caractérisés :

- un premier épisode caractérisé par un faible déplacement relatif des fragments. Les « lamines » composant la texture colloforme de la garniérite sont ouvertes ou recoupées par des veines de quartz microcristallin blanc (Fig. 62b et Fig. 61c) ;
- un deuxième plus intense. Les fragments de garniérite et/ou de péridotite serpentinisée sont éloignés les uns des autres et flottent dans une matrice de silice brune microcristalline. Il est

à noter que les fragments sont presque systématiquement entourés d'un fin liseré de quartz microcristallin blanc caractéristique du premier épisode de bréchification (Fig. 62c, d et Fig. 61b).

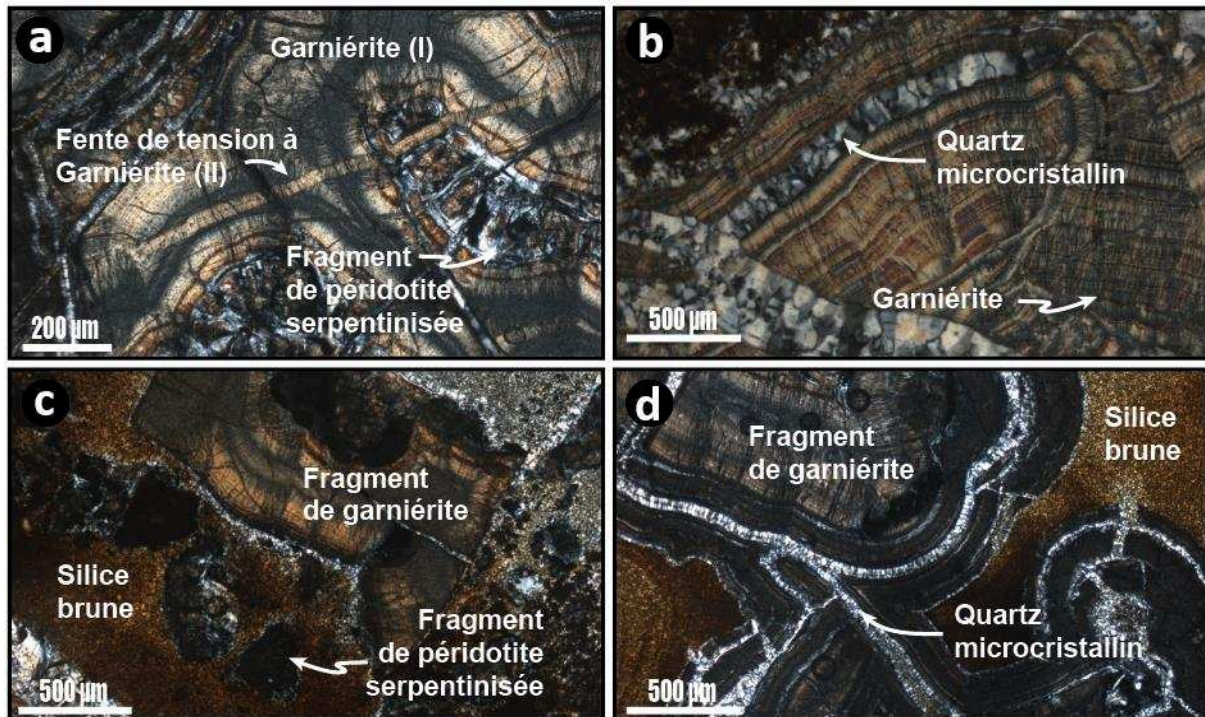


Fig. 62. Photographies en LPA de brèches à éléments de garniérîte (Mine de Thio, Lames minces d'A. Genna).

Ces observations sont impliquent que **les minéraux supergènes précipitent dans un contexte tectonique**. La présence de vides au sein des brèches, ainsi que l'ouverture systématique des fractures au toit des failles normales est compatible avec **des mouvements gravitaires**.

### 2.5. Relation entre la minéralisation et la fracturation

Les teneurs en nickel au sein d'un gisement varient sur des distances de l'ordre du mètre, d'où la nécessité d'implanter de nombreux forages d'exploration. Si la relation entre les fractures et les épaississements du profil d'altération est parfois évidente (Fig. 54), le lien avec la géométrie des enveloppes minéralisées est encore à démontrer.

La modélisation d'un gisement a été entreprise par Agathe Carbonié, à l'aide du logiciel *Geomodeller 3D*, dans le cadre d'un stage de Master 1 co-encadré par B. Sevin et B. Robineau (SGNC). Pour plus de détail sur la modélisation et l'interpolation des teneurs en Ni, le lecteur pourra se référer au rapport Carbonié (2016).

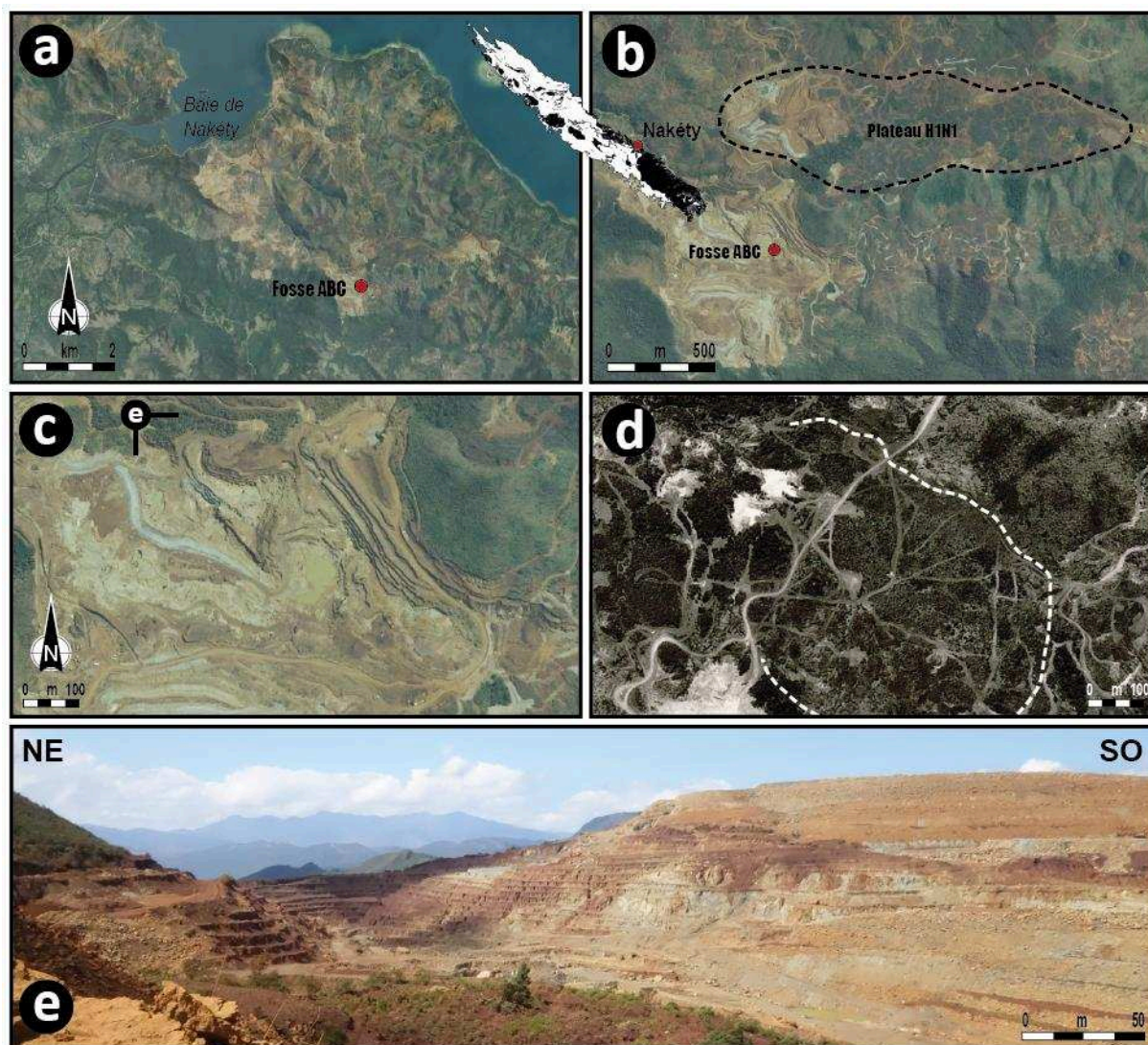
La fosse ABC, exploitée depuis les années 1970 par la société SMN<sup>16</sup> est aujourd'hui entièrement excavée et permet un levé structural exhaustif jusqu'en fond de fosse. De plus, un accord de confidentialité signé entre le SGNC et la SMN a permis l'accès à l'ensemble des données de forage, *i.e.* la description des lithologies et les teneurs en Ni et autres éléments majeurs.

<sup>16</sup> SMN: Société des Mines de Nakéty du groupe Ballande



### La zone d'étude

La fosse ABC est un **gisement de plateau** situé sur un **replat topographique** en aval du plateau H1N1 dans la **mine Nakéty** (côte est) (Fig. 63a et b). La fosse, orientée N130°, s'étend sur environ 1 km de long, 400 m de large et 70 m de profondeur. La fosse est inclinée vers le NE, passant de 420 m d'altitude au SO à 360 m au NE, et s'ouvre sur un bassin versant surplombant la baie de Nakéty (Fig. 63c).



**Fig. 63.** a) Situation géographique de la mine de Nakéty et b) du plateau H1N1 surplombant la fosse ABC étudiée. c) Orthophotos de 2008 et d) photo aérienne de 1976 (la ligne blanche pointillée indique les limites de la doline exploitée). e) Panorama de la fosse ABC (point de vue localisé Fig. 63c).

Le plateau H1N1 correspond à la coalescence de 3 dolines alignées suivant une direction E-O. L'analyse de photos aériennes anté-exploitation de la fosse ABC (Fig. 63d) laisse supposer l'existence d'un plateau cuirassé associé à une dépression, qui par analogie au plateau H1N1 est caractéristique d'une doline.



### L'étude structurale de terrain

Les mesures de terrain ont été effectuées dans l'horizon saprock. Les fractures mesurées sont d'échelle métrique à décamétrique et montrent des remplissages endogènes (à serpentine) et supergènes (Fig. 64).

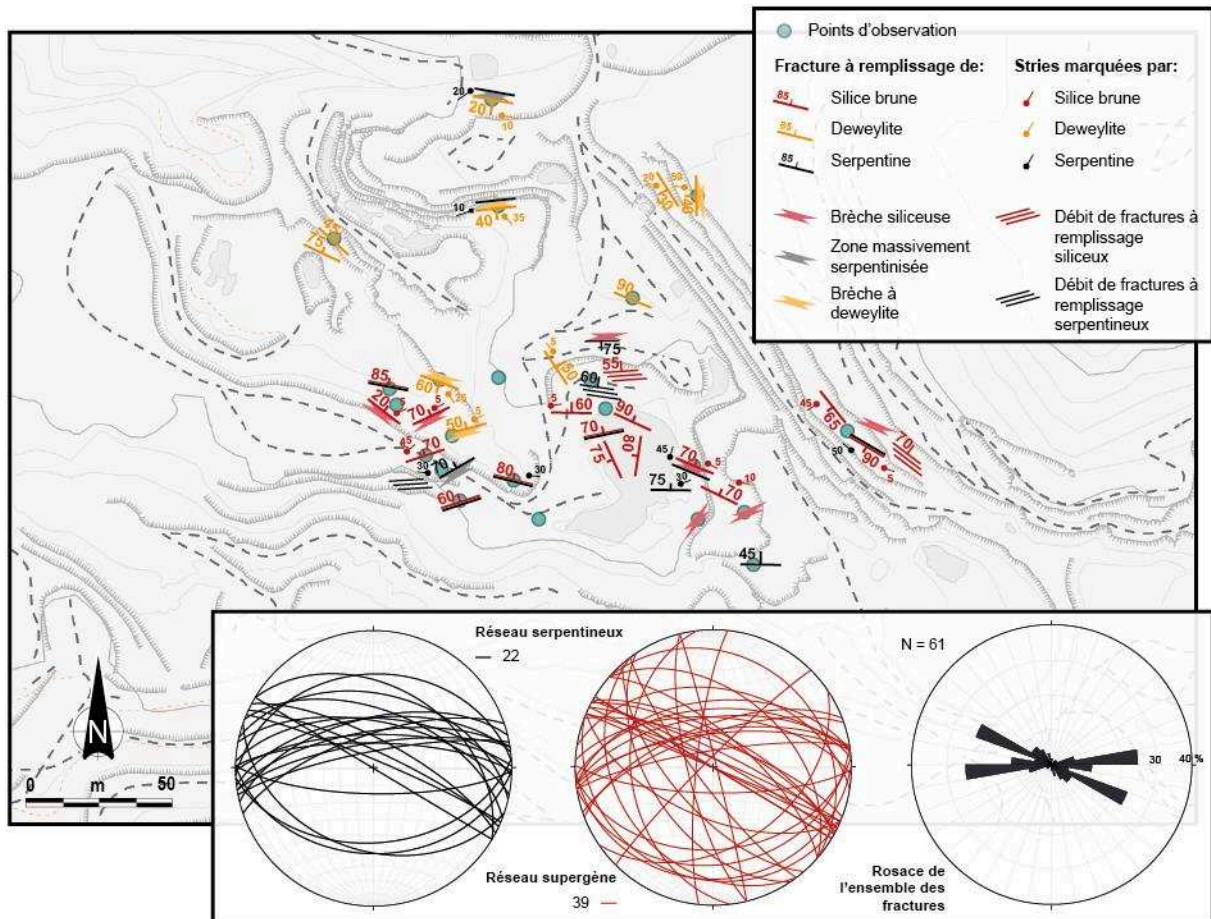
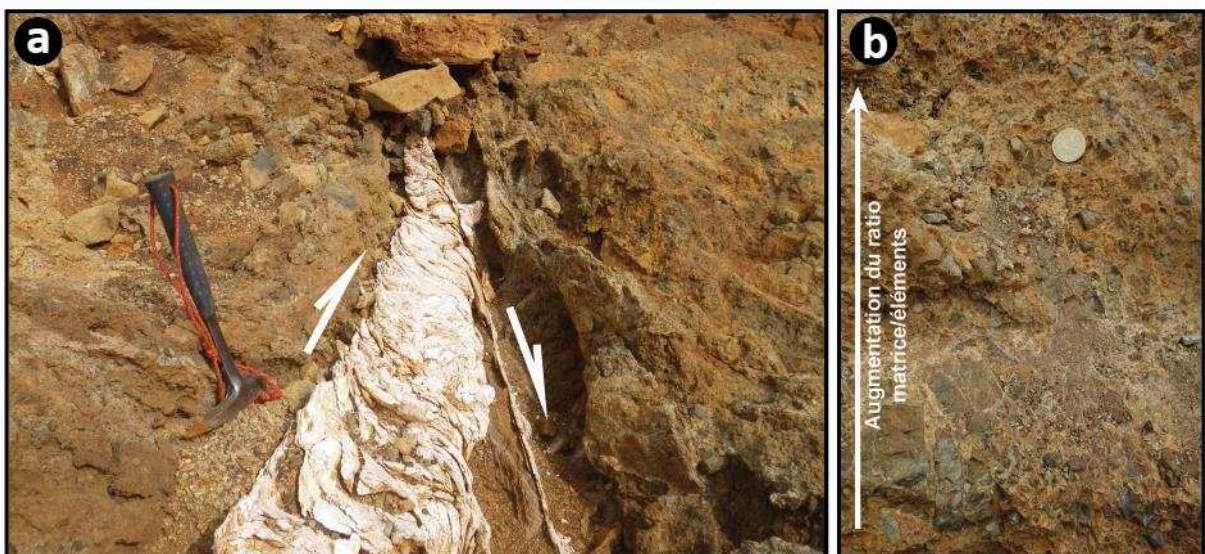


Fig. 64. Carte structurale de la fosse ABC. Report des orientations des divers types de structures répertoriées sur le terrain et projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure) du réseau de fractures serpentineuses (lignes continues noires) et supergènes (lignes continues rouges).



**Fig. 65. a)** Faille à deweylite et brèches associées. Les stries et sigmoïdes de la gouge de faille indiquent une cinématique décrochante. **b)** Brèches à proximité d'un plan de faille

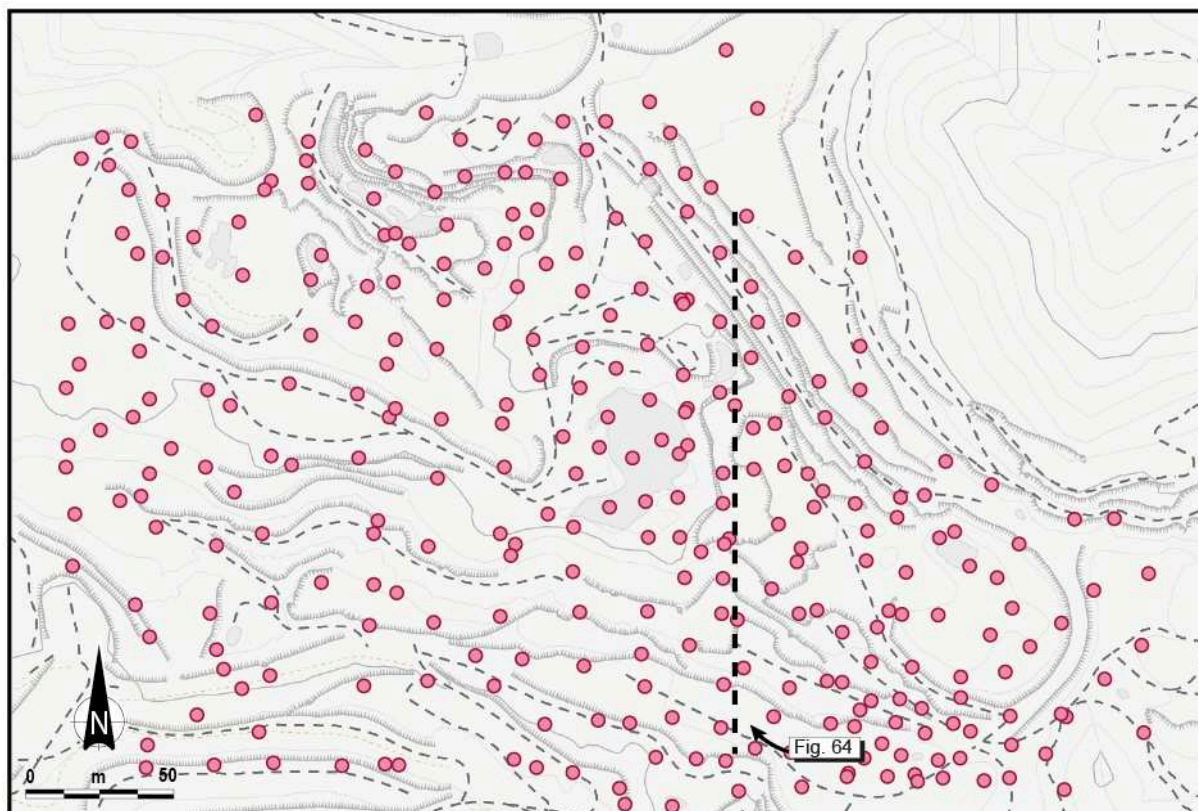
Le réseau de fractures à serpentine présente deux directions préférentielles N120-130° et N080-N090° à pendage variable réactivées en domaine supergène (Fig. 64). **Le minerai a été extrait suivant la direction N130°.** Il est à noter que les directions du réseau de fractures à remplissage supergène sont plus dispersées avec en addition des plans orientés N170°-N010° et N050°-N060° (Fig. 64).

Les plans de faille à remplissage supergène ne montrent que rarement une cinématique claire. Cependant, les stries relevées indiquent quasi systématiquement un mouvement à forte composante décrochante (Fig. 65a).

Les brèches observées à proximité des failles sont principalement monogéniques de type cataclastique et à matrice supergène (Fig. 65b). Les fragments de péridotite serpentinisée sont anguleux. Le ratio matrice/élément augmente à proximité du plan de faille.

### Les données de forages

La modélisation a été effectuée à partir de **315 forages**, espacés d'une quinzaine de mètres et effectués entre 1950 et 2012 (Fig. 66). La lithologie et les teneurs en éléments majeurs Ni, Co et Fe est renseigné pour chaque mètre carotté. Cette base de données a été harmonisée et simplifiée afin de modéliser les différents horizons : la cuirasse, la latérite rouge, la latérite jaune, la saprolite, le saprock et le bedrock. Il faut noter que l'évaluation de l'épaisseur des horizons dépend de cette simplification, mais aussi des différences d'appréciations propres à chaque logger.



**Fig. 66.** Emplacement des forages d'exploration de la fosse ABC (Nakéty, Fig. 63) et localisation de la coupe Fig. 68.



La description des forages indique parfois des zones fracturées indiquant possiblement la traversée de zones de faille. Ces zones ont été prises en compte dans la modélisation des failles.

### La modélisation

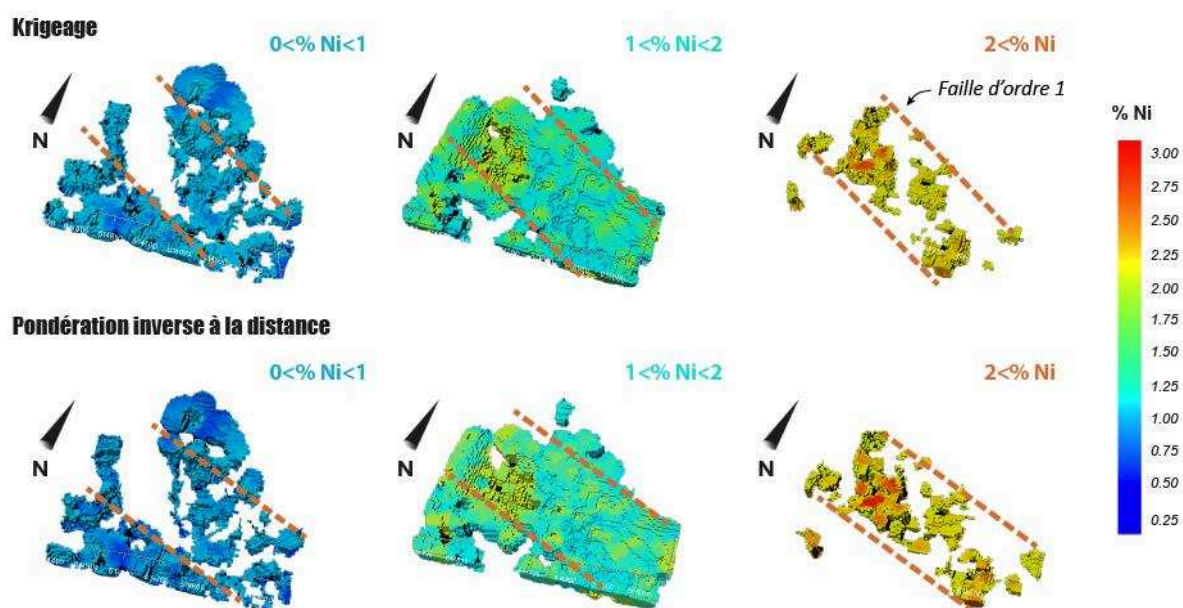
La première modélisation consiste à corréliser les informations des forages miniers sans prendre en compte la fracturation du milieu. Ce modèle permet de visualiser les variations d'épaisseur du profil d'altération. Ce dernier s'approfondit clairement selon un axe orienté N130° et montre des approfondissements secondaires suivant la direction N090°.

Les autres modélisations consistent à faire l'hypothèse que les fractures serpentineuses héritées contrôlent la circulation des eaux météoriques et donc les approfondissements du profil d'altération. Et en effet, l'étude structurale de terrain permet une corrélation directe entre ces approfondissements et les failles observées en surfaces. Trois ordres de grandeur ont ainsi été définis, les failles de direction N130°, direction de la fosse, correspondent à l'ordre 1 majeur, celles de direction N090° à l'ordre 2 secondaire, le reste des fractures, d'orientations diverses, correspond à l'ordre 3 mineur.

La modélisation permet d'émettre des hypothèses sur la géométrie et l'extension en profondeur de ces failles. Plusieurs configurations ont ainsi été modélisées à partir des observations de terrain mais aussi des données de forages (Carbonié, 2016). Un modèle simplifié est présenté ici où les différentes failles orientées N130° relevées sur le terrain sont interprétées comme des segments de deux failles continues à pendage contraire formant un dièdre le long de la fosse.

### Interpolation des teneurs en nickel

Les teneurs en Ni tirées de chaque forage ont été interpolées par **pondération inverse à la distance** et **krigeage** à partir du *Geomodeller* (Carbonié, 2016). Il faut noter que cette interpolation prend uniquement en compte les teneurs en Ni des forages et en aucun cas la présence des failles. La Fig. 67 montre la grille obtenue pour différents intervalles de teneur.

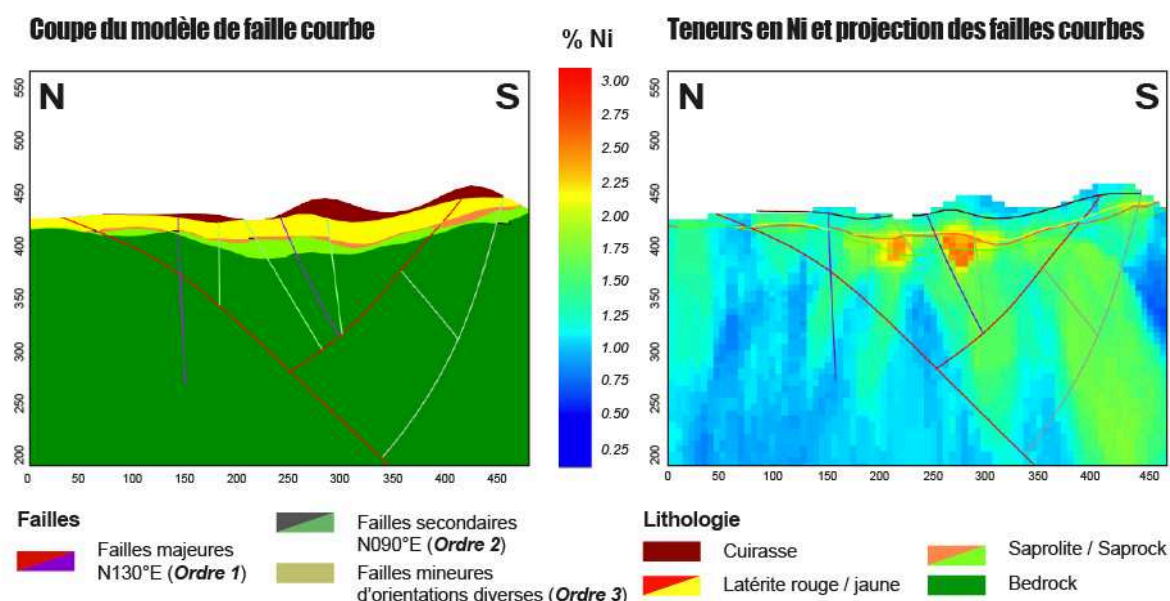




**Fig. 67.** Grilles obtenues après interpolation des teneurs en nickel tirées des forages par pondération inverse à la distance et par krigeage.

Les résultats sont semblables avec l'une ou l'autre des méthodes d'interpolation, probablement parce que la densité et la répartition des sondages sont homogènes. Les teneurs les plus élevées sont concentrées selon une direction N130°, soit celle de la fosse et des failles d'ordre 1. Cependant, il faut noter que ces enrichissements sont segmentés et forment des amas minéralisés individualisés.

Ces résultats d'interpolation ont été comparés au modèle de faille présenté plus haut. Une coupe N-S extraite du modèle de faille (Fig. 68), permet de visualiser les deux structures majeures N130° formant un dièdre et englobant l'ensemble des teneurs en Ni supérieures à 2%. Les failles dites secondaires N090° segmentent le gisement et peuvent être corrélées aux amas de teneur plus élevée.



**Fig. 68.** Coupe N-S extraite de la modélisation de la fosse ABC et comparaison avec les résultats d'interpolation des teneurs en Ni (échelle de couleur, cf. Fig. 67).

### Conclusions préliminaires

La modélisation de la fosse ABC, interprétée comme un gisement de type plateau, permet d'affirmer qu'à l'échelle de la fosse:

- les teneurs en Ni sont contrôlées par deux directions, ici N130° et N090°;
- la géométrie en dièdre des failles héritées favorise l'altération et la concentration en Ni.

Cependant, il faut rappeler la singularité de cette fosse. En effet, les failles « supergènes » ont une cinématique décrochante peu typique de ces environnements. Cette particularité peut cependant être expliquée par la configuration de la fosse. Celle-ci n'est pas à proprement un plateau, mais un replat topographique encadré de gisements de pente et surmonté du plateau H1N1 (Fig. 63b). Il est probable que les mouvements en faille normale associés à ces derniers aient eu une influence sur les contraintes imposées à la fosse ABC. Ainsi, pour accommoder l'affaissement du massif dans son ensemble, la réactivation de la préstructuration s'est faite suivant une cinématique décrochante

plutôt que normale. **La fosse ABC constituerait un cas intermédiaire par rapport aux cas extrêmes de gisements de pente et plateau.**

### 3. Conclusion

L'analyse de la fracturation s'est construite en trois étapes : i) la description des différentes structures affectant la Nappe des Péridotites avant son émergence, c'est l'analyse du réseau de fracture hérité ; ii) la distribution et la géométrie de ce réseau de fractures ; puis iii) l'étude des fractures à remplissage supergène et leur lien avec le réseau hérité.

Ainsi, cette étude a permis d'établir une chronologie relative de la fracturation précoce par rapport à la mise en place des filons éocènes (cf. *Chapitre 5*, § 1), mais aussi d'identifier les régimes tectoniques possibles associés aux différentes phases de remplissage. Ceux-ci seront discutés au *Chapitre 5*. Ces structures sont réactivées en domaine supergène par une tectonique gravitaire favorisant l'ouverture des fractures au toit des failles et ainsi, l'altération. La géométrie du réseau de fracture guide la circulation des eaux météoriques et forme des pièges (dièdres et fractures subhorizontales) pour les minerais riches en nickel (sillon latéritique).

Cette analyse structurale est primordiale en amont de l'étude des données géophysiques afin de présenter un état des lieux des structures affectants la péridotite pour ensuite les traquer sur la géophysique. Les principaux résultats de ce chapitre sont donc les prérequis du *Chapitre 4* et leurs implications possibles seront discutés *Chapitre 5*.





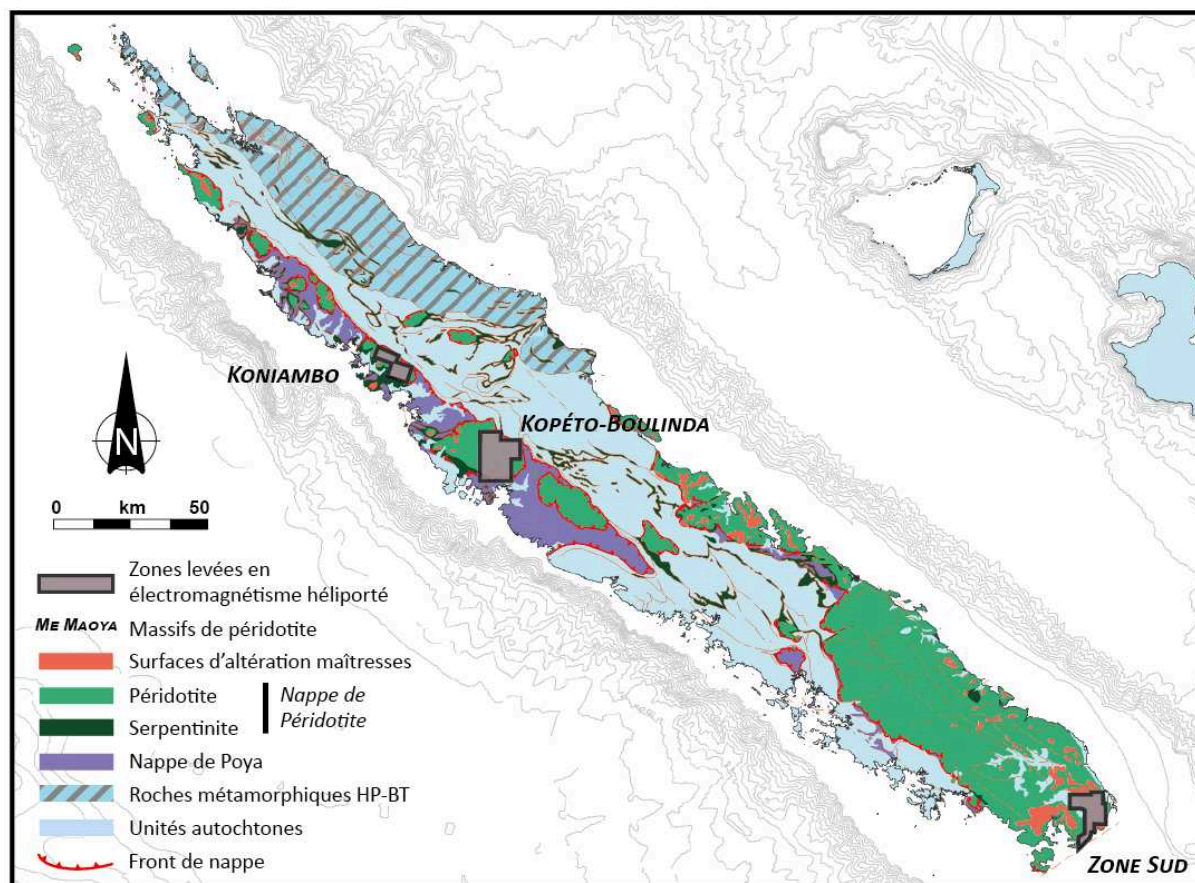
# Chapitre 4 : Analyse des données de géophysique héliportée

|           |                                                                                                     |            |
|-----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>1.</b> | <b>Contexte de l'étude .....</b>                                                                    | <b>105</b> |
| <b>2.</b> | <b>Matériels et méthodes.....</b>                                                                   | <b>106</b> |
| 2.1.      | Aperçu du système SkyTEM304 .....                                                                   | 106        |
| 2.2.      | Données de l'électromagnétisme héliporté (EM) .....                                                 | 107        |
| 2.2.1.    | Principe de la méthode .....                                                                        | 107        |
| 2.2.2.    | Spécificité du dispositif SkyTEM.....                                                               | 108        |
| 2.2.3.    | Traitement des données.....                                                                         | 109        |
|           | <i>Correction des données de navigation .....</i>                                                   | <i>109</i> |
|           | <i>Traitement des données EM .....</i>                                                              | <i>110</i> |
| 2.2.4.    | Inversion des données EM .....                                                                      | 110        |
| 2.2.5.    | Les levés de Nouvelle-Calédonie .....                                                               | 112        |
| 2.2.6.    | Propriétés électriques des roches de Nouvelle-Calédonie .....                                       | 113        |
| 2.3.      | Présentation des zones d'étude et des données de calage disponibles.....                            | 114        |
| 2.3.1.    | Le massif du Koniambo .....                                                                         | 114        |
| 2.3.2.    | Le massif du Kopéto-Boulinda.....                                                                   | 115        |
| 2.3.3.    | Le sud de la Grande-Terre .....                                                                     | 116        |
| 2.3.4.    | Saturation du système .....                                                                         | 118        |
| <b>3.</b> | <b>Résultats .....</b>                                                                              | <b>120</b> |
| 3.1.      | Visualisation de la structuration de la Nappe des Péridotites .....                                 | 120        |
| 3.1.1.    | Visualisation de la semelle serpentineuse .....                                                     | 120        |
|           | <i>Géométrie de la semelle serpentineuse .....</i>                                                  | <i>120</i> |
|           | <i>Visualisation du contact entre la semelle serpentineuse et les unités du socle .....</i>         | <i>123</i> |
| 3.1.2.    | Visualisation des accidents serpentineux recoupants.....                                            | 128        |
|           | <i>Corrélation avec les observations de terrain sur le massif du Kopéto-Boulinda .....</i>          | <i>128</i> |
|           | <i>Interprétation des profils de résistivité du sud de la Grande Terre .....</i>                    | <i>132</i> |
|           | <i>Discussion sur l'anomalie au nord-est de la plaine des Lacs .....</i>                            | <i>132</i> |
| 3.2.      | Visualisation du profil d'altération .....                                                          | 134        |
| 3.2.1.    | Confrontation des résultats des méthodes HTEM et ERT .....                                          | 134        |
| 3.2.2.    | Cartographie : comparaison avec la carte du régolithe.....                                          | 135        |
| 3.2.3.    | Paramètres de visualisation du profil d'altération.....                                             | 136        |
|           | <i>Le type d'inversion .....</i>                                                                    | <i>136</i> |
|           | <i>L'échelle de couleur .....</i>                                                                   | <i>140</i> |
| 3.2.4.    | Visualisation du profil d'altération : identification du signal type .....                          | 141        |
| 3.2.5.    | Visualisation du contrôle structural des gisements en électromagnétisme : exemple de Trafalgar..... | 142        |
| 3.3.      | Discussion .....                                                                                    | 144        |
| 3.3.1.    | Le profil d'altération.....                                                                         | 144        |
| 3.3.2.    | La roche mère.....                                                                                  | 145        |
| <b>4.</b> | <b>Conclusion .....</b>                                                                             | <b>146</b> |



## 1. Contexte de l'étude

L'exploration minière est l'un des domaines où la géophysique a été le plus largement appliquée, cela afin d'identifier des corps minéralisés (cf. *Introduction Générale*, § 3). La Nouvelle-Calédonie ne fait pas exception. Ainsi, la tomographie électrique<sup>17</sup> (ERT) a été testée et validée il y a une quinzaine d'année pour l'investigation des gisements de nickel latéritique en Nouvelle-Calédonie (exemple de Tiébaghi, Beauvais *et al.*, 2004; Beauvais *et al.*, 2007; Robineau *et al.*, 2007). Cette méthode, non destructrice, s'est révélée adaptée pour la visualisation du profil d'altération, et c'est aujourd'hui la méthode la plus usitée pour l'exploration et la valorisation des gisements de nickel en Nouvelle-Calédonie, d'où l'intéressement général pour les méthodes électriques et électromagnétiques.



**Fig. 69.** Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie modifiée après Maurizot et Vendée-Leclerc (2009) et emplacement des zones levées en électromagnétique. Du NO vers le SE, les zones de Koniambo, Kopéto-Boulinda et du sud.

<sup>17</sup> La tomographie électrique 2D consiste à imager la résistivité électrique d'une roche correspondant à son aptitude à conduire un courant électrique. Le dispositif le plus courant en Nouvelle-Calédonie utilise un protocole Gradient-Wenner, qui combine des mesures en dispositif gradient, permettant d'obtenir rapidement une forte densité de points, et des mesures en dispositif Wenner, permettant d'investiguer plus en profondeur en mesurant un signal plus fort et plus robuste pour les points les plus profonds. L'espacement des électrodes est en général de 10 m pour une profondeur d'investigation comprise entre 80 et 100 m et une résolution de 5 m.



En mai 2015, suite à un appel à projet du CNRT, l'HydroGeophysics Group (HGG) de l'université d'Aarhus (Danemark), le BRGM et le SGNC, ont collaboré à la réalisation d'un **levé électromagnétique transitoire et magnétique héliporté**.

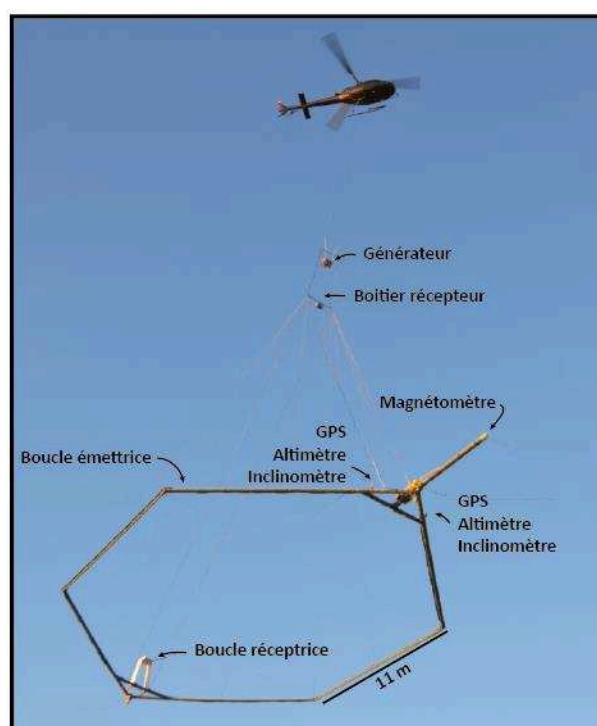
Le levé a été effectué sur 3 zones distinctes de la Nouvelle-Calédonie. Ces zones ont été choisies sur la base de différents critères caractérisant les gisements calédoniens, *i.e.* la **variabilité géomorphologique** des gisements (gisement de bassin vs. gisement montagneux) et la **variabilité de la nature gîtologique** de ces gisements (oxydé vs. silicaté) (cf. *Chapitre 2*), mais aussi selon les détenteurs des concessions minières pour une répartition équilibrée entre les différents acteurs miniers du territoire.

Ainsi les trois zones retenues sont situées dans des zones d'activités minières ou à proximité : le **massif du Koniambo**, le **massif du Kopéto-Boulinda** et la « **zone sud** » couvrant la Plaine des Lacs, le Bassin de Goro et la plaine de Port-Boisé (*Fig. 69*).

## 2. Matériels et méthodes

### 2.1. Aperçu du système SkyTEM304

Ce paragraphe est une introduction générale au système héliporté d'électromagnétisme et de magnétisme **SkyTEM304** conçu pour l'exploration hydro-géophysique, environnementale et minière.



*Fig. 70. Le système SkyTEM304 constitué d'une boucle émettrice, d'une boucle réceptrice, de deux inclinomètres, de deux altimètres, de deux GPS et d'un magnétomètre.*

Le système SkyTEM304 est constitué d'une boucle hexagonale de 11 m de côté (soit  $\sim 315 \text{ m}^2$ ) située à  $\sim 35 \text{ m}$  sous l'hélicoptère (*Fig. 70*). Celle-ci ne contient quasiment pas de matériau métallique afin d'éviter toute interférence avec les mesures. La boucle émettrice est caractérisée par un ampérage, un nombre de tours et une aire, définissant le moment magnétique généré (cf. § 2.2.1). La boucle réceptrice est placée à l'arrière et est surélevée d'environ 2 m de manière à limiter

l'influence du champ primaire provenant de l'émetteur. Deux GPS, altimètres et inclinomètres sont installés sur la boucle et mesurent en continu la position, la garde au sol (distance boucle-sol) et l'inclinaison de la boucle. À la pointe de la boucle émettrice, un magnétomètre mesure le champ magnétique naturel pendant les « off-time » du moment fort (cf. § 2.2.1). La boucle est alimentée par un générateur placé sur l'élingue.

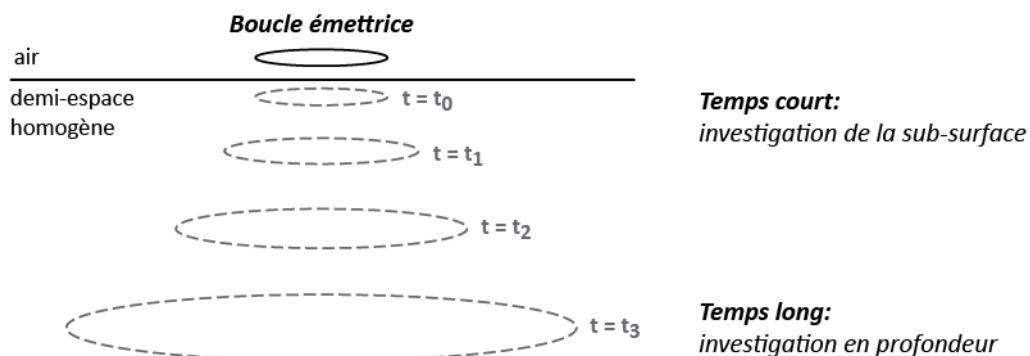
Les méthodes héliportées permettent un survol drapé de la surface à altitude relativement basse. Ainsi, les méthodes de type HTEM (Électromagnétisme héliporté en domaine temporel) et magnétisme héliporté imagent précisément la subsurface. L'altitude de vol et la vitesse de l'hélicoptère sont dépendantes de la topographie. La configuration du système est donc personnalisée pour chaque levé. De manière optimale, l'hélicoptère doit garder une vitesse de 15 à 30 m/s et voler à une altitude d'environ 85 m pour une garde au sol de la boucle d'environ 50 m.

## 2.2. Données de l'électromagnétisme héliporté (EM)

Pour une description plus approfondie de la méthode TEM (Électromagnétisme Transitoire), et plus particulièrement aéroportée, le lecteur pourra se référer aux travaux de Nabighian & Macnae (1991), Jørgensen *et al.* (2003), Sørensen & Auken (2004) et Reninger (2012).

### 2.2.1. Principe de la méthode

La méthode consiste à injecter un courant dans la boucle émettrice afin de créer un **champ magnétique primaire**. Le courant est brusquement coupé afin d'entraîner une variation du champ primaire et ainsi d'induire des **courants dits de Foucault** dans le sous-sol. Les courants de Foucault vont à leur tour générer un **champ magnétique secondaire** capté par la bobine réceptrice (Fig. 70). L'intensité et la décroissance de ce champ informent sur la résistivité du sous-sol (Fig. 72). La diffusion du champ dans le sous-sol peut être approximé par une boucle de courant circulaire se propageant verticalement dans le sol dont le rayon augmente avec le temps (Fig. 72). Ainsi, peu après la coupure du courant (temps courts), la mesure est représentative de la subsurface, tandis qu'aux temps longs, elle informe sur des profondeurs plus importantes. L'augmentation du rayon de la boucle avec la profondeur représente la perte de résolution latérale avec le temps et donc en profondeur.



**Fig. 71.** Vue schématique de la diffusion d'une boucle de courant induite dans un demi-espace homogène, d'après Reninger (2012).

La durée d'émission est appelé « on-time », car l'injection et la coupure ne sont pas instantanées (Fig. 72). Plus la bobine possède de tours, plus le courant injecté dans la boucle est fort ou plus l'aire de la boucle est grande et plus le **moment magnétique** du champ magnétique primaire sera fort.

Cependant, le temps de coupure sera également plus long, impliquant un retard sur la mesure du champ secondaire (Fig. 72).

Lors de la durée de réception, « off-time » (Fig. 72), la décroissance du champ secondaire est mesurée grâce à l'induction d'un courant dans la boucle réceptrice. Les mesures sont très sensibles au bruit, et sont donc moyennées sur des intervalles de temps appelés « fenêtres » (Fig. 72), la moyenne étant ramenée au centre de chaque fenêtre. D'autre part, afin de limiter le bruit généré par le réseau électrique urbain, deux émissions successives vont avoir des polarités contraires. Pour cette même raison, la fréquence définissant la durée nécessaire à l'émission et la réception des signaux, est généralement un multiple ou sous multiple de la fréquence du réseau électrique.

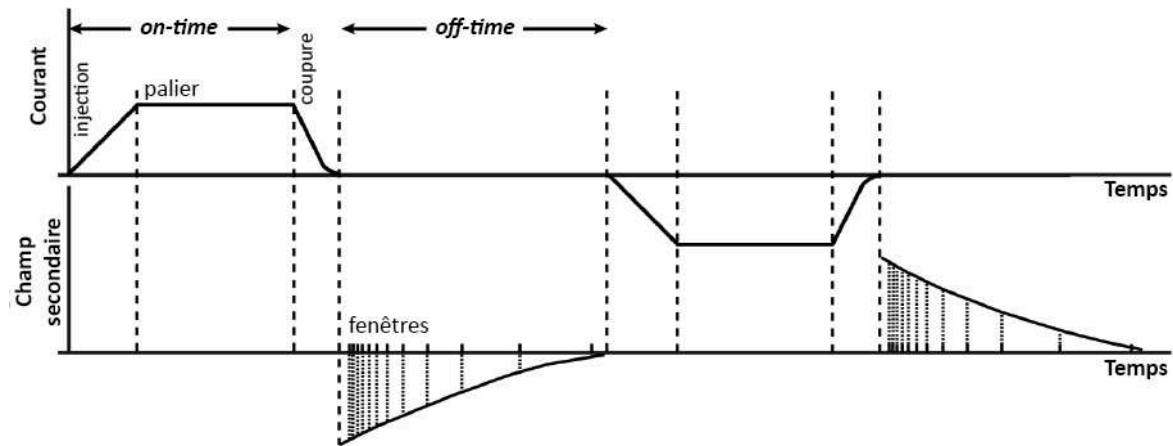


Fig. 72. Le cycle EM : principe d'émission et de réception du signal EM d'après Reninger (2012).

La répétition du cycle EM (Fig. 72) permet donc de mesurer les décroissances du champ secondaire caractérisant les **variations de résistivité du sous-sol**. En effet, en domaine temporel, la résistivité apparente du milieu peut être reliée à la décroissance du champ secondaire par l'équation suivante (♦):

$$\diamond \quad \rho_a = \left( \frac{Ia^2}{20 \frac{\partial b_z}{\partial t}} \right)^{\frac{2}{3}} \frac{\mu_0^{\frac{5}{3}}}{\pi^{\frac{1}{3}}} t^{-\frac{5}{3}}$$

où  $\rho_a$  ( $\Omega.m$ ) est la résistivité apparente du milieu,  $I$  (A) est l'intensité du courant injecté dans la boucle,  $a$  (m) est le rayon de la boucle,  $\frac{\partial b_z}{\partial t}$  représente la décroissance du champ magnétique secondaire et  $\mu_0$  est la perméabilité magnétique du vide.

Il est à noter que cette équation est une approximation aux temps longs, *i.e.* elle n'est satisfaisante que si le milieu est suffisamment résistant ou le temps de mesure suffisamment long.

### 2.2.2. Spécificité du dispositif SkyTEM

La particularité du **système SkyTEM** est qu'il utilise deux moments magnétiques lors de l'acquisition (Sørensen et Auken, 2004) :

- le **moment faible** (LM) est caractérisé par un temps de coupure rapide. Il permet de mesurer le champ secondaire à des temps très courts et donc d'investiguer la **subsurface**;



- le **moment fort** (HM) donne une information sur des **profondeurs plus importantes**. Les résolutions verticale et latérale sont plus faibles.

### 2.2.3. Traitement des données

Le traitement des données électromagnétiques a été effectué par l'équipe scientifique de l'HydroGeophysics Group de l'Université d'Aarhus au Danemark (HGG), avec l'aide du BRGM.

Lors de l'acquisition, deux types de donnée sont mesurés : i) les données de navigation (inclinaison, altitude et position de la boucle) et ii) les décroissances du champ secondaire. Le traitement consiste à les corriger et les filtrer avant d'inverser les données EM.

#### Correction des données de navigation

La **position de la boucle** est mesurée grâce à des GPS positionnés sur la boucle. Une correction différentielle a ensuite été appliquée en se basant sur les données d'une station « virtuelle » (installée au voisinage de chaque zone volée) et d'une station de base appartenant au réseau « Banian » de GPS différentiels mis à disposition par la DITTT (Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres de Nouvelle-Calédonie).

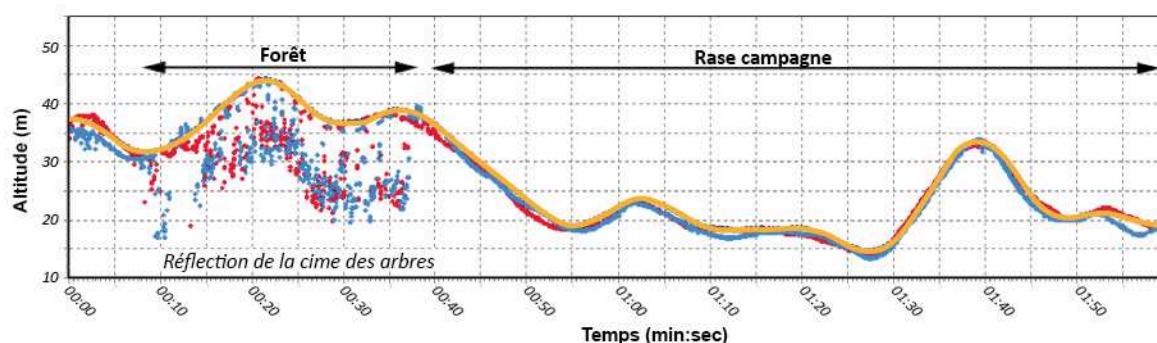
Les **mesures d'inclinaison** de la boucle servent à :

- corriger les données d'altitude. Si la boucle est inclinée, la valeur d'altitude est biaisée. La correction consiste à calculer l'altitude au centre de la boucle émettrice ;
- corriger les décroissances du champ magnétique secondaire. L'inclinaison de la boucle peut entraîner une réduction de l'aire effective de la boucle.

L'**altitude** de la boucle est mesurée grâce aux altimètres positionnés sur la boucle. Cependant, en plus de l'inclinaison de la boucle, les mesures peuvent être biaisées :

- en cas de survol d'une étendue d'eau, car la surface aura une réflexion nulle ;
- en présence d'arbres, car le signal se réfléchit sur leurs cimes entraînant de grandes variations d'altitude sur une courte distance (Fig. 73).

Ces erreurs sont traitées par une procédure récursive permettant de retirer progressivement les données aberrantes (Fig. 73 ; Auken *et al.*, 2017).

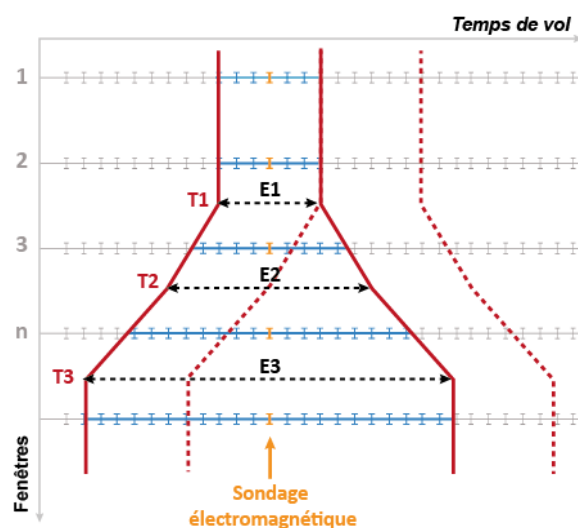


**Fig. 73.** Exemple de levé d'altitude sur une distance d'environ 2km. Les points bleus et rouges sont les données brutes des deux altimètres. La ligne orange est l'altitude résultante après correction des données, d'après Auken et al. (2017).

### Traitement des données EM

Les données électromagnétiques ont été traitées en utilisant les filtres intégrés au logiciel Aarhus Workbench (HGG, 2011).

Les données brutes sont moyennées afin d'augmenter le ratio signal-bruit en utilisant un filtre trapézoïdal. Fenêtre par fenêtre, la valeur moyenne des décroissances est calculée pour chaque intervalle de temps. Les données sont donc ré-échantillonnées pour créer un sondage. Aux temps courts, la largeur de l'intervalle est plus petite et peu de décroissances sont moyennées, contrairement aux temps longs d'où la forme trapézoïdale du filtre (Fig. 74).



**Fig. 74.** Filtre trapézoïdal utilisé pour ré-échantilloner les données EM. Les données brutes (barres d'erreur bleues) comprises entre les lignes rouges sont moyennées pour créer le sondage électromagnétique marqué par les barres d'erreur orange. Le trapèze est ensuite translaté (ligne rouge pointillée) pour créer un nouveau sondage. Le trapèze est défini par les temps T1 à T3 et les épaisseurs E1 à E3 (Tab. 2). Schéma modifié après HGG (2011).

Ce filtre permet de garder une bonne résolution en subsurface tout en réduisant le bruit en profondeur afin d'augmenter la profondeur d'investigation.

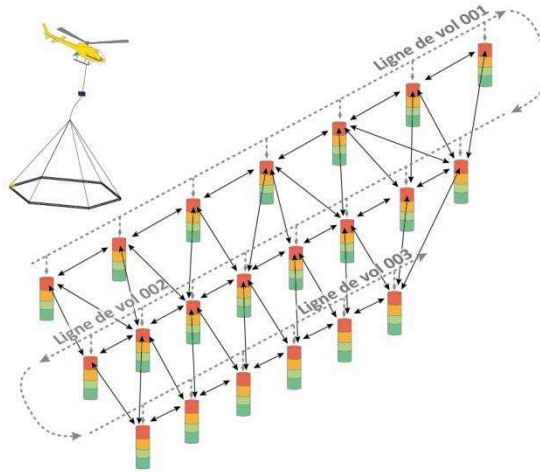
Typiquement les données moyennées (sondages électromagnétiques) sont générées tous les 25 m environ (dépendant de la vitesse de vol). **Chaque sondage produit ensuite un modèle 1D de résistivité après inversion de la donnée.**

#### 2.2.4. Inversion des données EM

L'inversion du jeu de donnée a été menée par l'HGG de l'Université d'Aarhus à l'aide du logiciel Aarhus Workbench. Le code d'inversion (AarhusInv), utilisant une inversion 1D contrainte spatialement, est explicité dans Auken et al. (2014).

Chaque décroissance du champ secondaire, associée à un sondage généré lors du traitement des données, est inversée en un modèle tabulaire 1D. Ce modèle est défini par un nombre de couches chacune définie par une résistivité et une épaisseur. Afin de stabiliser le calcul, le logiciel utilise un

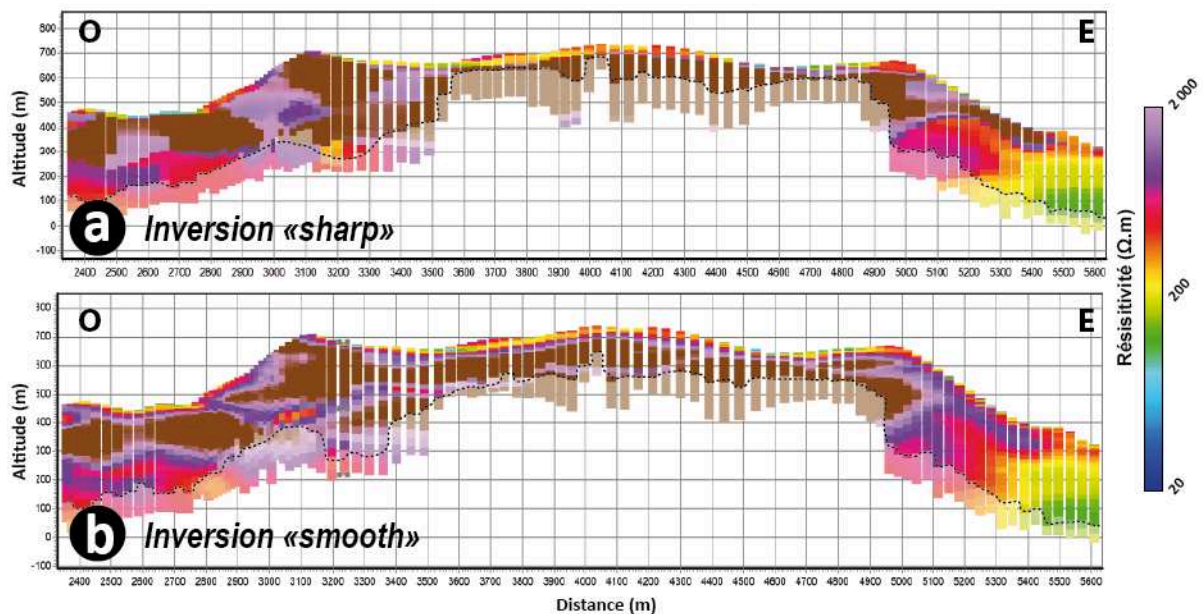
algorithme SCI (Spatially Constrained Inversion) signifiant que l'inversion entre les différents modèles 1D est contrainte non seulement le long des lignes de vol mais aussi d'une ligne à l'autre (Fig. 75). Ce type de configuration permet d'améliorer la résolution des couches de résistivité.



**Fig. 75.** Représentation schématique de la configuration SCI (Spatially Constrained Inversion). Les mesures EM sont représentées par des sondages le long des lignes de vol. L'inversion est contrainte non seulement le long des lignes de vol mais aussi d'une ligne à l'autre. Schéma modifié après HGG (2011).

Deux inversions ont ensuite pu être calculées (Fig. 76):

- l'**inversion de type « smooth »** limite les changements abrupts de résistivité. Les limites des objets sont moins bien définies mais ce type d'inversion favorise la visualisation des variations graduelles et/ou complexes de résistivité, il est aussi moins dépendant des paramètres du modèle (Tab. 2) ;
- l'**inversion de type « sharp »** limite le nombre de changement de résistivité. Elle favorise ainsi la visualisation des interfaces.



**Fig. 76.** Exemples d'inversions a) « sharp » et b) « smooth » sur des profils de résistivité du NO du massif du Koniombo. La ligne pointillée indique la limite supérieure de la DOI (Depth of Investigation).



Pour chaque modèle 1D de résistivité, la **profondeur d'investigation** est estimée (DOI : Depth Of Investigation) (Christiansen et Auken, 2010). Celle-ci est calculée en prenant en compte le nombre de points de donnée, l'incertitude et la résistivité du modèle. Puisque les champs électromagnétiques sont diffus, il est difficile d'estimer la profondeur où l'information sur la résistivité s'arrête. Deux valeurs sont donc estimées : i) une DOI supérieure et ii) une DOI inférieure (Fig. 76). Les résistivités au-dessus de (i) sont bien contraintes par les données SkyTEM et celles en-dessous de (ii) sont généralement écartées pour l'interprétation.

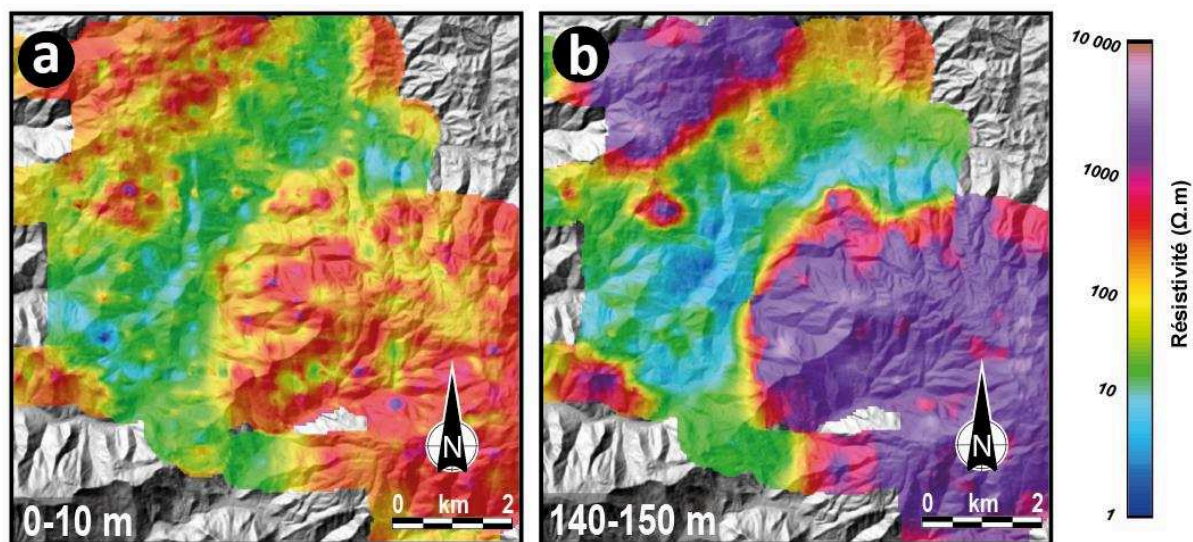


Fig. 77. Au nord du massif du Kopéto-Boulinda, grilles de résistivités moyennées sur les tranches de profondeur a) 0-10 m et b) 140-150 m.

Les zones à explorer ont été survolées de façon à fournir une visualisation 3D, *i.e.* des lignes de vols espacées de quelques centaines de mètres et des lignes de contrôle perpendiculaire. Au besoin, **des grilles 2D EM** sur une tranche de profondeur demandée peuvent être générées à partir du **bloc de résistivité 3D** interpolé à partir des profils de résistivité (Fig. 77).

### 2.2.5. Les levés de Nouvelle-Calédonie

Les différentes caractéristiques des levés de Nouvelle-Calédonie et paramètres de traitement et d'inversion sont présentées Tab. 2.

| a. Caractéristiques du dispositif SkyTEM                   |                         | Valeur                    |
|------------------------------------------------------------|-------------------------|---------------------------|
| Vitesse de vol                                             |                         | 15-25 m/s                 |
| Altitude de la boucle émettrice                            |                         | 35-80 m                   |
| Paramètres                                                 | Moment faible           | Moment Fort               |
| Nombre de tours de la boucle émettrice                     | 1                       | 4                         |
| Courant injecté                                            | ~ 9 A                   | ~ 115 A                   |
| Moment magnétique généré                                   | ~ 3 400 Am <sup>2</sup> | ~ 156 800 Am <sup>2</sup> |
| Fréquence de répétition                                    | 325 Hz                  | 25 Hz                     |
| Durée « on-time »                                          | 0.8 ms                  | 10 ms                     |
| Durée « off-time »                                         | 0.738 ms                | 10 ms                     |
| b. Filtre trapézoïdal (Logiciel : Aarhus Workbench V. 4.2) |                         | Valeur                    |
| Distance entre chaque sondage électromagnétique            |                         | 1.2 s (~ 25 m)            |
| Altitude de la boucle émettrice                            |                         | 35-80 m                   |
| Moment faible : Temps T1, T2 et T3                         |                         | 1e-5, 1e-4 et 1e-3        |
| Moment faible : Épaisseurs E1, E2 et E3                    |                         | 4, 6 et 12 s              |
| Moment fort : Temps T1, T2 et T3                           |                         | 1e-4, 1e-3 et 3e-2        |
| Moment fort : Épaisseurs E1, E2 et E3                      |                         | 4, 8 et 20 s              |

| c. Paramètres du modèle d'inversion  | Valeur                             |
|--------------------------------------|------------------------------------|
| Nombre de couches                    | 30                                 |
| Résistivité de départ ( $\Omega.m$ ) | Automatique                        |
| Épaisseur de la première couche (m)  | 4                                  |
| Profondeur de la dernière couche (m) | 450                                |
| A priori sur l'épaisseur             | Fixe (augmente avec la profondeur) |
| A priori sur la résistivité          | Aucune                             |

**Tab. 2.** a) Caractéristiques du dispositif SkyTEM pour les 3 zones levées en Nouvelle-Calédonie. b) Paramètres du filtre trapézoïdal pour le traitement des données électromagnétiques de Nouvelle-Calédonie. c) Paramètres d'inversion avec une configuration SCI pour les modèles « sharp » et « smooth ».

### 2.2.6. Propriétés électriques des roches de Nouvelle-Calédonie

Les différentes campagnes de tomographie électrique effectuées sur le territoire calédonien ont permis d'établir une compilation des gammes de résistivité caractérisant les lithologies du régolithe et de la roche mère sous-jacente (Tab. 3).

| Lithologie                | Résistivité (Ω.m) |      |        | Sources                                          |
|---------------------------|-------------------|------|--------|--------------------------------------------------|
|                           | Min.              | Max. | Moy.   |                                                  |
| Régolithe                 |                   |      |        |                                                  |
| Cuirasse ferrugineuse     | 600               | 1500 |        | Tiébaghi (Robineau <i>et al.</i> , 2007)         |
|                           |                   |      | > 1000 | Koniambo (Geophysical, 2013)                     |
|                           | 300               | 1000 |        | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
|                           | 250               | 2500 |        | Me Maoya (Pinpin) (Geophysical, 2010)            |
|                           | 300               | 1500 | > 500  | Massif du Sud (Goro) (Geophysical, 2009)         |
| Latérite rouge (limonite) | 100               | 700  |        | Tiébaghi (Robineau <i>et al.</i> , 2007)         |
|                           | 400               | 800  |        | Koniambo (Geophysical, 2012 ; Geophysical, 2013) |
|                           | 100               | 700  |        | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
|                           | 250               | 2500 |        | Me Maoya (Pinpin) (Geophysical, 2010)            |
|                           | 300               | 1500 |        | Massif du Sud (Goro) (Geophysical, 2009)         |
| Latérite jaune (limonite) | 100               | 700  |        | Tiébaghi (Robineau <i>et al.</i> , 2007)         |
|                           | 400               | 800  |        | Koniambo (Geophysical, 2012 ; Geophysical, 2013) |
|                           | 150               | 300  |        | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
|                           | 100               | 500  |        | Me Maoya (Pinpin) (Geophysical, 2010)            |
|                           | 50                | 300  |        | Massif du Sud (Goro) (Geophysical, 2009)         |
| Saprock ou saprolite      | 10                | 80   |        | Tiébaghi (Robineau <i>et al.</i> , 2007)         |
|                           | 100               | 500  |        | Koniambo (Geophysical, 2012)                     |
|                           |                   |      | < 400  | Koniambo (Geophysical, 2013)                     |
|                           | 300               | 500  |        | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
|                           | 10                | 100  |        | Me Maoya (Pinpin) (Geophysical, 2010)            |
|                           | 50                | 300  |        | Massif du Sud (Goro) (Geophysical, 2009)         |
| Roche mère                |                   |      |        |                                                  |
| Péridotite saine          | 100               | 3000 |        | Tiébaghi (Robineau <i>et al.</i> , 2007)         |
|                           |                   |      | > 800  | Koniambo (Geophysical, 2012)                     |
|                           | 500               | 3000 |        | Koniambo (Geophysical, 2013)                     |
|                           |                   |      | > 500  | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
|                           | 100               | 2000 |        | Me Maoya (Pinpin) (Geophysical, 2010)            |
|                           | 100               | 5000 | > 500  | Massif du Sud (Goro) (Geophysical, 2009)         |
| Péridotite fracturée      | 150               | 1300 |        | Tiébaghi (Robineau <i>et al.</i> , 2007)         |
|                           |                   |      | 100    | Koniambo (Geophysical, 2012)                     |
|                           |                   |      | < 400  | Koniambo (Geophysical, 2013)                     |
|                           | 300               | 500  |        | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
|                           | 10                | 100  |        | Me Maoya (Pinpin) (Geophysical, 2010)            |
|                           | 275               | 1000 |        | Massif du Sud (Goro) (Geophysical, 2009)         |
| Péridotite serpentinisée  | 10                | 150  |        | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |
| Serpentinite              |                   |      | <200   | Koniambo (Geophysical, 2012)                     |
|                           |                   |      | <300   | Koniambo (Geophysical, 2013)                     |
|                           |                   |      | < 200  | Koniambo (Confiance) (Geophysical, 2014)         |

**Tab. 3.** Compilation des gammes de résistivité électrique associées aux différentes lithologies composant le profil d'altération dans les massifs de Tiébaghi, Koniambo, Me Maoya et le Massif du Sud (Goro).

Ces mesures pétrophysiques ne sont pas invariablement identiques à celles qui seraient mesurées *in situ* (Robineau *et al.*, 2007 ; Munday, 2009). Cependant, elles permettent d'estimer un ordre de grandeur, utile pour l'interprétation des données. La gamme de résistivité pour un même horizon peut être très large, mais globalement, la cuirasse ferrugineuse et la péridotite saine ont une forte résistivité contrairement aux latérites jaune et à l'horizon saprolitique. Il est à noter que la **présence de serpentine tend à diminuer la résistivité de façon significative**.

### 2.3. Présentation des zones d'étude et des données de calage disponibles

Trois zones distinctes de la Nappe des Péridotites ont été levées (Fig. 69). Du NO au SE : le massif du Koniambo, le massif du Kopéto-Boulinda et le sud de la Grande Terre (couvrant la Plaine des Lacs, le Bassin de Goro et la plaine de Port-Boisé).

Dans le cadre d'accords de partage établis, entre l'équipe de chercheurs affiliée au projet CNRT « Ophiostruct » et les industries minières partenaires, des données de forages et de résistivité électriques (profils ERT) ont été récupérées sur chacune des zones levées (Fig. 78, Fig. 79 et Fig. 80).

#### 2.3.1. Le massif du Koniambo

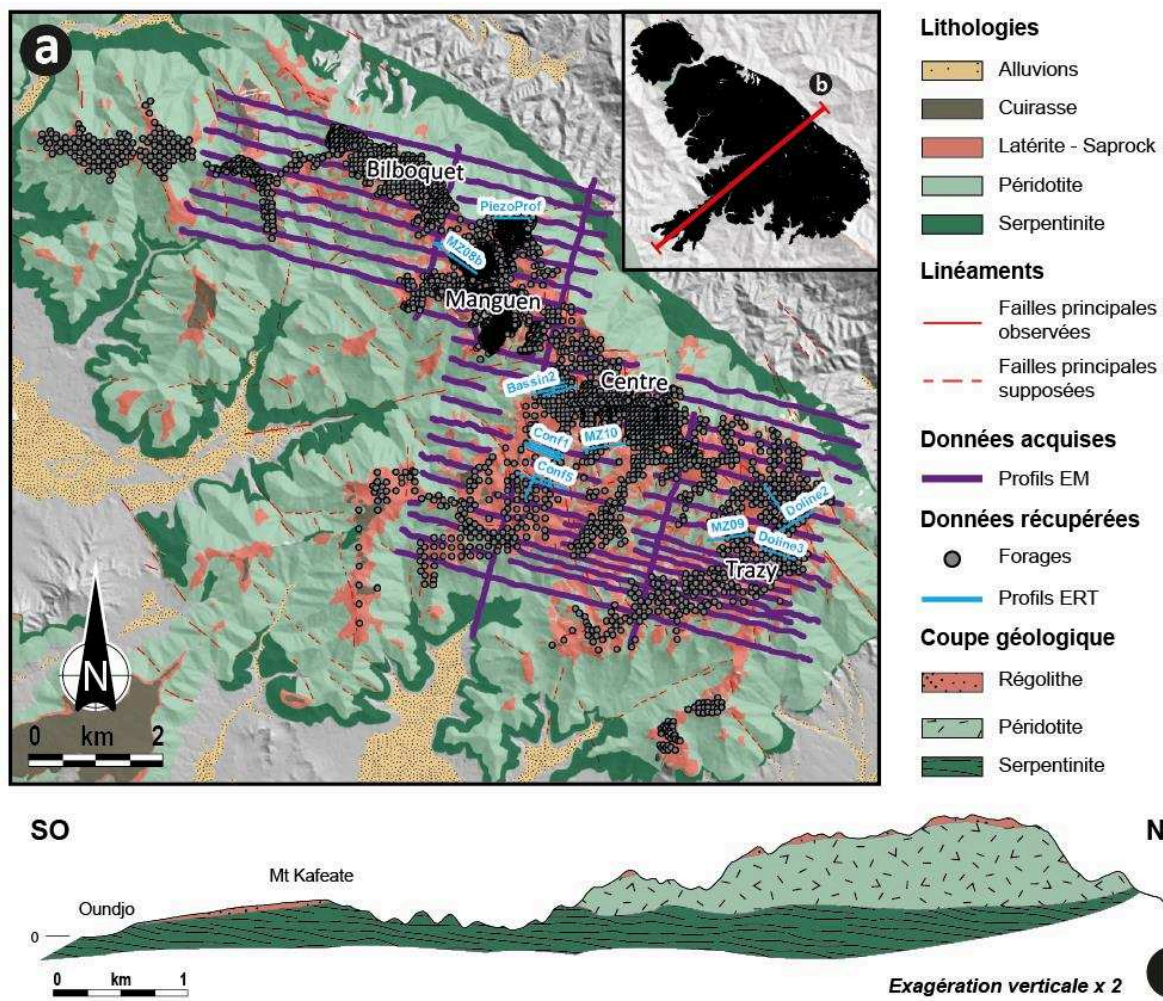
Le massif du Koniambo est caractérisé par un relief escarpé. Il s'élève depuis la plaine côtière jusqu'à un premier plateau d'une altitude de 250 m (plateau de Kaféaté), puis évolue rapidement vers des replats à 500 m pour culminer à près de 930 m (Fig. 78b). Le massif s'étend sur 20 km de long et 5 km de large, pour une surface de l'ordre de 21 km<sup>2</sup>. Le plateau sommital s'étire selon un axe NO-SE (Bilboquet – Manguen - Centre) disséqué par des chaînons rocheux et se termine au SE par le plateau de Trazy orienté N-S, ondulé et caractérisé par la présence de quelques dolines (Fig. 78a).

Le levé du massif du Koniambo s'est effectué les 13 et 14 mai 2015 et représente environ 180 km linéaires d'acquisition de données (Fig. 78a). Les lignes de vol sont orientées ONO-ESE et sont espacées de 350 m. Le levé couvre les concessions de Bilboquet, Manguen, Centre et Trazy (8 lignes au NO, 15 lignes au SE du massif du Koniambo et 3 lignes de contrôle perpendiculaires).

La société KNS a fourni 17 profils ERT réparti sur Manguen, Centre et Trazy, ainsi que 14 026 forages couvrant l'ensemble des concessions. Les forages sont décrits selon la codification SLN classique des mineurs en Nouvelle-Calédonie en partie tirée des travaux d'Orloff (1968) :

- la lithologie (grenaille, cuirasse, latérite, harzburgite, dunite, gabbro, pyroxénite) ;
- le faciès des latérites (rouge, jaune, de transition) et le degré de serpentinisation de la roche mère (supérieur, intermédiaire, normal et basal, cf. *Chapitre 2*, § 2.2) ;
- le degré d'altération (Alt. 1, 2, 3, 4 et 5 correspondant respectivement à la roche saine, la saprolite dure peu altérée, saprolite dure accompagnée d'une phase terreuse, saprolite terreuse cohésive avec quelques noyaux de saprolite dure, saprolite terreuse non cohésive) ;
- la présence de brèches, de garniérite, de silice et de fibres (antigorite, chrysotile et trémolite).
- Les forages décrits à l'échelle décimétrique par les mineurs ont été homogénéisés et simplifiés afin de récupérer une description à l'échelle métrique et ainsi de faciliter la corrélation avec les données de résistivité (cf. *Annexe 1*).





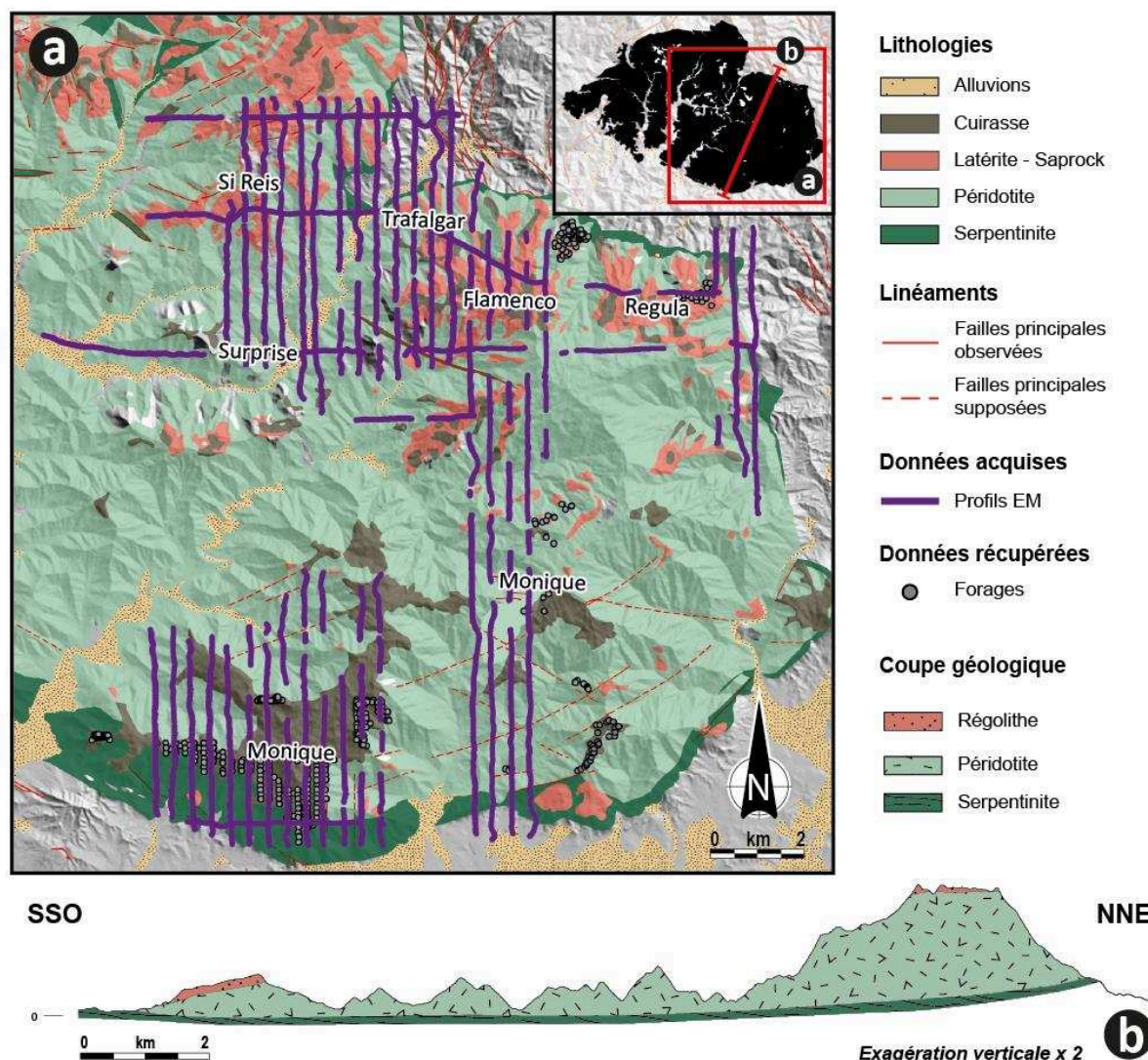
**Fig. 78. a)** Carte géologique simplifiée du massif du Koniombo et localisation des forages miniers et profils ERT par rapport aux lignes de vol acquises lors de la campagne d'électromagnétisme hélicoptéré. **b)** Coupe géologique simplifiée du massif du Koniombo mettant en lien la géomorphologie et l'emplacement des surfaces d'altération maîtresses, modifiée après Sevin (2014). À noter que l'épaisseur du régolithe sur péridotite a été exagérée afin qu'il soit visible sur la coupe.

### 2.3.2. Le massif du Kopéto-Boulinda

Les dimensions du massif du Kopéto-Boulinda en font la klippe la plus imposante de la côte ouest. Le massif du Kopéto, culminant à 1 026 m au nord, est généralement distingué du massif du Boulinda, dont le pic Boulinda culmine à 1 330 m. Le massif du Kopéto-Boulinda aurait été caractérisé par une série de pénéplaines dont il ne reste actuellement que des lambeaux de paléosurfaces. Ce massif est ainsi composé de trois unités géomorphologiques distinctes : la ou les paléosurfaces disséquée(s) par des dolines, les versants et les fonds de vallées (Fig. 79b).

Le levé du massif du Kopéto-Boulinda s'est effectué les 11 et 12 mai 2015, il représente environ 260 km linéaires d'acquisition de données et couvre majoritairement la partie est du massif (Fig. 79a). Les lignes de vol sont orientées N-S et espacées de 400 m (13 lignes au nord, 13 lignes au sud, 4 lignes du nord au sud, 3 à l'est, et 4 lignes de contrôle perpendiculaires). Le levé couvre les concessions de Si Reis, Surprise et Trafalgar (SLN) et celles de Flamenco, Régula et Monique (NMC) (Fig. 79a).

Un total de 417 forages a été fourni par les sociétés NMC et SLN couvrant majoritairement les concessions Monique et Régula. Les forages sont décrits selon la codification SLN des mineurs (cf. § 2.3.1).



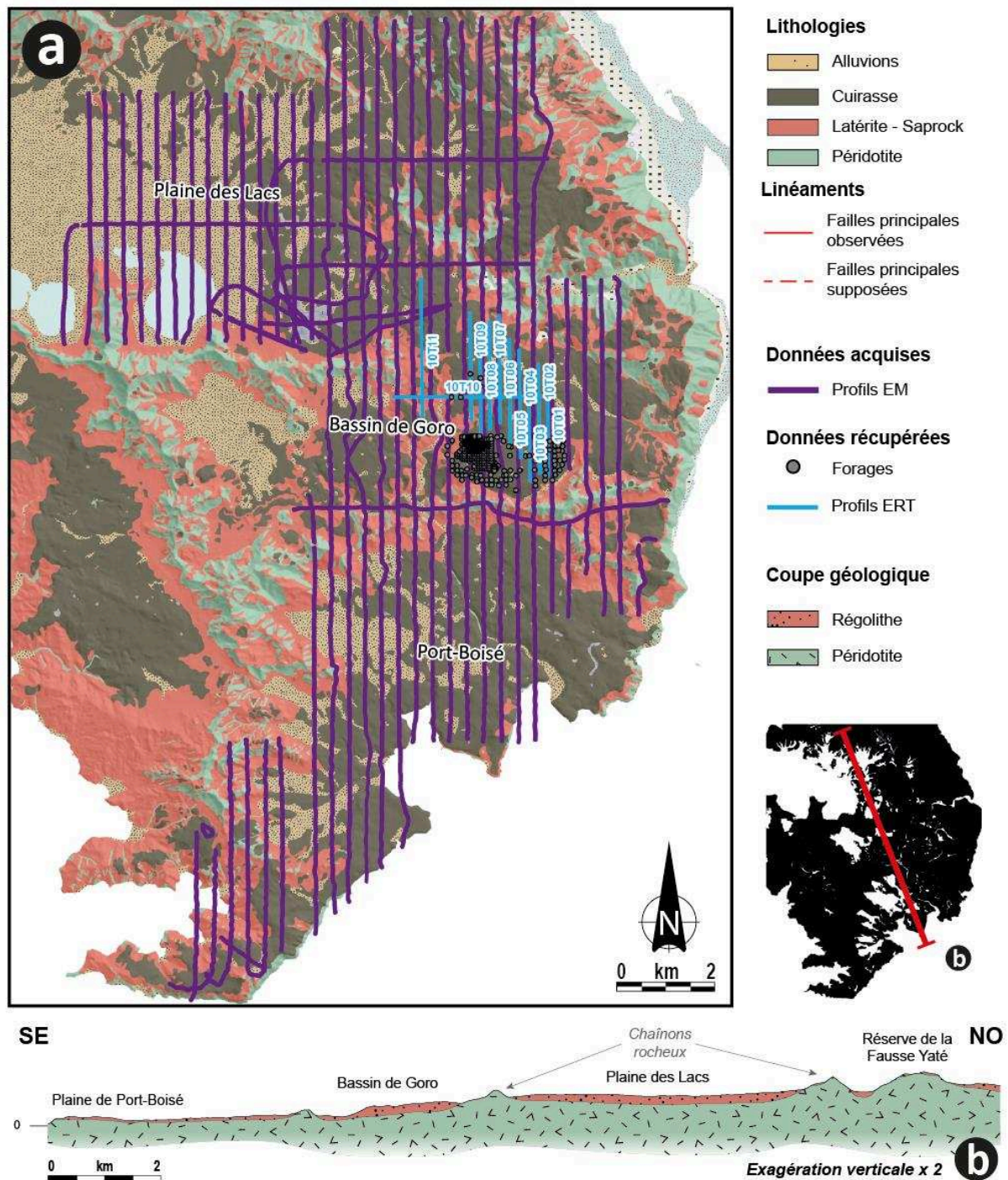
**Fig. 79. a)** Carte géologique simplifiée du massif du Kopéto-Boulinda et emplacement des forages miniers par rapport aux lignes de vol acquises lors de la campagne d'électromagnétisme héliporté. **b)** Coupe géologique simplifiée du massif du Kopéto-Boulinda mettant en lien la géomorphologie et l'emplacement des surfaces d'altération maîtresses, modifiée après Sevin (2014). À noter que l'épaisseur du régo-lite sur péridotite a été exagérée afin qu'il soit visible sur la coupe.

### 2.3.3. Le sud de la Grande-Terre

À Goro et au sud du Massif du Sud, les gisements sont d'apparence tabulaire tout comme ceux de plateaux, mais leur position géomorphologique est différente de celle des gisements montagneux. En effet, les gisements exploités correspondent à de vastes alvéoles globalement tabulaires (ou cellules d'altération), bordées de reliefs rocheux résiduels étroits et acérés s'élevant à environ 100 m au-dessus des alvéoles. Dans le cas de Goro, les sommets culminent à 400 m alors que les plateaux s'étagent entre 330 et 70 m (Fig. 80b). Les alvéoles occupent généralement la position la plus basse des massifs de péridotites. Dans le cas de Goro, celles-ci correspondent plus à des bassins, fermés ou non, qu'à des plateaux. L'ensemble de cette zone du sud est donc une succession de trois



plateaux/plaines, du nord vers le sud : la Plaine des Lacs, le Bassin de Goro et la Plaine de Port-Boisé plongeant vers le lagon (Fig. 80b).



**Fig. 80. a)** Carte géologique simplifiée du sud de la Grande Terre et emplacement des forages miniers et profils ERT par rapport aux lignes de vol acquises lors de la campagne d'électromagnétisme héliporté. **b)** Coupe géologique simplifiée mettant en lien la géomorphologie et l'emplacement des surfaces d'altération maîtresses, modifiée après Sevin (2014). À noter que l'épaisseur du régolithe sur péridotite a été exagérée afin qu'il soit visible sur la coupe.

La morphologie associée aux gisements de type « bassin » présente tous les aspects du modelé karstique avec la présence de dolines et de lapiaz, ce qui suppose la présence de conduits souterrains.



Le levé du sud de la Grande Terre s'est effectué les 6 et 7 mai 2015 et représente environ 400 km linéaires d'acquisition de données (Fig. 80a). Les lignes de vol sont orientées N-S et espacées de 350 m (14 lignes au NE, 6 au SE, 14 du nord au sud, 5 à l'est, 4 lignes de contrôle perpendiculaires). Le levé couvre la plaine des Lacs, la mine de Goro (Vale-NC) et la zone de Port-Boisé (SLN) (Fig. 80a).

La société Vale-NC a fourni 11 profils ERT et 540 forages couvrant exclusivement le chantier de Goro (Fig. 80). La lithologie des forages est décrite au décimètre avec une codification propre à Vale-NC (cf. Annexes 1, § 7).

#### 2.3.4. Saturation du système

La saturation en eau, tout comme le degré de serpentinisation, peut avoir une influence sur la réponse électrique. En effet, d'après des expériences en laboratoire menées par Robineau *et al.* (2007), la saturation en eau semble entraîner une baisse de la résistivité (de 700 à 100  $\Omega.m$  pour les latérites jaunes et de 200 à 10  $\Omega.m$  pour la saprolite grossière). Cependant, ces résultats n'expliquent pas les variations temporelles de résistivité au cours d'une année, car le suivi de la nappe phréatique indique un niveau piézométrique relativement stable et situé au-dessus de l'horizon latéritique (dans le cas du plateau de Tiébaghi). Ces auteurs proposent ainsi une fluctuation dans la chimie des eaux, plutôt qu'une désaturation, qui influencerait sur la réponse électrique. Ce fait serait avéré par des mesures de conductivités au sein des horizons (inférieures à 100  $\mu S/cm$  sous l'horizon cuirassé et entre 260 et 630  $\mu S/cm$  au niveau de la saprolite grossière). Ces valeurs peuvent être en partie corrélées aux données de Jeanpert (2017) montrant l'évolution de la conductivité au sein du profil d'altération dans les secteurs de Goro, Koniambo et de Tiébaghi (Fig. 81). Les eaux circulant au sein des latérites sont bien moins conductrices que les eaux circulant dans le bedrock. Ces variations peuvent être directement corrélées au Mg dissous. Il faut noter que si les eaux dans la roche saine semblent plus minéralisées que dans le saprock et la latérite, la porosité de fractures, et donc le volume d'eau contenu, est quant à elle bien inférieure dans cet horizon aussi. D'autre part, ces valeurs sont relativement faibles par rapport aux conductivités mesurées dans la semelle serpentineuse, comprises entre 800 et 1400  $\mu S/cm$ .

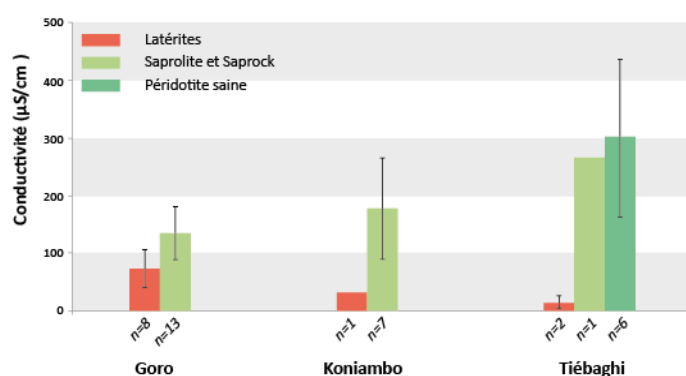


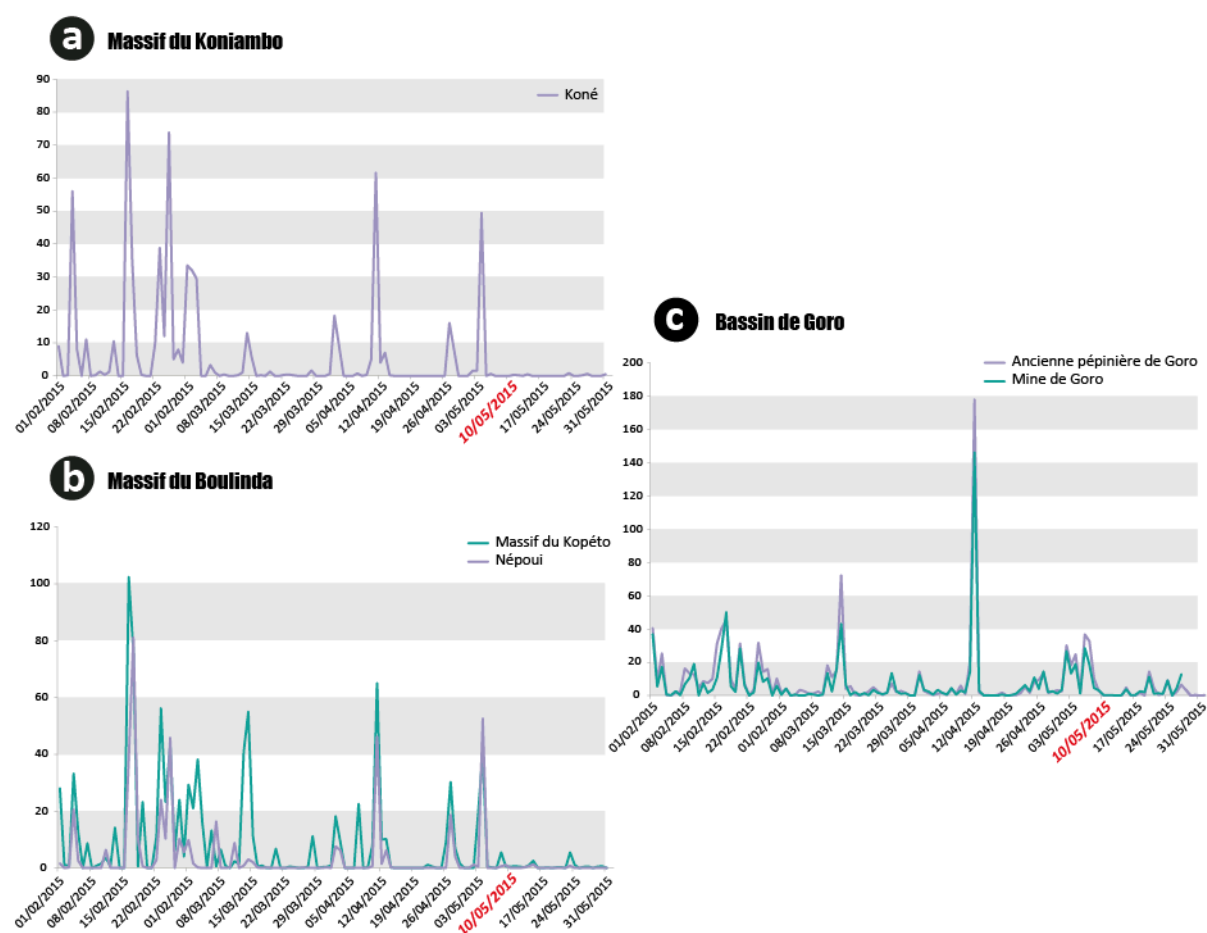
Fig. 81. Évolution de la conductivité des eaux au sein du profil d'altération sur le secteur de Goro (Massif du Sud) et sur les massifs de Koniambo et de Tiébaghi (valeurs moyennes et écart-types, n correspond au nombre de mesures), d'après Jeanpert (2017).

D'après Robineau *et al.* (2007), les variations de chimie des eaux expliqueraient les larges gammes de résistivité (100 à 3000  $\Omega.m$ ) observées au sein du bedrock. Les variations de résistivité mettraient ainsi en évidence des chemins préférentiels d'eaux souterraines de compositions différentes.

Les variations temporelles de chimie pourraient expliquer les larges gammes de valeur de résistivité relevées pour une même lithologie d'un massif à l'autre (Tab. 3), mais la morphologie doit aussi être prise en compte. Et en effet, Jeanpert (2017) montre l'influence de la topographie sur l'état de saturation des massifs grâce à des modèles 2D hydrodynamique, ainsi:

- sur le massif de **Tiébaghi**, la **surface piézométrique modélisée est bien située dans les latérites** ;
- sur le massif du **Koniambo**, la **surface piézométrique se situe à environ 150 m sous la surface**. Ce résultat est cohérent avec les niveaux piézométriques connus mais n'exclut pas la possibilité de nappes provisoires dites « perchées », situées au niveau du régolithe (entre 0 et 60 m de profondeur), parfois désaturées lors des périodes sèches.
- sur le secteur de **Goro**, le **niveau piézométrique se situe à l'affleurement ou au toit des latérites**. Il faut noter que des émergences peuvent être observées au pied des crêtes.

De grandes variations de saturation d'une zone à l'autre sont peu probables, chacun des sites d'étude a enregistré des précipitations autour de la date du levé. Les précipitations atteignaient jusqu'à 50 mm la semaine précédant le levé pour les massif du Koniambo et du Kopéto-Boulinda, et 40 mm sur le sud de la Grande Terre durant le levé (Fig. 82).



**Fig. 82.** Données de pluviométrie de février à mai 2015 au niveau **a)** du massif du Koniambo (Koné), **b)** du massif du Kopéto-Boulinda (massif du Kopéto et Népoui) et **c)** du bassin de Goro (ancienne pépinière de Goro et mine de Goro). En rouge, la date la plus proche de celle du levé héliporté.

### 3. Résultats

Les données de résistivité acquises par la méthode HTEM donnent une information sur la subsurface mais aussi en profondeur. Suivant les objets que l'utilisateur veut imager (lithologies, structures, nappe phréatique, intrusion saline, *etc.*), les géométries et les gammes de résistivité associées varient et deux paramètres peuvent améliorer leur visualisation :

- le choix du type d'inversion « *sharp* » ou « *smooth* »;
- l'échelle de couleur (nombre de couleur, valeurs extrêmes, *etc.*).

Pour la visualisation de la structuration de la Nappe des Péridotites, l'inversion « *sharp* » n'est pas apparue la plus adaptée pour imager les changements rapides de résistivité (cf. § 2.2.4), **nous avons donc préféré l'inversion de type « *smooth* »**. Les échelles de couleurs varient d'une figure à l'autre suivant les objets étudiés.

Pour la visualisation du profil d'altération, le choix du type d'inversion et de l'échelle de couleur sera discuté au § 3.2.3.

#### 3.1. Visualisation de la structuration de la Nappe des Péridotites

L'homogénéité lithologique apparente des massifs miniers (principalement constitués de harzburgite et de dunite) rend l'interprétation des données d'électromagnétisme complexe. La Nappe des Péridotites est pourtant fortement structurée (cf. *Chapitre 3*, § 2.1). La péridotite présente différent degré de serpentinsation, les fractures sont en majorité soulignées par la serpentine et cette dernière est plus conductrice que la péridotite (*Tab. 3*). En théorie donc, la structuration de la nappe devrait être imagée par des variations de résistivité.

Cependant, il faut tenir compte de la **résolution du levé** (dépendant de l'espacement des sondages EM et des lignes de vol, cf. § 2.3) qui **ne permet d'imager que les objets d'échelle plurimétrique**. Les objets de faible dimension, tel que le rubanement, le maillage serpenteux, les joints à lizardite, et les filons d'épaisseur centimétrique à métrique, ne peuvent donc pas être distingués, à moins de les rencontrer en forte densité dans une zone. En effet, le maillage serpenteux, par exemple, peut être développé au point d'envahir la roche dans son ensemble et ainsi influencer sur sa réponse électrique. Certaines de ces anomalies sont présentées ci-après, cependant, une cartographie rigoureuse de ces zones serait nécessaire afin de s'en assurer et ce n'est pas l'objet de ce travail. Ici, l'interprétation des données de résistivité s'est portée exclusivement sur les objets de grandes dimensions (la semelle serpentineuse, les zones d'accidents serpenteux recoupants et les zones fortement fracturées) en se basant sur l'imagerie satellitaire et la carte géologique au 1/ 50 000<sup>ème</sup>, corrélées aux observations de terrain.

##### 3.1.1. Visualisation de la semelle serpentineuse

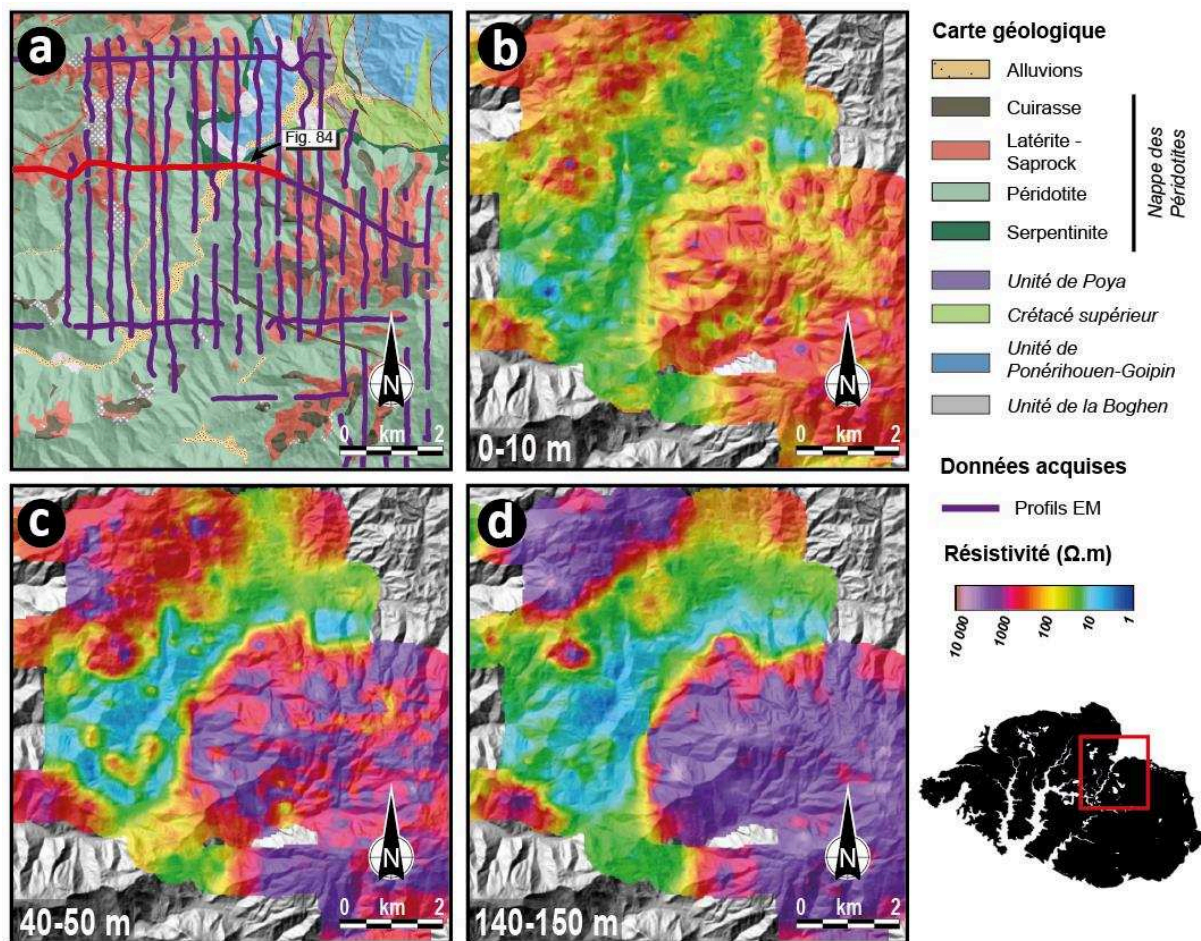
#### Géométrie de la semelle serpentineuse

La semelle serpentineuse, cartographiée au 1/50 000<sup>ème</sup>, affleure systématiquement en base de massif. Au niveau des klippes de la côte ouest, la foliation au sein de la semelle tectonique est subhorizontale au sud alors qu'elle se redresse nettement au nord (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5). Si ces caractéristiques sont connues (Maurizot *et al.*, 2002; Gautier *et al.*, 2016; Quesnel *et al.*, 2016b), c'est



la première fois que la semelle serpentiniteuse est imagée par une méthode indirecte, permettant ainsi d'avoir une idée plus précise de sa géométrie en profondeur.

Au nord du massif du Kopéto-Boulinda, depuis la subsurface jusqu'à 150 m de profondeur, les grilles de résistivité mettent en évidence un corps conducteur en fond de vallée (bleu, *Fig. 83b, c et d*). Ce corps n'a pas d'équivalent sur la carte géologique 1/50 000<sup>ème</sup> actuelle (*Fig. 83a*), seul des alluvions sont cartées au cœur de la vallée mais leur extension latérale n'est pas suffisante pour expliquer ces variations de résistivité. Les contrôles terrain ont permis de confirmer la présence de la semelle serpentiniteuse tectonique incisée par la vallée. Cette dernière est caractérisée par des valeurs de résistivité très faible de l'ordre de 10  $\Omega.m$ . La péridotite sus-jacente, dite « saine » (peu serpentinisée), a quant à elle, une résistivité supérieure à 700  $\Omega.m$  (rouge à violet, *Fig. 83c, d, et Fig. 84a*). Ces valeurs sont cohérentes avec les gammes de résistivité interprétées en ERT (*Tab. 3*).



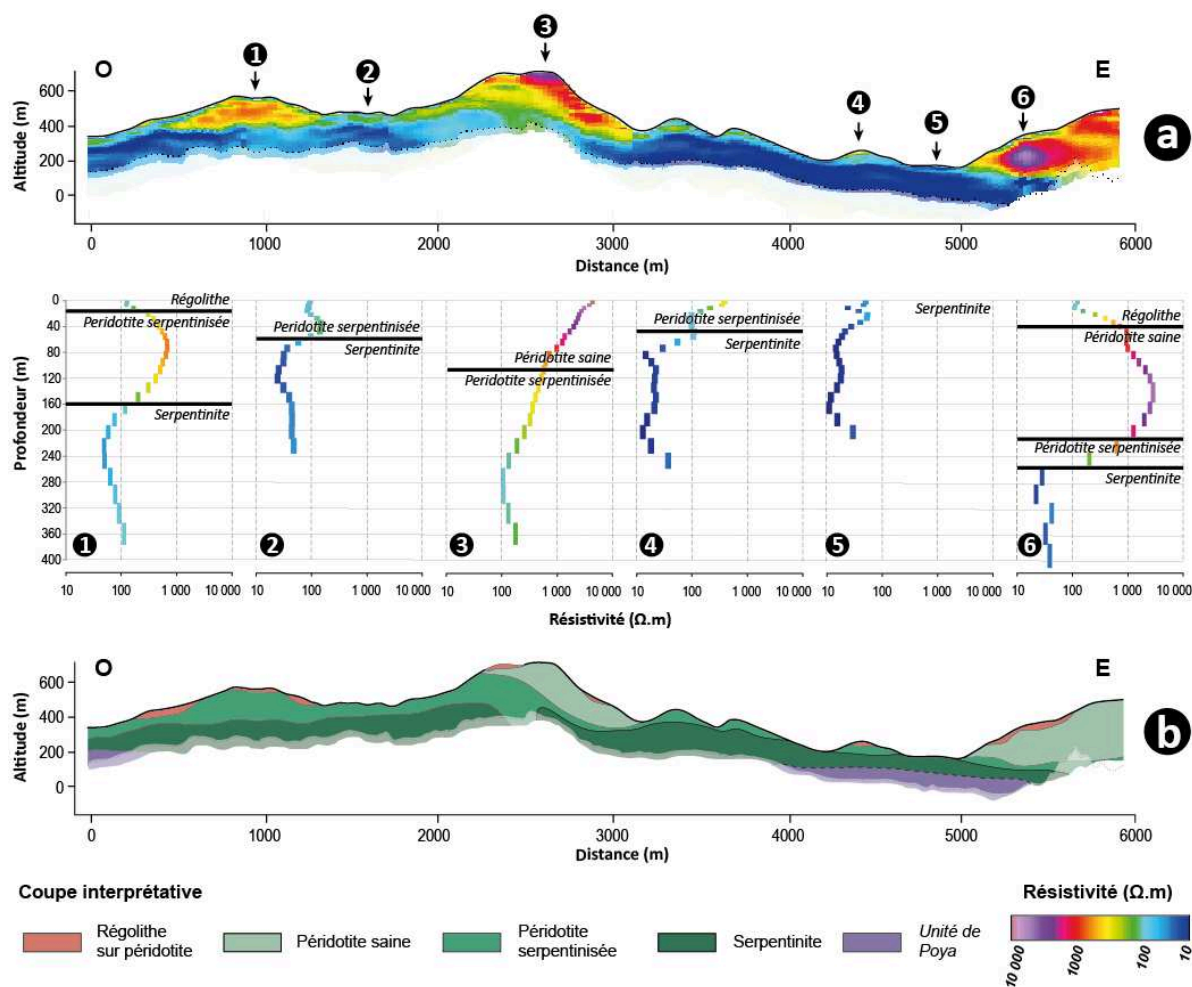
**Fig. 83.** Distinction des différentes lithologies. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> du NE du massif du Kopéto-Boulinda et localisation des lignes de vol. Grilles de résistivités moyennées sur les tranches de profondeur **b)** 0-10 m, **c)** 40-50 m et **d)** 140-150 m. Notez les valeurs de résistivité très faibles en fond de vallée et celles très résistantes au niveau des massifs miniers.

Les résistivités comprises entre 10 et 700  $\Omega.m$  (vert à jaune, *Fig. 83b, c et d*) sont principalement associées à de bas-reliefs surplombant la semelle ou à l'intersection entre cette dernière et le massif de péridotite sus-jacent. Ces valeurs peuvent correspondre à :

- des variations de résistivité au sein de la semelle serpentinite, possiblement liées à des **circulations préférentielles d'eaux de surface et/ou souterraine**. En effet, les eaux associées à la semelle serpentinite sont en général minéralisées (cf. § 2.3.4) ;
- une **péridotite fortement serpentinisée**, l'équivalent du faciès basal ou normal des mineurs (cf. *Chapitre 2*, § 2.2) ou encore de la semelle dite minéralogique (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5) ;

La deuxième hypothèse nous semble la plus probable et a été retenue pour l'interprétation des profils de résistivité (*Fig. 84*) pour trois principales raisons :

- un **gradient négatif de serpentinisation de la base vers le sommet des massifs miniers** est décrit dans la littérature (Avias, 1967 ; Maurizot *et al.*, 2002 ; Lahondère *et al.*, 2012) et pourrait expliquer la **transition progressive des valeurs de résistivité de 10 à 700  $\Omega.m$**  ;
- des **variations latérales de faciès (serpentineux)** sont régulièrement décrites par les mineurs au sein des gisements, et des observations de terrain confirment la présence de zones fortement serpentinisée au sommet des massifs, pouvant **expliquer les variations latérales de résistivité**. Cependant, dans certains cas ces dernières peuvent être dues à l'influence d'autres paramètres discutés § 3.3) ;
- les **minéraux de magnétite associés au processus de serpentinisation** (lizarditisation, cf. *Chapitre 3*, § 1.3.2) sont **fortement conducteurs** (Keller, 1988; Guskos *et al.*, 2002).



**Fig. 84.** Visualisation de la semelle serpentineuse au NE du massif du Kopéto-Boulinda (vallée de Ouate). **a)** Profil EM orienté ouest-est et localisé en rouge sur la **Fig. 83a**. Les numéros de 1 à 6 indiquent l'emplacement des graphes de résistivité inversée fonction de la profondeur. **b)** Coupe géologique interprétée à partir de la carte géologique, des observations de terrain et par corrélation des données de résistivité inversée.

En se basant sur les gammes de valeurs établies pour chaque lithologie, une interprétation peut être proposée en corrélant les valeurs de résistivité. Le profil traversant d'ouest en est le nord du massif du Kopéto-Boulinda permet d'imager **une limite relativement tabulaire entre la semelle et la péridotite** (**Fig. 84b**). La base de la semelle n'est cependant pas visible : i) parce qu'elle a une épaisseur supérieure ou de l'ordre de 200 m (à l'instar du sud du Koniambo, Quesnel *et al.*, 2016b) ou ii) parce que la lithologie sous-jacente (basalte de Poya ?) a une réponse électrique semblable, ne permettant pas de les distinguer. Cette deuxième hypothèse nous semble cohérente avec les connaissances géologiques de la zone. En effet, la nappe de Poya est attendue sous la Nappe des Péridotites (**Fig. 69**).

Il faut noter des variations latérales de résistivité au sein de l'horizon interprété comme la semelle serpentineuse (**Fig. 84a**). Comme exposé ci-dessus, ces variations peuvent être dues à la circulation d'eau minéralisée ou à la présence de péridotite serpentinisée. Ici, la baisse de résistivité au centre de la coupe ouest-est sous le relief principal est interprétée comme un « enracinement » de péridotite serpentinisée au sein de la semelle tectonique (**Fig. 84b**).

La visualisation du régolithe surplombant la péridotite, dont les valeurs de résistivité varient entre 100 et 1000  $\Omega.m$ , est discutée au § 3.2.

### **Visualisation du contact entre la semelle serpentineuse et les unités du socle**

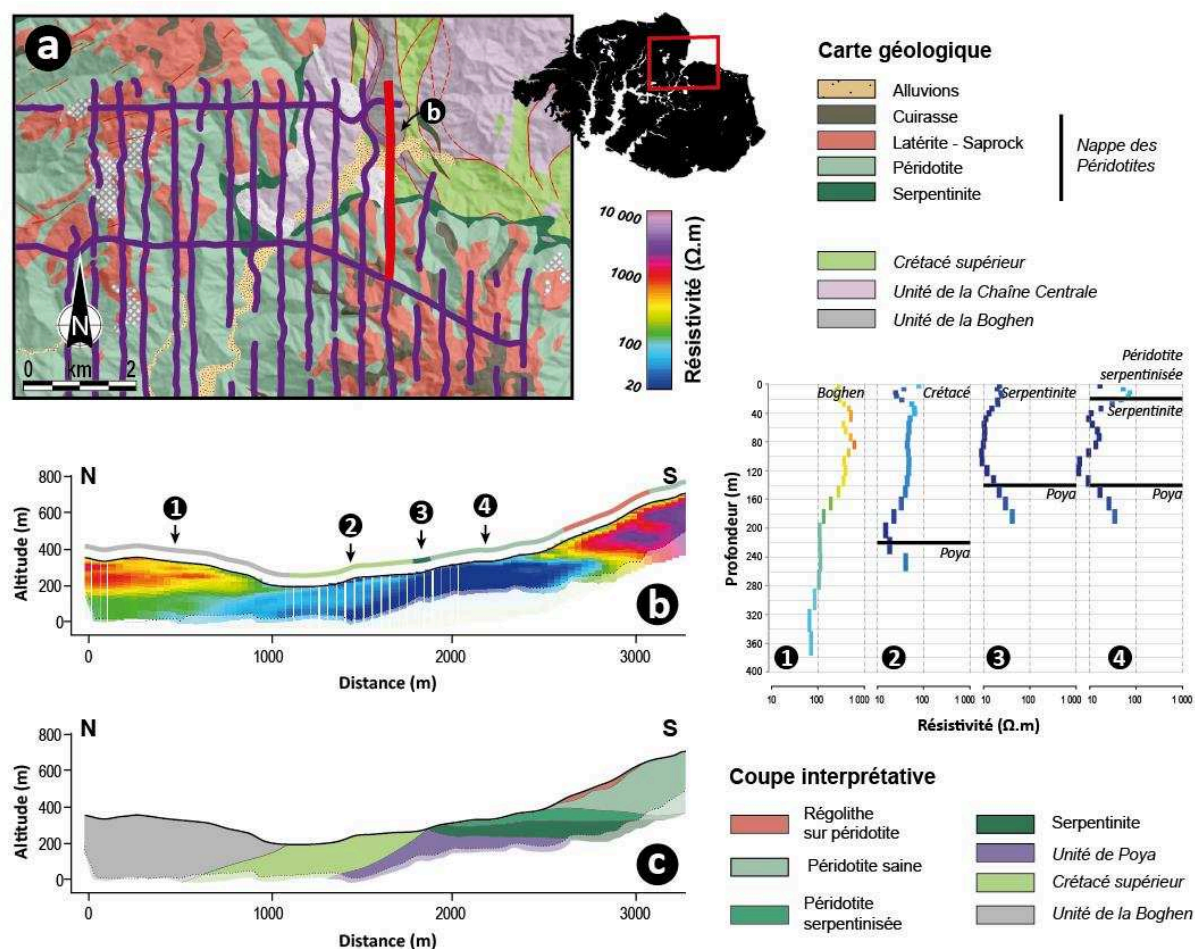
Afin d'identifier la nature et la géométrie du contact entre la semelle serpentineuse et les unités du socle, la même approche méthodologique a été empruntée.

Au nord du massif du Kopéto-Boulinda, à partir de la carte géologique, un signal caractéristique (pour la zone étudiée) a pu être identifié pour chaque unité (**Fig. 85a et b**). L'unité de la Boghen est résistante en surface (jaune à rouge, entre 500 et 1000  $\Omega.m$ , **Fig. 85b**) par rapport au Crétacé supérieur (bleu clair, de 50 à 100  $\Omega.m$ , **Fig. 85b**). La semelle serpentineuse est l'unité la plus conductrice (bleu foncé, de l'ordre de 10  $\Omega.m$ , **Fig. 85b**), même si les valeurs sont proches de celles correspondant au Crétacé supérieur et à l'unité de Poya (voir paragraphe suivant, ex. du massif du Koniambo).

Au sud du profil, sous le massif de péridotite, la résistivité diminue et correspond aux gammes de valeurs associées à la péridotite serpentinisée (**Fig. 85b**), un « enracinement » de péridotite serpentinisée serait envisageable comme **Fig. 84b**. Cependant, sur le profil **Fig. 85b**, la profondeur d'investigation n'est pas suffisante pour l'identifier avec certitude.

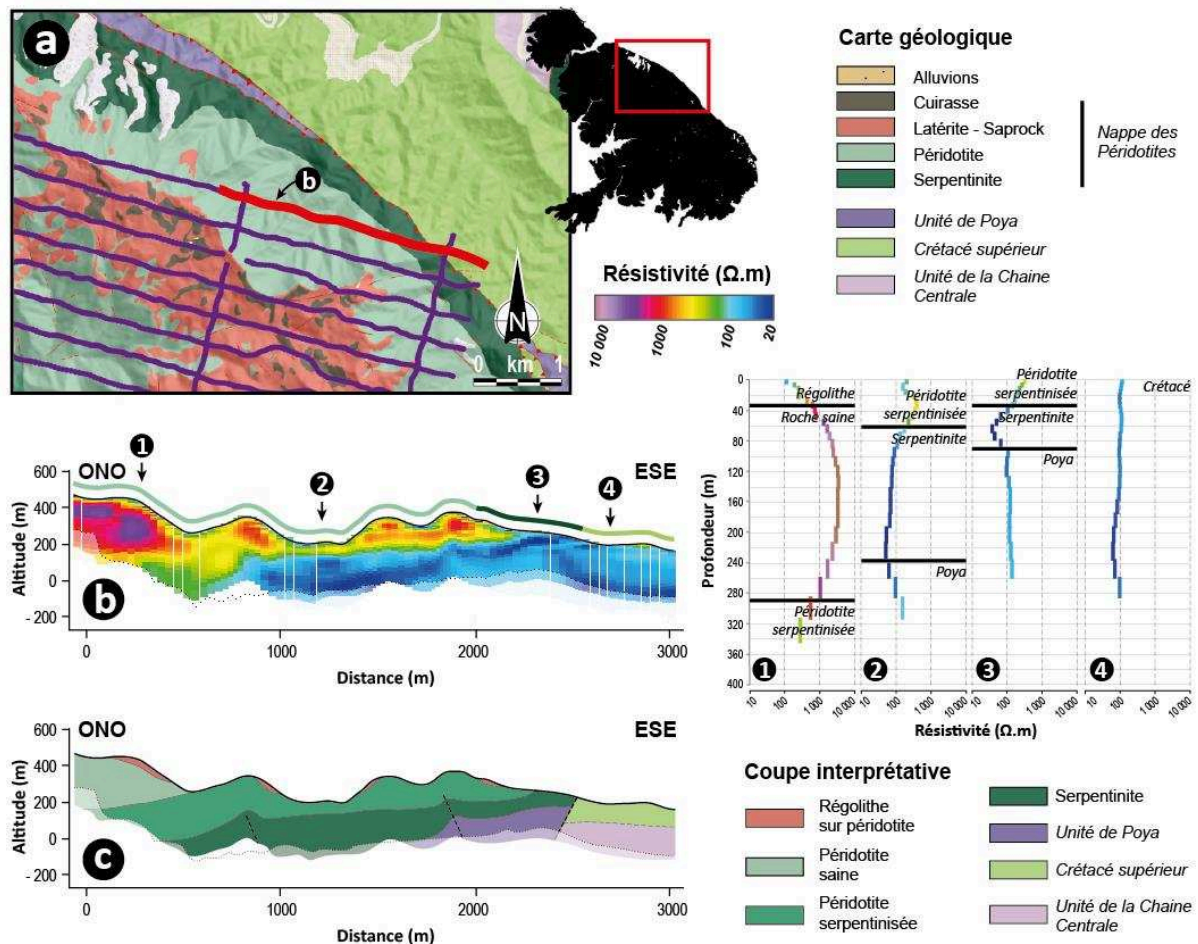
Par ailleurs au nord du profil, sous l'unité de la Boghen, un corps plus conducteur peut être observé à partir de 200 m de profondeur. La présence du Crétacé est peu probable pour expliquer ces valeurs, elles correspondraient donc plutôt à une autre unité ou à une variation de la lithologie au sein de l'unité de la Boghen.





Le Crétacé supérieur a une réponse relativement homogène qui se corrèle bien avec la carte géologique. Les limites de ce corps ainsi imagé ont un **pendage apparent fort vers le nord** (Fig. 85c) correspondant au contact vertical de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup> (Fig. 85a).

Du sud vers le nord, le corps fortement conducteur (bleu foncé, de l'ordre de 50  $\Omega.m$ , Fig. 85c) s'enracine en profondeur au contact de l'unité Crétacé. La réponse est semblable à celle de la semelle serpentineuse, cependant un enracinement de cette envergure devrait affleurer au cœur de la vallée, or ce n'est pas le cas. Nous interprétons cet objet comme le **contact vertical entre le Crétacé supérieur et l'unité de Poya**. La foliation au sein de la semelle tectonique se verticalise au niveau de ce contact (cf. Chapitre 3 § 2.1.5).

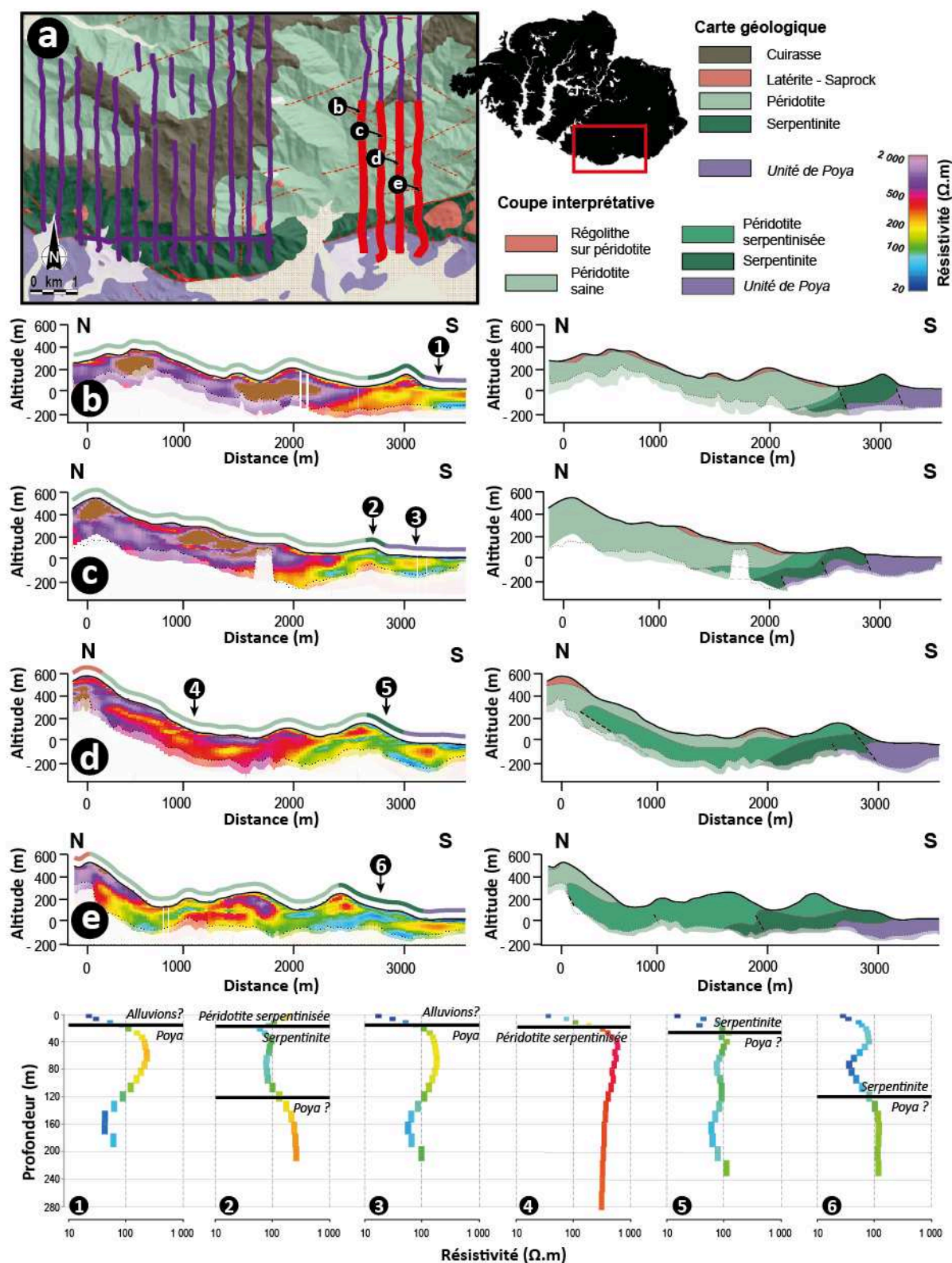


**Fig. 86.** Visualisation du contact entre les unités du socle et la semelle serpentineuse au nord du massif du Koniombo. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b)** Profil EM orienté ONO-ESE et localisé en rouge en a). Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les numéros de 1 à 4 indiquent l'emplacement des graphes de résistivité inversée ci-contre. **c)** Coupe géologique interprétée à partir de la carte géologique, des observations de terrain et par corrélation des données de résistivité inversée.

Le même genre d'observation a été faite au nord du massif du Koniombo (Fig. 86). Dans cette zone, le Crétacé supérieur a une réponse de l'ordre de 100  $\Omega.m$ , la semelle serpentineuse est légèrement plus conductrice (Fig. 86b). Les valeurs comprises entre 100 et 1000  $\Omega.m$  correspondent à la péridotite fortement serpentinisée, celles au-dessus de 1000  $\Omega.m$  à la péridotite saine. Les valeurs de résistivité correspondant à la semelle serpentineuse (bleu foncé, Fig. 86b) montre une limite avec la péridotite serpentinisée à faible pendage vers l'ouest. À l'est, la semelle est à l'affleurement et s'arrête au contact avec le Crétacé. Ici, les observations de terrain indiquent une foliation subverticale au sein de la semelle tectonique. De plus, le contact cartographié avec le Crétacé est relativement rectiligne indiquant un contact subvertical (Fig. 86a). D'après la carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup>, le contact entre le Crétacé supérieur et l'unité de la Chaîne Centrale s'horizontalise au nord-est. Le profil EM image difficilement ce contact en profondeur avec l'unité de la Chaîne Centrale.

D'autre part, une augmentation progressive de la résistivité de 20 à 100  $\Omega.m$  sous le massif de péridotite indique probablement la présence d'une lithologie différente de la semelle serpentineuse. D'après la connaissance géologique de la zone, l'unité de Poya est attendue sous la Nappe des Péridotites au contact du Crétacé supérieur (Fig. 86c).







Au sud du massif du Kopéto-Boulinda, la semelle est en contact direct avec l'unité de Poya (Fig. 87a). L'unité de Poya répond entre 50 et 500  $\Omega.m$  et la semelle serpentineuse montre des résistivités du même ordre de grandeur, plus dispersées qu'au nord du massif, entre 20 et 500  $\Omega.m$  (Fig. 87). Ces différences peuvent être dues à l'absence d'eaux minéralisées ou à une surévaluation de la semelle lors de la cartographie. De même les variations de résistivité dans Poya peuvent être dues à une différence de lithologie (alluvions, régolithe, sédiments ou basaltes) ou à des chemins préférentiels empruntés par les eaux souterraines. La présence de failles n'est pas incompatible avec la présence d'eaux de différentes compositions et celles-ci pourraient expliquer les fortes variations au sein de la semelle serpentineuse.

D'autre part, de grandes variations de résistivité au sein de la péridotite cartée comme saine peuvent être observée. Certaines zones montrent des résistivités de l'ordre de 500  $\Omega.m$  alors que la péridotite saine est généralement caractérisée par des résistivités supérieures à 1000  $\Omega.m$  (Fig. 87d). Ces zones peuvent correspondre à une variation latérale du degré de serpentinisation parfois compatible avec la présence d'une large structure serpentineuse.

Plus à l'ouest, la semelle serpentineuse est cartée jusqu'à 400 m d'altitude (Fig. 88a) et montre aussi des résistivités dispersées comprises entre 20 et 500  $\Omega.m$  (Fig. 88b et c). Par ailleurs, les résistivités les plus faibles (< 20  $\Omega.m$ ) remontent haut dans le massif en suivant un plan rectiligne (Fig. 88b). **Ces anomalies sont interprétées comme des accidents serpentineux possiblement associés à un dédoublement de la semelle due à la présence de rétrochevauchements** (vergence du toit vers le nord) au front de la Nappe des Péridotites.

Il est à noter, que le régolithe s'est développé sur une péridotite conductrice et donc probablement fortement serpentinisée, fait avéré par les forages qui décrivent des faciès de serpentinisation de normal à basal (cf. Chapitre 2, § 2.2).

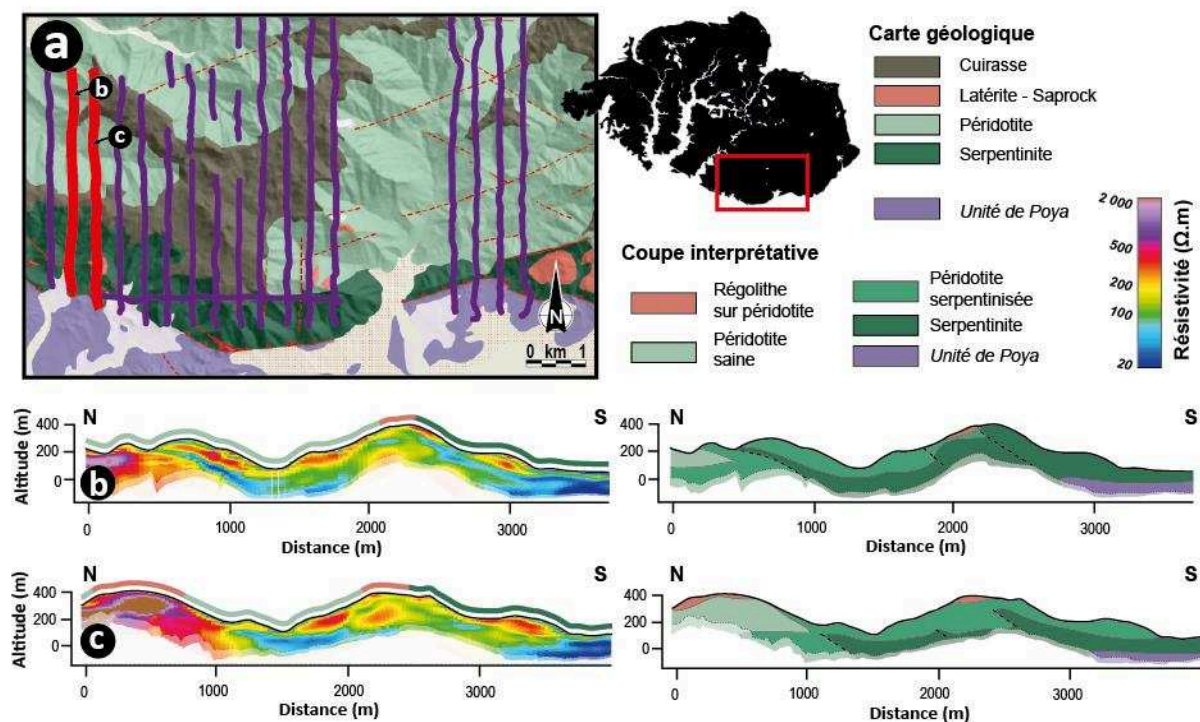


Fig. 88. Visualisation du contact entre l'unité de Poya et la semelle serpentineuse au sud du massif du Kopéto-Boulinda. a) Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. b) et c) Profils EM localisés en

rouge en a) et coupes interprétatives orientées N-S. Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>.

Les cas d'étude présentés montrent que les réponses électriques pour une même lithologie peuvent varier d'un site à l'autre. Les gammes de résistivité attribuées à chaque lithologie à partir de la carte géologique et des observations de terrain sont récapitulées *Tab. 4*.

| Lithologie                 | Zone d'étude               | Massif étudié   | Fig.                     | Résistivité ( $\Omega.m$ ) |        |           |
|----------------------------|----------------------------|-----------------|--------------------------|----------------------------|--------|-----------|
|                            |                            |                 |                          | Min.                       | Max.   | Val. rep. |
| Péridotite saine           | Nord-est (Vallée de Ouate) | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 84 ; Fig. 85</i> | 800                        | 5000   | > 1000    |
|                            | Sud (Forêt des français)   | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 87</i>           | 500                        | > 2000 | > 1000    |
|                            | Sud (Col de Nékoro)        | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 88</i>           | 500                        | > 2000 | > 1000    |
|                            | Nord                       | Koniambo        | <i>Fig. 86</i>           | 1000                       | 5000   | > 1000    |
| Péridotite serpentineuse ? | Nord-est (Vallée de Ouate) | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 84 ; Fig. 85</i> | 100                        | 800    | 500       |
|                            | Sud (Forêt des français)   | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 87</i>           | 100                        | 500    | 200       |
|                            | Sud (Col de Nékoro)        | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 88</i>           | 100                        | 500    | 250       |
|                            | Nord                       | Koniambo        | <i>Fig. 86</i>           | 100                        | 500    | 500       |
| Semelle serpentineuse      | Nord-est (Vallée de Ouate) | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 84 ; Fig. 85</i> | < 10                       | 80     | 50        |
|                            | Sud (Forêt des français)   | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 87</i>           | 50                         | 250    | 200       |
|                            | Sud (Col de Nékoro)        | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 88</i>           | < 20                       | 500    | 100       |
|                            | Nord                       | Koniambo        | <i>Fig. 86</i>           | 50                         | 100    | 100       |
| Unité de Poya              | Sud (Forêt des français)   | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 87</i>           | 80                         | 500    | 200       |
| Crétacé supérieur          | Nord-est (Vallée de Ouate) | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 85</i>           | 20                         | 100    | 80        |
|                            | Nord                       | Koniambo        | <i>Fig. 86</i>           | 90                         | 100    | 100       |
| Unité de la Boghen         | Nord-est (Vallée de Ouate) | Kopéto-Boulinda | <i>Fig. 85</i>           | 100 ?                      | 700    | 700       |

**Tab. 4.** Visualisation de la semelle serpentineuse : récapitulatif des valeurs représentatives (Val. rep.) et écart-types des réponses électriques correspondant aux différentes lithologies cartées.

### 3.1.2. Visualisation des accidents serpentineux recoupants

#### Corrélation avec les observations de terrain sur le massif du Kopéto-Boulinda

De grandes variations de résistivité peuvent être observées au sein des massifs de péridotite. Sur l'ancienne mine de Si Reis, une zone de cisaillement majeure N070° à pendage vers le NO a pu être observée (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.4 et *Fig. 44*).

Cette zone est caractérisée par une baisse significative de la résistivité (de 5000 à 50  $\Omega.m$ , du violet au vert-bleu, *Fig. 89*), mais la profondeur d'investigation ne permet pas d'imager l'enracinement de cette anomalie au NO.

Les valeurs de résistivité au sud du profil sont de l'ordre de 100  $\Omega.m$  en subsurface. Les observations de terrain montrent à l'affleurement une péridotite fortement serpentinisée et recoupée par de nombreux plans de cisaillement de faible épaisseur pouvant correspondre aux résistivités de l'ordre de 100  $\Omega.m$  (*Fig. 89b*). Les valeurs de l'ordre de 10  $\Omega.m$  en profondeur correspondent à la semelle tectonique, visible à la base du massif de Si Reis. Cette zone fortement conductrice se prolonge au nord du profil et semble se connecter à la zone de cisaillement observée plus haut dans le massif (*Fig. 89c*).

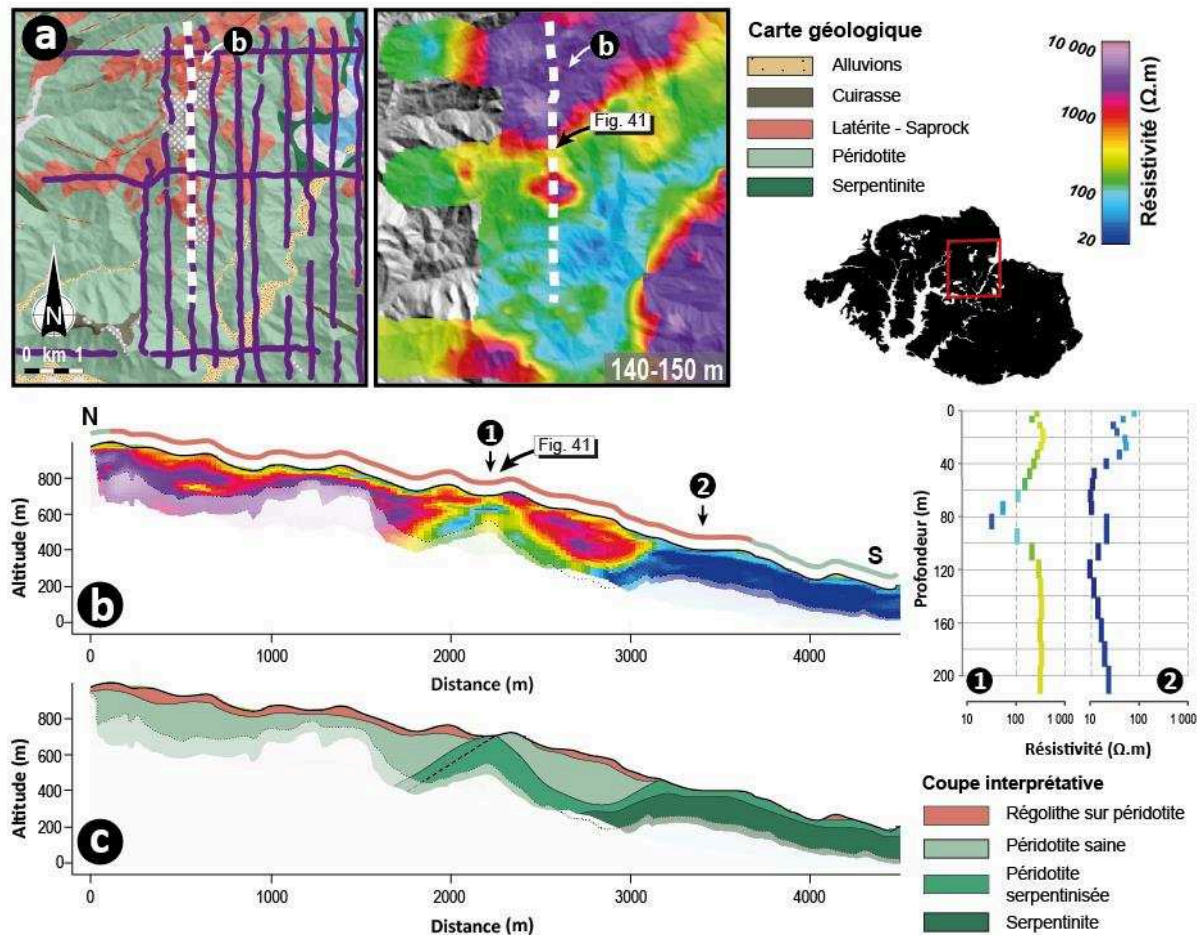
Il est à noter que l'accident est difficile à placer précisément sur le profil de résistivité, il correspond probablement au cœur de l'anomalie dont la résistivité descend jusque 50  $\Omega.m$  (bleu, *Fig. 89b*).

Comme pour la visualisation de la semelle, cet effet d'étalement du signal peut être dû à :

- une serpentinisation importante de la péridotite à l'approche de la zone de cisaillement ;

- la circulation préférentielle d'eaux minéralisées le long de cet accident et de la zone fortement fracturée associée à la croissance de la faille ;
- un artefact de l'inversion 1D en présence d'un corps fortement conducteur.

Il est à noter qu'une combinaison de ces trois biais, minéralogique, hydrogéologique et méthodologique, est envisageable.

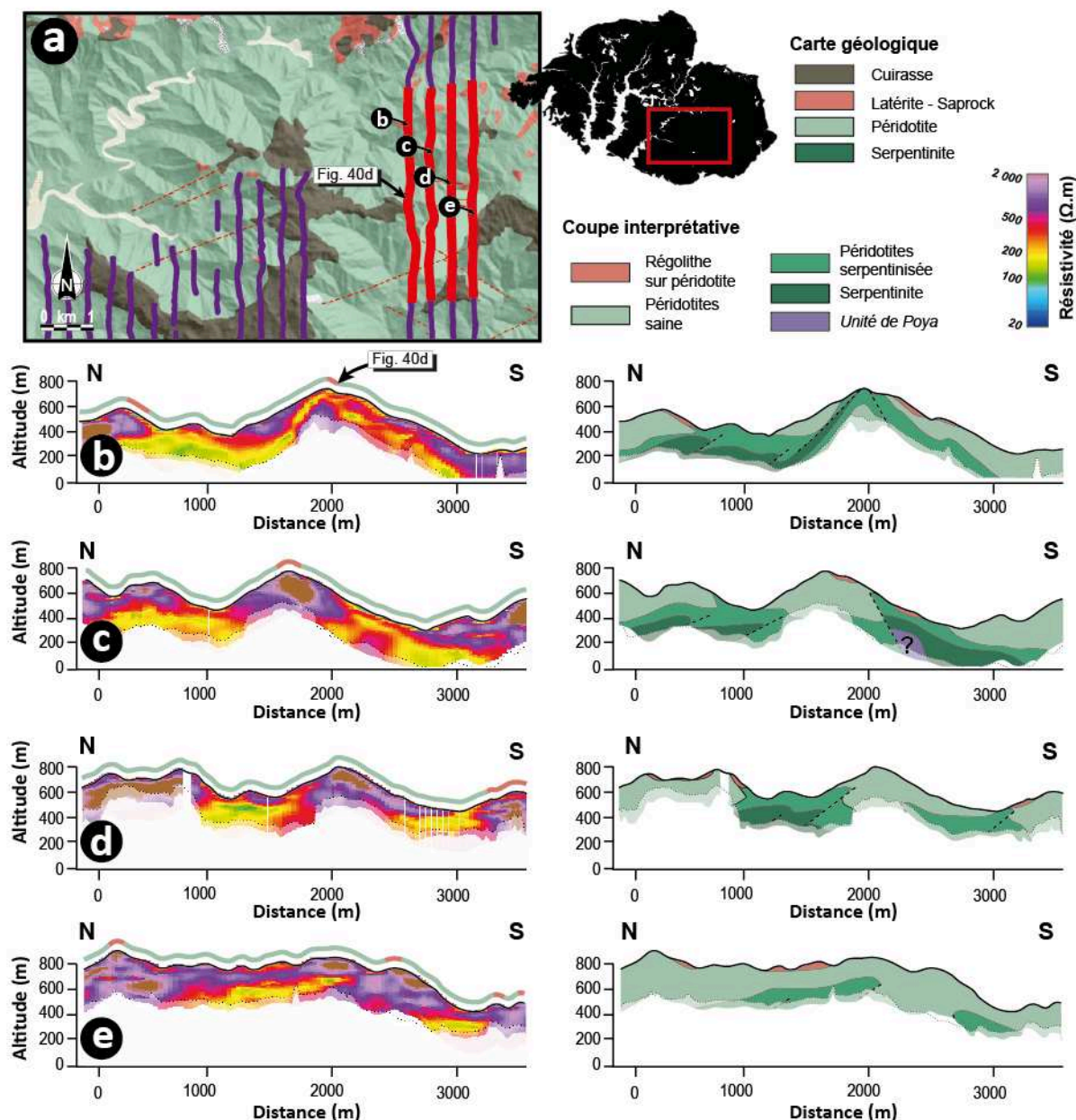


**Fig. 89.** Visualisation d'une zone de cisaillement intra-massif (Fig. 44, Si Reis, massif du Kopéto-Boulinda). **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 140-150 m. **b)** Profils EM localisés en rouge en a). Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les graphes de résistivité inversée sont localisés par les numéros de 1 et 2. **c)** Coupe interprétative orientée N-S.

La même approche a été utilisée au niveau du Pic Poya, où plusieurs zones de cisaillement ont pu être observées sur le terrain (Fig. 42). De la même manière, ces zones correspondent à une baisse significative de la résistivité (Fig. 90). Le cisaillement à l'affleurement est orienté N130° 70°NO et correspond clairement à l'anomalie observée Fig. 90b. Cette dernière semble s'enraciner en profondeur sur une zone de faible résistivité (100 à 200  $\Omega \cdot m$ ) subhorizontale. Celle-ci est interprétée comme une remontée de la semelle serpentineuse (un dédoublement ?) associée à la serpentinisation de la péridotite adjacente. À l'est du profil de résistivité Fig. 90b, l'accident en surface n'est plus visible (Fig. 90c à e). Et en effet, la continuité du cisaillement sur le terrain n'a pas pu être déterminée. Cependant, la zone de faible résistivité assimilée à la semelle est continue d'un profil à l'autre et l'accident Fig. 90b semble s'enraciner dans la semelle.



La présence d'un corps résistant en profondeur peut correspondre à un bloc plurimétrique de péridotite saine emballé dans la semelle ou à une remontée du sous-bassement. Le manque de contrainte (forages profonds ou données géophysiques autres) ne permet pas de trancher, mais dans le premier cas, les zones de cisaillement affecteraient uniquement la Nappe de Péridotites, alors que dans le deuxième, les cisaillements (ou un rejeu de ces derniers) affecteraient non seulement la nappe mais aussi le sous-bassement.





**Fig. 91.** Visualisation des structures masquées par le régoïte au sud de la zone levée sur le Massif du Sud. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup>, localisation des lignes de vol et grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 050-060 m. **b) à e)** Profils EM localisés en rouge en **a)** et coupes interprétatives orientées N-S. Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les numéros 1 à 4 se reportent à la grille de résistivité et à l'emplacement probable de structures majeures.

### **Interprétation des profils de résistivité du sud de la Grande Terre**

Les affleurements rocheux sont rares au sud de la Grande-Terre, la couverture latéritique y est bien plus développée que sur les klippes du nord occultant ainsi la présence d'accidents majeurs. Les crêtes rocheuses ont été investiguées sur le terrain mais aucune structure remarquable n'a pu être identifiée.

Et en effet, l'étude des grilles de résistivité et des profils de résistivité recoupant les crêtes n'indique pas la présence d'accident majeur au niveau des crêtes (*Fig. 91*). Au contraire la crête N090° délimitant le bassin de Goro de la plaine de Port-Boisé est recoupée au minimum par une structure majeure (ou un couloir de failles) N150° (*Fig. 91a* et *Fig. 91b* à *e*). Contrairement à ce qu'on pourrait attendre, la formation de ces crêtes rocheuses délimitant chacun des plateaux (*Fig. 80*) ne semble pas être associée à la présence de structures serpentineuses majeures.

La structure majeure orientée N150° (2, *Fig. 91b* à *e*) s'horizontalise en profondeur et pourrait correspondre à une remontée de la semelle. **La semelle dans cette zone, encore jamais observée, se situerait alors entre 400 et 500 m de profondeur.**

Au sud des profils de résistivité, une zone de plus faible résistivité se démarque. Ces valeurs très conductrices limitent la profondeur d'investigation et rendent la visualisation du sous-bassement difficile. Cependant, il semble que ces valeurs soient délimitées selon un plan rectiligne à pendage sud marquant une zone de forte résistivité en profondeur (*Fig. 91b, c* et *d*). L'origine la plus probable de ce phénomène est l'influence du biseau salé. Celui-ci s'infiltrerait suivant une structure de grande ampleur (cisaillement majeur ?, réseau de failles serpentineuses ?), qui jouerait aussi le rôle de barrière préservant ainsi la roche sous-jacente expliquant les valeurs supérieures à 1000  $\Omega.m$  (rouge à violet, *Fig. 91*). La saturation du système en eau fortement minéralisée entraîne une baisse générale de la résistivité, la roche saine et le profil sus-jacent répondent respectivement avec des valeurs de l'ordre de 500  $\Omega.m$  et de 50  $\Omega.m$  (*Fig. 91b* et *c*). À l'est de la zone, le biseau salé s'infiltrerait en profondeur suivant un plan à fort pendage vers le nord (*Fig. 91e*).

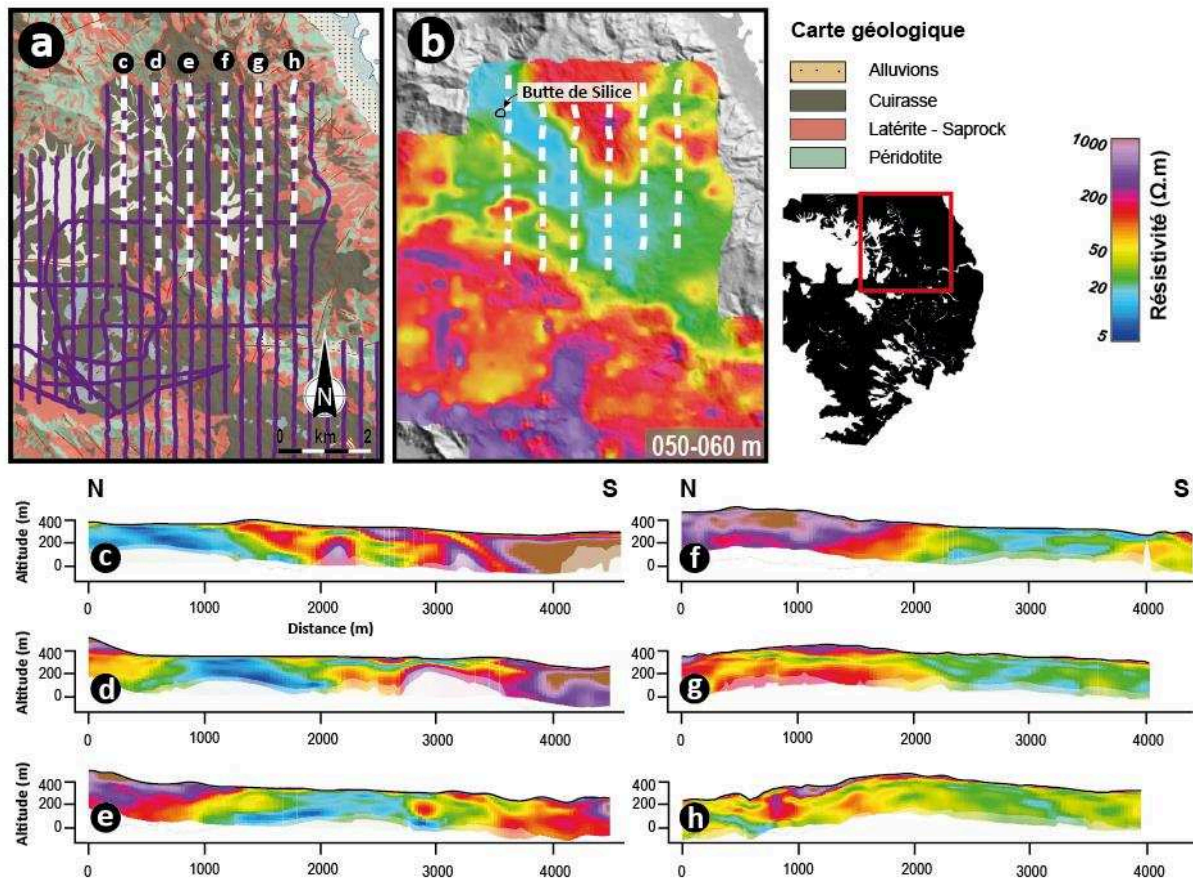
### **Discussion sur l'anomalie au nord-est de la plaine des Lacs**

Au nord-est de la plaine des Lacs, la grille de résistivité met en évidence un corps fortement conducteur suivant une direction N130° et non identifié sur la carte géologique (bleu à vert, *Fig. 92b*). Cette anomalie se situe sur la concession FER 2, détenue la société minière Vale-NC, à proximité de la 'Butte de Silice' (*Fig. 92a*). Quelques profils ERT et des forages de contrôle ont été effectués par les miniers et révèlent un profil très peu épais (de quelques mètres) développé au toit d'une harzburgite fortement serpentinisée non déformée. Les échantillons révèlent de nombreuses veines à lizardite amorphe, et les pyroxènes, localement bastitisés, présentent une foliation à 45°. Ce faciès est peu rencontré au sud de la Grande Terre, il est généralement typique des klippes du nord et la foliation marquée par les pyroxènes est rarement observée.

L'étude des profils orientés N-S révèle un corps en forme de dôme dont la réponse électrique varie entre 5 et 50  $\Omega.m$ . Une zonation peut être appréhendée avec un cœur très conducteur (5  $\Omega.m$ , *Fig.*



92c à h), puis une augmentation progressive vers les bordures jusqu'à des valeurs élevées ( $> 1000 \Omega.m$ ) en périphérie. Cette dernière correspond probablement à la péridotite saine affleurant au sud (Fig. 92c et d) et au nord (Fig. 92f). Les valeurs très conductrices marquent des structures faiblement pentées qui se prolongent au nord et au sud (Fig. 92d et g).



**Fig. 92.** Visualisation de l'anomalie conductrice au nord de la zone levée sur le Massif du Sud. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b)** Grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 050-060 m. **c) à h)** Profils de résistivité localisés en a).

En terme minier, cette zone semble défavorable à la présence de nickel. En effet, cette roche fortement serpentinisée n'est pas propice au développement du profil d'altération limitant ainsi la genèse de latérite nickélifère. Deux principales possibilités peuvent expliquer la présence de ce corps serpentinisé:

- une remontée massive de la semelle minéralogique, marquant ainsi la première observation de la semelle serpentineuse dans cette zone ;
- un hydrothermalisme conséquent à la mise en place d'un corps magmatique en profondeur (granitoïde ?). La forme en dôme de l'anomalie incluant la Butte de Silice, ainsi que la diminution progressive de la résistivité du SE vers le NO, semble cohérente avec cette hypothèse. Les structures subhorizontales observées pourraient marquer des chemins préférentiels de fluides.

### 3.2. Visualisation du profil d'altération

L'objectif de cette étude est d'imager: i) **les horizons non économiques** et considérés actuellement comme résidus (*i.e.* cuirasse et latérites rouges) ; ii) l'épaisseur des latérites jaunes et latérites de transition (**minerai oxydé**, *Fig. 11*) ; l'épaisseur des saprolites et du saprock (**minerai silicaté**, *Fig. 11*) ; et le toit du bedrock.

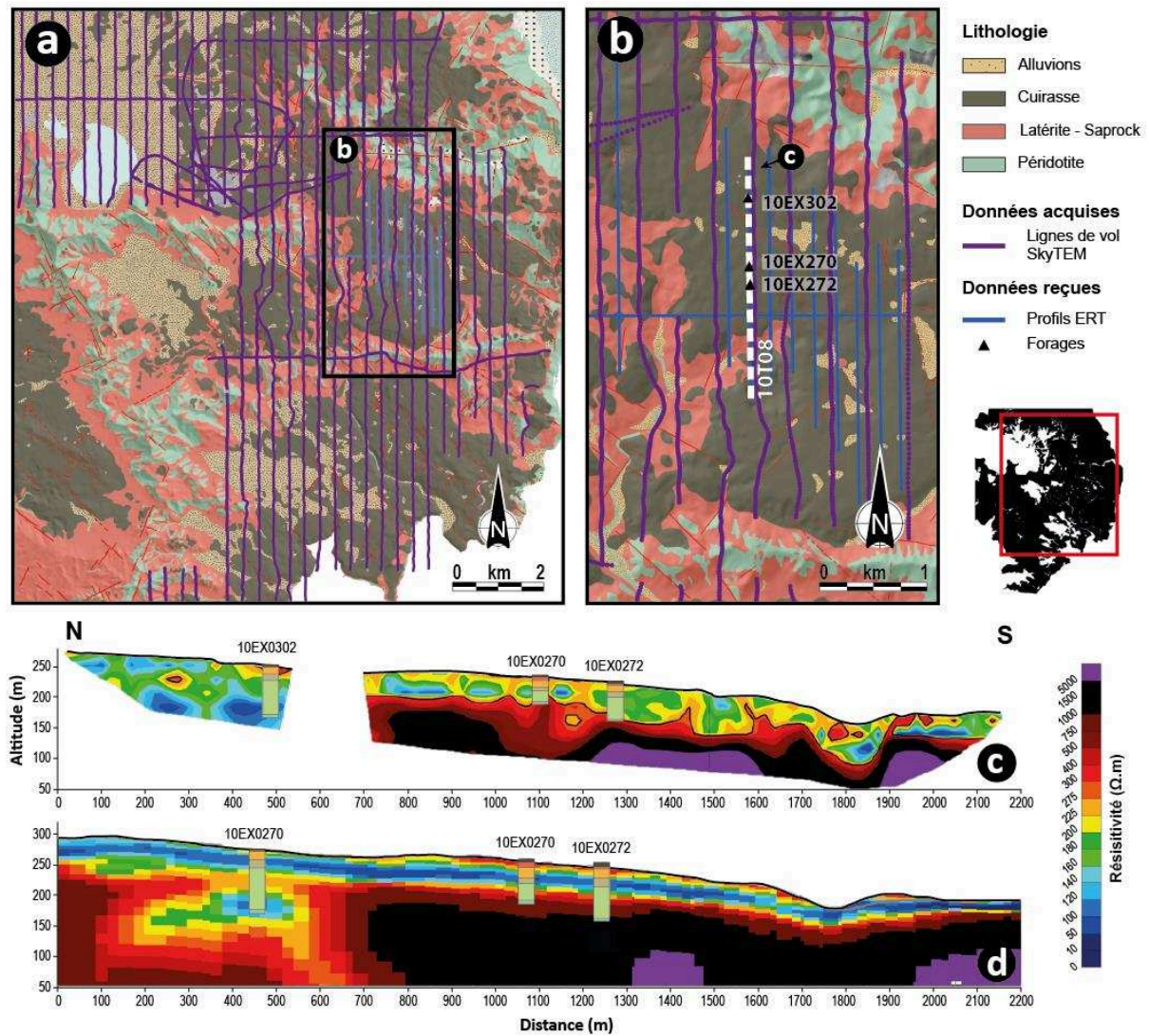
#### 3.2.1. Confrontation des résultats des méthodes HTEM et ERT

En Nouvelle-Calédonie, la tomographie de résistivité électrique (ERT) est l'outil géophysique le plus usité pour l'imagerie des formations d'altération développées sur ultramafiques. La méthodologie est bien établie et a déjà montré des résultats positifs dans plusieurs massifs (Beauvais *et al.*, 2004 ; Robineau *et al.*, 2007 ; Geophysical, 2009 ; Geophysical, 2010 ; Geophysical, 2012 ; Geophysical, 2013 ; Geophysical, 2014).

La première étape consiste donc à étudier la complémentarité et la cohérence des résultats des deux méthodes. La plaine de Port-Boisé au sud de la Grande Terre a été choisie car : i) le régolithe est épais et moins discontinu qu'au niveau des klippes du Nord ; ii) les profils ERT orientés N-S concordent avec les profils EM ; iii) les profils ERT ont été validés à l'aide de forages de calage.

Globalement, les contrastes de résistivité mis en évidence par la méthode ERT sont aussi détectés par la méthode de HTEM (*Fig. 93*) Cependant, les méthodes divergent sur certains points :

- **les effets de bordures** : la méthode HTEM assure une continuité latérale du levé géophysique limitant les effets de bordures ;
- **la profondeur d'investigation** : la méthode HTEM fournit une information jusqu'à 400 m de profondeur permettant une meilleure appréciation de la dimension des enveloppes de résistivité. En effet, elle conserve une grande sensibilité en profondeur concernant l'imagerie des corps résistants. Cette information, couplée à la nature du substrat, permettrait d'expliquer les contrastes lithologiques ou géochimiques au sein des horizons superficiels ;
- **la résolution** : en subsurface, la méthode ERT image une géométrie complexe du régolithe (*Fig. 93c*) contrairement à la méthode HTEM qui image un horizon continu (*Fig. 93d*). Cette différence peut être expliquée de trois façons : i) un biais associé à la propagation des courants suivant la méthode utilisée, la méthode ERT émet des demi-sphères dans le sol à partir de deux électrodes alors que la méthode HTEM assure une propagation tabulaire depuis une boucle à 50 m au-dessus du sol ; ii) la résolution de la méthode HTEM n'est pas suffisamment grande pour imager les variations topographiques du toit de la péridotite saine ; ou iii) la résolution de la méthode ERT est trop grande et surévalue ces variations. Cependant, le régolithe, et spécialement au niveau de la plaine de Port-Boisé où la morphologie est relativement plane, est censé être en adéquation avec une imagerie tabulaire.



**Fig. 93. a)** Carte géologique simplifiée du sud de la Grande Terre, localisation des lignes volées avec la méthode SkyTEM et emplacement des profils ERT disponibles sur la zone de Port Boisé. **b)** Localisation des profils ERT par rapport aux lignes de vols SkyTEM et emplacement des forages. **c)** Profil ERT 10T08 et du **d)** profil de résistivité du levé SkyTEM à partir de l'inversion « smooth ».

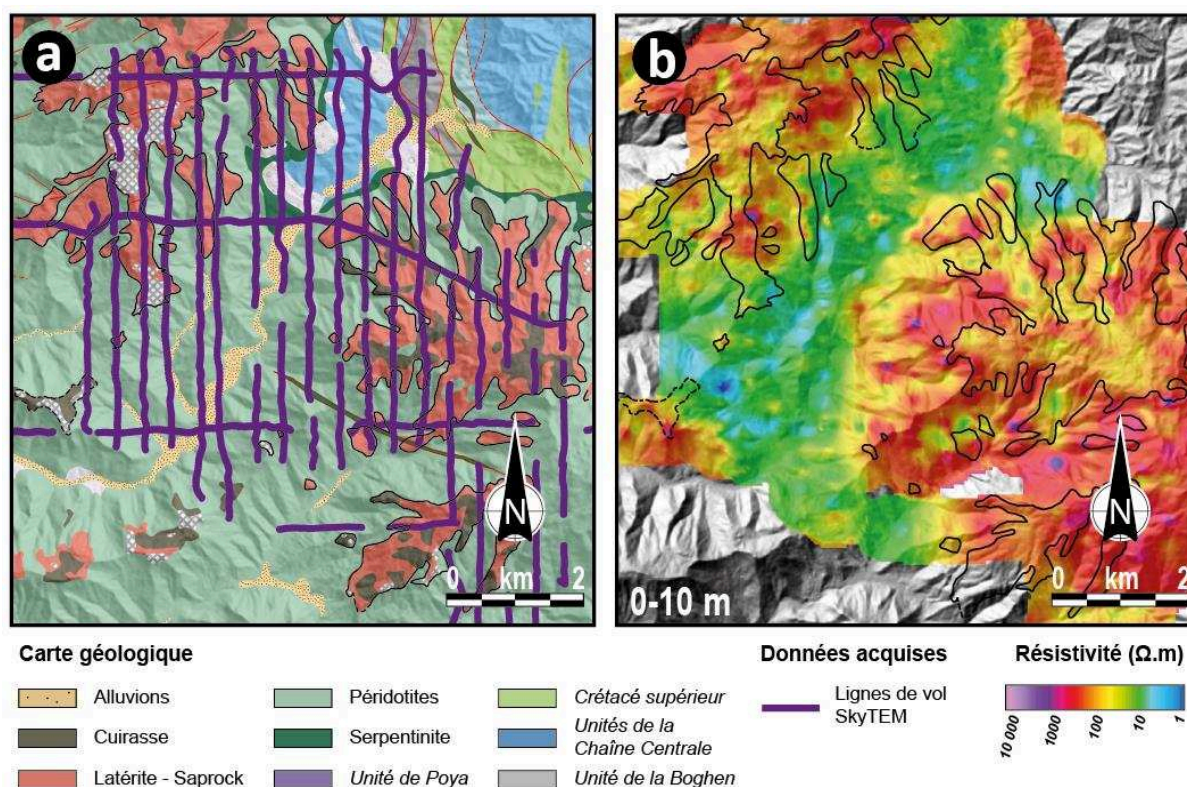
### 3.2.2. Cartographie : comparaison avec la carte du régalithe

Les grilles de résistivité permettent d'avoir un aperçu de l'ampleur latérale des unités et de leur continuité en profondeur (Fig. 83). Au nord du massif du Kopéto-Boulinda, les valeurs de résistivité de l'ordre de 100  $\Omega.m$  (jaune, Fig. 94b) permettent de visualiser l'extension du régalithe en subsurface. Cependant, les contours cartographiques du régalithe ne correspondent pas précisément aux variations de résistivité. Ces différences peuvent être dues à :

- une sous-évaluation de l'extension du régalithe sur la carte géologique ;
- une basse résolution de la grille dont l'interpolation (cf. § 2.2.4) effectuée entre chaque ligne de vol ne permet pas de prédire correctement lorsque le relief est escarpé.

L'étude des grilles de résistivité doit donc être couplée à l'étude des profils de résistivité (meilleure résolution) et aux données géologiques disponibles.





**Fig. 94. a)** Carte géologique simplifiée du NE du massif du Kopéto-Boulinda et emplacement des lignes de vol. **b)** Grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 0-10 m. Notez que les contours géologiques des latérites/saprolite ont été reportés en b) et qu'ils correspondent globalement aux valeurs de résistivités de l'ordre de 100  $\Omega.m$ .

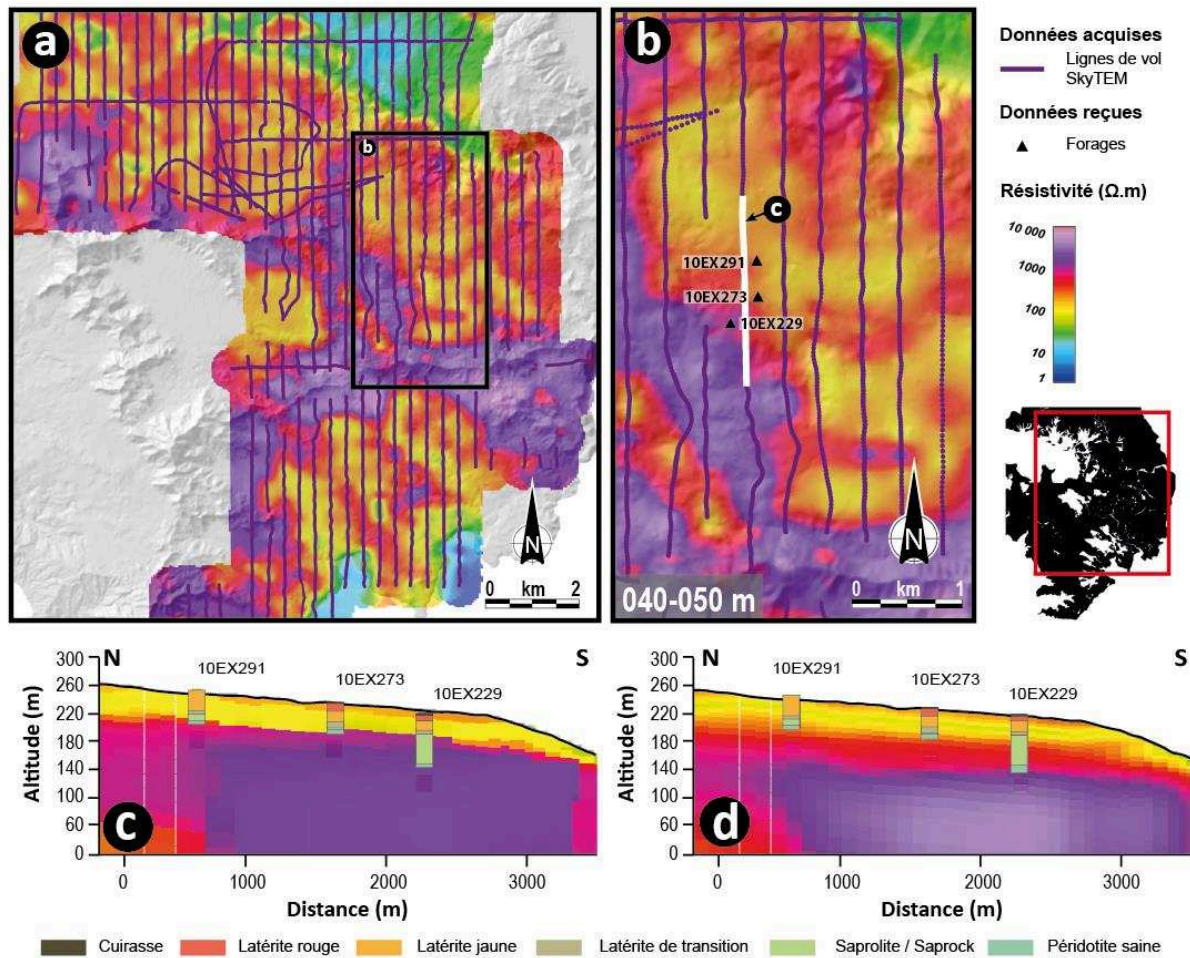
### 3.2.3. Paramètres de visualisation du profil d'altération

Deux paramètres peuvent améliorer la visualisation de la réponse électrique associée au régo-lithe : i) le type d'inversion et ii) l'échelle de couleur. Le choix de ces deux paramètres est discuté après confrontation aux lithologies décrites au sein des forages à proximité. Il faut préciser que l'information lithologique des forages, initialement décrits par passes métrique, a été homogénéisée et simplifiée afin d'obtenir une épaisseur propre à chaque horizon (cuirasse, latérite rouge, latérite jaune, latérite de transition, saprolite/saprock et bedrock).

#### Le type d'inversion

Rappelons que l'inversion de type « *sharp* » favorise la visualisation des objets de résistivité constante alors que l'inversion de type « *smooth* » préserve les variations progressives de résistivité (cf. § 2.2.4).

Sur un profil N-S du bloc de donnée du sud de la Grande Terre, les deux types d'inversion ont été comparés aux lithologies des forages projetées sur les profils (Fig. 95). Si les forages sont relativement éloignés des lignes de vol (de 100 à 200 m de distance), la corrélation entre les changements de lithologie et les variations abruptes de résistivité est remarquable avec les deux types d'inversion.



**Fig. 95.** **a)** Carte des résistivités moyennées sur l'intervalle de profondeur 040-050 m et localisation des lignes de vol au sud de la Grande Terre. **b)** Localisation du profil de résistivité étudié et emplacement des forages de calages. Comparaison des deux modèles d'inversion : **c)** de type « sharp » et **d)** de type « smooth ». Projection des forages à proximité du profil (distance < 200 m).

Dans un cas, l'inversion de type « sharp » permet d'imager (Fig. 95a):

- l'épaississement de l'horizon cuirassé et des latérites rouges vers le sud (orange, forages 10EX273 et 10EX229) ;
- l'absence de cuirasse au nord du profil de résistivité (absence de orange, forage 10EX291) ;
- la limite inférieure de l'horizon latéritique (transition abrupte du jaune au violet).

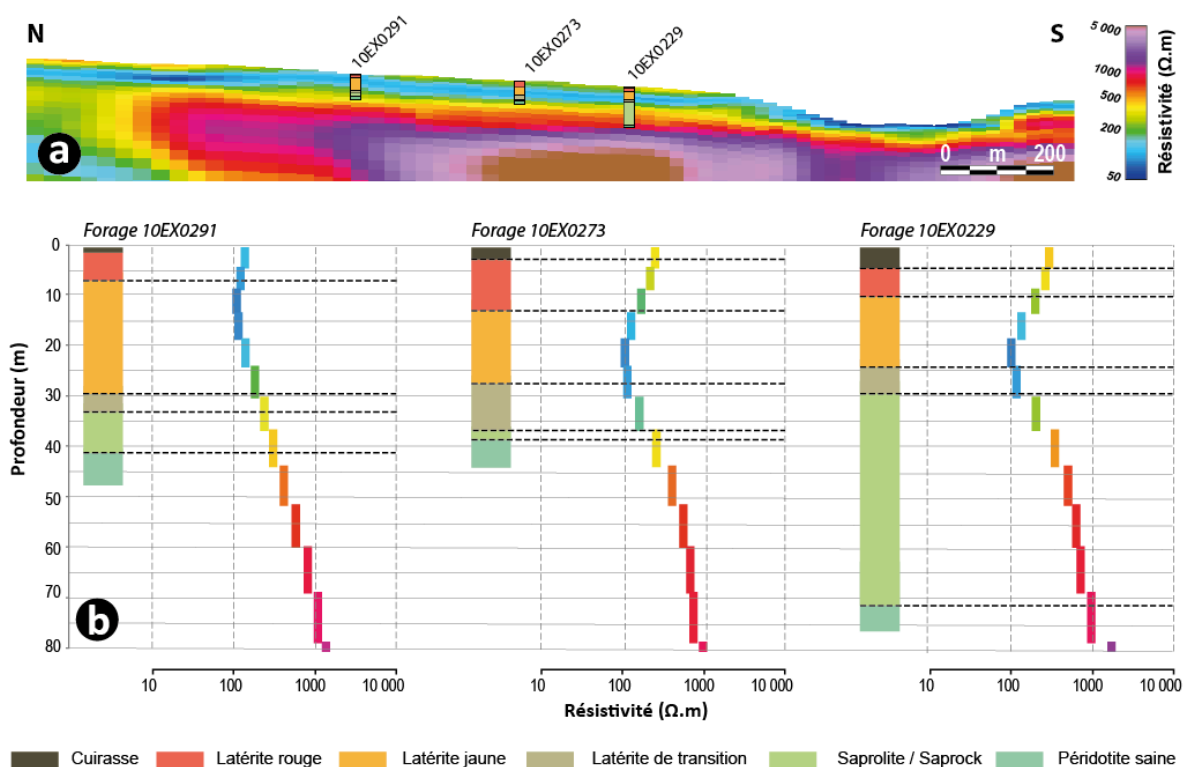
Dans l'autre cas, l'inversion de type « smooth » permet d'imager (Fig. 95b) :

- l'épaississement de l'horizon cuirassé et des latérites rouges vers le sud (orange, forages 10EX273 et 10EX229) ;
- l'absence de cuirasse au nord du profil de résistivité (absence de orange, forage 10EX291) ;
- la limite inférieure de l'horizon latéritique (transition du jaune au rouge) ;
- l'épaisseur de la saprolite au sud du profil de résistivité (rouge, forage 10EX229). Cependant cette même gamme de résistivité ne correspond pas à la saprolite décrite au sein des forages 10EX291 et 10EX273.

La principale différence entre les deux types d'inversion concerne donc la **visualisation de la saprolite** et peut être accordée à :

- un **changement graduel de résistivité au sein de l'horizon saprolitique** qui ne serait alors pas imagé par la méthode « *sharp* » ;
- de trop faibles différences de résistivité entre chacun des horizons ne permettant pas de les distinguer correctement, ce qui serait en contradiction avec les études antérieures (Beauvais *et al.*, 2004 ; Robineau *et al.*, 2007) ;
- une distance de projection trop élevée par rapport aux variations latérales d'épaisseur des différentes lithologies. Cependant, la bonne corrélation des autres horizons semble indiquer que les variations d'épaisseur des horizons dans cette zone sont relativement faibles ;
- la description des forages propre à chaque logger, pouvant parfois différer de la réalité géologique ;
- une trop grande erreur sur l'épaisseur des horizons due à la simplification du logging effectuée avant la projection sur les profils de résistivité.

Un changement graduel de résistivité est hautement plausible du point de vue des compositions minéralogiques proches de chacune des lithologies du profil d'altération.

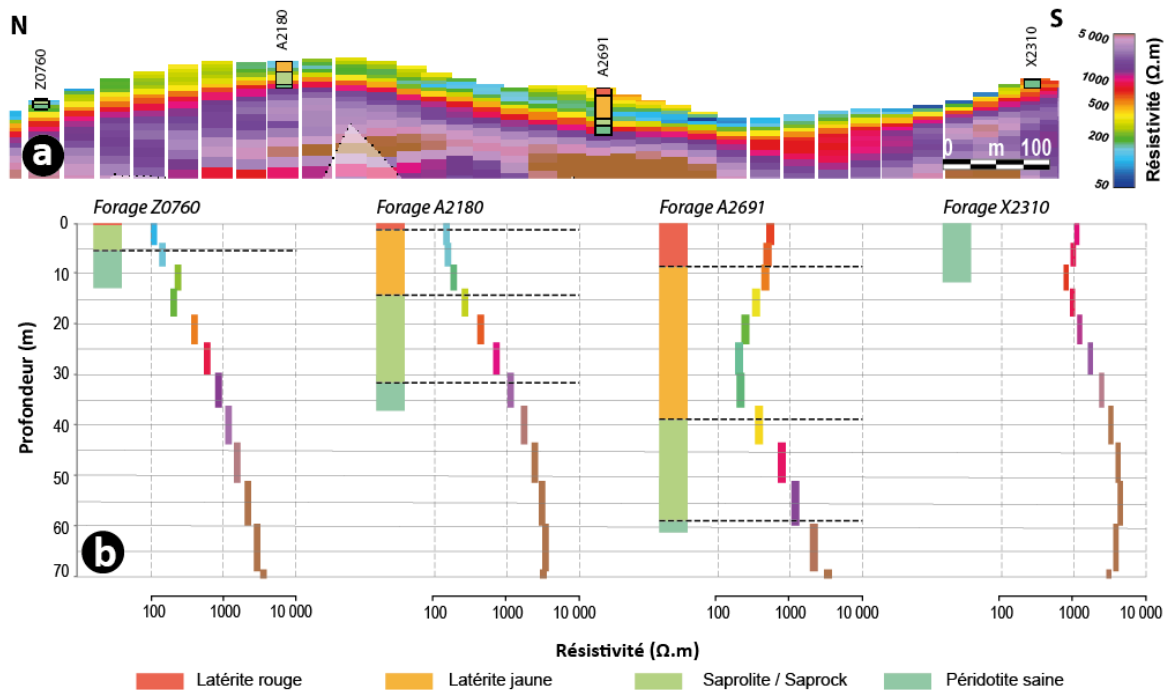


**Fig. 96.** Confrontation entre la lithologie des forages miniers et les valeurs de résistivité inversée sur un profil de résistivité situé sur la Plaine des Lacs (distance de projection < 200 m). **a)** Agrandissement du profil de résistivité centré sur le profil d'altération, **b)** confrontation des valeurs de résistivité inversée aux lithologies des forages localisés en a).



Afin de limiter ces biais, il faut multiplier les observations et comparaisons de ce type. Les valeurs inversées de résistivité ont donc été corrélées aux forages. Ainsi, au niveau de la Plaine des Lacs, des gammes de résistivité ont pu être établies pour chaque lithologie (Fig. 96):

- la **cuirasse** et la **latérite rouge** ont une réponse supérieur à 500  $\Omega.m$  ;
- la **latérite jaune** et la **latérite de transition** répondent entre 100 et 400  $\Omega.m$  ;
- la **saprolite/saprock** augmente progressivement jusqu'à 1 000  $\Omega.m$  ;
- le **bedrock** a une réponse généralement supérieure à 700  $\Omega.m$ .



**Fig. 97.** Confrontation entre la lithologie des forages miniers et les valeurs de résistivité inversée sur un profil de résistivité situé sur la concession Bilboquet au nord du massif du Koniombo (distance de projection < 10 m). **a)** Agrandissement du profil de résistivité centré sur le profil d'altération, **b)** confrontation des valeurs de résistivité inversée aux lithologies des forages localisés en a).

Les gammes de résistivité peuvent varier d'un massif à l'autre et sur le massif du Koniombo (Fig. 97) :

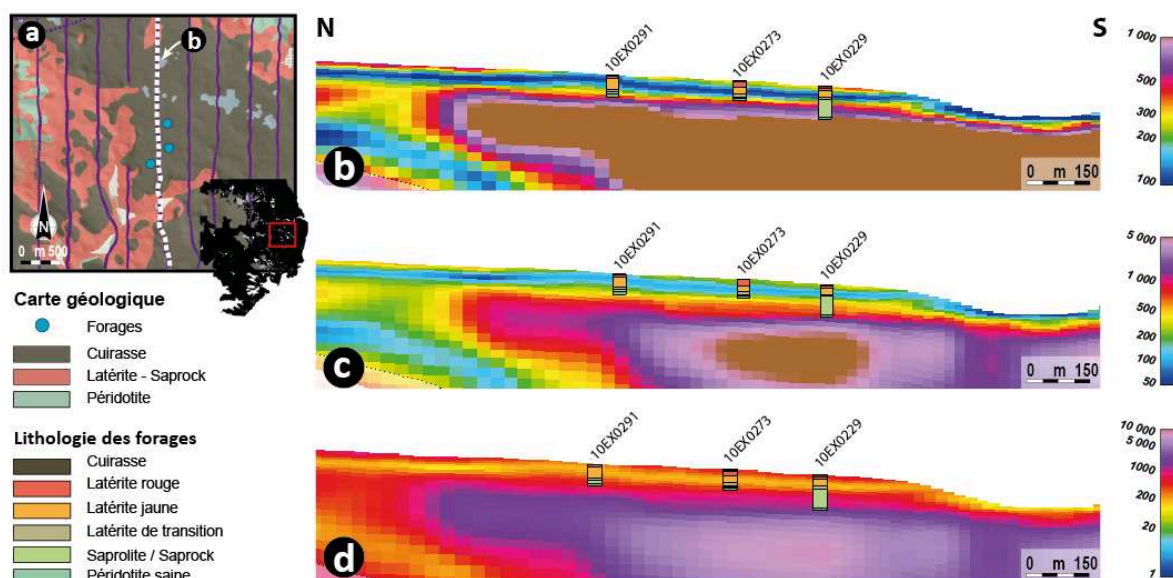
- la **latérite rouge** répond autour de 500  $\Omega.m$  ;
- la **latérite jaune** répond entre 200 et 250  $\Omega.m$  ;
- la **saprolite/saprock** a une réponse **augmentant progressivement de 400 à 1000  $\Omega.m$**  ;
- le **bedrock** a une réponse **supérieure à 1 000  $\Omega.m$** .

La **saprolite a donc une réponse variable depuis la base des latérites jusqu'au toit du bedrock**. Un des objectifs principaux de cette étude étant la visualisation de cet horizon, **on préférera l'inversion « smooth »** à l'inversion de type « sharp », cette dernière n'étant clairement pas adaptée aux variations progressives.

Les variations de résistivité observées d'un site à l'autre seront discutées au § 3.3.1.

### L'échelle de couleur

Afin d'optimiser la visualisation du régolithe, il faut tenir compte des variations de résistivité au sein d'une même lithologie afin d'optimiser le contraste (Fig. 98 et Fig. 99). Plusieurs échelles de couleurs sur une base de 17 couleurs du bleu vers le marron ont été comparées sur la Plaine des Lacs et le massif du Koniombo.



**Fig. 98.** Comparaison de différentes échelles de couleur sur un profil de résistivité situé sur la plaine des Lacs (Massif du Sud). **a)** Localisation de la ligne de vol étudiée. Échelles de couleur : **b)** de 100 à 1 000  $\Omega.m$ , **c)** de 50 à 5 000  $\Omega.m$  et en **d)** de 1 à 10 000 de 50 à 5 000  $\Omega.m$ .

Le profil d'altération a une réponse électrique comprise entre 100 et 1 000  $\Omega.m$  (Fig. 96 et Fig. 97) et une échelle de couleur comprise entre ces deux valeurs délimite parfaitement les horizons latéritiques (Fig. 98b et Fig. 99b). Cependant, les variations de résistivité propre à chaque horizon empêchent une différenciation claire de ceux-ci. De plus, l'horizon saprolitique est confondu avec la péridotite saine, une gamme de résistivité plus large est donc nécessaire.

L'échelle de couleur comprise entre 50 et 5 000  $\Omega.m$  image la continuité latérale des horizons ainsi que l'épaisseur de la saprolite au niveau de la Plaine des Lacs (Fig. 98c). Cette même échelle permet de distinguer les approfondissements du profil d'altération sur le massif du Koniombo (Fig. 99c et forage A2691, Fig. 97a) ainsi que l'absence de régolithe (forage X2310, Fig. 97a).

Par ailleurs, cette échelle de couleur se révèle adaptée pour visualiser les discontinuités de la roche mère sous-jacentes (Fig. 98c et Fig. 99c). En effet, la roche mère est en générale très résistante, mais de grandes variations peuvent être observées, notamment au nord du profil de résistivité Fig. 98. Celles-ci seront discutées au § 3.3.1.

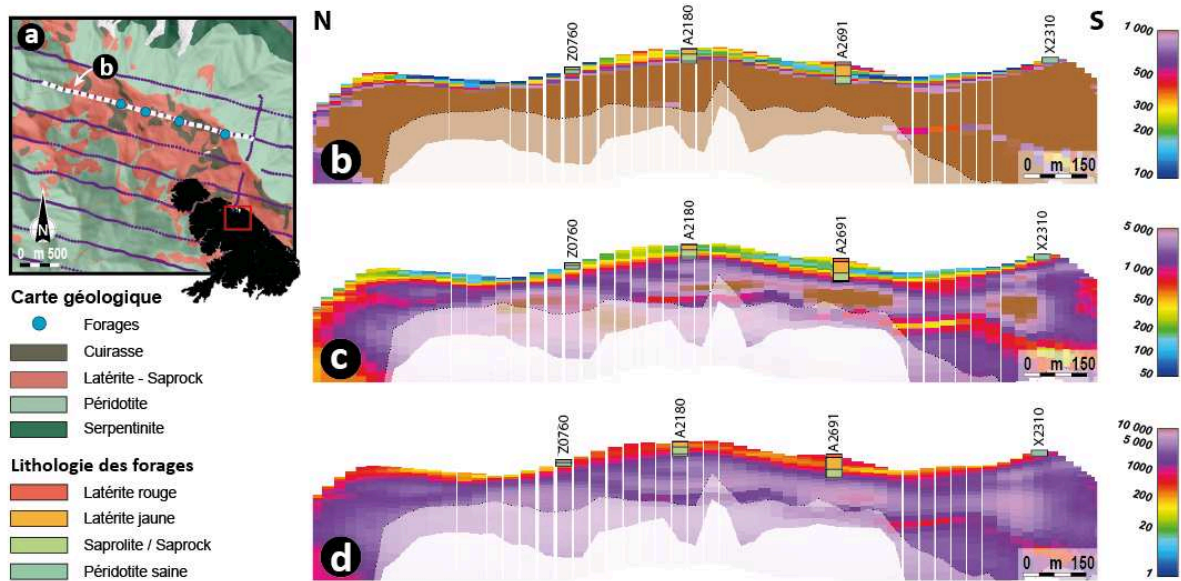


Fig. 99. Comparaison de différentes échelles de couleur sur un profil de résistivité situé au nord du massif du Koniombo. a) Localisation de la ligne de vol étudiée. Échelles de couleur : b) de 100 à 1 000  $\Omega.m$ , c) de 50 à 5 000  $\Omega.m$  et en d) de 1 à 10 000  $\Omega.m$ .

### 3.2.4. Visualisation du profil d'altération : identification du signal type

Le signal électrique d'une même lithologie varie d'un massif à l'autre, voire d'un gisement à l'autre. Les gammes de résistivité sont récapitulées Tab. 5.

| Lithologie        | Zone d'étude    | Massif étudié | Fig.    | Résistivité ( $\Omega.m$ ) |      |           |
|-------------------|-----------------|---------------|---------|----------------------------|------|-----------|
|                   |                 |               |         | Min.                       | Max. | Val. rep. |
| Cuirasse          | Plaine des Lacs | Massif du Sud | Fig. 96 | 500                        | 500  | 500       |
| Latérite rouge    | Bilboquet       | Koniombo      | Fig. 97 | 200                        | 700  | 500       |
|                   | Plaine des Lacs | Massif du Sud | Fig. 96 | 250                        | 300  | 300       |
| Latérite jaune    | Bilboquet       | Koniombo      | Fig. 97 | 200                        | 250  | 200       |
|                   | Plaine des Lacs | Massif du Sud | Fig. 96 | 100                        | 250  | 200       |
| Saprolite/saprock | Bilboquet       | Koniombo      | Fig. 97 | 400                        | 1000 | > 500     |
|                   | Plaine des Lacs | Massif du Sud | Fig. 96 | 300                        | 1000 | > 500     |
| Bedrock           | Bilboquet       | Koniombo      | Fig. 97 | 800                        | 5000 | > 1000    |
|                   | Plaine des Lacs | Massif du Sud | Fig. 96 | 1000                       | 5000 | > 1000    |

Tab. 5. Visualisation du profil d'altération sur péridotite: récapitulatif des valeurs représentatives (Val. rep.) et écart-types des réponses électriques correspondant aux différentes lithologies rencontrées sur la Plaine des Lacs (Massif du Sud) et sur la concession Bilboquet (massif du Koniombo).

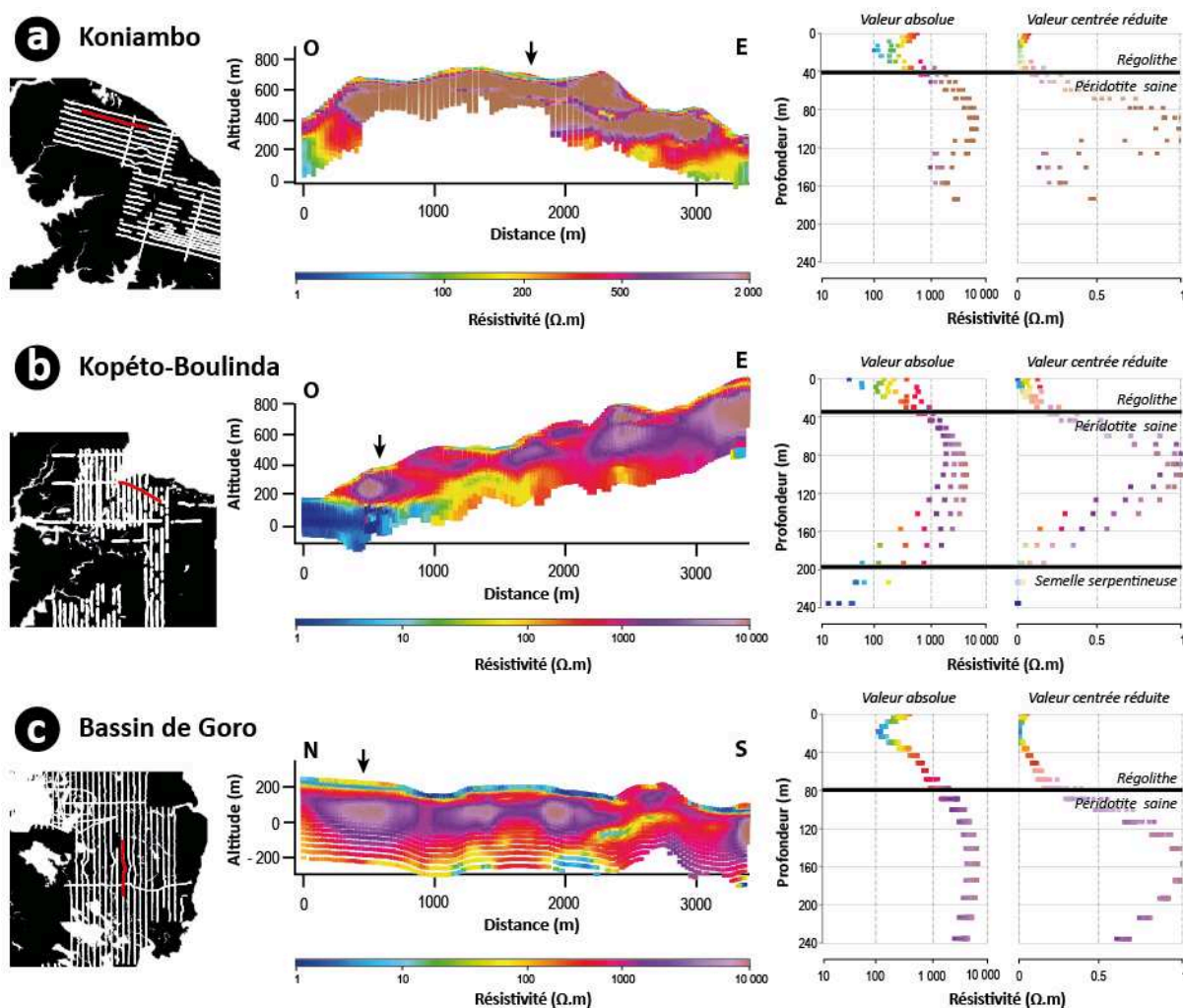
A priori, ce constat limite la comparaison d'un site d'étude à l'autre en termes de valeur inversée de résistivité. Cette contrainte peut être levée par la création d'une **valeur centrée réduite** (Iseppi et al., 2017a). Cette dernière suppose que la réponse électrique d'un massif de péridotite présente une variation de résistivité en fonction de la profondeur typique. Les valeurs inversées de résistivité d'une dizaine de sondage électromagnétique, situés sur des zones où le régolithe est épais, ont été comparées (Fig. 100). Et en effet, si les **valeurs de résistivité inversée diffèrent légèrement d'une zone à l'autre, les tendances sont identiques**.

La valeur centrée réduite a été calculée pour chaque sondage électromagnétique sur l'ensemble des zones volées (Iseppi et al., 2017a). Ce calcul permet de regarder les variations de 0 à 1 et ainsi de s'affranchir des variations de résistivité d'une zone à l'autre (Fig. 100).



La valeur centrée réduite permet de définir une gamme **valable sur l'ensemble des zones d'études** (Fig. 100) :

- la cuirasse et la latérite rouge se situe entre 0.05 et 0.1 ;
- la latérite jaune et la latérite de transition vers 0.02 ;
- la saprolite/saprock se situe entre 0.1 et 0.2 ;
- la roche saine est supérieure à 0.2.



**Fig. 100.** Comparaison des graphes de valeurs inversées et de valeurs centrées réduites. La flèche noire indique l'emplacement des sondages EM visualisés sur les profils de résistivité extraits des levés électromagnétiques du a) massif du Koniambo, b) massif du Kopéto-Boulinda et c) le bassin de Goro (Massif du Sud).

### 3.2.5. Visualisation du contrôle structural des gisements en électromagnétisme : exemple de Trafalgar

L'interprétation des données EM permet d'imager clairement les approfondissements du profil d'altération (cf. § 3.2), mais aussi la structuration de la périodite (cf. § 3.1).

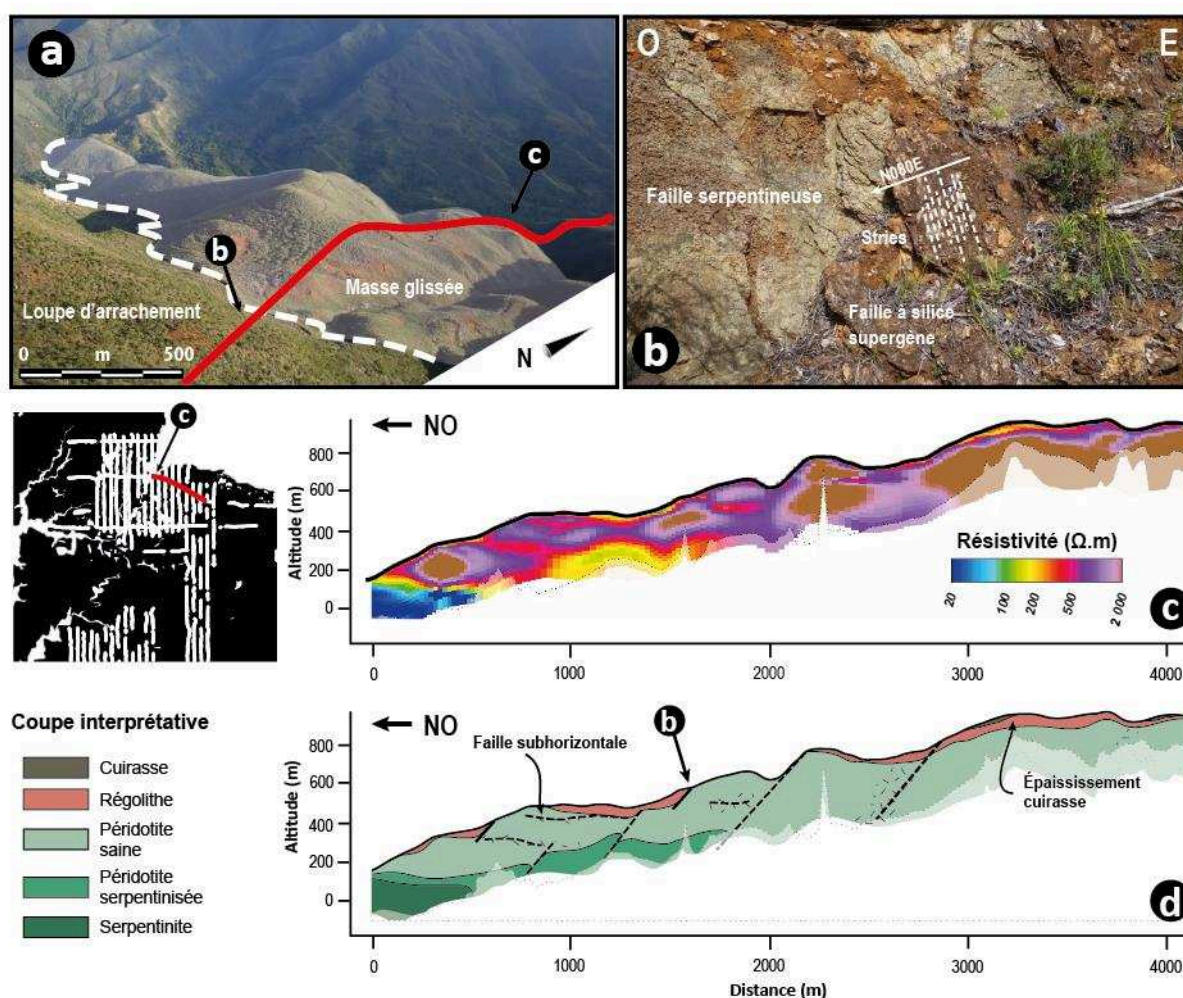
Le **contrôle structural des gisements de nickel par la préfracturation de la périodite** a été démontré au Chapitre 3. La fracturation précoce est quasiment systématiquement soulignée par la

serpentine (cf. *Chapitre 3*, § 2.1) dont la réponse géophysique est clairement identifiable car fortement conductrice (cf. *Chapitre 4*, § 3.1).

Le site de Trafalgar, situé au nord-est de la klippe du Kopéto-Boulinda, est caractéristique d'un gisement de pente (*Fig. 101a*). La rupture de pente correspond à une faille serpentineuse réactivée par la silice brune supergène (*Fig. 101b*). Le miroir de faille montre des stries plongeant selon la ligne de plus grande pente et correspondant donc à la surface de glissement.

La morphologie de la zone étudiée, combinée à l'interprétation de du profil EM (*Fig. 101a* et *c*), indique des glissements emboîtés. **Les approfondissements du profil sont délimités en amont par des failles serpentineuses traversant toute la colonne de péridotite** (*Fig. 101d*). Ces failles semblent s'enraciner en profondeur au niveau de la semelle serpentineuse.

D'autre, part, l'interprétation des profils EM permet de **détecter la présence de failles subhorizontales parfois localisées directement à la base du profil d'altération** (*Fig. 101d*). Les volumes glissés, fracturés et altérés sont des cibles d'intérêt pour l'exploration du nickel.



**Fig. 101.** Le gisement de pente de Trafalgar (nord-est du Kopéto-Boulinda). **a)** Morphologie de la zone d'étude et localisation de l'affleurement **b)** correspondant à la surface de glissement. **b)** Faille serpentineuse réactivée par la silice brune supergène. **c)** Profil de résistivité orienté O-E traversant la zone d'étude et son interprétation en **d)**.

### 3.3. Discussion

#### 3.3.1. Le profil d'altération

Rappelons que la latérite jaune est principalement constituée de goethite et que la latérite rouge correspond à un remplacement progressif de la goethite en hématite suite à la déshydroxylation de ces premières (cf. *Chapitre 2*, § 1.1). Cependant, les latérites rouges ont une très faible proportion d'hématite et reste majoritairement composée de goethite (Trescases, 1973). C'est le fort pouvoir colorant accordé à l'hématite qui donne son aspect rougeâtre à la latérite rouge (Ségalen, 1994).

Si les différences de composition entre les deux types de latérites sont faibles, la corrélation entre les forages et les données électromagnétiques montre que **les latérites jaunes sont globalement plus conductrices que les latérites rouges**.

Ces différences peuvent être expliquées par :

- **une différence de saturation entre les latérites rouges et jaunes.** En effet, d'après Robineau *et al.* (2007), la saturation peut abaisser la résistivité. Cependant, si les latérites jaunes sont plus conductrices que les latérites rouges sur le massif du Koniambo, elles le sont aussi au niveau de la Plaine des Lacs. Et, d'après Jeanpert (2017), la surface piézométrique se situe loin sous la surface sur le Koniambo alors qu'elle est à la base de la cuirasse dans le secteur de Goro (proche de la Plaine des Lacs), ce qui exclut une possible influence de la saturation dans ce cas ;
- **une différence de minéralisation des eaux** suivant la lithologie associée. En effet, théoriquement, les latérites rouges contiennent très peu d'éléments mobiles par rapport aux latérites jaunes (cf. *Chapitre 2*, § 1). Cependant, les eaux au sein des horizons latéritiques sont trop faiblement conductrices pour avoir un réel impact sur le signal électrique de la roche (*Fig. 81*) ;
- la **différence de cristallinité** des goethites suivant leur emplacement dans le profil d'altération. Dublet *et al.* (2015), et Trescases (1973) dans une certaine mesure, ont observé que les goethites au sommet des latérites jaunes étaient mieux cristallisées que celle à la base. Ce phénomène implique une expulsion du Ni du réseau cristallin de la goethite et donc une diminution de la teneur en Ni de la base vers le sommet des latérites jaunes. Puisque la méthode électromagnétique renseigne non seulement sur la composition du sol mais aussi sur les propriétés physico-chimiques, il est probable que la structure interne des horizons est un impact sur la réponse électrique. De plus, les goethites mal cristallisées absorbent généralement plus d'eau, cette eau minéralisée (contrairement aux eaux contenues dans la porosité) pourrait avoir une influence sur le signal électrique. Dans ce cas, **le changement de résistivité pourrait se traduire par la limite entre les latérites nickélifères et les latérites « stériles »** (aux teneurs de coupure actuelles).

Par ailleurs, si les ordres de grandeur sont préservés, les valeurs extrêmes de résistivité définissant les horizons du régolithe varient d'une zone d'étude à l'autre (*Fig. 100*). Ces variations peuvent être dues à :

- une **différence de saturation**. Si la saturation n'explique pas la différence de résistivité entre les latérites rouge et jaune au sein du profil d'altération, elle pourrait expliquer les variations de faible amplitude observées d'un site à l'autre ;

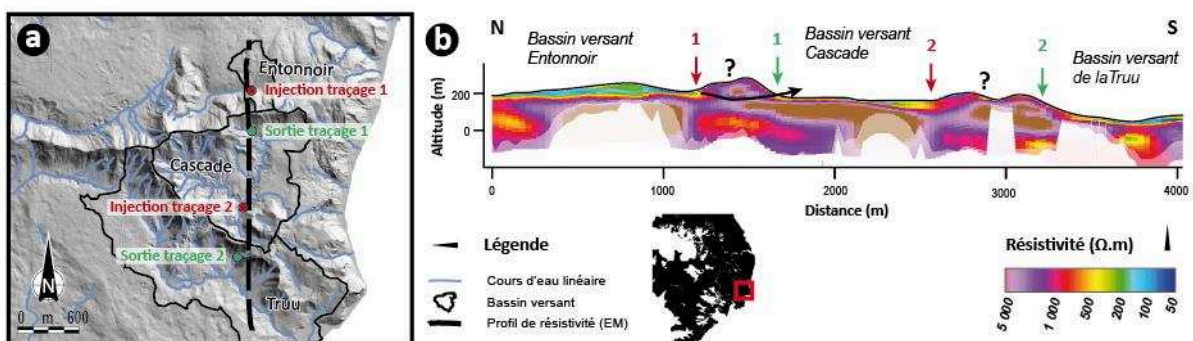


- des **différences géochimiques** pouvant être associées à l'épaisseur des latérites de transition plus importante dans les gisements du sud de l'île.

### 3.3.2. La roche mère

La péridotite est généralement très résistante ( $> 1\,000\ \Omega\cdot\text{m}$ , Fig. 96, Fig. 97, Fig. 100, Tab. 5), mais de grandes variations peuvent être observées. Ces variations peuvent être attribuées :

- au **degré de serpentinisation de la péridotite**. La roche peut être serpentinisée à l'apex de la semelle serpentineuse (Fig. 84 et Fig. 86) ou à proximité d'accident serpentineux (Fig. 89, Fig. 90, Fig. 91, Fig. 92). Les données de forages ne permettent pas d'affirmer ou d'infirmer cette hypothèse directement. Pour des raisons économiques, l'industrie minière a pour habitude de stopper la foration dès que la roche « saine » est atteinte. Or, dans l'idée de caractériser le degré de serpentinisation de la roche et de le comparer à une réponse électrique « type », plusieurs mètres de roche saine hors de toute influence du régolithe sus-jacent sont nécessaires. Cependant, d'après Guskos *et al.* (2002), la magnétite est très conductrice. Et cette dernière étant associée au processus de serpentinisation de la roche (du moins de la lizarditisation, cf. *Chapitre 3*, § 2.1.1), il serait alors raisonnable de penser qu'il existerait une **corrélation directe entre le taux de serpentinisation de la roche et une baisse de la résistivité** ;
- à la **présence de zones fortement fracturées et drainées**. Robineau *et al.* (2007) émettent l'hypothèse de chemins préférentiels avec des eaux de composition différentes de celles contenues dans la roche environnante. Nous proposons que ces zones fortement drainées pendant une période plus ou moins longue entraînent l'altération des épontes des fractures, comme le décrit Jeanpert (2017) au niveau de forages profonds sur le massif du Koniambo. Un stade plus avancé mènerait à la **formation d'un fantôme de karst**, les vides caractérisant usuellement un karst ici remplacé par la saprolite ou la latérite jaune plus poreuse. Les différences de résistivité observées correspondraient ainsi à une différence de lithologie et permettraient d'**imager l'altération associée aux conduits karstiques**.



**Fig. 102.** Fantômisation du karst. **a)** Localisation des points d'injection et de sortie des traceurs au sud-est du bassin de Goro par rapport au profil de résistivité. **b)** Profil de résistivité N-S et projection des points d'injection et de sortie des traceurs. La flèche noire indique le chemin supposé emprunté par le traceur, modifié d'après Jeanpert (2017).

Cette hypothèse est soutenue par des essais de traçage effectués par Jeanpert (2017) au niveau des bassins versants « Entonnoir », « Cascade » et « Truu » situés au sud-est du bassin de Goro (Fig. 102a). Les traceurs ont été injectés au niveau des pertes des bassins versants « Entonnoir » et « Cascade » et sont respectivement sortis au niveau de la source de

« Cascade » et de celle de « Truu », mettant ainsi en évidence un chemin préférentiel N-S. Sur le profil de résistivité correspondant, des discontinuités (résistivités plus faibles) sont visibles sous les crêtes et font la liaison entre les bassins versants. Celles-ci pourraient correspondre aux drains empruntés par les traceurs (*Fig. 102b*).

## 4. Conclusion

L'électromagnétisme (EM) héliporté révèle un fort potentiel d'application dans le domaine minier en Nouvelle-Calédonie. Les données de résistivité acquises produisent une information depuis la subsurface jusqu'en profondeur. Les interprétations ponctuelles sur un massif, basées sur la carte géologique, les observations de terrain, les données de forages et les profils ERT, toutes confrontées aux données de l'EM, permettent d'envisager **l'extension de l'interprétation des profils dans des territoires où ces données de calage sont moindres ou absentes**.

L'électromagnétisme permet de distinguer les différentes lithologies (unités du socle, semelle serpentineuse, péridotite et régolithe). Cette méthode se révèle donc être un apport substantiel pour la **cartographie géologique** permettant la détection d'unité géologique non observée par le géologue de terrain ainsi que leur géométrie en profondeur (orientation, enracinement), notamment pour la semelle serpentineuse.

Mais dans le contexte d'une formation homogène, telle que les massifs de péridotites, la méthode EM n'est pas la plus adaptée pour la visualisation de la structuration interne. Elle permet, cependant, d'émettre des hypothèses sur **l'emplacement des structures majeures et leur enracinement en profondeur** et représente donc un apport substantiel pour la connaissance de la Nappe des Péridotites. Les implications possibles, de ces résultats combinés à ceux du *Chapitre 3*, seront discutés *Chapitre 5*.

Si les données actuellement disponibles ne permettent pas de valider, les variations de résistivité observées au sein de la roche mère pourraient se révéler très utiles en géologie minière renseignant ainsi sur la **nature de la roche mère et la qualité du minerai sus-jacent**, mais aussi en hydrogéologie renseignant sur de possible **chemins préférentiels des eaux**.

Concernant la visualisation du régolithe, le travail mené dans le cadre du projet OPHIOSTRUCT a permis de déterminer les paramètres électriques caractérisant chacune des lithologies. La valeur centrée réduite permet de comparer l'ensemble des données d'un site d'étude à l'autre. Corrélée aux métallotectes (cf. *Chapitre 3*, § 2.3), la méthode EM permet ainsi de cibler de nouvelles zones d'intérêt, d'aider à la mise en place des forages d'exploration et d'envisager l'estimation du **volume potentiel de minerai** (visualisation de l'épaisseur des latérites jaunes et des saprolites/saprock) mais aussi de **stériles** (visualisation de la cuirasse et des latérites rouges). Mais plus prometteur encore, bien que cette hypothèse demanderait des investigations supplémentaires, la méthode EM pourrait permettre de **distinguer les latérites appauvries des latérites minéralisées**, distinction impossible pour les géologues trompés par le pouvoir colorant de l'hématite.

# Chapitre 5 : Fracturation polyphasée et situation dans un contexte géodynamique

|           |                                                                                                              |            |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>1.</b> | <b>Synthèse chronologique.....</b>                                                                           | <b>149</b> |
| <b>2.</b> | <b>Contexte de formation du maillage serpentineux .....</b>                                                  | <b>151</b> |
|           | <i>Le maillage serpentineux : héritage de la serpentinisation de fond océanique ? .....</i>                  | <i>152</i> |
|           | <i>Contrôle tectonique de la lizarditisation primaire ? .....</i>                                            | <i>153</i> |
|           | <i>Proposition d'un modèle de formation du maillage serpentineux .....</i>                                   | <i>154</i> |
| <b>3.</b> | <b>Le complexe subduction-obduction.....</b>                                                                 | <b>155</b> |
| 3.1.      | <i>Mise en place des filons et cristallisation syncinématique de l'antigorite .....</i>                      | <i>155</i> |
|           | <i>Conditions de formation de l'antigorite .....</i>                                                         | <i>155</i> |
|           | <i>Antigorite : marqueur de l'extension de la plaque chevauchante ? .....</i>                                | <i>156</i> |
|           | <i>Discussion sur le devenir de la croûte océanique de la plaque chevauchante.....</i>                       | <i>156</i> |
|           | <i>Proposition d'un modèle de formation des veines à antigorite.....</i>                                     | <i>157</i> |
| 3.2.      | <i>Formation de la semelle serpentineuse .....</i>                                                           | <i>158</i> |
|           | <i>Formation de la semelle minéralogique.....</i>                                                            | <i>159</i> |
|           | <i>Structuration interne de la Nappe de Péridotite : témoin de la subduction intra-océanique ? .....</i>     | <i>159</i> |
|           | <i>Géométrie de la semelle tectonique et contact avec le socle : témoin du processus d'obduction ? .....</i> | <i>160</i> |
|           | <i>Les fils de serpentines .....</i>                                                                         | <i>162</i> |
|           | <i>Discussion sur les mécanismes de déformation .....</i>                                                    | <i>163</i> |
|           | <i>La subduction-érosion : modèle conceptuel de l'obduction en Nouvelle-Calédonie .....</i>                  | <i>164</i> |
|           | <i>Signification des accidents serpentineux recoupants.....</i>                                              | <i>165</i> |
| <b>4.</b> | <b>Effondrement de la Nappe des Péridotites .....</b>                                                        | <b>166</b> |
|           | <i>Effondrement marqué par la magnésite ? .....</i>                                                          | <i>167</i> |
|           | <i>Discussion sur les failles subhorizontales .....</i>                                                      | <i>167</i> |
| <b>5.</b> | <b>Genèse des gisements de nickel supergène en Nouvelle-Calédonie .....</b>                                  | <b>168</b> |
| 5.1.      | <i>Revue des modèles préexistants des gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie .....</i>                 | <i>168</i> |
| 5.2.      | <i>Vers un modèle révisé des gisements de nickel .....</i>                                                   | <i>169</i> |
|           | <i>Réactivation du réseau de fracture hérité en domaine supergène.....</i>                                   | <i>169</i> |
|           | <i>Mécanismes en jeu lors de la genèse des gisements de nickel.....</i>                                      | <i>170</i> |
|           | <i>Proposition d'un modèle révisé des gisements de nickel en Nouvelle-Calédonie .....</i>                    | <i>173</i> |





À ce stade du mémoire, il nous a paru important de combiner les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse (cf. *Chapitre 3* et *Chapitre 4*) aux résultats des précédentes études réalisées en Nouvelle-Calédonie, ou sur des objets similaires à travers le monde, afin de construire ou améliorer les modèles existants.

L'analyse de l'ensemble des résultats permet à terme de proposer des *scenarii* d'évolution du réseau de fracture au cours du temps et d'émettre des hypothèses quant aux contextes géodynamiques probables, depuis la dorsale océanique jusqu'à l'obduction de la Nappe des Péridotites, en passant par un **contexte de supra-subduction** (Cluzel *et al.*, 2001 ; Cluzel *et al.*, 2006 ; Marchesi *et al.*, 2009 ; Ulrich *et al.*, 2010), puis au contexte post-obduction.

Rappelons que la **supra-subduction diffère d'une subduction classique**, car l'entrée de la croûte océanique dans la zone de subduction n'abaisse pas les isothermes. Ainsi, **l'initiation de la subduction est basse pression-haute température** permettant la formation d'une semelle métamorphique (amphibolite) et la fusion partielle du manteau à la base de la plaque chevauchante (formation de boninite) dans un environnement d'avant arc. Ce point est essentiel dans la discussion ci-après.

Après une courte synthèse chronologique des phases minérales rencontrées au sein des massifs de péridotite, les processus de formation des objets d'origine endogène sont abordés. Puis, les mécanismes en jeu pour la genèse des gisements de nickel sont discutés et un modèle est proposé. Ce dernier fait l'objet d'un article publié en 2018 dans la revue « *Economic Geology* » : *Supergene nickel ore deposits controlled by gravity-driven faulting and slope failure (Peridotite Nappe, New Caledonia)*. M. Iseppi, B. Sevin, D. Cluzel, P. Maurizot et B. Le Bayon.

## 1. Synthèse chronologique

L'analyse microstructurale des différentes phases minérales présentée dans cette thèse, confrontée aux précédentes études, a permis de distinguer des épisodes de fracturation, de serpentinisation et de remplissage supergène. Les relations structurales permettent de situer ces épisodes dans le temps, les uns par rapport aux autres, mais aussi par rapport à la mise en place des filons à 55-53Ma (Cluzel *et al.*, 2006). Ce paragraphe reprend les principaux résultats présentés dans le *Chapitre 3* qui, combinés aux résultats tirés de la littérature, permet de proposer une chronologie relative des différents remplissages étudiés :

- Le **premier épisode de lizarditisation est postérieur à la microfracturation des grains d'olivine**. La lizardite se propage depuis des joints à texture rubanée d'épaisseur millimétrique à centimétrique (lizardite I, *Fig. 103*) pour envahir progressivement la roche avoisinante et former le **maillage serpentineux** (lizardite I', *Fig. 103*). **Cet épisode s'accompagne de la précipitation de magnétite**. Une à plusieurs phases de lizardite peut faire suite à cet épisode (lizardite II, *Fig. 103*). Ces dernières sont observées sous forme de fente de tension perpendiculaire au joint principal (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.1 ; *Fig. 29*, *Fig. 30*, *Fig. 31* et *Fig. 103*);
- Les **fentes de tensions à chrysotile** recoupent exclusivement la lizardite. Celles-ci sont parallèles au joint principal de lizardite (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.1 ; *Fig. 29* et *Fig. 103*);

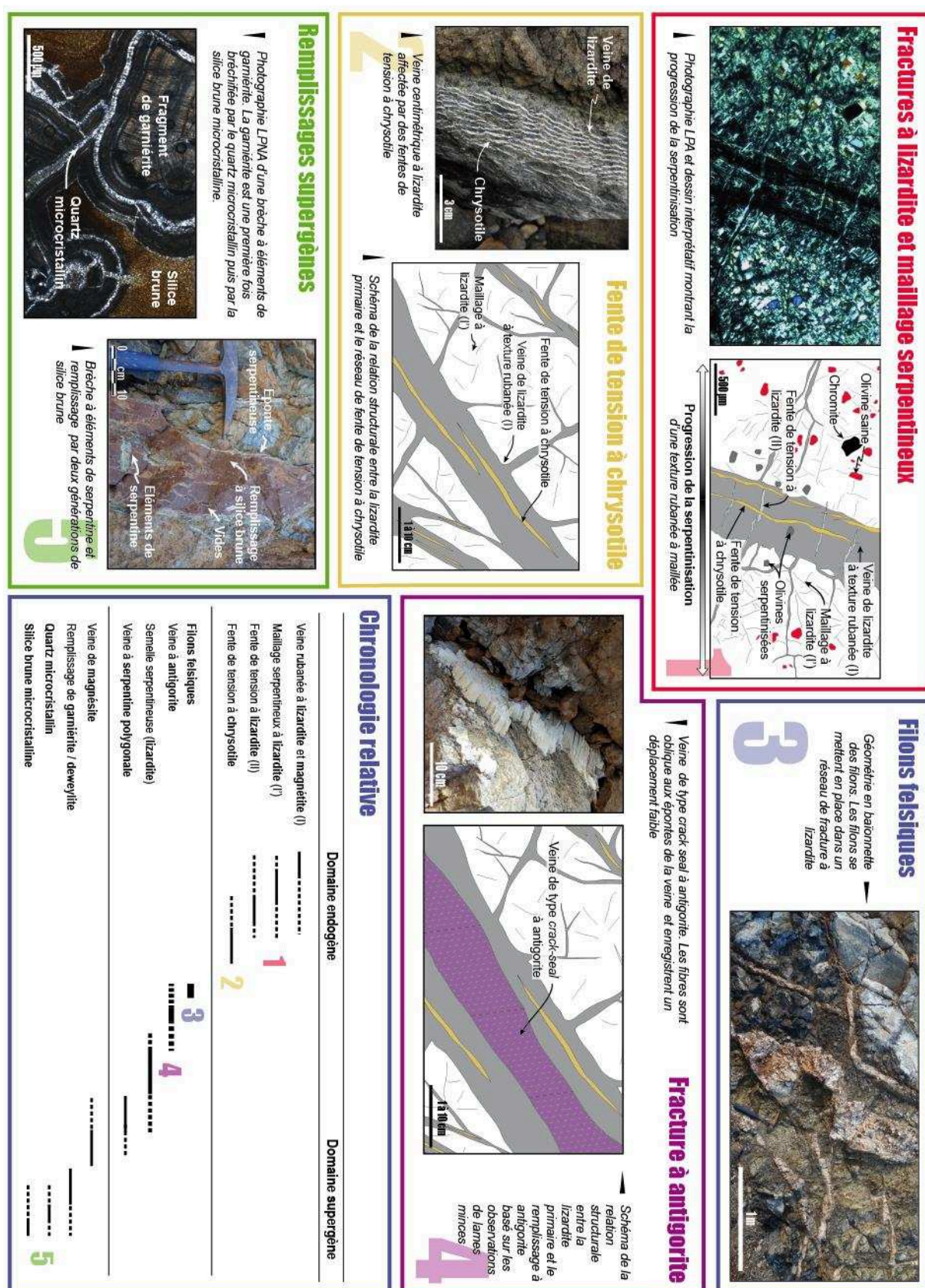


Fig. 103. Figure récapitulative de la chronologie relative des différentes phases rencontrées au sein des massifs de péridotite de la Nouvelle-Calédonie. Voir explications sur la figure et dans le texte, modifiée après Iseppi et al. (2017b)



- Les **veines de type *crack-seal* à antigorite syncinématique** réouvrent les veines de lizardite. Cet épisode de serpentinitisation est indirectement associé à la **mise en place des filons** vis-à-vis de l'étroite association trémolite-antigorite parfois observée (Lahondère *et al.*, 2010 ; Lahondère *et al.*, 2012 ; cf. *Chapitre 3*, § 2.1.3 ; *Fig. 40* et *Fig. 103*). Les fentes de tension à chrysotile ne recoupent jamais les veines à antigorite ;
- Un **deuxième épisode de lizarditisation** associé à la **formation de la semelle serpentineuse** est conforme avec le gradient négatif de serpentinitisation observé depuis la base vers le sommet des massifs de péridotite (Avias, 1967; Maurizot *et al.*, 2002; Lahondère *et al.*, 2012; Quesnel *et al.*, 2016b). Les blocs de péridotite emballés dans la mylonite porphyroclastique, constituant la semelle tectonique, sont affectés par des joints à lizardite et des veines d'antigorite (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5 ; *Fig. 45*). Cependant, le synchronisme de la serpentinitisation (semelle minéralogique) et de la déformation (semelle tectonique) n'est pas encore démontré. Ce point sera discuté au § 3.2 ;
- Un dernier épisode de serpentinitisation serait marqué par la **serpentine polygonale** (Quesnel *et al.*, 2013). D'après Gautier *et al.* (2016), la déformation associée à cette dernière coïncide avec la déformation enregistrée par la magnésite supergène syncinématique (Quesnel *et al.*, 2013). **La magnésite et la serpentine polygonale pourraient donc être associées à un stade tardif d'émersion** de la Nappe des Péridotites ;
- Dans la partie sommitale des massifs de péridotite, en domaine supergène, **la garniérite** (et/ou deweylite) **réutilise toute les structures** précédemment décrites (cf. *Chapitre 3*, § 2.3) ;
- La **silice est la dernière phase minéralogique rencontrée** (cf. *Chapitre 3*, § 2.4 ; *Fig. 103*). Le quartz microcristallin dans un premier temps, puis plusieurs générations de silice brune microcristalline en remplissage des vides (ouverture des joints serpentineux, brèches, *etc.*).

## 2. Contexte de formation du maillage serpentineux

L'étude du maillage serpentineux s'est principalement portée sur des échantillons de péridotite faiblement serpentinisée car lorsque le degré de serpentinitisation est trop élevé, toutes les structures sont oblitérées.

Cette étude a permis d'établir que la microfracturation des grains d'olivine précède le processus de serpentinitisation (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.1). Cette microfracturation affecte les grains d'olivine de façon isotrope et semble être associée à un processus statique dans une roche cassante. La serpentinitisation de la roche se propage depuis des joints de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur. Ceux-ci présentent en général une texture rubanée et des bordures inégales et sinueuses résultant probablement de la métasomatose de l'olivine en lizardite. Ce phénomène est accompagné de la précipitation de magnétites à section allongée et orientées perpendiculairement aux épontes du joint. La faible ouverture des joints est marquée par les grains de chromite ouverts puis colmatés par la magnétite. Le processus de serpentinitisation de la roche est centrifuge et progressif depuis ces joints. Il utilise le réseau de microfractures et les contacts entre les grains créant ainsi le maillage serpentineux. Il est à noter qu'à l'échelle de l'affleurement, les joints de lizardite sont généralement réglés et recoupés plus tardivement par des fentes de tension à chrysotile.

La lizardite et le chrysotile sont **stables dans des gammes de Pression-Température similaires** depuis des conditions de subsurface jusqu'à environ 300°C pour la lizardite et 400°C pour le chrysotile (Evans, 2004 ; Evans, 2010 ; Guillot *et al.*, 2015). Plusieurs études, basées sur le fractionnement des isotopes de l'oxygène entre la lizardite et la magnétite, indiquent **des températures de formation plus basses**, ne dépassant pas les 200°C (Wenner et Taylor, 1971 ; Bonatti *et al.*, 1984 ; Khalepp et Burd, 1985 ; Barrett et Friedrichsen, 1989 ; Hébert, 1990 ; Yui *et al.*, 1990). Cependant, ces résultats sont à prendre avec précaution. Yui *et al.* (1990) avancent la possibilité d'une réinitialisation isotopique, Viti et Mellini (1998) insistent sur l'hétérogénéité des remplissages à lizardite et exposent la possibilité d'un épisode de haute température (formation des épontes) suivi d'un épisode de plus basse température (formation d'un assemblage complexe au cœur). Mével (2003) appuie cette hypothèse en obtenant un vaste éventail de températures comprises entre 100 et 500°C à partir de la même méthode de fractionnement des isotopes de l'oxygène, qui suggère un début de serpentinitisation à haute température (entre 350 et 500°C). Cependant, la déstabilisation puis transformation de la lizardite en antigorite et brucite a été décrite entre 340 et 380°C (Schwartz *et al.*, 2013) et des modèles prédictifs indiquent des températures comprises entre 260 et 310°C à une pression d'environ 10 kbars pour cette même réaction (Evans, 2004).

La majorité des études semblent s'accorder sur **des conditions Pression-Température inférieures à 300°C et 10 kbars pour la formation de la lizardite et du chrysotile**. Ces conditions sont en accord avec nos observations qui indiquent une lizarditisation dans une péridotite cassante à relativement faible pression lithostatique. La discussion peut ainsi se porter sur le contexte géodynamique de formation de cette lizardite primaire.

#### **Le maillage serpentineux : héritage de la serpentinitisation de fond océanique ?**

La plupart des études menées à travers le monde associent le maillage serpentineux à un contexte de **dorsale océanique lente** (Viti et Mellini, 1998 ; Mével, 2003 ; Boudier *et al.*, 2010 ; Cannat *et al.*, 2010 ; Debret *et al.*, 2013 ; Rouméjon *et al.*, 2015). Cependant, la question se pose pour les péridotites de Nouvelle-Calédonie :

- la serpentinitisation de fond océanique se propage du haut vers le bas alors qu'en Nouvelle-Calédonie, un **gradient de serpentinitisation négatif** depuis la semelle serpentineuse jusqu'au sommet des massifs est observé (cf. *Chapitre 4*, § 3.1.1 ; Avias, 1967 ; Maurizot *et al.*, 2002 ; Lahondère *et al.*, 2010 ; Quesnel *et al.*, 2016b) ;
- le **contexte de supra-subduction**, mis en évidence en Nouvelle-Calédonie par la présence de boninite dans la région de Népoui, de filons à affinité boninitique et de différents épisodes d'appauvrissement de la péridotite (Cluzel *et al.*, 2006 ; Marchesi *et al.*, 2009 ; Ulrich *et al.*, 2010), peut impliquer dans un cas extrême une ophiolite entièrement formée en contexte d'avant-arc (Cluzel *et al.*, 2001 ; Ulrich *et al.*, 2010). Dans ce cas, les structures associées à la ride océanique seraient été oblitérées ;
- la Nappe des Péridotites a subi **différents épisodes de soulèvement et d'érosion** comme l'atteste les vallées fortement incisées (Chardon et Chevillotte, 2006). De plus, Collot *et al.* (2008) propose un remplissage du bassin de Nouvelle-Calédonie associée à l'érosion de la nappe (3-6 km de sédiment, Collot *et al.*, 2017). D'autre part, la formation d'une couverture limonitique en subsurface de quelques mètres à 40 m d'épaisseur (Trescases, 1973 ; Sevin, 2014 ; Quesnel *et al.*, 2017) faisant suite à **plusieurs épisodes d'altération supergène** (Sevin

*et al.*, 2012) implique la consommation d'au moins un centaine de mètre de péridotite saine. Avec les connaissances actuelles, il est difficile d'estimer l'épaisseur de nappe obduite, mais il est envisageable que plusieurs centaines de mètres voire quelques kilomètres de péridotite aient été érodés ou altérés.

Concernant le premier point, il semble qu'au moins une part de la serpentinisation (lizarditisation) soit associée à la formation de la semelle serpentineuse (cf. § 3.2). Cependant, la question se pose toujours d'une possible surimpression de cette serpentinisation sur un réseau plus précoce (Deschamps *et al.*, 2011).

Si le contexte de suprasubduction est majoritairement accepté, plusieurs éléments semblent indiquer **un héritage de la lithosphère océanique**, comme la présence d'une faille transformante associée à la ride océanique du bassin des Loyautés (Prinzhofer et Nicolas, 1980 ; Titus *et al.*, 2011) ou une linéation magmatique homogène N-S des péridotites du Massif du Sud associée au découplage entre la lithosphère et l'asthénosphère à proximité de la dorsale (Prinzhofer, 1981). Cependant, ces objets peuvent être associés à des profondeurs élevées, la question se pose alors de la profondeur du front de serpentinisation en contexte de dorsale océanique.

Ce sujet a été étudié par beaucoup d'auteurs où la notion de « Moho sismique » est abordée (Christensen, 1972 ; Epp et Suyenaga, 1978 ; Carlson et Miller, 1997 ; Miller *et al.*, 1997 ; Minshull *et al.*, 1998 ; Carlson, 2001). Si la discontinuité du Moho correspond usuellement à la limite entre la croûte mafique et les péridotites, dans ce cas elle correspondrait à un changement de vitesse sismique marquant **le front de serpentinisation** (degré de serpentinisation > 20 %). Ces auteurs se basent sur le concept que la serpentine au niveau des dorsales lentes abaisserait la vitesse sismique et la densité de la péridotite jusqu'à des valeurs « crustales ». Le front de serpentinisation dans le cas d'une dorsale lente, où la croûte magmatique serait très peu épaisse voir absente, serait à une **profondeur comprise entre 4 et 6 km** (Minshull *et al.*, 1998 ; Mével, 2003).

**Il serait donc envisageable d'avoir préservé une partie de cette serpentinisation océanique.** D'autre part, rappelons que les filons associés à l'initiation de la subduction réutilisent le réseau de fractures à lizardite (cf. § 1). Or, en contexte de supra-subduction les températures sont trop élevées pour générer de la lizardite. **Il semblerait donc qu'une part de la serpentinisation soit antérieure à la subduction.**

#### **Contrôle tectonique de la lizarditisation primaire ?**

L'étude du maillage serpentineux a permis de mettre en évidence deux épisodes distincts : la microfracturation et le processus de serpentinisation (cf. § 1). La distinction de ces deux événements a déjà été faite par ailleurs dans le monde (Epp et Suyenaga, 1978 ; Viti et Mellini, 1998 ; Rouméjon et Cannat, 2014).

La **microfracturation des grains d'olivine est isotrope**, impliquant un processus statique. Viti et Mellini (1998) proposent que le soulèvement à proximité de la dorsale océanique initie le refroidissement de la péridotite. La **contraction thermique** résultante entraîne une microfracturation isotrope des grains, comme l'avaient énoncé Epp et Suyenaga (1978) dans un premier temps. Toujours d'après Viti et Mellini (1998), c'est à cause du **caractère isotropique de la péridotite**, que les fractures intra-cristaux et inter-cristaux se propagent selon un motif sub-cubique.



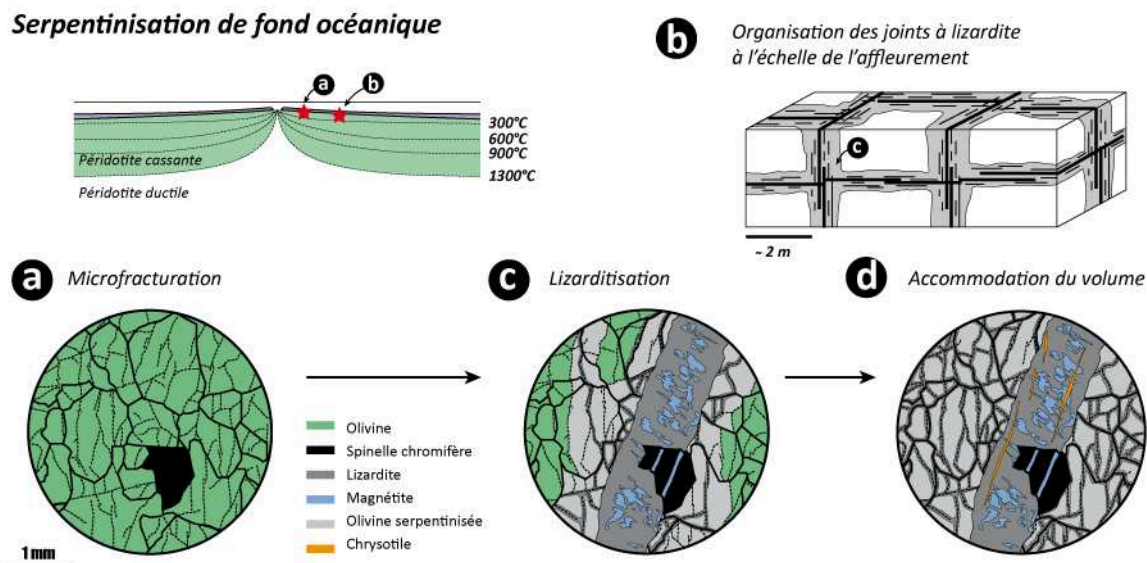
Ce concept expliquerait la géométrie du maillage serpentineux mais aussi l'organisation des joints à lizardite qui forment un quadrillage d'échelle métrique à plurimétrique. Cependant, il faut noter des hypothèses alternatives, telles que Boudier *et al.* (2010) qui proposent que le maillage serpentineux soit contrôlé par l'anisotropie des grains d'olivine (Ophiolite d'Oman). Il faudrait des analyses supplémentaires sur la fabrique des olivines afin d'infirmer cette hypothèse en Nouvelle-Calédonie. D'autre part, basée sur l'étude d'échantillons provenant de la dorsale médio-atlantique, Rouméjon et Cannat (2014) proposent que la microfracturation soit syntectonique se développant au mur de faille de détachement au niveau d'une dorsale océanique lente (Guillot *et al.*, 2015). Or, les seules structures intra-océaniques décrites en Nouvelle-Calédonie sont la faille transformante de Bogota et celle de Poum (Prinzhofer et Nicolas, 1980 ; Titus *et al.*, 2011). Ces failles sont associées à une foliation de haute température inassociable avec la microfracturation cassante. Cependant, aucune étude n'a encore été menée sur le maillage serpentineux à proximité de ces failles.

Si la microfracturation est isotrope dans le cas de la Nouvelle-Calédonie, le remplissage des joints de lizardite présente une texture rubanée et l'allongement des grains de magnétite indique une propagation de la serpentinisation centrifuge (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.1). La question d'un contrôle tectonique possible se pose donc. Mais la faible ouverture associée à la formation de ces veines peut être expliquée par l'augmentation du volume de la roche directement liée au processus de serpentinisation. En effet, la serpentinisation s'accompagne d'un changement des propriétés physiques de la roche (cf. ci-dessus) mais aussi d'une **augmentation du volume jusqu'à 30 %** (Hostetler *et al.*, 1966 ; Coleman, 1971 ; O'Hanley, 1992 ; Marcaillou, 2011). Ce phénomène peut être associé à la formation de fente de tension afin d'accommoder le changement de volume. Ainsi, des fentes de tension à lizardite ou chrysotile recoupent les veines de lizardite. **Un contrôle tectonique ne serait donc pas nécessaire pour expliquer cet épisode de serpentinisation primaire.**

### Proposition d'un modèle de formation du maillage serpentineux

Nous proposons un modèle de formation du maillage serpentineux en Nouvelle-Calédonie en condition statique dans un contexte de dorsale océanique lente (*Fig. 104*). Lors du refroidissement de la lithosphère océanique, la rétraction des grains d'olivine entraîne la formation du réseau de microfractures.

#### Serpentinisation de fond océanique



**Fig. 104.** Proposition d'un modèle de formation du maillage serpentineux dans un contexte de dorsale océanique lente. **a)** La microfracturation isotrope des grains d'olivine survient suite à la rétractation des grains lors du refroidissement de la péridotite. **b)** La formation d'un réseau de joints centimétriques à plurimétriques permet la circulation d'eau de mer et ainsi **c)** la métasomatose des olivines en lizardite + magnétite au niveau des joints procurant une texture rubanée. L'ouverture associée à ce processus est faible et peut être quantifiée par l'ouverture des grains de pyroxène ou de chromite. La serpentinisation se propage depuis le joint jusqu'au réseau de microfractures formant progressivement le maillage serpentineux. **d)** Le processus de serpentinisation de la roche entraîne une augmentation du volume accommodée par la formation de fente de tension à lizardite ou chrysotile.

À plus grande échelle, un processus similaire entraîne la formation de joints centimétriques à plurimétriques et permet ainsi la pénétration de l'eau de mer. L'altération des minéraux ferromagnésiens (olivine et pyroxène) se localise préférentiellement au niveau des joints. La serpentinisation est accompagnée de la précipitation de magnétite. La propagation de la serpentinisation est centrifuge depuis le cœur des joints vers le réseau de microfractures entraînant un gain de volume. Des fentes de tension à lizardite et/ou chrysotile apparaissent au cœur des veines principales afin d'accommoder ce phénomène.

### 3. Le complexe subduction-obduction

#### 3.1. Mise en place des filons et cristallisation syncinématique de l'antigorite

À l'échelle de la Grande-Terre, les filons ne montrent pas d'orientation préférentielle mais une certaine tendance apparaît autour des directions N080-090° et N120-140° (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.2, *Fig. 39*). Les **filons felsiques** montrent une géométrie en baïonnette indiquant qu'ils **se mettent en place dans un réseau de fractures préexistant (Fig. 33a)**. Si la majorité des filons ont une texture grenue isotrope, certains affichent une cristallisation syncinématique à température décroissante (*Fig. 36*). Cet épisode de déformation semble être de **courte durée**, du moins plus succinct que l'épisode magmatique, comme le démontre les injections post-cisaillement (*Fig. 38*).

L'**affinité boninitique de certain de ces filons** a été démontrée par Cluzel et al. (2016), les associant directement au contexte de **supra-subduction**. D'autre part, chacun des filons de type dioritique datés se sont mis en place dans un laps de temps restreint, **entre 55 et 53 Ma** (2006). Une étude récente a permis d'établir une association génétique entre ces filons et les veines à trémolite (Lahondère et al., 2012). L'occurrence de veine à trémolite-antigorite puis antigorite seule associe indirectement les filons aux veines d'antigorite.

Les veines à antigorite signent une **réouverture oblique** des veines à lizardite (dilatance de la roche, *Fig. 40*). Les fibres d'antigorite sont obliques par rapport aux épontes et indiquent des mouvements décrochants, inverses et normaux. Il arrive que la courbure de la fibre indique **un changement de contraintes locales** au cours de la cristallisation (*Fig. 40b*). D'autre part, l'analyse de la déformation associée à cette phase de serpentinisation montre une certaine homogénéité dans le massif du Sud (étirement maximal selon une direction NNO-SSE, *Fig. 41*).

#### Conditions de formation de l'antigorite

Les conditions de formation des serpentines sont un sujet encore fortement débattu (cf. § 2). Cependant, il y a un consensus général sur le fait que l'antigorite est stable à des températures plus élevées que la lizardite et le chrysotile (Moody, 1976).

Le magma à l'initiation de la subduction se met en place à des températures supérieures à 600°C, alors que l'**antigorite** serait stable **entre 320 et 600°C** (Evans, 2004 ; Evans, 2010 ; Schwartz *et al.*, 2013 ; Guillot *et al.*, 2015). Ces valeurs mettent en évidence deux paradoxes :

- alors que la mise en place des filons a précédemment été associée à la formation des veines à antigorite, les domaines de température ne se chevauchent pas ;
- nos observations (cf. *Chapitre 3*, cf. § 2.1) indiquent que ces fluides empruntent le réseau précoce de fractures à lizardite. Or, d'après Schwartz *et al.* (2013), entre 320 et 390°C ; la lizardite serait progressivement remplacée par l'antigorite.

Ces paradoxes peuvent être expliqués par le caractère « instantané » de l'épisode magmatique. Les filons se mettent en place dans une péridotite relativement froide et, d'après Barker *et al.* (1998), la température aux épontes du filon est directement corrélable à la température du fluide magmatique et de celle de la roche encaissante. Ainsi, pour un fluide à 600°C et une roche encaissante à 100°C, la température aux épontes est de l'ordre de 350°C. La température des fluides dérivant du magma diminuent probablement rapidement au contact de la roche encaissante, permettant d'accéder aux conditions de formation de l'antigorite.

### ***Antigorite : marqueur de l'extension de la plaque chevauchante ?***

L'antigorite est associée à l'initiation de la subduction intra-océanique, elle se formerait donc en phase de convergence. Cependant, les veines de type *crack-seal* pluridirectionnelles indiquent un **épisode de dilatation ou effondrement**. Ce dernier peut être rattaché à :

- une **remontée isostatique** lors de la juxtaposition des deux plaques océaniques. Le court épisode de déformation à température décroissante associé à la mise en place des filons, la géométrie en baïonnette de ces derniers et l'ouverture pluridirectionnelle associée aux veines d'antigorite, peuvent indiquer un changement progressif du domaine Pression-Température. Ainsi, il est envisageable qu'un épisode de déstabilisation de la plaque chevauchante puis d'effondrement ait fait suite à l'initiation de la subduction, expliquant la faible pression lithostatique enregistrée ;
- l'**extension de la zone d'avant-arc** lors de la subduction. À partir d'un modèle analogique, Edwards et al. (2015) montrent qu'une fois la subduction amorcée, la zone d'avant-arc est continuellement en extension.

### ***Discussion sur le devenir de la croûte océanique de la plaque chevauchante***

D'autre part, rappelons qu'il n'y a **actuellement aucune trace de croûte océanique surplombant la Nappe des Péridotites**. Il est possible qu'elle n'ait jamais existé. En effet, si le contexte de dorsale lente n'a jamais été formellement démontré, il a été proposé par Ulrich *et al.* (2010) et dans ce contexte l'activité magmatique est généralement très faible, pouvant expliquer l'absence de croûte.

Cependant, la présence de la nappe de Poya complique le modèle. Elle a été associée à un bassin marginal de la plaque subduite formant par la suite le prisme d'accrétion (Cluzel *et al.*, 2001) et plus récemment comme appartenant à la plaque chevauchante puis détachée lors de l'effondrement faisant suite à l'obduction (Lagabrielle *et al.*, 2013). Ce dernier modèle est proposé suite aux travaux d'Ulrich et al. (2010) qui **assimilent la Nappe des Péridotites et la nappe de Poya à la lithosphère océanique d'un même bassin marginal formé au Crétacé supérieur**.



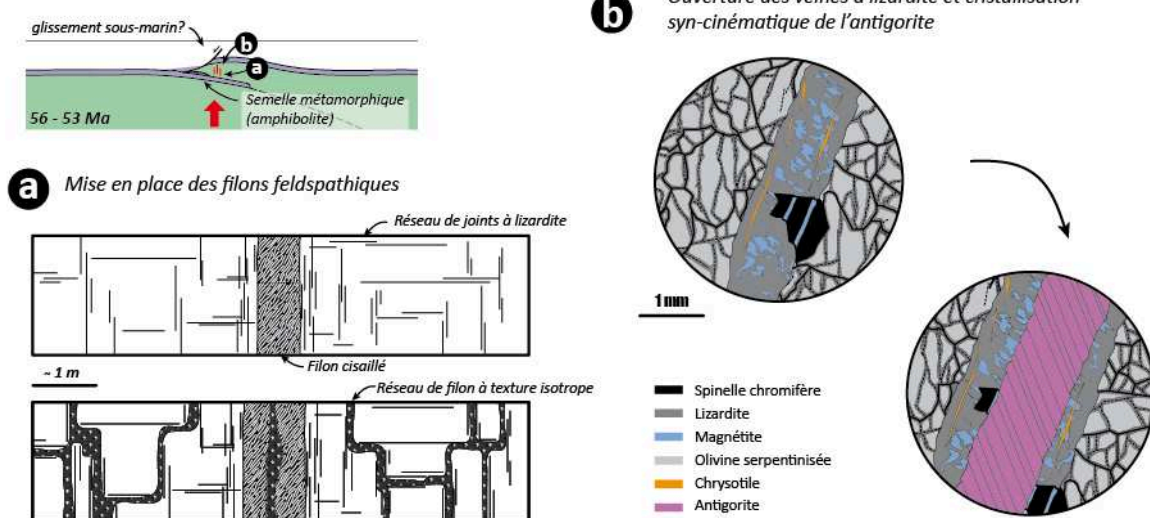
Une possibilité qui n'a pas encore été envisagée est qu'une part de l'érosion de la plaque chevauchante se produise lors de la subduction et non seulement lors de l'obduction et/ou du post-obduction. En effet, **la subduction peut entraîner une déstabilisation de la plaque chevauchante** (cf. ci-dessus) et **des glissements sous-marins** de 10 à 1 000 km<sup>2</sup> (Festa *et al.*, 2018) qui pourrait expliquer **l'érosion de la croûte océanique peu épaisse appartenant à la future Nappe des Péridotites**.

### **Proposition d'un modèle de formation des veines à antigorite**

Nous proposons un modèle de **formation des veines à antigorite en domaine basse pression-moyenne température dans un contexte de supra-subduction** (Fig. 105). À l'initiation de la subduction, le magma s'injecte dans le réseau de joint à lizardite affectant une péridotite cassante. Pendant un période relativement courte, l'injection serait syncinématique et la déformation, à température décroissante.

Dans la continuité, il est possible qu'un épisode d'effondrement permette une relaxation des contraintes et entraîne une ouverture du réseau de joint précoce. Ainsi, les filons se mettent en place au niveau des discontinuités et acquièrent une géométrie en baïonnette. Pour expliquer cet épisode, nous faisons l'hypothèse d'une remontée isostatique qui entrainerait l'initiation de glissement sous-marin pouvant être à l'origine de l'absence de croûte océanique.

#### **Initiation de la subduction**



**Fig. 105.** Proposition d'un modèle de mise en place des veines à antigorite dans un contexte d'initiation de la subduction. **a)** Les filons réutilisent le réseau de joints à lizardite. Leur mise en place est dans un premier temps sous contrainte, les filons sont fortement cisailés à température décroissante. Puis, possiblement dans un contexte de moins grande pression lithostatique, les discontinuités sont réouvertes. Les filons ont alors une texture isotrope et adoptent une géométrie en baïonnette. **b)** Le réseau hérité de joints à lizardite est emprunté par les fluides résiduels. La cristallisation syncinématique des fibres d'antigorite marque l'ouverture du système de joints.

Cette phase d'ouverture peut être associée à la cristallisation syncinématique des fibres à antigorite. Les orientations et cinématiques diverses observées peuvent être expliquées par une accommodation en réponse à la phase d'effondrement. Ainsi, à l'échelle de l'affleurement, le déplacement de chaque bloc de péridotite (bloc à l'échelle décimétrique à métrique) peut initier un changement des contraintes locales.

### 3.2. Formation de la semelle serpentineuse

La semelle de la Nappe des Péridotites est constituée d'une « **semelle tectonique** » (fortement déformée) surmontée quasiment systématiquement d'une « **semelle minéralogique** » (serpentinite non déformée). Cependant, des exceptions existent, et au niveau de la semelle du massif du Me Maoya, la semelle tectonique est directement surmontée d'une péridotite très faiblement serpentinisée.

La semelle serpentineuse a une épaisseur variant de quelques mètres à 200 m (massif du Koniambo). Les faciès la composant ont été étudiés sur le terrain et sa géométrie a pu être appréhendée suite à l'interprétation des profils d'électromagnétisme (EM). Ainsi plusieurs points ont été retenus et sont discutés ci-après :

- la semelle tectonique est constituée de deux principaux types de faciès, une **mylonite porphyroclastique** surmontée d'une **brèche hétérométrique** (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5). Ces faciès sont d'épaisseurs variables et principalement constitués d'une lizardite lustrée et fortement déformée. Les blocs de péridotite centimétriques et métriques, respectivement emballés au sein de la mylonite porphyroclastique et dans la brèche hétérométrique, sont fortement serpentinisés et parfois affectés par le maillage serpentineux précédemment décrit (cf. § 2) et des veines à antigorite (cf. § 3.1) ;
- d'après la cartographie, le **contact entre la semelle serpentineuse et la nappe de Poya sous-jacente est tabulaire** (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009). L'EM permet de distinguer la **serpentinite** de la **péridotite serpentinisée**, et la limite entre ces deux lithologies est généralement tabulaire (cf. *Chapitre 4*, § 3.1.1 ; *Fig. 84*). Cependant, la limite entre la péridotite serpentinisée et celle dite saine, est très variable, et remonte parfois très haut dans le massif ;
- au sein de la mylonite porphyroclastique, la **foliation** est généralement **subhorizontale** au sud des klippes et **les cisaillements indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le sud-ouest** (Quesnel *et al.*, 2016b). Au nord-est des massifs, la **foliation est verticale** et les cisaillements indiquent des **mouvements décrochants** (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5 ; *Fig. 46*), cependant **le contact ne semble pas s'enraciner dans le socle** (cf. *Chapitre 4*, § 3.1.1 ; *Fig. 85* et *Fig. 86*) ;
- au niveau de la bordure sud-ouest de la Nappe des Péridotites, des **rétrochevauchements localisant un épaissement de la semelle tectonique**, ont pu être mis en évidence par l'EM (cf. *Chapitre 4*).

D'autres observations méritent d'être discutées :

- au cœur des massifs de péridotite, des **zones de cisaillement** d'épaisseur variable (décimétriques à plurimétriques) recoupent les massifs de péridotite avec un pendage généralement fort (entre 60 et 90°). Ces zones de cisaillement correspondent à de fines mylonites principalement constituées de serpentine noire cryptocristalline lustrée (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.4). Il est à noter que Quesnel *et al.* (2016b) identifie de la serpentine polygonale au niveau de ces accidents. **La visualisation de ces accidents en EM indique que qu'ils s'horizontalisent en profondeur jusqu'à se brancher au niveau de la semelle** (cf. *Chapitre 4*, § 3.1.2) ;

- la présence de **failles cassantes subhorizontales** majoritairement à lizardite et dont un jeu, à **faible rejet et postérieur à la mise en place des filons**, a pu être mis en évidence (cf. *Chapitre 3*, § 2.2 ; *Fig. 49*).

### **Formation de la semelle minéralogique**

La semelle serpentineuse se forme communément en contexte d'avant-arc, à l'apex du coin mantellique, sous l'influence des fluides provenant de la déshydratation de la plaque plongeante. C'est donc un **processus *per ascensum* qui explique le gradient de serpentinisation négatif de la base vers le sommet des massifs de péridotite** (Deschamps *et al.*, 2010).

Une question se pose cependant quant à la chronologie de la serpentinisation. En effet, la semelle serpentineuse est quasiment entièrement constituée de lizardite. Or comme discuté plus haut (cf. § 2), la lizardite est stable dans des conditions de moyenne à basse température et de basse pression. Ainsi, les conditions de supra-subduction ne semblent pas adéquates pour la formation de la semelle minéralogique.

Le contexte de supra-subduction est caractéristique de l'initiation de la subduction. Logiquement, une fois la subduction amorcée, les conditions d'une subduction océanique classique devrait être retrouvées. Ainsi, la deuxième phase de lizarditisation et la **formation de la semelle minéralogique se produirait plus tardivement, post- mise en place des filons et du réseau de veines à antigorite**.

### **Structuration interne de la Nappe de Péridotite : témoin de la subduction intra-océanique ?**

En Nouvelle-Calédonie, la formation de la semelle tectonique est généralement considérée comme synchrone du processus d'obduction.

Cependant, une partie de la déformation a pu se produire lors de la subduction océanique. Dans le complexe d'Ordenes (nord-ouest du massif Ibérique), Díaz García *et al.* (1999) démontrent que les imbrications d'unités ophiolitiques se sont développées dans le contexte de subduction avant l'entrée de la croûte continentale dans la zone de subduction.

L'absence de croûte océanique ou de quelconques marqueurs en Nouvelle-Calédonie, ne permet pas de distinguer une possible imbrication des unités ophiolitiques. Cependant, la présence d'accident serpentineux recoupants, certains de grande dimension avec une cinématique claire du compartiment supérieur vers le sud-ouest (sud du massif du Kopéto ; Gautier *et al.*, 2016) et **se branchant au niveau de la semelle serpentineuse** (cf. *Chapitre 4*, § 3.1.2 ; *Fig. 90*) serait compatible avec ce *scenario*. Ainsi, **une duplexification anté-obduction de l'ophiolite concilierait les deux principaux modèles d'obduction**, l'un justifiant un épaississement de la nappe syn-obduction sur la base de ces chevauchements intra-massif (Gautier *et al.*, 2016; Quesnel *et al.*, 2016b), et l'autre argumentant le contraire sur la base d'un contact relativement tabulaire entre la semelle et le socle (Cluzel *et al.*, 2001 ; Lagabrielle *et al.*, 2013).

Les mécanismes possiblement en jeu lors du développement de ces accidents intra-nappe seront discutés plus loin dans le texte (cf. *Signification des accidents serpentineux recoupants*).





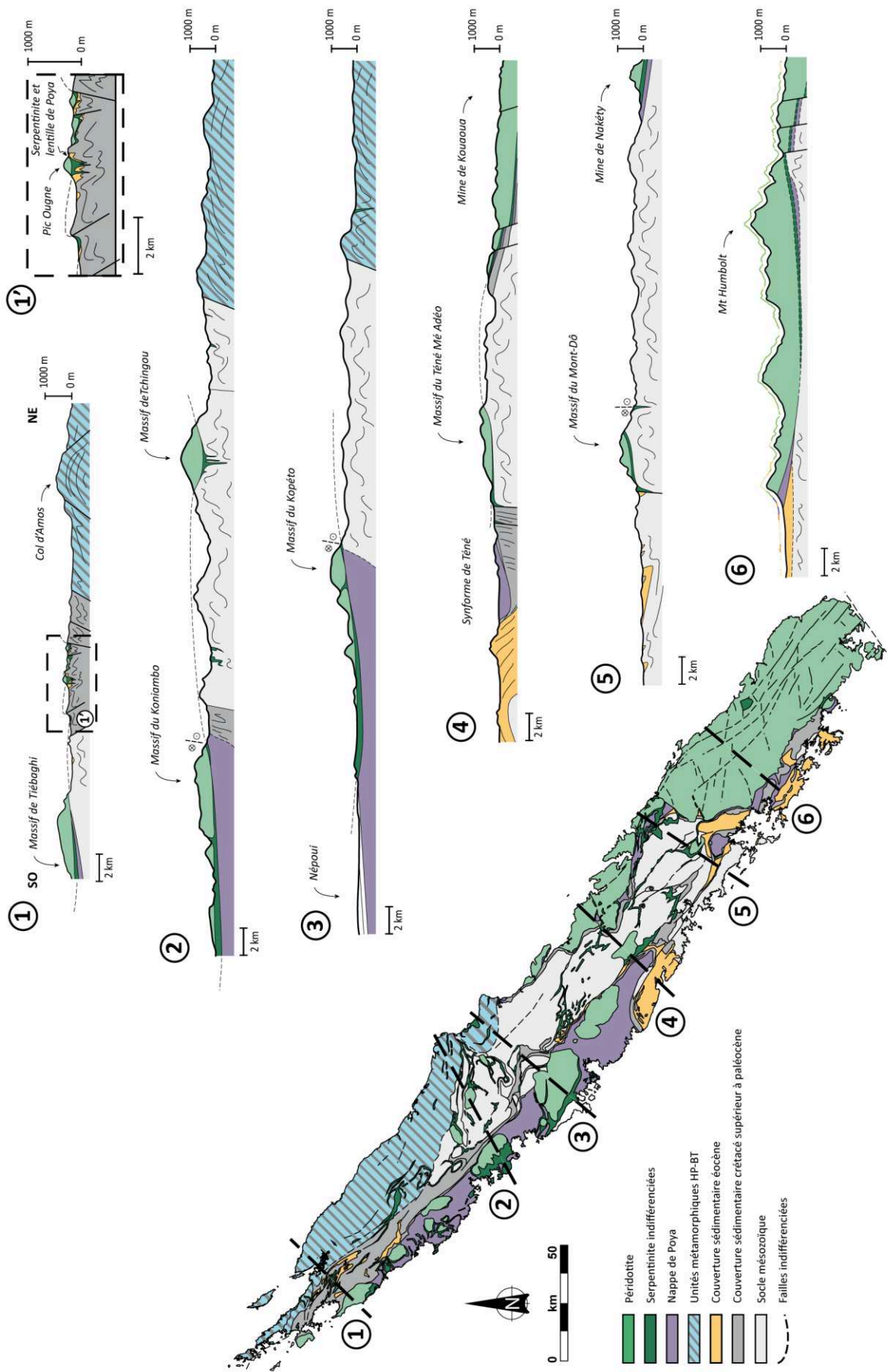
*Fig. 106. Proposition d'un modèle alternatif de la subduction intra-océanique. Imbrication de différentes unités ophiolitiques lors de la subduction intra-océanique.*

### **Géométrie de la semelle tectonique et contact avec le socle : témoin du processus d'obduction ?**

Afin de faciliter la discussion sur les mécanismes en jeu lors de l'obduction, nous distinguons trois types de géomorphologie au sein de la Nappe des Péridotites (*Fig. 107*):

- (1) le **Massif du Sud et son extension sur la côte est**. La fabrique (foliation faiblement pentée, linéation N-S) est **homogène sur l'ensemble des péridotites** du Massif du Sud (Prinzhofer, 1981). Il est à noter que certains auteurs considèrent la Nappe des Péridotites comme une ophiolite d'avant-arc provenant de la fusion partielle du manteau lors de la subduction intra-océanique et que la fabrique marquerait l'ouverture du bassin d'avant arc (Marchesi *et al.*, 2009 ; Ulrich *et al.*, 2010 ; Pirard *et al.*, 2013). Cependant, comme discuté § 2, puisque la péridotite semble avoir gardé au moins une part de son **héritage océanique**, nous considérons ci-après la **fabrique de la péridotite comme associée à l'accrétion océanique** (Prinzhofer *et al.*, 1980 ; Prinzhofer, 1981).
- (2) la **série de massif de péridotite de petite dimension reposant sur les unités anté-crétacées et les sédiments éocènes de la chaîne centrale**. Ces klippes sont généralement associées à des fils de serpentine (cf. § *Les fils de serpentines*). Les massifs du nord sont plissés et leur serpentinite basale pincée (Pic Ougne, Gautier *et al.*, 2016 ; massif du Tchingou, Maurizot *et al.*, 1985). Une étude récente, au niveau du massif du Mont-Dô, a permis de démontrer l'enracinement de la semelle tectonique au sein des unités du socle mais aussi des sédiments éocènes (Crête d'Ara Muru situé sur la bordure est du massif du Mont-Dô, Le Bayon *et al.*, 2017). Si la klippe du Téné Mé Adéo n'a pas été investigué, le contact rectiligne carté entre la semelle et les unités du socle mésozoïque et des sédiments éocènes au sud-ouest implique probablement une géométrie similaire.
- (3) la **série de massifs de péridotite alignés le long de la côte ouest**. La fabrique des péridotites est relativement homogène d'après Nicolas (1989), avec **une linéation NE-SO**. L'alignement des klippes coïncide avec la plus grande épaisseur de la nappe de Poya. La base des klippes est relativement tabulaire et reposent en discordance angulaire sur le socle (cf. *Chapitre 4*, § 3.1.1 ; *Fig. 85* et *Fig. 86*). Cette configuration des klippes suggère que le contact entre l'unité de Poya et les unités du socle mésozoïque représentait déjà une structure majeure sur laquelle la Nappe des Péridotites a été charriée. L'épaisseur de la semelle tectonique est variable (de quelques mètres à deux centaines de mètres) mais la foliation est généralement subhorizontale au sud-ouest des klippes avec une vergence vers le sud-ouest (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5 ; Quesnel *et al.*, 2016b) et se redresse au contact avec le socle mésozoïque au nord-est. D'autre part, les observations de terrains indiquent une cinématique décrochante senestre sur un tronçon E-O de ce contact au nord de la klippe du Kopéto-Boulinda. Le même genre d'observation a été faite sur la bordure est du massif de Tiébaghi avec une cinématique dextre le long du contact NE-SO (Robineau et Join, 2005).

Les interprétations faisant suite à ces travaux, combinés aux résultats de notre étude, ont permis de proposer une série de coupes du nord au sud de la Grande Terre mettant en avant la géométrie de la semelle serpentineuse en contact avec les unités du socle (*Fig. 107*).



**Fig. 107.** Série de coupes géologiques synthétisées à partir des données de terrain, des données électromagnétiques et de travaux antérieurs (Maurizot et al., 1985; Gautier et al., 2016). Carte géologique simplifiée et emplacement des coupes géologiques interprétatives de 1 à 6. Du nord vers le sud : (1) coupe SO-NE du massif de Tiébaghi au Col d'Amos et (1') coupe SO-NE du pic Ougne, modifiée après Gautier et al. (2016) ; (2) coupe SO-NE du Koniambo au Tchingou, la coupe du Koniambo est inspirée des résultats de Quesnel et al. (2016b), la coupe du Tchingou est tirée de Maurizot et al. (1985) (3) coupe NE-SO du massif du Kopéto-Boulinda, (4) coupe SO-NE du Téné Mé Adéo, (5) coupe SO-NE du massif du Mont-Dô (Le Bayon et al., 2017) et (6) coupe SO-NE passant par le Mont Humbolt (Massif du Sud) modifiée après Cluzel et al. (2012).

### Les fils de serpentes

Dans un premier temps, rappelons que deux ophiolites coexistent en Nouvelle-Calédonie. En effet, Aitchison et al. (1998) démontrent que certains des basaltes affleurant le long de la chaîne centrale appartiennent à une histoire paléozoïque (âges U/Pb de  $302 \pm 7$  Ma pour l'ophiolite de Koh et  $290 \pm 5$  Ma pour l'ophiolite de Koua, localisation Fig. 107). Ces basaltes sont donc bien antérieurs à la nappe de Poya (Chapitre 1, § 2). Cependant, le « cortège ophiolitique » lui étant associé n'est pas clairement défini. Ainsi, un doute persiste sur certaines masses péridotitiques reposant sur les unités de la chaîne centrale (Tchingou, Mont-Dô, etc., Fig. 107).

D'autre part, des « **fils de serpentine** » (au sens de Routhier, 1953b) sont caractéristiques des unités de la chaîne centrale (axe central) de la Grande Terre. Les fils de serpentine sont **majoritairement orientés NO-SE et affectent des terrains de natures différentes** (sédimentaire crétacé et éocène, métamorphique, basaltes, etc.) ou soulignent occasionnellement le contact entre deux formations. Ces objets à la géométrie particulière, parfois associés à des massifs de péridotites de petite taille, ont fait l'objet de nombreuses interprétations :

- certains auteurs s'accordent pour une mise en place complexe de ces fils de serpentine post-obduction. Ils proposent une phase de réajustement en extension puis en compression au cours de laquelle d'anciens accidents auraient été réactivés et dans lesquels, la péridotite et la serpentinite cisailée et mylonitisée aurait parfois été insérée (Guérangé et al., 1975; Leguéré, 1976; Gonord, 1977; Paris et Lille, 1977) ;
- Black et Brothers (1977) interprètent ces fils comme des « copeaux de manteau » immiscés dans le socle à la faveur de la phase orogénique aboutissant au charriage des péridotites ;
- Paris (1981) rejoint l'interprétation de Black et Brothers (1977) pour une partie des fils de serpentine, mais considère la majorité comme des pincées synclinales des serpentinites basales de la Nappe des Péridotites postérieur au charriage;
- si le mécanisme de formation de ces fils de serpentine diffère d'une interprétation à l'autre, l'origine des serpentines est généralement considérée comme allochtone et provenant de la Nappe des Péridotites sus-jacente. Or, Maurizot et al. (1985), et avant eux Routhier (1953b), envisagent une origine profonde et anté-obduction, du moins pour une partie de ces fils. En effet, certains fils sont remaniés dans des formations anté-obduction. Cependant, à l'exception de certains cas considérés comme des reliques de la nappe éocène (p. ex. massif de Tchingou), il est difficile d'assigner avec certitude une origine profonde ou allochtone à la majorité de ces fils.
- plus récemment, Gautier et al. (2016) démontrent qu'une partie de la Nappe des Péridotites au nord de la Grande Terre aurait été plissée en association avec le développement de la



schistosité subverticale des métasédiments expliquant ainsi les fils de serpentine comme associé à la remontée du complexe métamorphique (p. ex. Pic Ougne, *Fig. 107*).

Comme dit précédemment, la distinction de l'origine de tel ou tel « fil de serpentine » est difficile à définir avec certitude, c'est pourquoi ils sont désignés comme « indifférenciés » *Fig. 107*. Cependant, la serpentinite de la Nappe des Péridotites et la serpentinite anté-sénonienne, ont tout de même été distingués sur la carte (*Fig. 107*) sur la base de critères décrits ci-après :

- les fils de serpentine associés géométriquement avec des klippes de péridotite ou marquant des contacts entre deux formations sont considérés comme allochtone et appartenant à la Nappe des Péridotites. Cependant, nous ne délaissions en aucun cas la **possibilité de jeu de fils de serpentine plus ancien**.
- les fils de serpentine limités à une formation et n'ayant pas de lien direct avec les massifs de péridotites sont considérés comme d'**origine plus ancienne et profonde**, ils sont nommés « **anté-sénonien** ».

### **Discussion sur les mécanismes de déformation**

L'obduction de la Nappe des Péridotites est probablement diachrone comme l'atteste la migration vers le sud-ouest du système de bassin d'avant-arc depuis le Paléocène jusqu'à l'Éocène supérieur (Cluzel *et al.*, 2001; Cluzel *et al.*, 2012a; Maurizot et Cluzel, 2014). Les différents types de déformation au sein de la semelle peuvent être attribués à deux principaux phénomènes survenant lors de l'obduction :

- **l'entrée oblique de la ride de Norfolk dans la zone de subduction ;**
- **la remontée du complexe métamorphique au nord-est.**

La convergence oblique proposée par Cluzel *et al.* (2001) serait cohérente avec différents points :

- d'après Ulrich *et al.* (2010), la **subduction s'initie à la dorsale océanique**. Or, cette dernière aurait eu **une direction E-O** – direction déduite à partir de la **linéation N-S des péridotites du Massif du Sud** (Prinzhofer *et al.*, 1980) – et donc oblique à l'actuelle direction de la Nouvelle-Calédonie. Cependant, il faut noter que Titus *et al.* (2011) remettent en cause cette direction et proposent, suite à l'étude de la faille transformante de Bogota, une direction NO-SE de la dorsale, parallèle à la ride de Norfolk. Dans ce cas, la linéation N-S serait associée au jeu de la faille transformante et non directement à l'accrétion océanique. Quant à Gautier *et al.* (2016), ils proposent que la zone de subduction (et donc la dorsale) initialement orientée E-O subit une rotation lors de l'obduction (voir troisième point). Ce modèle diffère de celui proposé par Cluzel *et al.* (2001), car Gautier *et al.* (2016) considèrent que la direction N130° de la Nouvelle-Calédonie est déjà acquise lors de la subduction continentale, alors de Cluzel *et al.* (2001) suggèrent que la rotation de la Grande Terre, par rapport à l'extension sud d'orientation N-S de la ride de Norfolk, s'effectue lors de cet épisode de subduction ;
- la **linéation NE-SO de la péridotite constituant les klippes de la côte ouest** (Nicolas, 1989) indique une rotation des klippes par rapport au Massif du Sud. Ce dernier, et son extension de la côte est, sont généralement considérés comme « butte témoin » et donc « autochtone », contrairement aux klippes de la côte ouest considérées comme « allochtone » (d'où la pertinence du point précédent). En effet, différents auteurs

interprètent ces klippes comme détachées de la masse principale lors de la remontée du complexe métamorphique (Cluzel *et al.*, 2001 ; Lagabrielle *et al.*, 2013) ;

- une **tectonique décrochante affectant les unités du socle mésozoïque mais aussi la Nappe des Péridotites** (Gonord *et al.*, 1973 ; Leguéré, 1976 ; Moutte et Paris, 1976 ; Gonord, 1977 ; Paris, 1981 ; Gautier *et al.*, 2016). Gonord (1977) et Moutte et Paris (1976) rendent compte d'une famille de failles dextres N110-130° et d'une famille senestre N010-020° affectant la Nappe des Péridotites. L'occurrence d'une faille N-S à cinématique dextre à l'ouest du Massif du Sud a été proposée par Gautier *et al.* (2016). Pour ces auteurs, la rotation de la zone de subduction aux stades précoces de la subduction continentale est ensuite accommodée par cette faille expliquant les directions de linéation divergente entre le Massif du Sud et les klippes de côte ouest. Cependant, cette interprétation ne prend pas en compte les péridotites obduites le long de la ride des pins (à l'ouest de la ride de Norfolk) jusqu'au bassin de Norfolk à environ 700 km au sud de la Grande Terre (Patriat *et al.*, 2018).

Si la direction de la dorsale océanique et celle initiale de la Nouvelle-Calédonie est encore soumise à de nombreuses hypothèses, **l'entrée oblique dans la zone de subduction est acquise.**

La cinématique décrochante décrite par Gonord (1977) est cohérente avec nos observations de terrain (cf. plus haut et *Chapitre 3*, § 2.1.5). Gautier *et al.* (2016) propose un épisode de transpression exprimé par une cinématique dextre le long d'accident E-O et chevauchante le long des accidents NE-SO. Suite à nos observations, nous proposons un épisode de compression marqué par les chevauchements à faible pendage et vergence vers le sud-ouest au sein de la semelle tectonique et probablement synchrone de la formation de la brèche hétérométrique sus-jacente. Cet épisode est suivi d'une transpression exprimée par une cinématique dextre réactivant les accidents NE-SO à fort pendage. Ce jeu est accompagné de mouvements conjugués senestres selon les directions N-S et E-O. Ces directions seraient hérités des contacts et accidents du socle mésozoïque réactivés lors du blocage de la subduction continentale. Ainsi, la réactivation du contact entre la nappe de Poya et la chaîne centrale au nord-est des klippes de côte ouest avec une cinématique dextre, entrainerait le basculement de la foliation subhorizontale de la semelle tectonique et l'enracinement de cette dernière dans le socle mésozoïque.

D'autre part, la **remontée du complexe métamorphique** provoquant ou faisant suite au blocage de la zone de subduction entraîne **le plissement et le métamorphisme de faible intensité des sédiments paléocènes et éocènes au nord de la Grande Terre** (Cluzel *et al.*, 1995). Cet épisode est postérieur à la mise en place de la Nappe des Péridotites qui est pincée et déformée lors du développement d'une schistosité subverticale au sein des métasédiments (p. ex. Pic Ougne, Gautier *et al.*, 2016). Si la déformation au nord semble donc être profonde, nous proposons que les unités proches du complexe métamorphique (rayon ~ 10 km) soient affectées par la remontée du complexe métamorphique et plissée en conséquence. Ainsi, les fils serpentins associés à la klippe du Tchingou seraient pincés lors de la remontée. **Le mécanisme invoqué est alors sensiblement différent de celui affectant les klippes de la côte ouest lors du blocage de la subduction.**

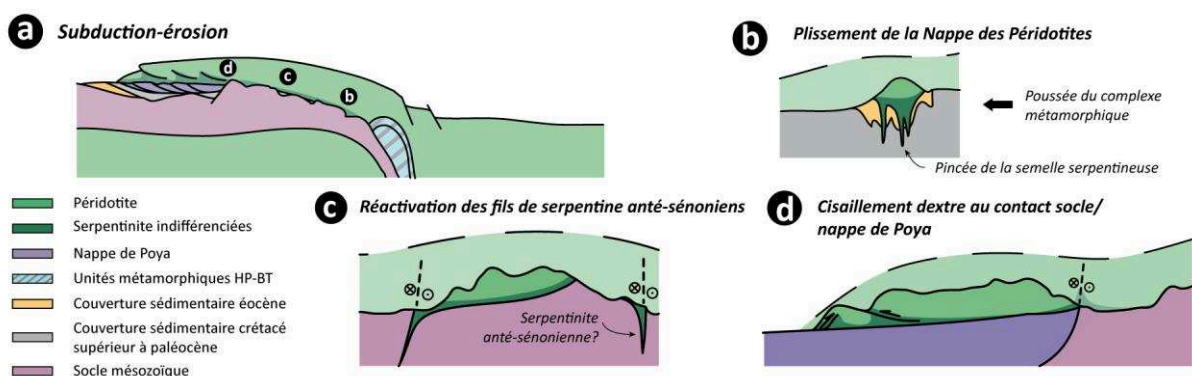
#### **La subduction-érosion : modèle conceptuel de l'obduction en Nouvelle-Calédonie**

Nous proposons un modèle où les structures hérités du Crétacé supérieur jouent un rôle prédominant lors du « charriage » de la Nappe des Péridotites. En effet, l'accrétion des terranes (unités de Teremba, Koh-Chaîne Centrale et de la Boghen) lors de l'histoire anté-sénonienne parallèle

à l'axe de la ride de Norfolk, les contacts et la structuration interne de chaque unité (présence de fils serpentiniteux anté-sénonien ?) sont réactivés.

L'entrée de la ride de Norfolk dans la zone de subduction serait facilitée par la semelle serpentiniteuse comblant les « anfractuosités » propre à la ride, équivalant à un phénomène de subduction-érosion (Fig. 108a). Ainsi, la semelle est plus épaisse et homogène sur la côte ouest que sur la chaîne centrale. Les cisaillements au sein de la mylonite porphyroclastique et la formation de la brèche hétérométrique sont témoin de la déformation. D'autre part, les rétrochevauchements observés sur la bordure sud-ouest de la Nappe des Péridotites, ainsi que certain accident serpentiniteux recoupant localisant des épaissements de la semelle, sont probablement à associer à cet épisode. Ils sont néoformés ou réactivés afin d'accommoder la déformation (cf. *Structuration interne de la Nappe de Péridotite : témoin de la subduction intra-océanique ?* et *Signification des accidents serpentiniteux recoupants*).

Nous proposons deux types de déformation lors du blocage de la zone de subduction et la remontée du complexe métamorphique. **Les klippes proches du complexe métamorphique sont plissées et la serpentinite basale pincée au sein des anfractuosités du socle mésozoïque (Fig. 108b).** Le reste de la Nappe des Péridotites est affecté par **une tectonique décrochante dextre**, selon la **direction N130°**, induite par l'obliquité entre la ride de Norfolk et la direction de la zone de subduction. Les structures anté-crétacées correspondent à des zones de faiblesses et sont réactivées. **La foliation subhorizontale de la semelle est verticalisée lors du jeu de la faille (Fig. 108c).** Cependant, cette interprétation n'explique pas les divergences entre les klippes de la côte ouest et le Massif du Sud (direction de la linéation respectivement SO-NE et N-S).



**Fig. 108.** Schéma conceptuel des mécanismes d'accommodation en jeu lors de l'obduction. **a)** Comblement des anfractuosités de la ride de Norfolk par la serpentinite basale de la plaque chevauchante (subduction-érosion). Puis lors du blocage de la zone de subduction, deux principaux mécanismes de déformation sont proposés : **b)** plissement et pincement de la Nappe des Péridotites dans la zone d'influence de la remontée du complexe métamorphique et **c)** réactivation des fils de serpentine anté-sénonien en décrochement dextre ou **d)** cisaillement dextre au contact socle/nappe de Poya sur la côte ouest.

### Signification des accidents serpentiniteux recoupants

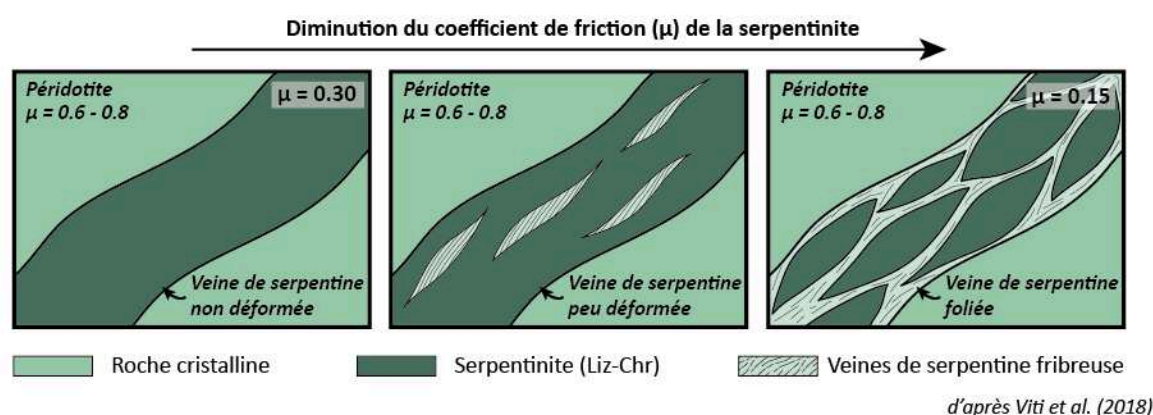
L'origine des accidents recoupant n'est pas clairement définie. Quesnel *et al.* (2016b) et Gautier *et al.* (2016) interprètent ces accidents comme syn-obduction, cependant comme discuté plus haut, la duplexification de la nappe peut aussi se produire lors de la subduction océanique (cf. *Structuration interne de la Nappe de Péridotite : témoin de la subduction intra-océanique ?*). De notre point de vue, les deux environnements sont favorables. Il est difficile d'associer avec certitude ces accidents à un



épisode plutôt qu'à un autre. Ce paragraphe propose une discussion sur les mécanismes de formation et donc les implications de ces accidents serpentiniteux.

Rappelons que ces accidents sont composés de serpentinite noire cryptocristalline lustrée (lizardite ?) constituant une mylonite de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.4). Les cinématiques associées ne sont pas compatibles avec un seul évènement tectonique, il est donc possible que ces accidents aient été réactivés dans plusieurs contextes tectoniques.

Viti *et al.* (2018) décrivent un processus de déformation à partir de la texture du maillage serpentiniteux et où la présence de joints et failles serpentiniteuses permet de localiser la déformation (*Fig. 109*). Ce genre de processus pourrait expliquer le fort pendage des accidents serpentiniteux recoupants (entre 60° et 90°). Mais aussi le mécanisme de formation de la brèche hétérométrique de la semelle tectonique.



**Fig. 109.** Évolution possible de la localisation de la déformation au niveau des veines de serpentinite, d'après Viti *et al.* (2018). La déformation se localise au niveau de la serpentinite dans une péridotite à fort coefficient de friction ( $\mu = 0.6-0.8$ ) et mène à une serpentinite foliée ( $\mu = 0.15$ ) à partir d'une serpentinite non déformée ( $\mu = 0.30$ ).

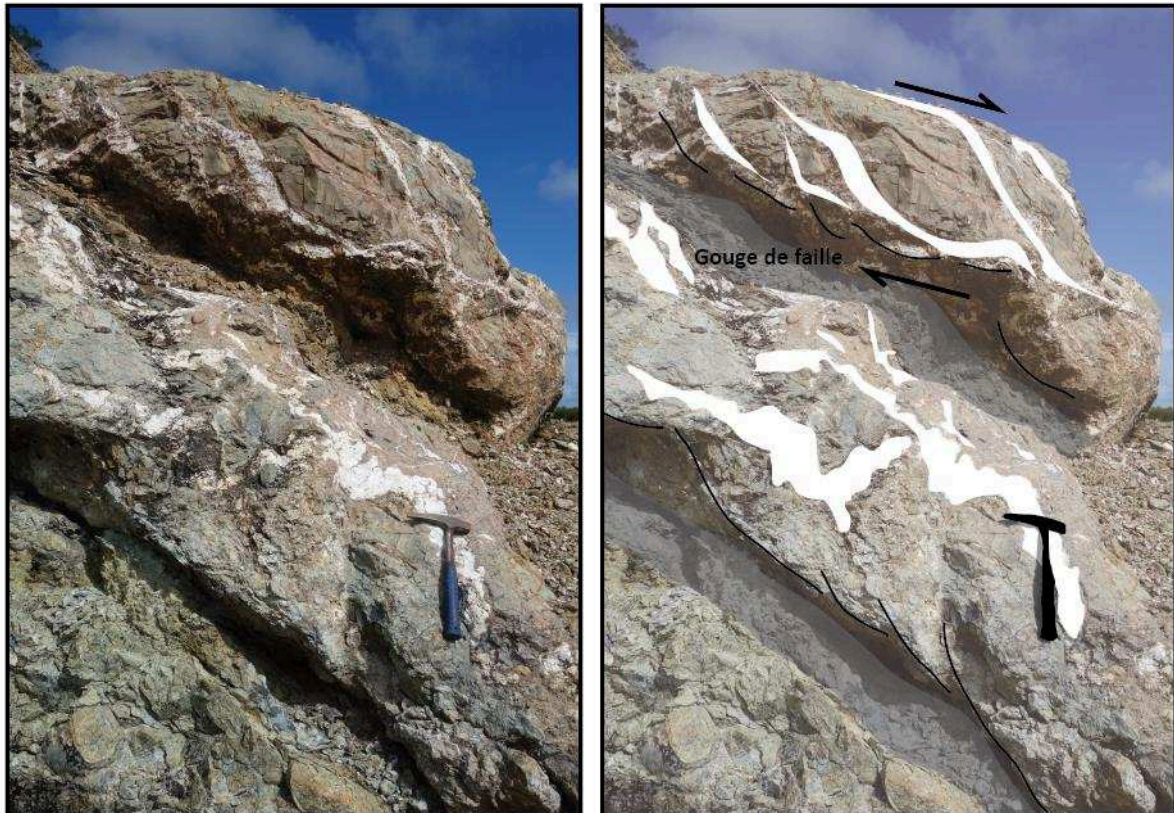
Certains des accidents orientés N070-N090° ont une cinématique décrochante senestre. Cette cinématique est concordante avec la déformation observée au sein de la semelle tectonique sur la bordure nord-est de la klippe du Kopéto-Boulinda (cf. *Chapitre 3*, § 2.1.5). Cependant, contrairement à la semelle tectonique, ces accidents s'horizontalisent et se branchent sur la semelle en profondeur. C'est pourquoi nous proposons que ces accidents se développent lors de la subduction océanique. Cependant, alors qu'une phase de transpression a été proposée pour accommoder la subduction continentale (cf. *Géométrie de la semelle tectonique et contact avec le socle : témoin du processus d'obduction ?* ; Gautier *et al.*, 2016), il est possible que certains de ces accidents recoupants aient été réactivés lors de l'obduction.

#### 4. Effondrement de la Nappe des Péridotites

Lagabrielle *et al.* (2013) proposent un modèle d'obduction passif, où le mécanisme principal de l'obduction est le détachement gravitaire de la Nappe des Péridotites suite à la remontée du prisme métamorphique. Si ce modèle est contesté (Gautier *et al.*, 2016), la majorité des auteurs s'accordent sur une phase d'effondrement post-orogénique (Lagabrielle *et al.*, 2005 ; Chardon et Chevillotte, 2006 ; Lagabrielle et Chauvet, 2008 ; Gautier *et al.*, 2016 ; Patriat *et al.*, 2018), voir tardi-orogénique (Quesnel *et al.*, 2013).

### **Effondrement marqué par la magnésite ?**

En effet, Quesnel *et al.* (2013) montrent qu'une partie de la magnésite au sein de la semelle tectonique des klipptes de la côte ouest est syncinématique (cf. *Chapitre 2*, § 1.3.1). Cette déformation est consistante avec un mouvement du compartiment supérieur vers le sud-ouest (*Fig. 110*). Elle peut être associée à l'obduction, l'extension est supposée maximale au sein de la plaque chevauchante lors de la subduction continentale (*Fig. 108*; Edwards *et al.*, 2015), ou à la réactivation de faille lors de l'épisode d'effondrement post-orogénique. Dans tous les cas, ces minéralisations indiquent que la Nappe des Péridotites était émergée lors de la déformation.



**Fig. 110.** Faille normale et brèche à magnésite situées au sein de la semelle tectonique (route de Népoui).

### **Discussion sur les failles subhorizontales**

La présence de failles subhorizontales au sein des massifs de péridotite a été mise en évidence au niveau des falaises du Cap N'Dua affectant la péridotite saine (cf. *Chapitre 3*, § 2.2) mais aussi au sommet des massifs dans l'horizon du saprock (cf. *Chapitre 3*, § 2.3.2). Ces dernières seront discutées plus bas (cf. § 5).

Ces failles, distinctes de la semelle tectonique, sont principalement soulignées par la serpentine cryptocristalline noire et sont postérieures aux autres types de structures endogènes. Elles enregistrent un faible déplacement (cf. *Chapitre 3*, § 2.2, *Fig. 49b*) et sont donc difficilement associable avec de grandes zones de détachement (Lagabrielle et Chauvet, 2008). Cependant, ces structures sont tout de même compatibles avec l'effondrement de la Nappe des Péridotites. Des failles faiblement pentées peuvent jouer afin d'accommoder le chevauchement de la lithosphère océanique sur la croûte continentale et le soulèvement qui en découle. Dans ce cas, puisque la nappe

est déjà fortement structurée, il est possible que d'anciennes structures (réseau de joints à lizardite ?) soient réactivées, expliquant ainsi le faible rejet de ces failles.

## 5. Genèse des gisements de nickel supergène en Nouvelle-Calédonie

La compréhension des contrôles géologiques des gisements nickélifères est cruciale afin d'optimiser l'exploitation de la ressource, cependant, il n'existe que très peu de modèles auxquels se référer et la plupart ont été établis à partir d'un seul type de gisement ou d'une zone spécifique.

**Notre approche structurale et multi-échelle combinée aux résultats des études précédentes** permet de proposer un modèle révisé des gisements de nickel supergène en Nouvelle-Calédonie. Ainsi, une revue des modèles préexistants, retraçant leur approche scientifique et leurs principales conclusions, précède la discussion sur les mécanismes en jeu lors de la genèse des gisements nickélifères.

### 5.1. Revue des modèles préexistants des gisements nickélifères en Nouvelle-Calédonie

Avant les années 2000, deux principales contributions scientifiques basées sur le modèle classique *per descensum*, méritent d'être mentionnées : Trescases (1973), grâce à une approche géochimique et géomorphologique, évalue **une balance entre l'altération supergène et l'érosion** durant les épisodes de surrection et de subsidence ; et Leguéré (1976) fut le premier à montrer **le contrôle du réseau de fracture sur les minéralisations nickélifères**.

Genna *et al.* (2005) proposent un modèle principalement basé sur les processus karstiques affectant la Nappe des Péridotites. Selon ces auteurs, les dolines sont associées à des failles listriques contrôlant des glissements de terrain au sein desquels le minerai silicaté est concentré. **Les discontinuités contrôlant la concentration du nickel** ne sont donc pas directement héritées du réseau de fractures préexistant, mais **sont néoformées et une conséquence directe des processus d'altération**.

Cluzel et Vigier (2008) démontrent le caractère syncinématique de certaines veines de garniérite de type 'crack-seal', et suggèrent ainsi que **le minerai silicaté** nouvellement formé est **contrôlé tectoniquement**. D'autre part, ils décrivent des remplissages supergènes polyphasés de failles serpentineuses affectant le bedrock, suggérant donc une **influence du réseau de fracture préexistant**. L'évolution du remplissage, de garniérite à silice puis finalement latérite, est considéré par ces auteurs comme l'enregistrement de la migration *per-descensum* du front d'altération au cours du temps.

Cathelineau *et al.* (2017) mentionnent une forte **influence du réseau de fractures hérité**, quasiment systématiquement réutilisé par les minéraux supergènes. Bien qu'ils n'observent que peu de preuve du caractère syncinématique des remplissages supergènes, la présence de brèche hydraulique et l'orientation préférentielle des veines supergènes indiquent selon eux un **contrôle tectonique**. En se basant sur les travaux de Quesnel *et al.* (2016a), qui rapportent des estimations de paléo-température pour la formation du quartz supergène entre 50°C et 95°C, ils proposent un modèle alternatif de concentration du nickel par **processus hydrothermaux**. Selon eux, les eaux météoriques s'infiltrant depuis la surface, sont chauffées en profondeur puis circulent par advection au sein des massifs de péridotite. Ce processus avait déjà été proposé par Guillou-Frottier *et al.* (2015).



Fritsch *et al.* (2016), à travers une approche principalement minéralogique, décrit **une réutilisation systématique des fractures serpentineuses par les silicates de nickel**. Les auteurs proposent aussi la possibilité que les eaux météoriques s'infiltrant au sein des péridotites interagissent avec un champ hydrothermal basse température faisant suite au refroidissement de la Nappe des Péridotites.

Plus récemment, Quesnel *et al.* (2017) montrent **un transfère latéral du nickel** en se basant sur des données géochimiques d'une série de forages provenant du massif du Koniombo. Le nickel circulerait au sein de la nappe phréatique du saprock et serait transféré depuis des éminences topographiques, aujourd'hui érodées, vers les gisements de pentes.

## 5.2. Vers un modèle révisé des gisements de nickel

### Réactivation du réseau de fracture hérité en domaine supergène

La Nappe des Péridotites est fortement structurée lors de son arrivée en domaine supergène (cf. § 2; § 3; § 4). L'analyse de la fracturation au niveau des fosses minières montre que **les minéraux supergènes réutilisent quasiment systématiquement le réseau de fracture hérité**, il n'existe que très peu de cas de fractures néoformées en domaine supergène (cf. *Chapitre 3*, § 2.3.1 ; *Fig. 50*).

Les fractures à **remplissage serpentiniteux guident l'altération supergène en jouant un double rôle de drain et d'écran**. En effet, les minéraux serpentiniteux sont plus résistants à l'altération supergène que la péridotite et apparaissent généralement comme résidu dans l'horizon saprolitique (Trescases, 1973 ; Pelletier, 1996 ; Bailly *et al.*, 2014 ; Roqué-Rosell *et al.*, 2017 ; cf. *Chapitre 2*, § 2.2; *Fig. 13*). Le long des **fractures fortement pentées**, la roche est **altérée de façon symétrique** indiquant que la fracture a joué le rôle de drain, alors que le long des **fractures faiblement pentée**, **l'altération supergène est plus importante au toit**, indiquant qu'elle a joué le rôle de drain mais aussi d'écran, l'enduit serpentiniteux empêchant les eaux météoriques de traverser la discontinuité (Bailly *et al.*, 2014 ; Sevin, 2014 ; *Fig. 18*).

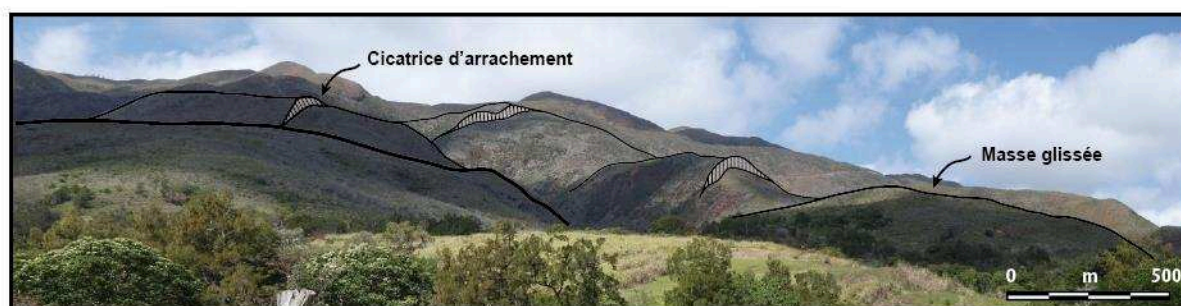
La géométrie de ce réseau joue donc un rôle prédominant dans la formation du profil d'altération et donc potentiellement des enrichissements économiques en nickel. Les fractures à pendage relativement élevé se recoupent avec un angle de 90° et forment ainsi une géométrie de dièdre (cf. *Chapitre 3*, § 2.2 ; Falaises du Cap N'Dua, *Fig. 48*). D'autre part, la présence de faille à faible pendage est notable et parfois réactivée en domaine supergène (cf. *Chapitre 3*, § 2.2 et 2.3.2 ; *Fig. 49* et *Fig. 59*).

Par ailleurs, le réseau de fractures à remplissage serpentiniteux montre les mêmes orientations que les principaux linéaments (cf. *Chapitre 3*, § 2.3 et § 2.2). Ces orientations correspondent étroitement à celles des vallées et crêtes et donc à la morphologie générale des massifs de péridotite. **L'incision par le réseau hydrographique** d'une ancienne surface plane (cf. *Chapitre 2*, § 2.4 ; *Fig. 23*) aurait donc été **guidée par le réseau de fracture préexistant permettant le développement de pentes abruptes en bordure de massif**. L'encaissement des vallées et la forme anguleuse des crêtes témoignent d'un épisode d'érosion faisant suite à un soulèvement majeur. Cet événement peut probablement être accordé à l'épisode de soulèvement brutal du Miocène inférieur décrit par Sevin *et al.* (2014).

### Mécanismes en jeu lors de la genèse des gisements de nickel

L'épaisseur du profil d'altération est fortement variable. Il est généralement **plus épais sur les plateaux que sur les flancs** et certains auteurs décrivent l'épaisseur du profil d'altération comme fonction inverse de la pente (Maurizot *et al.*, sous presse ; Chételat, 1947 ; Trescases, 1973 ; Avias, 1978). À partir des données de forage minier du massif du Koniambo, Quesnel *et al.* (2017) déterminent un enrichissement en nickel au niveau des gisements de pentes par rapport aux gisements de plateaux, sous une couverture latéritique fine, partiellement érodée ou remaniée.

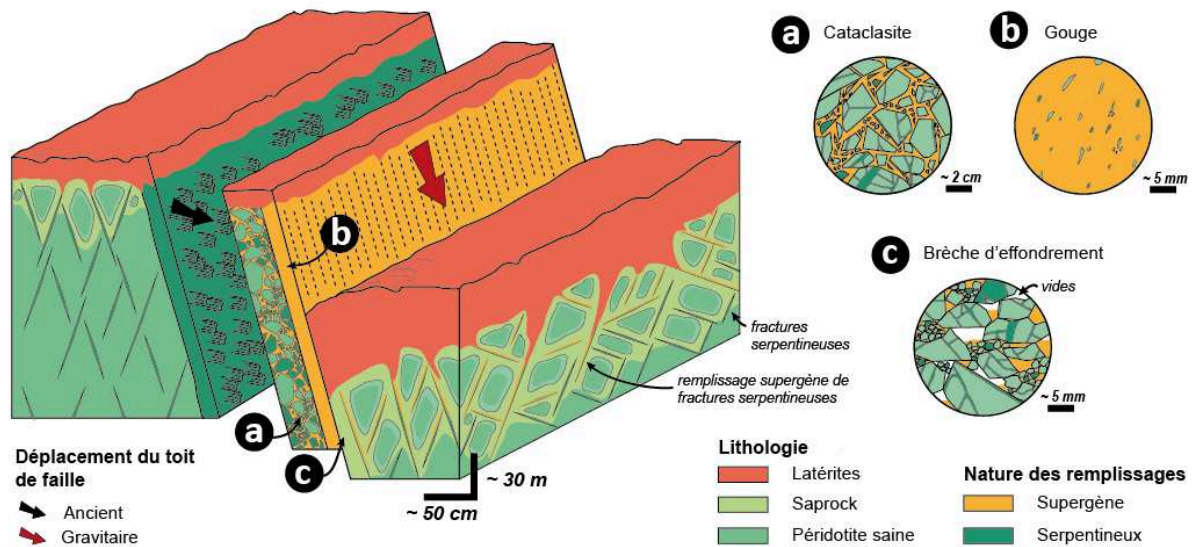
La morphologie des gisements de pente est caractéristique de **glissements emboîtés** (Maurizot *et al.*, 2002 ; Genna *et al.*, 2005 ; Rouet, 2009 ; Fig. 111) mettant en évidence l'effondrement des bordures des massifs et **un mécanisme gravitaire**.



**Fig. 111.** Panorama depuis la vallée de Ouaté (nord du massif du Kopéto-Boulinda) permettant l'illustration de glissement emboîté.

Les ruptures de pente caractéristiques de cicatrices d'arrachement sont marquées par des failles serpentineuses parallèles à la direction de la vallée sous-jacente et réactivées avec un mouvement normale en domaine supergène (cf. *Chapitre 3*, § 2.3). En effet, ces failles montrent une zonation constituée d'enduits et remplissage successifs évoluant depuis les serpentines vers des minéraux supergènes (cf. *Chapitre 3*, § 2.4). Elles sont systématiquement soulignées par une gouge de faille à matrice supergène et le toit est caractérisé par une brèche monogénique dont le ratio matrice/élément et la présence de vide indique une ouverture importante. Par rapport **au toit de la faille**, au sein duquel **les fractures ont été réouvertes facilitant la circulation des fluides**, le mur au sein duquel les **fractures sont restées fermées est relativement préservé de l'altération** (Fig. 54 et Fig. 112).

D'autre part, il est à noter que les brèches décrites au toit des failles au sein de certaines fractures (Fig. 61) ont été interprétées par Cathelineau *et al.* (2017) comme le résultat de la circulation de fluides hydrothermaux de basse température. Cependant, puisque ces brèches sont associées à des minéraux supergènes, **absents dans la péridotite saine sous-jacente**, elles résulteraient plutôt de processus supergènes. De notre point de vue, la dilation importante parfois enregistrées pourrait être attribuée à une **surpression de fluide** saturé en silice provoquant la rupture.



**Fig. 112.** Schéma synthétique de la zonation des failles acquis lors de la réactivation de fracture à remplissage serpentineux en domaine supergène : **a)** la brèche cataclastique du mur de faille, **b)** la gouge de faille et **c)** la brèche d'effondrement au toit de la faille.

Cette zonation (Fig. 112) est aussi caractéristique des failles contrôlant les gisements de plateaux (cf. Chapitre 3, § 2.3.1 ; Fig. 50) indiquant donc un mécanisme similaire.

L'effondrement des bordures de massifs entraîne une ouverture préférentielle des joints au toit des failles, améliorant la perméabilité et favorisant l'altération, qui mène éventuellement à un enrichissement en nickel du saprock. Entre temps, la réactivation de failles dans la partie centrale des massifs découle probablement de la décompression du massif faisant suite à l'effondrement des bordures.

Les miroirs de faille montrent quasiment systématiquement des stries selon la ligne de plus grande pente (cf. Chapitre 3, § 2.3). Cependant, des exceptions existent, notamment au niveau de la fosse ABC sur la mine de Nakéty (cf. Chapitre 3, § 2.5), où les stries sont faiblement pentées indiquant un mouvement décrochant. Cette cinématique peut être expliquée par un changement des contraintes locales imposées à la fosse lors de la décompression générale du massif.

La géométrie en dièdre du réseau de fracture serait à l'origine des variations d'épaisseur du profil et de la formation de sillons caractérisant. Des failles secondaires obliques (ordre 2, cf. Chapitre 3, § 2.5) segmentent ces sillons et peuvent être à l'origine de la géométrie en 'boîte à œufs' de certain gisement de type plateau. Cette géométrie contrôle la circulation horizontale des eaux contenue dans l'horizon saprolitique (Jeanpert et al., en cours ; Jeanpert, 2017). La direction du flux au sein cet aquifère serait responsable des variations de teneur en nickel.

Il est à noter que le rejet de ces failles n'est pas nécessairement important bien que la morphologie des glissements laisse parfois supposer un déplacement de plusieurs dizaines voire centaines de mètres. En effet, l'ouverture des fractures au toit de la faille entraîne une altération préférentielle. Le tassement consécutif mène à la morphologie actuelle.

La réactivation de failles préexistantes ne se produit que dans la partie sommitale des massifs de périodite et, actuellement, aucun glissement de type rotationnel de cet envergure n'existe, le gradient d'altitude ne suffit donc pas à expliquer ces failles de type gravitaire. La réactivation des



failles a probablement été facilitée par la réduction du coefficient de friction au sein des failles héritées. Cette réduction peut être provoquée par la circulation accrue d'eaux météoriques en bordure de plateau probablement lors des optima climatique de l'Oligocène inférieur et du Miocène moyen (Zachos *et al.*, 2001 ; Zachos *et al.*, 2008) soumis à des périodes de pluies intenses.

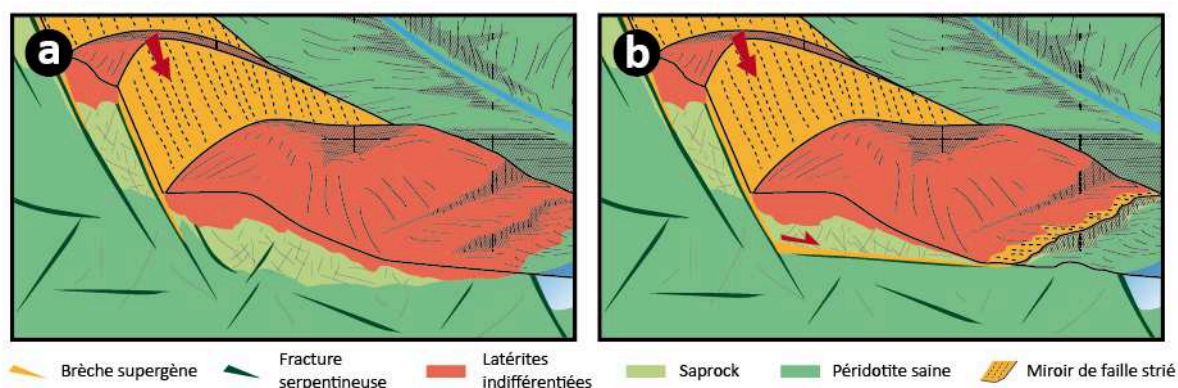
Les gouges de failles sont constituées d'une matrice supergène majoritaire à silice brune, bien que plusieurs occurrences de failles à deweylite et garniérite aient été décrites (cf. *Chapitre 3*, § 2.4 ; *Fig. 60*). Différentes études théoriques et expérimentales ont montré que **la présence de gel siliceux** fait partie des différents mécanismes permettant d'**abaisser le coefficient de friction** et de provoquer le jeu d'une faille (p. ex. Brodsky et Kanamori, 2001 ; Di Toro *et al.*, 2006 ; Brantut *et al.*, 2008). Une **roche riche en silice peut former des gels siliceux sous des taux de de friction modérés à élevés** dans des conditions humide de surface (Hayashi et Tsutsumi, 2010 ; Nakamura *et al.*, 2012). Mais à ce jour, peu de ces objets ont été observés dans la nature. Kirkpatrick *et al.* (2013) décrit ce genre de processus au niveau de la faille de Corona Height (San Francisco) où le gel siliceux aurait permis le jeu de la faille dans des conditions crustales de faible profondeur. Ces auteurs suggèrent que la couche siliceuse était fluide et synchrone d'un écoulement cataclastique. La **présence de fragments de l'encaissant** (péridotite et serpentine) **flottant dans une matrice de silice brune microcristalline** (cf. *Chapitre 3*, § 2.4 ; *Fig. 61a* et *Fig. 112b*) semble indiquer un processus similaire. Ainsi **la formation de gel dans un milieu saturé aurait facilité la réactivation des failles en domaine supergène**.

Il est à noter que les mouvements gravitaire succèdent à au moins un épisode d'altération (*Chapitre 3*, § 2.3.2 ; *Fig. 58*). En addition de la friction, un autre processus, similaire à la goethitisation à partir de la déshydratation de la ferrihydrite (cf. *Chapitre 2*, § 1.1), peut donc être invoqué pour la formation de ce gel de silice. Lors de la période d'altération, la péridotite fracturée est saturée en eaux riches en Si. Les **battements de nappe, accentués par une forte saisonnalité**, peuvent **provoquer une déshydratation** de la roche en période sèche et la **formation de gel colloïdal siliceux**. Il est envisageable que dans certain cas, le fluide transporte du Ni ou Mg en solution, permettant de proposer un processus similaire pour expliquer la zonalité des failles à garniérite et deweylite.

D'autre part, la **densité de fracturation de varie pas de façon significative avec la profondeur** (cf. *Chapitre 3* ; § 2.2 ; Jeanpert *et al.*, en cours). Par conséquent, afin d'expliquer la limitation en profondeur des corps minéralisés, les auteurs invoquent la présence de failles listriques (Leguéré, 1976 ; Genna *et al.*, 2005 ; Sevin, 2014 ; *Fig. 59*). Cependant, ces failles ne sont pas systématiquement observées au sein des gisements de pentes et n'ont jamais été décrites au sein de ceux de plateau.

La formation de telles failles implique une différence rhéologique entre deux niveaux à comportement mécanique opposé. En l'occurrence, si le bedrock est fortement fracturé, les fractures sont scellées par des remplissages serpentiniteux, et seulement réouvertes en subsurface. Nous proposons que la différence de perméabilité entre le saprock, contenant la nappe phréatique, et le bedrock permet un **changement de comportement et une déformation de type ductile** (*Fig. 113a*). Puisque ces failles ne sont pas systématiquement présentes, le processus est probablement facilité par la **réactivation de failles subhorizontales** (cf. *Chapitre 3*, § 2.2 ; *Fig. 49*).

Dans le cas où ces failles ne sont pas présentes (p. ex au cœur des plateaux), nous proposons que les **variations verticales de perméabilité**, en addition des variations latérales (géométrie de dièdre), entre l'horizon saprock et le bedrock, ainsi que la faible mobilité du nickel, **suffisent à empêcher l'infiltration en profondeur des eaux riches en nickel** (*Fig. 113b*).



**Fig. 113.** Schémas des deux types de limitations en profondeur des gisements de nickel. **a)** Une faille listrique se forme au niveau de l'interface saprock-bedrock et **b)** la différence de perméabilité entre les horizons du saprock et du bedrock ainsi que la faible mobilité du nickel permet de limiter la zone minéralisée.

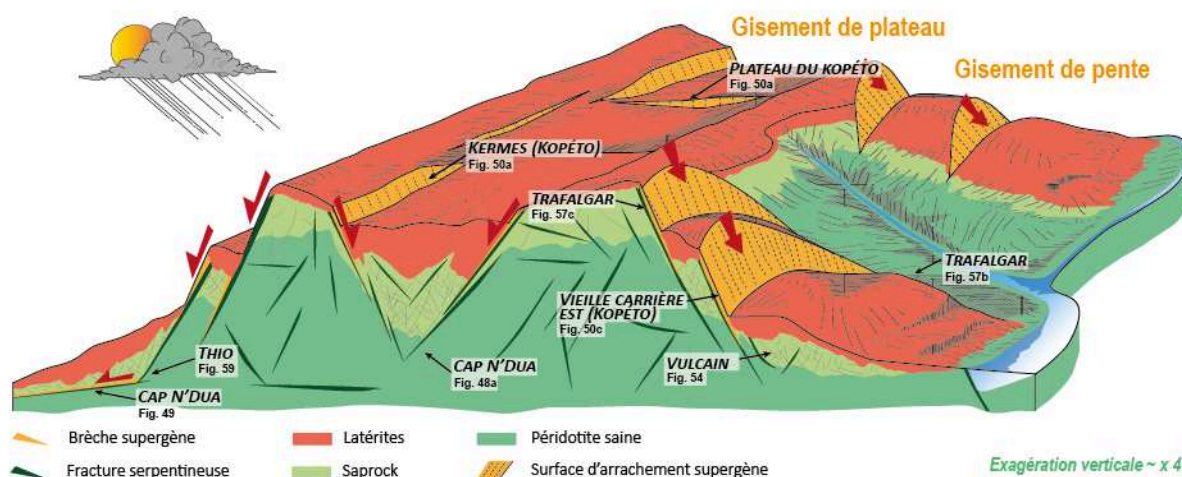
### **Proposition d'un modèle révisé des gisements de nickel en Nouvelle-Calédonie**

Le réseau de fracture à remplissage serpentineux joue un rôle prédominant dans la genèse des gisements de nickel supergène. Ce réseau permet la circulation des eaux météoriques dans une péridotite à la perméabilité autrement très basse. Les observations de terrain et l'analyse du MNT montre que ce réseau hérité contrôle l'incision de la surface d'altération pré-miocène et donc la morphologie générale des massifs de péridotites (Fig. 114).

Durant une seconde étape d'altération, les pentes abruptes et l'eau en surpression au sein des fractures en bordure de massif est responsable de l'effondrement des pentes. Cet épisode entraîne une extension pluridirectionnelle permettant la réactivation des failles au cœur des massifs. L'ouverture des joints, tout particulièrement au toit des failles réactivées, permet une augmentation de la perméabilité. Celle-ci accroît l'altération des zones fracturées et donc la formation de sillon minéralisé au sein des plateaux.

Contrairement à certaines interprétations, il semble que la faible perméabilité de la roche saine ait empêché la circulation verticale des eaux. Ainsi, les eaux riches en nickel n'ont jamais atteint la semelle serpentineuse. Au contraire, l'accumulation des silicates Ni-Mg a été restreinte aux vides (pores de la roche et joints ouverts) du saprock. La circulation horizontale des eaux dans l'horizon du saprock, constituant la nappe d'eaux superficielles, explique les variations latérale de teneur en Ni. À moins d'être piégée au sein de sillon dans les plateaux, les eaux riches en Ni tendent à circuler vers les exutoires, c'est-à-dire la pente, générant des gisements de pente de plus haute teneur.

Actuellement, les géologues miniers utilisent la principalement morphologie comme guide d'exploration. En complément, nous proposons que l'**occurrence de faille « zonée »** décrite plus haut signale l'existence possible de gisement de pente ou plateau et peut être utilisée comme **un métallotecte additionnel**. Combinée à ces observations de terrain, l'interprétation des profils EM permet de visualiser les **approfondissements maximaux du profil d'altération** et d'**estimer les volumes non économiques** (latérite rouge et cuirasse).



**Fig. 114.** Modèle simplifié de l'effondrement des massifs de péridotites et les conséquences pour les minéralisations nickélifères. La circulation des eaux météoriques au sein du réseau de fracture hérité réduit les forces frictions et, conjointement avec un gradient d'élévation élevé, provoque l'effondrement des bordures du massif. Cet épisode entraîne la formation de « couloir de décompression » au cœur du massif. L'ouverture préférentielle des fractures au toit de ces failles augmente la perméabilité de la péridotite, favorise l'altération et éventuellement la concentration de nickel. Des exemples en référence au Chapitre 3 sont indiqués pour chaque type de structure représentée.



# Conclusion générale et perspectives

Cette thèse avait pour objectif principal de caractériser les discontinuités lithostratigraphiques de la Nappe des Péridotites, de qualifier et quantifier leur rôle dans le développement du profil d'altération et, ainsi, de cibler de possibles enrichissements économiques en nickel. Cette phase d'étude était primordiale en vue de l'interprétation du jeu de données géophysiques. Ce travail de thèse a bénéficié de l'appui du CNRT à travers le projet OPHIOSTRUCT et s'ancre dans une optique de développement durable de la ressource.

L'analyse structurale menée durant cette thèse permet de mieux appréhender l'évolution structurale de la Nappe des Péridotites depuis l'accrétion océanique jusqu'au post-obduction.

Ce travail s'est construit en deux principaux volets : une étude de terrain et l'interprétation des données géophysiques HTEM acquises sur trois zones (Massif du Koniambo, Massif du Kopéto-Boulinda et Massif du Sud).

Au cours du premier volet, **l'étude des relations structurales a permis d'établir une chronologie relative des différents remplissages** des fractures affectant la Nappe des Péridotites. Lors de notre étude, le maillage serpentineux a été finement caractérisé pour comprendre sa relation avec les fractures de plus grande échelle et donc possiblement son impact sur le signal géophysique. Alors qu'à travers le monde, le maillage serpentineux est grandement étudié au niveau des dorsales océaniques actives, ainsi que dans chaque ophiolite obduite, ce n'était pas le cas en Nouvelle-Calédonie.

L'étude de cette fracturation précoce a permis d'observer que très peu de fractures sont néoformées. En effet, il semble que ce soit le même réseau de fracture qui soit continuellement réactivé lors des différentes phases géodynamiques. Une approche minéralogique est donc nécessaire pour discerner ces différents événements. À partir de la chronologie relative et des mécanismes de formation déterminés, nous pouvons proposer des environnements géodynamiques possibles pour chaque objet étudié.

Les données électromagnétiques ont permis de mettre en évidence la présence de grandes structures intra-nappe interprétées comme des chevauchements ou rétrochevauchements se branchant au niveau de la serpentinite basale. Jusqu'à présent, ces chevauchements étaient suspectés, parfois cartographiés (sud du Kopéto), mais leur géométrie n'avait pas encore été proprement imagée.

L'étude de terrain combiné à l'interprétation des données électromagnétiques a permis de mettre en évidence le rôle des unités constituant le socle de la ride de Norfolk. En effet, la structuration, les comportements mécaniques, et les contacts tectoniques, appartenant à une histoire antérieure (anté-sénonienne), des unités crustales et sédimentaires du socle jouent un rôle majeur dans les processus d'accommodation de l'obduction. Ces observations permettent de réviser les modèles d'obduction existants.



# Liste des figures

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Fig. 1.</b> Carte des principaux gisements de nickel sulfuré vs. latéritique et âges de l'encaissant. Cartes modifiées d'après Jébrak et Marcoux (2008), Marsh et al. (2013) et Schulz et al. (2014).....                                                                                                                                                                                                             | 13 |
| <b>Fig. 2. a)</b> Carte des zones climatiques équatoriales à subtropicales à travers le monde en corrélation avec les différents types de gisement de nickel latéritique. Carte modifiée d'après Jébrak et Marcoux (2008), Berger et al. (2011), Marsh et al. (2013) et Butt et Cluzel (2013). <b>b)</b> Périodes de formation des latérites nickélifères d'après Freyssinet et al. (2005).....                          | 14 |
| <b>Fig. 3.</b> Les différents types de minerai de nickel latéritiques d'après Jébrak et Marcoux (2008), Freyssinet et al. (2005) et Maurizot et al. (2014). Voir localisation des gisements, de Weda Bay (Indonésie), Falcondo (République Dominicaine) et Murrin-Murrin (Australie Occidentale), <b>Fig. 2a</b> .....                                                                                                   | 16 |
| <b>Fig. 4.</b> Ressources naturelles et risques naturels associés au profil d'altération sur roches ultramafiques en Nouvelle-Calédonie. Modifié d'après Maurizot et al. (2011) et Sevin (2014).....                                                                                                                                                                                                                     | 18 |
| <b>Fig. 5.</b> Carte de la nature du socle et éléments structuraux associés (Collot et al., 2011). Abréviations : 3KR, Ride des Trois Rois ; BL, Bassin des Loyauté ; CFZ, Fracture de Cook ; NC, Nouvelle-Calédonie ; NL NZ, Northland Nouvelle-Zélande ; RLH, Ride de Lord Howe ; RN, Ride de Norfolk ; VMFZ, Fracture de Meisnez. ....                                                                                | 23 |
| <b>Fig. 6. a)</b> Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie au 1/500 000 (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009) et isobathes 500 m et <b>b)</b> coupes géologiques simplifiées localisées sur la <b>Fig. 6a</b> (Cluzel et al., 2012a). ..                                                                                                                                                                         | 24 |
| <b>Fig. 7.</b> Carte géologique simplifiée des massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie et surfaces d'altération maîtresses, modifié après Maurizot et Vendé-Leclerc (2009) sur fond de carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre des bassins adjacents à la Grande Terre, modifié après Collot et al. (1987). ....                                                                                             | 28 |
| <b>Fig. 8.</b> Modèle de l'évolution géodynamique de la Nouvelle-Calédonie du Paléocène au Miocène, modifié d'après Cluzel et al. (2012a).....                                                                                                                                                                                                                                                                           | 31 |
| <b>Fig. 9.</b> Modèle géodynamique de la mise en place des nappes ophiolitiques de l'Éocène inférieur à l'Oligocène inférieur, modifié d'après Lagabrielle et al. (2013).....                                                                                                                                                                                                                                            | 32 |
| <b>Fig. 10.</b> Série de Goldich (1938) définissant l'ordre de stabilité des minéraux primaires, d'après Sevin (2014). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 38 |
| <b>Fig. 11.</b> Profil d'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie, nomenclature utilisée par les géologues, les altérologues et les mineurs calédoniens (codification SLN dérivée des travaux d'Orloff, 1968), caractéristiques minéralogiques et géochimiques du profil et localisation des minerais de nickel. Photo de Robineau et al. (2011) et graphes modifiés d'après Maurizot et al. (sous presse). .... | 41 |
| <b>Fig. 12.</b> Model de genèse des gisements latéritiques d'après Bailly (2014) : enrichissement en nickel de l'horizon de transition et de la base des latérites jaunes par « digestion » des veines de garniérites du saprock. ....                                                                                                                                                                                   | 41 |
| <b>Fig. 13.</b> Remplacement partiel à total des veines de garniérite dans l'horizon de transition ( <b>Fig. 12</b> ) : minerai quadrillé à gauche, phases intermédiaires de digestion et serpentine résiduelle à droite. ....                                                                                                                                                                                           | 41 |
| <b>Fig. 14.</b> Carte géologique simplifiée et production des centres miniers (données non publiées de la DIMENC, 2016), modifié après Maurizot et al. (en révision).....                                                                                                                                                                                                                                                | 42 |
| <b>Fig. 15.</b> Occurrences de magnésite au niveau de la semelle serpentineuse <b>a)</b> du massif du Kopéto-Boulinda à Népoui, et <b>b)</b> à la base du massif du Koniambo, photo extraite de Quesnel et al. (2013). ....                                                                                                                                                                                              | 43 |



- Fig. 16. a)** Représentation des variétés de minéraux porteurs de Ni et **b)** veines de garniérite de la mine de Poro (**Fig. 14**) : les deux couleurs observées, vert foncé et vert bleuté, suggèrent un mélange de phase népouite et willemséite, d'après Sevin (2014). ..... 44
- Fig. 17.** Exemples de polymorphe de la silice et imprégnation siliceuse en Nouvelle-Calédonie: **a)** Silice brune amorphe type opale, **b)** chrysoprase (Collection W. Foucher, Photo L. Alizert) et **c)** le faciès de cargneule au niveau d'un plan de faille au sein de l'horizon saprock. .... 45
- Fig. 18.** Figure illustrant le rôle de drain et d'écran des fractures suivant leur pendage. .... 47
- Fig. 19.** Nomenclature utilisé par les géologues et les mineurs (Orloff, 1968 ; Pelletier, 1996 ; Sevin, 2014). . 48
- Fig. 20.** Rubanement (S0) souligné par l'alternance dunite/harzburgite et foliation (S1) marquée par les pyroxènes au sein d'un banc harzburgitique. Les bancs dunitiques subissent une altération plus intense que les bancs harzburgitiques sur la mine Dunite 78 (Photo de J.-E. Winninger). .... 48
- Fig. 21.** Modèle hydrogéologique des péridotites de Nouvelle-Calédonie (Join et al., 2005 ; Jeanpert, 2017) 49
- Fig. 22. a)** Interprétation des linéaments associés aux dolines à partir du levé Lidar (Plaines des Lacs, Massif du Sud). **b)** Dolines alignées selon une direction N130° (Port Boisé, Massif du Sud). **c)** Coupe schématique d'une doline d'après Sevin (2014). .... 50
- Fig. 23.** Profils topographiques simplifiés illustrant la continuité des surfaces d'altération maîtresses (Sevin, 2014). .... 51
- Fig. 24.** Classification géomorphologique, géologique et économique des gisements de nickel de Nouvelle-Calédonie d'après Maurizot et al. (sous presse). Concernant la taille et le tonnage des gisements, n correspond au nombre de carrières nécessaires pour l'exploitation du gisement. .... 53
- Fig. 25.** Carte géologique simplifiée et localisation des zones d'étude mentionnées ci-après (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2009). .... 57
- Fig. 26.** Structures cristallographiques des polymorphes de serpentine. **a)** la lizardite, **b)** le chrysotile, **c)** l'antigorite. Les carrés plus ou moins déformés représentent les octaèdres de Mg, et les triangles gris, les tétraèdres de Si. Schémas tirés de Mével (2003). **d)** La serpentine polygonale. Schéma tiré de Cressey et al. (2010) où la forme cylindrique du chrysotile est proposée comme structure de base à la formation de la serpentine polygonale. Chaque polygone est constitué d'un empilement de couches octaédriques de Mg et tétraédrique de Si. . .... 59
- Fig. 27.** Occurrences de minéraux serpentineux en Nouvelle-Calédonie. **a)** Fentes de tension à chrysotile réouvrant une veine à lizardite (Péninsule de Bogota – Anse Ouassé, photo D. Lahondère). **b)** Fracture à antigorite (Massif du Sud – Mine de Vulcain, photo de D. Lahondère). **c)** et **d)** Serpentine polygonale d'aspect porcelané sur miroir de faille (respectivement Massif du Kopéto-Boulinda et Massif de Tiébaghi). .... 60
- Fig. 28. a)** Joints à lizardite affectant la péridotite (Col Paillard, Massif du Sud), réouverts par de l'antigorite. **b)** et **c)** Réseau anastomosé de veines à lizardite préservées au sein du saprock, respectivement Mine du Col Paillard et Mine Dunite 78 (Massif du Sud). **d)** Lizarditisation de la péridotite depuis une veine métrique (Photo D. Cluzel). .... 64
- Fig. 29.** Illustration de la serpentinisation progressive des péridotites. **a)** Photographie LPNA (Lumière Polarisée Non Analysée) des microfissures affectant les grains d'olivine au sein d'une dunite non serpentinisée (Mine Si Reis, Massif du Kopéto-Boulinda). **b)** Photographies LPNA et LPA (Lumière Polarisée Analysée) d'un stade précoce de serpentinisation au sein d'une dunite (Rivière Bwarawa, Massif du Mé Maoya). **c)** Photographies LPNA d'un stade de serpentinisation plus avancé que **b)**. **d)** Photographie LPA et dessin interprétatif montrant la progression de la serpentinisation depuis un joint serpentineux centimétrique à texture rubanée (Lizardite I) vers les microfractures de la péridotite encaissante (Lizardite I'). La Lizardite (I) est recoupée par des fentes de tension à lizardite (II) puis l'ensemble est recoupé par des fentes de tension à chrysotile. .... 65

**Fig. 30.** Échantillons provenant de l'aire de séchage de la mine de Tiébaghi. **a)** Photographie LPNA et LPA d'une veine de lizardite se développant autour de grains de chromite. **b)** Image MEB d'une veine de lizardite mettant en avant la section allongée des magnétites. **c)** Orientation préférentielle des magnétites par rapport aux grains de chromite au sein d'une veine à lizardite. **d)** Ouverture de fissures parallèle aux épontes de la veine à lizardite au sein d'un grain de chromite. Les fissures sont colmatées par des magnétites. **e)** et **f)** Zoom sur une queue de cristallisation autour d'un grain de chromite (**Fig. 30e**)..... 66

**Fig. 31.** Photographie LPA et dessin interprétatif d'une veine de lizardite traversant un grain de bastite..... 67

**Fig. 32.** **a)** Filon de leucodiorite fortement cisailé au niveau de la semelle du massif du Kopéto. **b)** Filon de leucodiorite de la mine de Georges Pile (Massif du Sud). **c)** et **d)** Filon de hornblendite pegmatoïde sur la route d'accès de la mine Ada (Massif du Sud). **e)** Filon de webstérite pegmatoïde de la mine GR2H (Massif du Sud). 68

**Fig. 33.** Filons sur l'aire de séchage de la mine de Tiébaghi. **a)** Géométrie en baïonnette, noter leur texture grenue. **b)** Épontes serpentineuses d'un filon de diorite. **c)** Péridotite encaissante affectée par un dense réseau de veines à lizardite. .... 69

**Fig. 34.** Filon felsique traversant une harzburgite au confluent de la rivière des Pirogues et de la Napouerdjéine (Massif du Sud). On n'observe aucune augmentation du taux de serpentinisation à proximité du filon. .... 69

**Fig. 35.** Illustration des relations possibles entre serpentinisation à lizardite et mise en place des filons : **a)** la serpentinisation est synchrone de la mise en place des filons et dans ces cas, l'auréole de serpentinisation noire à lizardite est restreinte aux épontes du filon. **b)** La serpentinisation est antérieure à la mise en place du filon et sans relation avec ce dernier. .... 70

**Fig. 36.** Filons déformés de façon ductile. **a)** Filon à feldspath et amphibole fortement cisailé (Col de N'go, Massif du Sud). **b)** Photo interprétation : en vert la péridotite encaissante et en blanc le filon gabbroïque, d'après Maurizot et al. (accepté). .... 71

**Fig. 37.** Déformation ductile de certains filons de diorite. **a)** Structure C-S de l'échantillon localisé **Fig. 36**. Les amphiboles automorphes et de taille centimétrique en bordure de filon s'orientent pour former une foliation qui se raccorde à plan de cisaillement. **b)** Filon à texture oeilée marquée par les cristaux étirés d'amphibole (rivière des Pirogues). .... 71

**Fig. 38.** Granitoïde et minéralisations associées de la Mine de Georges Pile (Massif du Sud). **a)** Éponte réactionnelle à anthophyllite associée à un filon de diorite (**Fig. 32b**). La péridotite encaissante est serpentinisée en bordure du filon et associée en **b)** à des magnétites automorphes de taille millimétrique. **c)** Granitoïde fortement déformé. La zone foliée porte une linéation subhorizontale indiquant un mouvement décrochant senestre. Au cœur du filon, le granitoïde est légèrement boudiné mais préservé de l'essentiel de la déformation. Projection stéréographique de Schmidt de l'orientation des filons (hémisphère inférieur). .... 72

**Fig. 39.** Carte géologique simplifiée et report des orientations des filons par zones d'étude. Compilations des données structurales de M. Iseppi, D. Cluzel et J-E. Winninger (Projection de Schmidt, hémisphère inférieur). 73

**Fig. 40.** Photographies **a)** d'une veine de type 'crack-seal' à antigorite et **b)** du changement d'orientation des fibres d'antigorite (Massif du Sud - Mine Vulcain, photo D. Lahondère). Photographies **c)** LPNA et **d)** LPA d'une lame mince d'une veine de type crack-seal à antigorite. **e)** Agrandissement en LPNA et **f)** en LR (Lumière Réfléchiée) d'une bordure de veine à antigorite (localisation **Fig. 40c**). Les fibres d'antigorite sont nucléées sur les bordures à lizardite de la veine. La lizardite en bordure est associée à de fin cristaux de magnétite. .... 75

**Fig. 41.** Carte d'orientation des failles à antigorite et directions d'étirement maximale pour chaque ellipsoïde de déformation calculée à partir du logiciel FaultKin (Allmendinger et al., 2012). Compilations des données structurales de M. Iseppi, D. Cluzel, D. Lahondère, S. Lesimple et J-E. Winninger (Projection de Schmidt, hémisphère inférieur). .... 76

**Fig. 42.** Zone de cisaillement majeure au sud du massif du Kopéto. **a)** Carte géologique simplifiée du NE de la klippe du Kopéto-Boulinda. **b)** Zoom sur le cisaillement majeure et données structurales d'après Gautier et al. (2016). **c), d)** et **e)** Affleurements au sein de la zone de cisaillement majeure localisée en b). Les cisaillements indiquent un mouvement inverse avec une vergence du toit vers le S-SSE (Photos P. Gautier). ..... 78

**Fig. 43.** Occurrences de zones de cisaillement au sud-est du massif du Kopéto-Boulinda. **a)** Zone de cisaillement subverticale N070° 80°NO senestre. **b)** Zone de cisaillement subverticale N090° 90°. **c)** Zone de cisaillement N130° 70°SO à cinématique inverse avec un mouvement du compartiment supérieur vers l'E-SE. 78

**Fig. 44.** Zone de cisaillement affectant la péridotite massive au sommet de l'ancienne mine Si Reis (Massif du Kopéto-Boulinda). **a)** Zoom sur les plans de cisaillement c (N070° 60°N, pitch de la linéation 40°E) et la schistosité s au sein **b)** d'une mylonite plurimétrique. Des lentilles métriques de dolérite sont pincées dans la zone de cisaillement. .... 79

**Fig. 45.** Les différents faciès observés au sein de la semelle tectonique de Si Reis (Massif du Kopéto-Boulinda, **Fig. 25**) : **a)** mylonite porphyroclastique, **b)** brèche hétérométrique, **c)** faille avec remplissage serpentineux à faciès amygdalaire affectant la péridotite massive. .... 80

**Fig. 46.** Foliation subverticale de la semelle tectonique. **a)** Report des mesures de schistosité au sein des unités de Poya et du Crétacé supérieur (nord du massif du Kopéto-Boulinda). **b)** La foliation dans la semelle serpentineuse est orientée N085° 85°S. **b)** Mylonite porphyroclastique au sein de la semelle tectonique. L'organisation des plans de cisaillements c et la déformation de la schistosité s indique un mouvement senestre. .... 82

**Fig. 47.** Carte géologique simplifiée du Cap N'Dua et projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) de l'orientation des plans serpentineux (cf. Annexes). .... 83

**Fig. 48.** Géométrie en dièdre de la fracturation précoce. **a)** Photographie des falaises du Cap N'Dua (massif du Sud) et représentation de la géométrie en dièdre du réseau de fractures affectant la péridotite saine. **b)** Réseau de fractures à l'échelle de la falaise. .... 83

**Fig. 49.** Occurrence de failles à faible pendage (falaises du Cap N'Dua, massif du Sud). **a)** Des fractures à plus fort pendage viennent se brancher sur les failles faiblement pentées, cependant le déplacement relatif est difficilement quantifiable **b)** Filon de leucodiorite (daté à 53-55 Ma ; Cluzel et al., 2006) décalé par une faille à faible pendage avec un mouvement normal. Noter le faible rejet. **c)** Projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) des failles serpentineuses subhorizontales et des filons. Les contours (du jaune au bleu) sont calculés selon la méthode Kamb où  $\sigma$  correspond à la déviation standard (Kamb, 1959). .. 84

**Fig. 50.** **a)** Carte géologique du Massif du Kopéto et interprétation linéamentaire à partir du MNT (10 m) (DTSI, 2013) et projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) de l'orientations des fractures à remplissage serpentineux (lignes vertes continues) et celles à remplissage supergène (lignes noires pointillées). **b)** Projections stéréographiques de l'orientations i) des fractures à remplissage serpentineux (à gauche), ii) des fractures à remplissage supergène réutilisant des plans serpentineux (lignes grises continues) et iii) des fractures supergène néoformées (lignes noires pointillées) de la fosse Vieille Carrière, localisée **Fig. 50a**. **c)** Panorama de la fosse de 'Vieille Carrière Est' et localisation du plan de faille à deweylite contrôlant la fosse et parallèle à la crête au nord (cf. **Fig. 60a**). .... 86

**Fig. 51.** **a)** Carte géologique simplifiée du NO du massif du Koniambo et **b)** coupe NO-SE synthétique intégrant les différentes observations de terrain. .... 87

**Fig. 52.** **a)** Carte géologique simplifiée de l'ancienne mine Surprise 1. **b)** Zonation de la faille contrôlant la fosse. Le toit de la faille est plus altéré que le mur. **c)** Coupe SO-NE synthétique intégrant les différentes observations de terrain. .... 88

**Fig. 53.** **a)** Bordure d'un filon gabbroïque réutilisée par une faille à garniérite (mine Si Reis, massif du Kopéto-Boulinda). **b)** Zoom sur le plan de faille à garniérite. .... 89



- Fig. 54. a)** Carte géologique simplifiée de la mine Vulcain et localisation de la fosse Module 3. **b)** Faille normale à deweylite orienté N090° 60°N contrôlant la fosse. **c)** Panorama et **d)** photo-interprétation de la fosse Module 3. .... 90
- Fig. 55. a)** Réseau de fractures à lizardite réutilisé par la garniérite, constituant le 'minerai quadrillé' des mineurs (Photo P. Maurizot). **b)** Réouverture de fractures orthogonales à lizardite par la silice brune (fosse Blanche, mine Kopéto, massif du Kopéto-Boulinda). .... 90
- Fig. 56.** Fentes de tension à **a)** garniérite et **b)** deweylite (Massif du Koniambo, Photos P. Maurizot). .... 90
- Fig. 57.** Faille normale sur le site d'exploration Trafalgar au nord du massif du Kopéto-Boulinda. **a)** Carte géologique simplifiée et interprétation des linéaments. **b)** Photographie aérienne de la masse glissée du site Trafalgar. **c)** Zonation de la zone de faille associée à la cicatrice d'arrachement. Le toit de la faille est plus altéré que le mur et montre des joints ouverts remplis de silice brune. **d)** Zoom sur le cœur de faille. La gouge de faille à silice brune surmonte une brèche cataclastique de 20 cm d'épaisseur réutilisant un plan de faille à serpentine. La zonation observée est similaire à celle des failles de la **Fig. 60**. .... 91
- Fig. 58.** Exemples de stries suivant la ligne de plus grande pente au sein de l'horizon latéritique (Photos P. Maurizot, Etoile du Nord). .... 92
- Fig. 59. a)** Faille faiblement pentée à enduit de deweylite striée. **b)** Le plan de faille porte des stries suivant la ligne de plus grande pente et la gouge de faille est constituée d'un feuillage à sigmoïdes de deweylite indiquant un mouvement en faille normale (mine de Thio Plateau, Photos P. Maurizot). .... 92
- Fig. 60. a)** Faille à deweylite contrôlant la fosse Vieille Carrière Est (Mine Kopéto, **Fig. 50a**) et **b)** faille à garniérite observée en bas du col de Yaté non loin du pont de la Fausse Yaté. .... 93
- Fig. 61. a)** Lame mince d'une brèche d'effondrement au toit d'une faille. Noter la stratification du remplissage de silice brune et la persistance de vides (mine Opoué, vallée de la Tontouta, Massif du Sud). **b)** Brèche au sein d'une fracture appartenant au toit de la faille principale à deweylite de Vieille Carrière Est (**Fig. 50a** et **Fig. 50a**, mine Kopéto). **c)** Brèche à matrice siliceuse et éléments de garniérite réouverte par une deuxième phase de silice brune (fosse Bégonia, mine Kopéto). .... 94
- Fig. 62.** Photographies en LPA de brèches à éléments de garniérite (Mine de Thio, Lames minces d'A. Genna). .... 95
- Fig. 63. a)** Situation géographique de la mine de Nakéty et **b)** du plateau H1N1 surplombant la fosse ABC étudiée. **c)** Orthophotos de 2008 et **d)** photo aérienne de 1976 (la ligne blanche pointillée indique les limites de la doline exploitée). **e)** Panorama de la fosse ABC (point de vue localisé **Fig. 63c**). .... 96
- Fig. 64.** Carte structurale de la fosse ABC. Report des orientations des divers types de structures répertoriées sur le terrain et projections stéréographiques (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) du réseau de fractures serpentineuses (lignes continues noires) et supergènes (lignes continues rouges). .... 97
- Fig. 65. a)** Faille à deweylite et brèches associées. Les stries et sigmoïdes de la gouge de faille indiquent une cinématique décrochante. **b)** Brèches à proximité d'un plan de faille .... 98
- Fig. 66.** Emplacement des forages d'exploration de la fosse ABC (Nakéty, **Fig. 63**) et localisation de la coupe **Fig. 68**. .... 98
- Fig. 67.** Grilles obtenues après interpolation des teneurs en nickel tirées des forages par pondération inverse à la distance et par krigeage. .... 100
- Fig. 68.** Coupe N-S extraite de la modélisation de la fosse ABC et comparaison avec les résultats d'interpolation des teneurs en Ni (échelle de couleur, cf. **Fig. 67**). .... 100
- Fig. 69.** Carte géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie modifiée après Maurizot et Vendée-Leclerc (2009) et emplacement des zones levées en électromagnétique. Du NO vers le SE, les zones de Koniambo, Kopéto-Boulinda et du sud. .... 105

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fig. 70.</b> Le système SkyTEM304 constitué d'une boucle émettrice, d'une boucle réceptrice, de deux inclinomètres, de deux altimètres, de deux GPS et d'un magnétomètre. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 106 |
| <b>Fig. 71.</b> Vue schématique de la diffusion d'une boucle de courant induite dans un demi-espace homogène, d'après Reninger (2012). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 107 |
| <b>Fig. 72.</b> Le cycle EM : principe d'émission et de réception du signal EM d'après Reninger (2012). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 108 |
| <b>Fig. 73.</b> Exemple de levé d'altitude sur une distance d'environ 2km. Les points bleus et rouges sont les données brutes des deux altimètres. La ligne orange est l'altitude résultante après correction des données, d'après Auken et al. (2017). ....                                                                                                                                                                                                                                                        | 110 |
| <b>Fig. 74.</b> Filtre trapézoïdal utilisé pour ré-échantillonner les données EM. Les données brutes (barres d'erreur bleues) comprises entre les lignes rouges sont moyennées pour créer le sondage électromagnétique marqué par les barres d'erreur orange. Le trapèze est ensuite translaté (ligne rouge pointillée) pour créer un nouveau sondage. Le trapèze est défini par les temps T1 à T3 et les épaisseurs E1 à E3 (Tab. 2). Schéma modifié après HGG (2011). ....                                        | 110 |
| <b>Fig. 75.</b> Représentation schématique de la configuration SCI (Spatially Constrained Inversion). Les mesures EM sont représentées par des sondages le long des lignes de vol. L'inversion est contrainte non seulement le long des lignes de vol mais aussi d'une ligne à l'autre. Schéma modifié après HGG (2011). ....                                                                                                                                                                                       | 111 |
| <b>Fig. 76.</b> Exemples d'inversions a) « sharp » et b) « smooth » sur des profils de résistivité du NO du massif du Koniombo. La ligne pointillée indique la limite supérieure de la DOI (Depth of Investigation). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 111 |
| <b>Fig. 77.</b> Au nord du massif du Kopéto-Boulinda, grilles de résistivités moyennées sur les tranches de profondeur a) 0-10 m et b) 140-150 m. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 112 |
| <b>Fig. 78. a)</b> Carte géologique simplifiée du massif du Koniombo et localisation des forages miniers et profils ERT par rapport aux lignes de vol acquises lors de la campagne d'électromagnétisme hélicoptère. <b>b)</b> Coupe géologique simplifiée du massif du Koniombo mettant en lien la géomorphologie et l'emplacement des surfaces d'altération maîtresses, modifiée après Sevin (2014). À noter que l'épaisseur du régolithe sur péridotite a été exagérée afin qu'il soit visible sur la coupe. .... | 115 |
| <b>Fig. 79. a)</b> Carte géologique simplifiée du massif du Kopéto-Boulinda et emplacement des forages miniers par rapport aux lignes de vol acquises lors de la campagne d'électromagnétisme hélicoptère. <b>b)</b> Coupe géologique simplifiée du massif du Kopéto-Boulinda mettant en lien la géomorphologie et l'emplacement des surfaces d'altération maîtresses, modifiée après Sevin (2014). À noter que l'épaisseur du régolithe sur péridotite a été exagérée afin qu'il soit visible sur la coupe. ....   | 116 |
| <b>Fig. 80. a)</b> Carte géologique simplifiée du sud de la Grande Terre et emplacement des forages miniers et profils ERT par rapport aux lignes de vol acquises lors de la campagne d'électromagnétisme hélicoptère. <b>b)</b> Coupe géologique simplifiée mettant en lien la géomorphologie et l'emplacement des surfaces d'altération maîtresses, modifiée après Sevin (2014). À noter que l'épaisseur du régolithe sur péridotite a été exagérée afin qu'il soit visible sur la coupe. ....                    | 117 |
| <b>Fig. 81.</b> Évolution de la conductivité des eaux au sein du profil d'altération sur le secteur de Goro (Massif du Sud) et sur les massifs de Koniombo et de Tiébaghi (valeurs moyennes et écart-types, n correspond au nombre de mesures), d'après Jeanpert (2017). ....                                                                                                                                                                                                                                       | 118 |
| <b>Fig. 82.</b> Données de pluviométrie de février à mai 2015 au niveau <b>a)</b> du massif du Koniombo (Koné), <b>b)</b> du massif du Kopéto-Boulinda (massif du Kopéto et Népoui) et <b>c)</b> du bassin de Goro (ancienne pépinière de Goro et mine de Goro). En rouge, la date la plus proche de celle du levé hélicoptère. ....                                                                                                                                                                                | 119 |
| <b>Fig. 83.</b> Distinction des différentes lithologies. <b>a)</b> Carte géologique au 1/50 000 <sup>ème</sup> du NE du massif du Kopéto-Boulinda et localisation des lignes de vol. Grilles de résistivités moyennées sur les tranches de profondeur <b>b)</b> 0-10 m, <b>c)</b> 40-50 m et <b>d)</b> 140-150 m. Notez les valeurs de résistivité très faibles en fond de vallée et celles très résistantes au niveau des massifs miniers. ....                                                                    | 121 |

**Fig. 84.** Visualisation de la semelle serpentinite au NE du massif du Kopéto-Boulinda (vallée de Ouate). **a)** Profil EM orienté ouest-est et localisé en rouge sur la **Fig. 83a**. Les numéros de 1 à 6 indiquent l'emplacement des graphes de résistivité inversée fonction de la profondeur. **b)** Coupe géologique interprétée à partir de la carte géologique, des observations de terrain et par corrélation des données de résistivité inversée. .... 123

**Fig. 85.** Visualisation du contact entre les unités du socle et la semelle serpentinite au nord du massif du Kopéto-Boulinda (vallée de Ouate). **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b)** Profil EM orienté N-S et localisé en rouge en a). Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les numéros de 1 à 4 indiquent l'emplacement des graphes de résistivité inversée fonction de la profondeur. **c)** Coupe géologique interprétée à partir de la carte géologique, des observations de terrain et par corrélation des données de résistivité inversée. .... 124

**Fig. 86.** Visualisation du contact entre les unités du socle et la semelle serpentinite au nord du massif du Koniombo. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b)** Profil EM orienté ONO-ESE et localisé en rouge en a). Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les numéros de 1 à 4 indiquent l'emplacement des graphes de résistivité inversée ci-contre. **c)** Coupe géologique interprétée à partir de la carte géologique, des observations de terrain et par corrélation des données de résistivité inversée. .... 125

**Fig. 87.** Visualisation du contact entre l'unité de Poya et la semelle serpentinite au sud du massif du Kopéto-Boulinda (Forêt des français). **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b) à e)** Profils EM orientés N-S et localisés en rouge en a). Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les numéros de 1 à 6 indiquent l'emplacement des graphes de résistivité inversée sous-jacents. En face de chaque profil EM, la coupe géologique interprétée à partir de la carte géologique, des observations de terrain et par corrélation des données de résistivité inversée. .... 126

**Fig. 88.** Visualisation du contact entre l'unité de Poya et la semelle serpentinite au sud du massif du Kopéto-Boulinda. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b) et c)** Profils EM localisés en rouge en a) et coupes interprétatives orientées N-S. Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. .... 127

**Fig. 89.** Visualisation d'une zone de cisaillement intra-massif (**Fig. 44**, Si Reis, massif du Kopéto-Boulinda). **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 140-150 m. **b)** Profils EM localisés en rouge en a). Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les graphes de résistivité inversée sont localisés par les numéros de 1 et 2. **c)** Coupe interprétative orientées N-S. .... 129

**Fig. 90.** Visualisation d'une zone de cisaillement intra-massif (**Fig. 42d**, Pic de Poya, massif du Kopéto-Boulinda). **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b) à e)** Profils EM localisés en rouge en a) et coupes interprétatives orientées N-S. Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. .... 130

**Fig. 91.** Visualisation des structures masquées par le régolithe au sud de la zone levée sur le Massif du Sud. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup>, localisation des lignes de vol et grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 050-060 m. **b) à e)** Profils EM localisés en rouge en a) et coupes interprétatives orientées N-S. Les limites géologiques ont été reportées à partir de la carte au 1/50 000<sup>ème</sup>. Les numéros 1 à 4 se reportent à la grille de résistivité et à l'emplacement probable de structures majeures. .... 132

**Fig. 92.** Visualisation de l'anomalie conductrice au nord de la zone levée sur le Massif du Sud. **a)** Carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> et localisation des lignes de vol. **b)** Grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 050-060 m. **c) à h)** Profils de résistivité localisés en a). .... 133

**Fig. 93.** **a)** Carte géologique simplifiée du sud de la Grande Terre, localisation des lignes volées avec la méthode SkyTEM et emplacement des profils ERT disponibles sur la zone de Port Boisé. **b)** Localisation des profils ERT par rapport aux lignes de vols SkyTEM et emplacement des forages. Comparaison du **c)** profil ERT 10T08 et du **d)** profil de résistivité du levé SkyTEM à partir de l'inversion « smooth ». .... 135

- Fig. 94. a)** Carte géologique simplifiée du NE du massif du Kopéto-Boulinda et emplacement des lignes de vol. **b)** Grille de résistivité moyennée sur la tranche de profondeur 0-10 m. Notez que les contours géologiques des latérites/saprolite ont été reportés en b) et qu'ils correspondent globalement aux valeurs de résistivités de l'ordre de 100  $\Omega.m$ . ..... 136
- Fig. 95. a)** Carte des résistivités moyennées sur l'intervalle de profondeur 040-050 m et localisation des lignes de vol au sud de la Grande Terre. **b)** Localisation du profil de résistivité étudié et emplacement des forages de calages. Comparaison des deux modèles d'inversion : **c)** de type « sharp » et **d)** de type « smooth ». Projection des forages à proximité du profil (distance < 200 m). ..... 137
- Fig. 96.** Confrontation entre la lithologie des forages miniers et les valeurs de résistivité inversée sur un profil de résistivité situé sur la Plaine des Lacs (distance de projection < 200 m). **a)** Agrandissement du profil de résistivité centré sur le profil d'altération, **b)** confrontation des valeurs de résistivité inversée aux lithologies des forages localisés en a)..... 138
- Fig. 97.** Confrontation entre la lithologie des forages miniers et les valeurs de résistivité inversée sur un profil de résistivité situé sur la concession Bilboquet au nord du massif du Koniambo (distance de projection < 10 m). **a)** Agrandissement du profil de résistivité centré sur le profil d'altération, **b)** confrontation des valeurs de résistivité inversée aux lithologies des forages localisés en a). ..... 139
- Fig. 98.** Comparaison de différentes échelles de couleur sur un profil de résistivité situé sur la plaine des Lacs (Massif du Sud). **a)** Localisation de la ligne de vol étudiée. Échelles de couleur : **b)** de 100 à 1 000  $\Omega.m$ , **c)** de 50 à 5 000  $\Omega.m$  et en **d)** de 1 à 10 000 de 50 à 5 000  $\Omega.m$ . ..... 140
- Fig. 99.** Comparaison de différentes échelles de couleur sur un profil de résistivité situé sur au nord du massif du Koniambo. **a)** Localisation de la ligne de vol étudiée. Échelles de couleur : **b)** de 100 à 1 000  $\Omega.m$ , **c)** de 50 à 5 000  $\Omega.m$  et en **d)** de 1 à 10 000  $\Omega.m$ . ..... 141
- Fig. 100.** Comparaison des graphes de valeurs inversées et de valeurs centrées réduites. La flèche noire indique l'emplacement des sondages EM visualisés sur les profils de résistivité extraits des levés électromagnétiques du **a)** massif du Koniambo, **b)** massif du Kopéto-Boulinda et **c)** le bassin de Goro (Massif du Sud). ..... 142
- Fig. 101.** Le gisement de pente de Trafalgar (nord-est du Kopéto-Boulinda). **a)** Morphologie de la zone d'étude et localisation de l'affleurement **b)** correspondant à la surface de glissement. **b)** Faille serpentineuse réactivée par la silice brune supergène. **c)** Profil de résistivité orienté O-E traversant la zone d'étude et son interprétation en **d)**. ..... 143
- Fig. 102.** Fantômisation du karst. **a)** Localisation des points d'injection et de sortie des traceurs au sud-est du bassin de Goro par rapport au profil de résistivité. **b)** Profil de résistivité N-S et projection des points d'injection et de sortie des traceurs. La flèche noire indique le chemin supposé emprunté par le traceur, modifié d'après Jeanpert (2017). ..... 145
- Fig. 103.** Figure récapitulative de la chronologie relative des différentes phases rencontrées au sein des massifs de péridotite de la Nouvelle-Calédonie. Voir explications sur la figure et dans le texte, modifiée après Iseppi et al. (2017b) ..... 150
- Fig. 104.** Proposition d'un modèle de formation du maillage serpentiniteux dans un contexte de dorsale océanique lente. **a)** La microfracturation isotrope des grains d'olivine survient suite à la rétractation des grains lors du refroidissement de la péridotite. **b)** La formation d'un réseau de joints centimétriques à plurimétriques permet la circulation d'eau de mer et ainsi **c)** la métasomatose des olivines en lizardite + magnétite au niveau des joints procurant une texture rubanée. L'ouverture associée à ce processus est faible et peut être quantifiée par l'ouverture des grains de pyroxène ou de chromite. La serpentinitisation se propage depuis le joint jusqu'au réseau de microfractures formant progressivement le maillage serpentiniteux. **d)** Le processus de serpentinitisation de la roche entraîne une augmentation du volume accommodée par la formation de fente de tension à lizardite ou chrysotile. .... 155



**Fig. 105.** Proposition d'un modèle de mise en place des veines à antigorite dans un contexte d'initiation de la subduction. **a)** Les filons réutilisent le réseau de joints à lizardite. Leur mise en place est dans un premier temps sous contrainte, les filons sont fortement cisailés à température décroissante. Puis, possiblement dans un contexte de moins grande pression lithostatique, les discontinuités sont réouvertes. Les filons ont alors une texture isotrope et adoptent une géométrie en baïonnette. **b)** Le réseau hérité de joints à lizardite est emprunté par les fluides résiduels. La cristallisation syncinématique des fibres d'antigorite marque l'ouverture du système de joints. .... 157

**Fig. 106.** Proposition d'un modèle alternatif de la subduction intra-océanique. Imbrication de différentes unités ophiolitiques lors de la subduction intra-océanique..... 160

**Fig. 107.** Série de coupes géologiques synthétisées à partir des données de terrain, des données électromagnétiques et de travaux antérieurs (Maurizot et al., 1985; Gautier et al., 2016). Carte géologique simplifiée et emplacement des coupes géologiques interprétatives de 1 à 6. Du nord vers le sud : (1) coupe SO-NE du massif de Tiébaghi au Col d'Amos et (1') coupe SO-NE du pic Ougne, modifiée après Gautier et al. (2016) ; (2) coupe SO-NE du Koniambo au Tchingou, la coupe du Koniambo est inspirée des résultats de Quesnel et al. (2016b), la coupe du Tchingou est tirée de Maurizot et al. (1985) (3) coupe NE-SO du massif du Kopéto-Boulinda, (4) coupe SO-NE du Téné Mé Adéo, (5) coupe SO-NE du massif du Mont-Dô (Le Bayon et al., 2017) et (6) coupe SO-NE passant par le Mont Humbolt (Massif du Sud) modifiée après Cluzel et al. (2012)... 162

**Fig. 108.** Schéma conceptuel des mécanismes d'accommodation en jeu lors de l'obduction. **a)** Comblement des anfractuosités de la ride de Norfolk par la serpentinite basale de la plaque chevauchante (subduction-érosion). Puis lors du blocage de la zone de subduction, deux principaux mécanismes de déformation sont proposés : **b)** plissement et pincement de la Nappe des Péridotites dans la zone d'influence de la remontée du complexe métamorphique et **c)** réactivation des fils de serpentine anté-sénonien en décrochement dextre ou **d)** cisaillement dextre au contact socle/nappe de Poya sur la côte ouest..... 165

**Fig. 109.** Évolution possible de la localisation de la déformation au niveau des veines de serpentine, d'après Viti et al. (2018). La déformation se localise au niveau de la serpentine dans une péridotite à fort coefficient de friction ( $\mu = 0.6-0.8$ ) et mène à une serpentine foliée ( $\mu = 0.15$ ) à partir d'une serpentine non déformée ( $\mu = 0.30$ ). .... 166

**Fig. 110.** Faille normale et brèche à magnésite situées au sein de la semelle tectonique (route de Népoui). 167

**Fig. 111.** Panorama depuis la vallée de Ouaté (nord du massif du Kopéto-Boulinda) permettant l'illustration de glissement emboîté..... 170

**Fig. 112.** Schéma synthétique de la zonation des failles acquis lors de la réactivation de fracture à remplissage serpentiniteux en domaine supergène : **a)** la brèche cataclastique du mur de faille, **b)** la gouge de faille et **c)** la brèche d'effondrement au toit de la faille. .... 171

**Fig. 113.** Schémas des deux types de limitations en profondeur des gisements de nickel. **a)** Une faille listrique se forme au niveau de l'interface saprock-bedrock et **b)** la différence de perméabilité entre les horizons du saprock et du bedrock ainsi que la faible mobilité du nickel permet de limiter la zone minéralisée. .... 173

**Fig. 114.** Modèle simplifié de l'effondrement des massifs de péridotites et les conséquences pour les minéralisations nickélifères. La circulation des eaux météoriques au sein du réseau de fracture hérité réduit les forces frictions et, conjointement avec un gradient d'élévation élevé, provoque l'effondrement des bordures du massif. Cet épisode entraîne la formation de « couloir de décompression » au cœur du massif. L'ouverture préférentielle des fractures au toit de ces failles augmente la perméabilité de la péridotite, favorise l'altération et éventuellement la concentration de nickel. Des exemples en référence au Chapitre 3 sont indiqués pour chaque type de structure représentée. .... 174



# Liste des tableaux

**Tab. 1.** Récapitulatif des minéraux porteurs de Ni a) bien cristallisés et b) mal cristallisés en Nouvelle-Calédonie, modifié après Brand et al. (1998) et Sevin (2014). ..... 44

**Tab. 2.** a) Caractéristiques du dispositif SkyTEM pour les 3 zones levées en Nouvelle-Calédonie. b) Paramètres du filtre trapézoïdal pour le traitement des données électromagnétiques de Nouvelle-Calédonie. c) Paramètres d'inversion avec une configuration SCI pour les modèles « sharp » et « smooth ». ..... 113

**Tab. 3.** Compilation des gammes de résistivité électrique associées aux différentes lithologies composant le profil d'altération dans les massifs de Tiébaghi, Koniambo, Me Maoya et le Massif du Sud (Goro). ..... 113

**Tab. 4.** Visualisation de la semelle serpentineuse : récapitulatif des valeurs représentatives (Val. rep.) et écart-types des réponses électriques correspondant aux différentes lithologies cartées. .... 128

**Tab. 5.** Visualisation du profil d'altération sur péridotite: récapitulatif des valeurs représentatives (Val. rep.) et écart-types des réponses électriques correspondant aux différentes lithologies rencontrées sur la Plaine des Lacs (Massif du Sud) et sur la concession Bilboquet (massif du Koniambo). ..... 141





# Références bibliographiques

- Adams C. J., Cluzel D. et Griffin W. L. (2009). - Detrital-zircon ages and geochemistry of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes and their cover rocks in New Caledonia, and provenances at the Eastern Gondwanaland margin. - *Australian Journal of Earth Sciences* **56**, 8, 1023–1047.
- Aitchison J., Ireland T., Clarke G., Cluzel D., Davis A. et Meffre S. (1998). - Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. - *Tectonophysics* **299**, 4, 333–343.
- Aitchison J. C., Meffre S. et Cluzel D. (1995). - Cretaceous/tertiary radiolarians from New Caledonia. - *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication*.
- Ali J. R. et Aitchison J. C. (2000). - Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models. - *Earth and Planetary Science Letters* **177**, 3, 153–161.
- Allmendinger R. W., Cardozo N. et Fisher D. M. (2012) Structural geology algorithms: Vectors and tensors. – Cambridge University Press, Cambridge, England. -
- Anderson E. M. (1951) The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. – Second Edition. – Oliver and Boyd, Edinburgh. -
- Andreani M. (2003). - Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique: exemple de la Californie. - Ph.D. thesis. - Université de Grenoble I.
- Andreani M., Mével C., Boullier A.-M. et Escartin J. (2007). - Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **8**, 2.
- Arndt N., Leshner C. et Czamanske G. (2005). - Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. - *Economic Geology* **100th Anniversary**, 5–24.
- Auken E., Christiansen A. V., Kirkegaard C., Fiandaca G., Schamper C., Behroozmand A. A., Binley A., Nielsen E., Effersø F. et Christensen N. B. (2014). - An overview of a highly versatile forward and stable inverse algorithm for airborne, ground-based and borehole electromagnetic and electric data. - *Exploration Geophysics* **46**, 3, 223–235.
- Auken E., Nielsen T., Foged N., Perrin J., Reninger P.-A., Delor C. et Mardhel V. (2017) Projet OPHIOSTRUCT. – Rapport d’avancement Phase 1. – CNRT “Nickel & son environnement.” -
- Auzende A.-L., Daniel I., Reynard B., Lemaire C. et Guyot F. (2004). - High-pressure behaviour of serpentine minerals: a Raman spectroscopic study. - *Physics and Chemistry of Minerals* **31**, 5, 269–277.
- Auzende J.-M., Van de Beuque S., Régnier M., Lafoy Y. et Symonds P. (2000). - Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French–Australian seismic transect. - *Marine Geology* **162**, 2, 225–236.

- Avias J. (1967). - Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. - *Tectonophysics* **4**, 4–6, 531–541.
- Avias J. (1969). - Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel en Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **268**, 244–246.
- Avias J. (1978). - L'évolution des idées et des connaissances sur la genèse et sur la nature des minerais de nickel, en particulier latéritiques, de leur découverte à nos jours. - *Bulletin BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières) Section II*, 3, 165–172.
- Bailly L. *et al.* (2014) Projet NICKAL: "Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni." – Rapport final. -
- Baldwin S. L., Rawling T. et 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 Papers* **419**, 117–134.
- Barker C. E., Bone Y. et Lewan M. D. (1998). - Fluid inclusion and vitrinite-reflectance geothermometry compared to heat-flow models of maximum paleotemperature next to dikes, western onshore Gippsland Basin, Australia. - *International Journal of Coal Geology* **37**, 1–2, 73–111.
- Baronnet A. et Devouard B. (1996). - Topology and crystal growth of natural chrysotile and polygonal serpentine. - *Journal of Crystal Growth*, 166, 952–960.
- Barrett T. J. et Friedrichsen H. (1989). - Stable isotopic composition of atypical ophiolitic rocks from east Liguria, Italy. - *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* **80**, 1, 71–84.
- Beauvais A., Ritz M., Parisot J.-C., Bantsimba C. et Dukhan M. (2004). - Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. - *Geoderma* **119**, 1, 121–132.
- Beauvais A., Parisot J.-C. et Savin C. (2007). - Ultramafic rock weathering and slope erosion processes in a South West Pacific tropical environment. - *Geomorphology* **83**, 1, 1–13.
- Berger V. I., Singer D. A., Bliss J. D. et Moring B. C. (2011) Ni-Co laterite deposits of the world; database and grade and tonnage models. – U.S. Geological Survey Scientific Open-File Report. - Consultable à <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1028/>
- Beudant F. S. (1824) *Traité élémentaire de Minéralogie*. – Verdière. – Paris. -
- Beukes J., Giesekke E. et Elliott W. (2000). - Nickel retention by goethite and hematite. - *Minerals engineering* **13**, 14–15, 1573–1579.
- Bish D. L. et Brindley G. W. (1978). - Deweylites, mixtures of poorly crystalline hydrous serpentine and talc-like minerals. - *Mineral. Mag* **42**, 75–79.
- Bitoun G. et 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.

- Black P. et Brothers R. (1977). - Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. - *Contributions to Mineralogy and Petrology* **65**, 1, 69–78.
- Bogdanov I., Huaman D., Thovert J.-F., Genthon P. et Adler P. M. (2011). - Tectonic stresses seaward of an aseismic ridge—Trench collision zone. A remote sensing approach on the Loyalty Islands, SW Pacific. - *Tectonophysics* **499**, 1–4, 77–91.
- Bonatti E., Lawrence J. R. et Morandi N. (1984). - Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content. - *Earth and Planetary Science Letters* **70**, 1, 88–94.
- Boudier F., Baronnet A. et Mainprice D. (2010). - Serpentine mineral replacements of natural olivine and their seismic implications: Oceanic lizardite versus subduction-related antigorite. - *Journal of Petrology* **51**, 1–2, 495–512.
- Brand N. W., Butt C. R. M. et Elias M. (1998). - Nickel laterites: classification and features. - *Journal of Australian Geology & Geophysics* **17**, 4, 81–88.
- Brantut N., Schubnel A., Rouzaud J., Brunet F. et Shimamoto T. (2008). - High-velocity frictional properties of a clay-bearing fault gouge and implications for earthquake mechanics. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **113**, B10.
- Brodsky E. E. et Kanamori H. (2001). - Elastohydrodynamic lubrication of faults. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **106**, B8, 16357–16374.
- Brothers R. et Blake M. (1973). - Tertiary plate tectonics and high-pressure metamorphism in New Caledonia. - *Tectonophysics* **17**, 4, 337–358.
- Bruemmer G., Gerth J. et Tiller K. (1988). - Reaction kinetics of the adsorption and desorption of nickel, zinc and cadmium by goethite. I. Adsorption and diffusion of metals. - *European Journal of Soil Science* **39**, 1, 37–52.
- Bryan S. E. (1997). - Early cretaceous volcano sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: Implication for the break-up of eastern Gondwana. - *Earth and Planetary Science Letters* **153**, 85–102.
- Buerge-Weirich D., Behra P. et Sigg L. (2003). - Adsorption of copper, nickel, and cadmium on goethite in the presence of organic ligands. - *Aquatic Geochemistry* **9**, 2, 65–85.
- Butt C. R. M. et Cluzel D. (2013). - Nickel laterite ore deposits: weathered serpentines. - *Elements* **9**, 123–128.
- Cabioch G., Recy J., Jouannic C. et Turpin L. (1996). - Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal. - *Bulletin de la Société géologique de France*, 6.
- Caine J. S., Evans J. P. et Forster C. B. (1996). - Fault zone architecture and permeability structure. - *Geology* **24**, 11, 1025–1028.

- Campbell H. J., Grant-Mackie J. A. et Paris J.-P. (1985). - Geology of the Moindou-Téremba area, New Caledonia. Stratigraphy and structure of Téremba Group (Permian - Lower Triassic) and Baie de St. Vincent Goup (Upper Triassic - Lower Jurassic). - *Géologie de la France*, 1, 19–36.
- Cannat M., Fontaine F. et Escartin J. (2010). - Serpentinization and associated hydrogen and methane fluxes at slow spreading ridges. - *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges* 241–264.
- Carbonié A. (2016) Importance du contrôle structural sur la mise en place des gisements latéritiques nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Modélisation de la fosse ABC de Nakéty. – Ecole National Supérieure de Géologie. -
- Carlson R. (2001). - The abundance of ultramafic rocks in Atlantic Ocean crust. - *Geophysical Journal International* **144**, 1, 37–48.
- Carlson R. L. et Miller D. J. (1997). - A new assessment of the abundance of serpentinite in the oceanic crust. - *Geophysical Research Letters* **24**, 4, 457–460.
- Carson C. J., Clarke G. L. et Powell R. (2000). - Hydration of eclogite, Pam Peninsula, New Caledonia. - *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 1, 79–90.
- Cathelineau M., Quesnel B., Gautier P., Boulvais P., Couteau C. et Drouillet M. (2016). - Nickel dispersion and enrichment at the bottom of the regolith: formation of pimelite target-like ores in rock block joints (Koniambo Ni deposit, New Caledonia). - *Mineralium Deposita* **51**, 2, 271–282.
- Cathelineau M., Myagkiy A., Quesnel B., Boiron M.-C., Gautier P., Boulvais P., Ulrich M., Truche L., Golfier F. et Drouillet M. (2017). - Multistage crack seal vein and hydrothermal Ni enrichment in serpentinized ultramafic rocks (Koniambo massif, New Caledonia). - *Mineralium Deposita* **52**, 7, 945–960.
- Caudmont O. et Maitrepierre V. (2007) Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie. – Nouméa: Météo France. -
- Chardon D. et Chevillotte V. (2006). - Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. - *Tectonophysics* **420**, 3–4, 473–491.
- Chardon D., Austin J. A., Cabioch G., Pelletier B., Saustrop S. et Sage F. (2008). - Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel reflection seismic profiles. - *Comptes Rendus Geoscience* **340**, 1, 68–73.
- Chatelin Y. et Martin D. (1972). - Recherche d’une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. - *Cahier ORSTOM, Sér. Pédol.*, X (1) 25–43.
- Chester F. et Logan J. (1986). - Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. - *Pure and Applied Geophysics* **124**, 1–2, 79–106.



- Chételat E. (1947). - La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Calédonie. - *Bull. Soc. Géol. Fr.* **5**, 1–3, 105–160.
- Chevillotte V., Chardon D., Beauvais A., Maurizot P. et Colin F. (2006). - Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change. - *Geomorphology* **81**, 3–4, 361–375.
- Christensen N. I. (1972). - The abundance of serpentinites in the oceanic crust. - *The Journal of Geology* **80**, 6, 709–719.
- Christiansen A. V. et Auken E. (2010) A global measure for depth of investigation in EM and DC modeling. - dans *ASEG Extended Abstracts 2010*. - p. 1. - Australian Society of Exploration Geophysicists (ASEG). -
- Clarke G., Aitchison J. et Cluzel D. (1997). - Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal. - *Journal of Petrology* **38**, 7, 843–876.
- Cluzel D. et 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. - *C. R. Géoscience* **334**, 867–874.
- Cluzel D. et Vigier B. (2008). - Syntectonic mobility of supergene nickel ores of New Caledonia (Southwest Pacific). Evidence from faulted regolith and garnierite veins. - *Resource Geology* **58**, 2, 161–170.
- Cluzel D., Clarke G. et Aitchison J. C. (1995) Northern New Caledonia high pressure metamorphic core complex from continental subduction to extensional exhumation. -
- Cluzel D., Picard C., Aitchison C., Laporte C., Meffre S. et Parat F. (1997). - La nappe de Poya (ex-formation des Basaltes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest): un plateau océanique Campanien-Paléocène supérieur obducté à l'Eocène supérieur. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 324, 443–451.
- Cluzel D., Chiron D. et Courme M.-D. (1998). - Discordance de l'Eocene supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* **327**, 7, 485–491.
- Cluzel D., Aitchison J. C. et Picard C. (2001). - Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. - *Tectonophysics* **340**, 23–59.
- Cluzel D., Bosch D., Paquette J.-L., Lemennicier Y., Montjoie P. et Ménot R.-P. (2005). - Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off. - *Island Arc* **14**, 3, 254–271.
- Cluzel D., Meffre S., Maurizot P. et Crawford A. J. (2006). - Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. - *Terra Nova* **18**, 395–402.

- Cluzel D., Adams C. J., Meffre S., Campbell H. et Maurizot P. (2010). - Discovery of Early Cretaceous Rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb Zircon Age Constraints on the Transition from Subduction to Marginal Breakup in the Southwest Pacific. - *The Journal of Geology* **118**, 4, 381–397.
- Cluzel D., Adams C. J., Maurizot P. et Meffre S. (2011). - Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. - *Tectonophysics* **501**, 1–4, 17–27.
- Cluzel D., Maurizot P., Collot J. et Sevin B. (2012a). - An outline of the geology of New Caledonia; from Permian-Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution. - *Episodes* **35**, 1, 72–86.
- Cluzel D., Jourdan F., Meffre S., Maurizot P. et Lesimple S. (2012b). - The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge. - *Tectonics* **31**, 3.
- Cluzel D., Ulrich M., Jourdan F., Meffre S., Paquette J.-L., Audet M.-A., Secchiari A. et Maurizot P. (2016). - Early Eocene clinoenstatite boninite and boninite-series dikes of the ophiolite of New Caledonia; a witness of slab-derived enrichment of the mantle wedge in a nascent volcanic arc. - *Lithos* **260**, 429–442.
- Cluzel D., Whitten M., Meffre S., Aitchison J. C. et Maurizot P. (2017). - A reappraisal of the Poya Terrane (New Caledonia): Accreted Late Cretaceous-Paleocene marginal basin upper crust, passive margin sediments and Early Eocene E-MORB sill complex. - *Tectonics*.
- Coleman R. G. (1971). - Petrologic and geophysical nature of serpentinites. - *Geological Society of America Bulletin* **82**, 4, 897–918.
- Collot J., Geli L., Lafoy Y., Vially R., Cluzel D., Klingelhoefer F. et Nouzé H. (2008). - Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific. - *Tectonics* **27**, 6.
- Collot J., Vendé-Leclerc M., Rouillard P., Lafoy Y. et Géli L. (2011). - Structural provinces of the Southwest Pacific Map, Geological Survey of New Caledonia - DIMENC, IFREMER.
- Collot J. *et al.* (2017). - Deepwater Fold-and-Thrust Belt Along New Caledonia's Western Margin: Relation to Post-obduction Vertical Motions: DWFTB New Caledonia Western Margin. - *Tectonics* **36**, 10, 2108–2122, doi:10.1002/2017TC004542.
- Collot J. Y. (1987). - Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. - *Tectonics* **6**, 215–232.
- Coudray J. (1976). - Recherches sur le Néogène et le Quaternaire de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène de la Nouvelle-Calédonie. - *Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie* **8**, 183.

- Cressey G., Cressey B. A., Wicks F. J. et Yada K. (2010). - A disc fivefold symmetry: the proposed fundamental seed structure for the formation of chrysotile asbestos fibres, polygonal serpentine fibres and polyhedral lizardite spheres. - *Mineralogical Magazine* **74**, 1, 29–37.
- Dallanave E., Agnini C., Pascher K. M., Maurizot P., Bachtadse V., Hollis C. J., Dickens G. R., Collot J. et Monesi E. (2018). - Magneto-biostratigraphic constraints of the Eocene micrite–calciturbidite transition in New Caledonia: tectonic implications. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 1–19.
- Dalvi A. D., Bacon W. G. et Osborne R. C. (2004) The past and the future of nickel laterites. - dans *PDAC 2004 International Convention, Trade Show & Investors Exchange*. - pp. 1–27. - Toronto: The prospectors and Developers Association of Canada. -
- De Boissieu F. *et al.* (2017). - Regolith-geology mapping with support vector machine: A case study over weathered Ni-bearing peridotites, New Caledonia. - *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.
- De Vletter D. (1978). - Criteria and problems in estimating global lateritic nickel resources. - *Mathematical Geology* **10**, 5, 533–542.
- Debret B., Nicollet C., Andreani M., Schwartz S. et Godard M. (2013). - Three steps of serpentinization in an eclogitized oceanic serpentinization front (Lanzo Massif–Western Alps). - *Journal of Metamorphic Geology* **31**, 2, 165–186.
- Dentith M. C., Frankcombe K. F. et Trench A. (1994). - Geophysical signatures of Western Australian mineral deposits: An overview. - *Exploration Geophysics* **25**, 3, 103–160.
- Deraisme J., Bertoli O. et Epinoux P. (2014). - Multivariate block simulations of a lateritic nickel deposit and post-processing of a representative subset. - *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy* **114**, 8, 673–680.
- Deschamps F., Guillot S., Godard M., Chauvel C., Andreani M. et Hattori K. (2010). - In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: Timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. - *Chemical Geology* **269**, 262–277.
- Deschamps F., Guillot S., Godard M., Andreani M. et Hattori K. (2011). - Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. - *Terra Nova* **23**, 171–178.
- Di Toro G., Hirose T., Nielsen S., Pennacchioni G. et Shimamoto T. (2006). - Natural and experimental evidence of melt lubrication of faults during earthquakes. - *science* **311**, 5761, 647–649.
- Díaz García F., Arenas R., Martínez Catalán J. R., González del Tánago J. et Dunning G. R. (1999). - Tectonic evolution of the Careón ophiolite (Northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. - *The Journal of geology* **107**, 5, 587–605.
- Dilek Y., Coulton A. et Hurst S. D. (1997) Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at site 920 in the Mark area. - dans *Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results*. - pp. 35–60. - National Science Foundation. -

- Dódony I., Pósfai M. et Buseck P. R. (2002). - Revised structure models for antigorite: An HRTEM study. - *American Mineralogist* **87**, 10, 1443–1457.
- Doyle H. et Lindeman F. (1985). - The effect of deep weathering on geophysical exploration in Australia—A review. - *Australian Journal of Earth Sciences* **32**, 2, 125–135.
- DTSI (2013). - Digital Elevation Model (10 m) - (Service de la Géomatique et de la Télédétection) - Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D., Ona-Nguema G. et Brown G. E. (2012). - Ni speciation in a New Caledonian lateritic regolith: a quantitative X-ray absorption spectroscopy investigation. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* **95**, 119–133.
- Dublet G., Juillot F., Morin G., Fritsch E., Fandeur D. et Brown G. E. (2015). - Goethite aging explains Ni depletion in upper units of ultramafic lateritic ores from New Caledonia. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* **160**, 1–15.
- Dubois J., Launay J. et Recy J. (1974). - Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. - *Tectonophysics* **24**, 1–2, 133–150.
- Eckstrand O. R. et Hulbert L. J. (2007). - Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits. - *Special Publication (Geological Association of Canada. Mineral Deposits Division)* 205–222.
- Edwards S. J., Schellart W. P. et Duarte J. C. (2015). - Geodynamic models of continental subduction and obduction of overriding plate forearc oceanic lithosphere on top of continental crust. - *Tectonics* **34**, 7, 1494–1515.
- Eggleton R. A. (2001). - The regolith glossary. - *Cooperative Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration, National Capital Printing: Canberra*.
- Eissen J.-P. (1998). - Geochemistry and tectonic significance of basalts in Poya Terrane, New Caledonia. - *Tectonophysics* **284**, 203–219.
- Elias M. (2002). - Nickel laterite deposits-geological overview, resources and exploitation. - *Giant ore deposits: Characteristics, genesis and exploration. CODES Special Publication* **4**, 205–220.
- Epp D. et Suyenaga W. (1978). - Thermal contraction and alteration of the oceanic crust. - *Geology* **6**, 12, 726–728.
- Esteves D., Hajjaji W., Seabra M. P. et Labrincha J. A. (2010). - Use of industrial wastes in the formulation of olivine green pigments. - *Journal of the European Ceramic Society* **30**, 3079–3085.
- Evans B. W. (2004). - The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. - *International Geology Review* **46**, 6, 479–506.
- Evans B. W. (2010). - Lizardite versus antigorite serpentinite: Magnetite, hydrogen, and life (?). - *Geology* **38**, 10, 879–882.



- Evans K. A., Powell R. et Frost B. R. (2013). - Using equilibrium thermodynamics in the study of metasomatic alteration, illustrated by an application to serpentinites. - *Lithos* **168–169**, 67–84.
- Ferre E., Belley F., Tikoff B., Martin-Hernandez F., Nzokwe G. et Ward C. (2004) Anatomy of an oceanic mantle shear zone deduced from high-field magnetic anisotropy: the Humboldt corridor, New Caledonia. -
- Festa A., Dilek Y., Mittempergher S., Ogata K., Pini G. A. et Remitti F. (2018). - Does subduction of mass transport deposits (MTDs) control seismic behavior of shallow-level megathrusts at convergent margins? - *Gondwana Research* **60**, 186–193.
- Fitzherbert J. A. (2003). - Lawsonite-Omphacite-Bearing Metabasites of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: Evidence for Disrupted Blueschist- to Eclogite-Facies Conditions. - *Journal of Petrology* **44**, 10, 1805–1831.
- Flinn D. (1965). - On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. - *Geological magazine* **102**, 1, 36–45.
- Folcher N. (2016). - Contrôles géodynamiques et climatiques du système fluvi-lacustre de Nouvelle-Calédonie; Conséquences sur la formation des gisements de nickel latéritiques. - Ph.D. thesis. - Université de Nouvelle-Calédonie.
- Freyssinet P. (2005). - Ore-forming processes related to lateritic weathering. - *Economic Geology* **100th Anniversary**, 681–722.
- Fritsch E. *et al.* (2014) Analyse fine de mienrais latéritiques (approches pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique). – Rapport final. – CNRT. -
- Fritsch E., Juillot F., Dublet G., Fonteneau L., Fandeur D., Martin E., Caner L., Auzende A.-L., Grauby O. et Beaufort D. (2016). - An alternative model for the formation of hydrous Mg/Ni layer silicates ('deweylite'/'garnierite') in faulted peridotites of New Caledonia: I. Texture and mineralogy of a paragenetic succession of silicate infillings. - *European Journal of Mineralogy* **28**, 2, 295–311.
- Frost B. R., Evans K. A., Swapp S. M., Beard J. S. et Mothersole F. E. (2013). - The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. - *Lithos* **178**, 24–39.
- Gaina C., Müller D. R., Royer J. -Y., Stock J., Hardebeck J. et Symonds P. (1998). - The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **103**, B6, 12413–12433.
- Garnier J. (1867). - Note sur la geologie de la Nouvelle-Caledonie. - *Bulletin de la Société Géologique de France* **XXIV**, 2, 438–451.
- Gautier P., Quesnel B., Boulvais P. et Cathelineau M. (2016). - The emplacement of the Peridotite Nappe of New Caledonia and its bearing on the tectonics of obduction. - *Tectonics* **35**, 12, 3070–3094.

- Genna A., Maurizot P., Lafoy Y. et Augé T. (2005). - Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie. - *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 367–374.
- Geophysical (2009) Campagne de tomographie électrique 2D sur le bassin de Drosera (KO4). Résultats et interprétations. Vale Inco. -
- Geophysical (2010) Campagne de tomographie électrique 2D sur la mine Pinpin dans le cadre du programme de recherche sur la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de la doline Pinpin. Le Nickel SLN. -
- Geophysical (2012) Campagne de tomographie électrique 2D sur le massif du Koniambo. Résultats et interprétations. KNS. – Rapport final. -
- Geophysical (2013) Campagne de tomographie électrique 2D sur le massif du Koniambo. Applications hydrogéologiques. KNS. -
- Geophysical (2014) Campagne de tomographie électrique 2D pour la mise en place de la verse Confiance - Massif du Koniambo. KNS. -
- Gleeson S. A., Butt C. R. M. et Elias M. (2003). - Nickel Laterites: A Review. - *Society of Economic Geologists Newsletter*, 54, 1–18.
- Godard M., Luquot L., Andreani M. et Gouze P. (2013). - Incipient hydration of mantle lithosphere at ridges: A reactive-percolation experiment. - *Earth and Planetary Science Letters* **371–372**, 92–102.
- Goff F. et Lackner K. (1998). - Carbon dioxide sequestering using ultramafic rocks. - *Environmental Geosciences* **5**, 3, 89–101.
- Goldich S. S. (1938). - A study in rock-weathering. - *The Journal of Geology* **46**, 1, 17–58.
- Golightly J. P. (1981). - Nickeliferous laterite deposits. - *Economic Geology* **75**, 710–735.
- Gonord H. (1977). - Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. - Thèse Doct. Etat. - Université des sciences et techniques du Languedoc.
- Gonord H., Saos J. et Leguere J. (1973). - Note préliminaire sur la présence de décrochements en Nouvelle-Calédonie centrale. - *Comptes Rendus Académie des Sciences* **274**, 1841–1844.
- Guérangé B., Lille R. et Lozes J. (1975). - Etude géologique des terrains anté-oligocènes de la chaîne centrale néo-calédonienne: stratigraphie, régimes de sédimentation, évolutions structurale et métamorphique. - *Bull. B.R.G.M.* **IV**, 2, 121–137.
- Guillon J. H. (1975) Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. – Mémoires ORSTOM, Paris, France. -
- Guillot S., Schwartz S., Reynard B., Agard P. et Prigent C. (2015). - Tectonic significance of serpentines. - *Tectonophysics* **646**, 1–19.

- Guillou-Frottier L., Beauvais A., Wyns R., Bailly L., Augé T. et Audion A.-S. (2015) Formation of hydrothermal corrugations during weathering of ultramafic rocks. - p. 8. - La Roche-sur-Yon. -
- Guskos N., Papadopoulos G., Likodimos V., Patapis S., Yarmis D., Przepiera A., Przepiera K., Majszczyk J., Typek J. et Wabia M. (2002). - Photoacoustic, EPR and electrical conductivity investigations of three synthetic mineral pigments: hematite, goethite and magnetite. - *Materials Research Bulletin* **37**, 6, 1051–1061.
- Gustafson G. et Krásný J. (1994). - Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. - *Applied Hydrogeology* **2**, 2, 64–75.
- Guyomard T., Aïssaoui D. et McNeill D. (1996). - Magnetostratigraphic dating of the uplifted atoll of Maré: Geodynamics of the Loyalty Ridge, SW Pacific. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **101**, B1, 601–612.
- Hayashi N. et Tsutsumi A. (2010). - Deformation textures and mechanical behavior of a hydrated amorphous silica formed along an experimentally produced fault in chert. - *Geophysical Research Letters* **37**, 12.
- Hayes D. E. et Ringis J. (1973). - Seafloor Spreading in the Tasman Sea. - *Nature* **244**, 454–458.
- Hébert R. (1990) Metamorphic petrology of ODP Leg 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. - vol. 106. - pp. 103–115. - Ocean Drilling Program. -
- HGG (2011) Guide for processing and inversion of SkyTEM data in the Workbench. - Consultable à [http://www.hgg.geo.au.dk/rapporter/guide\\_skytem\\_proc\\_inv.pdf](http://www.hgg.geo.au.dk/rapporter/guide_skytem_proc_inv.pdf)
- Hopley D., Smithers S. G. et Parnell K. (2007) The geomorphology of the Great Barrier Reef: development, diversity and change. – Cambridge University Press. -
- Hostetler P., Coleman R. et Mumpton F. (1966). - Brucite in alpine serpentinites. - *American Mineralogist* **51**, 1–2, 75.
- ISEE (2016) 18-Nickel. - dans *Tableaux de l'économie calédonienne*. -
- Iseppi M., Mardhel V., Sevin B., Reninger P.-A. et Perrin J. (2017a) Projet OPHIOSTRUCT. – Rapport d'avancement Phase 2. – CNRT "Nickel & son environnement." -
- Iseppi M., Lesimple S., Cluzel D., Le Bayon B., Sevin B. et Maurizot P. (2017b) The exposed roof of a paleo-subduction zone: the Peridotite Nappe of New Caledonia. - Barcelone, Spain. -
- Jeanpert J. (2017). - Structure et fonctionnement hydrogéologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. - Ph.D. thesis. - Université de la Réunion.
- Jeanpert J., Iseppi M., Adler P. M., Genthon P., Sevin B., Thovert J.-F., Dewandel B. et Join J.-L. (en cours). - Fracture controlled permeability of ultramafic basement aquifers. Inferences from the Koniambo massif, New Caledonia.

- Jeanpert J., Genthon P., Maurizot P., Folio J.-L., Vendé-Leclerc M., Sérino J., Join J.-L. et Iseppi M. (2016). - Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: The case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). - *Earth Surface Processes and Landforms* **41**, 1854–1868.
- Jébrak M. (1997). - Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. - *Ore geology reviews* **12**, 3, 111–134.
- Jébrak M. et Marcoux É. (2008) Géologie des ressources minérales. – Ministère des ressources naturelles et de la faune. -
- Join J.-L., Robineau B., Ambrosi J.-P., Costis C. et Colin F. (2005). - Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. - *Comptes Rendus Geoscience* **337**, 16, 1500–1508.
- Jørgensen F., Sandersen P. B. et Auken E. (2003). - Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. - *Journal of Applied Geophysics* **53**, 4, 199–213.
- Kamb W. B. (1959). - Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. - *Journal of Geophysical Research* **64**, 11, 1891–1909.
- Kelemen P. B. et Matter J. (2008). - In situ carbonation of peridotite for CO<sub>2</sub> storage. - *Proceedings of the National Academy of Sciences* **105**, 45, 17295–17300.
- Kelemen P. B., Matter J., Streit E. E., Rudge J. F., Curry W. B. et Blusztajn J. (2011). - Rates and mechanisms of mineral carbonation in peridotite: natural processes and recipes for enhanced, in situ CO<sub>2</sub> capture and storage. - *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **39**, 545–576.
- Keller G. V. (1988). - Rock and mineral properties. - *Electromagnetic methods in applied geophysics* **1**, 13–52.
- Khalepp L. et Burd G. (1985). - Temperatures of Formation of Serpentine Minerals. - *International Geology Review* **27**, 1, 109–112.
- Kirkpatrick J. D., Rowe C. D., White J. C. et Brodsky E. E. (2013). - Silica gel formation during fault slip: Evidence from the rock record. - *Geology* **41**, 9, 1015–1018.
- Klein F. et Garrido C. J. (2011). - Thermodynamic constraints on mineral carbonation of serpentinized peridotite. - *Lithos* **126**, 3, 147–160.
- Knesel K. M., Cohen B. E., Vasconcelos P. M. et Thiede D. S. (2008). - Rapid change in drift of the Australian plate records collision with Ontong Java plateau. - *Nature* **454**, 7205, 754.
- Lafoy Y., Missegue F., Cluzel D. et Le Suave R. (1996). - The Loyalty—New Hebrides Arc collision: Effects on the Loyalty Ridge and basin system, Southwest Pacific (first results of the ZoNéCo programme). - *Marine Geophysical Researches* **18**, 2–4, 337–356.
- Lagabriele Y. et Chauvet A. (2008). - The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia. - *Bulletin de la Société Géologique de France* **179**, 3, 315–329.



- Lagabriele Y., Maurizot P., Lafoy Y., Cabioch G., Pelletier B., Régnier M., Wabete I. et Calmant S. (2005). - Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. - *Tectonophysics* **403**, 1–4, 1–28.
- Lagabriele Y., Chauvet A., Ulrich M. et Guillot S. (2013). - Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: The New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? - *Bulletin de la Société Géologique de France* **184**, 6, 545–556.
- Lahondère D., Cagnard F., Lahfid A., Wille G. et Maurizot P. (2010) L’amiante dans les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie. – Rapport final. -
- Lahondère D., Lesimple S., Cagnard F., Lahfid A., Wille G. et Maurizot P. (2012) Serpentinisation et fibrogenèse dans les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie. – Rapport final. -
- Latham M. (1986). - Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie; Genèse et évolution des accumulations du fer et de silice en relation avec la formation du modelé. - Ph.D. thesis. - Université de Dijon.
- Le Bayon B., Reninger P.-A. et Perrin J. (2017) Acquisition de données d’électromagnétisme et de magnétisme hélicoptère en appui à la cartographie des serpentinites amiantifères (Zone de Boulouparis). – Rapport final. – BRGM. -
- Le nickel - SLN (n.d.). - Népoui - Kopéto. - *Le nickel -SLN / Groupe Eramet*. Consultable à <https://www.sln.nc/nepoui-kopeto>
- Leguéré J. (1976). - Des corrélations entre la tectonique cassante et l’altération supergène des péridotites de Nouvelle Calédonie. - Ph.D. thesis. - Université de Montpellier.
- Lemaire C. (2000). - Application des spectroscopies vibrationnelles à la détection d’amiante dans les matériaux et à l’étude des serpentines. - Ph.D. thesis. - Université de Paris 7.
- Lillie A. et Brothers R. (1970). - The geology of New Caledonia. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **13**, 1, 145–183.
- Liversidge A. (1880) Notes upon some minerals from New Caledonia. – Thomas Richards, Government Printer, Sydney. -
- Luyendyk B. P. (1995). - Hypothesis for Cretaceous rifting of east Gondwana caused by subducted slab capture. - *Geology* **23**, 4, 373–376.
- Marcaillou C. (2011). - Serpentinisation et production d’hydrogène en contexte de dorsale lente: approche expérimentale et numérique. - PhD Thesis. - Université de Grenoble, Grenoble.
- Marchesi C., Garrido C. J., Godard M., Belley F. et Ferré E. (2009). - Migration and accumulation of ultra-depleted subduction-related melts in the Massif du Sud ophiolite (New Caledonia). - *Chemical Geology* **266**, 3, 171–186.
- Marrett R. et Allmendinger R. W. (1990). - Kinematic analysis of fault-slip data. - *Journal of Structural Geology* **12**, 8, 973–986.

- Marsh E., Anderson E. et Gray F. (2013) Nickel-cobalt laterites - A deposit model, chap. H of Mineral deposit models for resource assessment. – U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report. - Consultable à <http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/h>
- Maurizot P. (2011). - First sedimentary record of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the “Montagnes Blanches” nappe.pdf. - *Bulletin de la Société Géologique de France* **182**, 6, 479–491.
- Maurizot P. (2014). - Evolution and sedimentation in a forebulge environment: example of the late Eocene Uitoé Limestone, New Caledonia, Southwest Pacific. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **57**, 4, 390–401.
- Maurizot P. et Cluzel D. (2014). - Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **57**, 3, 300–311.
- Maurizot P. et 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., Sevin B., Lesimple S., Bailly L., Iseppi M. et Robineau B. (sous presse) Mineral resources and prospectivity of the ultramafic rocks of New-Caledonia. - dans *Geology, geodynamics, and mineral resources of New Caledonia*. - Ed. N. Mortimer Ch. 10. -
- Maurizot P., Sevin B., Iseppi M. et Giband T. (en révision). - Nickel-bearing laterite deposits in accretionary context and the case of New Caledonia: from large-scale structure of the Earth to our coffee spoon. - *Geological Society of America*.
- Maurizot P. et al. (accepté) The Eocene subduction-obduction complex. - dans *Geology, geodynamics, and mineral resources of New Caledonia*. - Ed. N. Mortimer Ch. 5. -
- Maurizot P., Feignier D. et Paris J.-P. (1985). - Données nouvelles sur les “fils de serpentine” de Nouvelle-Calédonie. - *Géologie de la France*, 1, 61–67.
- Maurizot P., Lafoy Y. et Poupée M. (2002) Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie, Zone du Koniambo. – Public Report. – Bureau de Recherches Géologiques et Minières. -
- Maurizot P., Mercier-des-Rochettes N. et Vendé-Leclerc M. (2005) Cartographie des formations superficielles et des aléas mouvements de terrain en Nouvelle-Calédonie - Zone de Bouloupari. – Rapport. -
- Maurizot P., Théveniaut H., Lecomte P. et Cabidoche Y.-M. (2011). - Enjeux géologiques propres aux territoires tropicaux. - *Géosciences*, 14, 22–31.
- Maurizot P., Sevin B., Quesnel F. et Wyns R. (2014). - Les sols et altérites comme ressources minérales. - *Géosciences*, 18, 70–79.

- Maurizot P. *et al.* (2016). - Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). - *Sedimentary Geology* **331**, 42–62.
- Meffre S. (1995). - The development of island arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia. - PhD Thesis. - University of Sydney.
- Mellini M. (1982). - The crystal structure of lizardite 1T: hydrogen bonds and polytypism. - *American Mineralogist* **67**, 587–598.
- Mellini M. (1986). - Chrysotile and polygonal serpentine from the Balangero serpentinite. - *Mineralogical Magazine* **50**, 301–305.
- Mellini M. et Zanazzi P. F. (1987). - Crystal structures of lizardite-1T and lizardite-2H1 from Coli, Italy. - *American Mineralogist* **72**, 9–10, 943–948.
- Menand T., Daniels K. et Benghiat P. (2010). - Dyke propagation and sill formation in a compressive tectonic environment. - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **115**, B8.
- Merrill G. P. (1897) A treatise on rocks: Rock-weathering and soils. – Macmillan Company. -
- Mével C. (2003). - Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. - *Comptes Rendus Geoscience* **335**, 10–11, 825–852.
- Miller D. J., Christensen N. I. et Karson J. (1997) Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane Transform Zone (MARK). - pp. 437–456. - NATIONAL SCIENCE FOUNDATION. -
- Milsom J. (2003). - Forearc ophiolites: A view from the western Pacific. - *Geological Society, London, Special Publications* **218**, 1, 507–515.
- Minshull T., Muller M., Robinson C., White R. et Bickle M. (1998). - Is the oceanic Moho a serpentinization front? - *Geological Society, London, Special Publications* **148**, 1, 71–80.
- Moody J. B. (1976). - Serpentinization: a review. - *Lithos* **9**, 2, 125–138.
- Mortimer N. *et al.* (2017). - Zealandia: Earth's hidden continent. - *GSA Today*.
- Moutte J. et Paris J. P. (1976) Anatomy and structure of the great southern massif (New Caledonia). - dans *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Noumea*. - pp. 229–234. -
- Mudd G. M. et Jowitt S. M. (2014). - A detailed assessment of global nickel resource trends and endowments. - *Economic Geology* **109**, 7, 1813–1841.
- Munday T. (2009) Chapter 9: Regolith geophysics. - dans *Regolith science*. - pp. 219–250. - CSIRO PUBLISHING. -
- Nabighian M. N. et Macnae J. C. (1991) Time domain electromagnetic prospecting methods. - dans *Electromagnetic methods in applied geophysics*. - M. N. Nabighian. -

- Nakamura Y., Muto J., Nagahama H., Shimizu I., Miura T. et Arakawa I. (2012). - Amorphization of quartz by friction: Implication to silica-gel lubrication of fault surfaces. - *Geophysical Research Letters* **39**, 21.
- Nicholson K. N., Maurizot P., Black P. M., Picard C., Simonetti A., Stewart A. et Alexander A. (2011). - Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. - *Lithos* **125**, 1–2, 659–674.
- Nicolas A. (1989) Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. - dans *Petrology and structural geology*. - p. 367. - Kluwer Academic Publishers, Amsterdam. -
- O’Hanley D. S. (1992). - Solution to the volume problem in serpentinization. - *Geology* **20**, 8, 705–708.
- Orloff O. (1968). - Etude géologique et géomorphologique des massifs d’ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie). - PhD Thesis. - Université de Montpellier.
- Palacky G. (1981). - The airborne electromagnetic method as a tool of geological mapping. - *Geophysical Prospecting* **29**, 1, 60–88.
- Palacky G. et Kadekaru K. (1979). - Effect of tropical weathering on electrical and electromagnetic measurements. - *Geophysics* **44**, 1, 69–88.
- Palme H. et O’Neill H. (2014). - Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. Planets, Asteroids, Comets and The Solar System, Volume 2 of Treatise on Geochemistry . Edited by Andrew M. Davis.
- Papp É. et Cudahy T. (2002). - Hyperspectral remote sensing. - *Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration* **144**, 13–21.
- Paquette J.-L. et 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* **96**, 4, 613–622.
- Paris J.-P. (1981) Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse. – Mémoire du B.R.G.M. -
- Paris J.-P. et Lille R. (1977). - La Nouvelle-Calédonie du Permien au Miocène: données cartographiques, hypothèses géotectoniques. - *Bull. B.R.G.M.* , 1, 79–95.
- Patriat M., Collot J., Etienne S., Poli S., Clerc C., Mortimer N., Pattier F., Juan C., Roest W. R. et VESPA scientific voyage team (2018). - New Caledonia obducted peridotite nappe: Offshore extent and implications for obduction and postobduction processes. - *Tectonics* **37**, 4, 1077–1096.
- Peacock D., Knipe R. et Sanderson D. (2000). - Glossary of normal faults. - *Journal of Structural Geology* **22**, 3, 291–305.
- Pelletier B. (1996) Serpentine in nickel silicate ore from New Caledonia. - pp. 197–205. - Kalgoorlie, Western Australia. -
- Pelletier B. (2001) Les minerais de nickel de Nouvelle Calédonie : minerais saprolitiques ou garniéritiques et minerais latéritiques. – recueil rapports Le nickel - SLN, UNC. -



- Pirard C., Hermann J. et O'Neill H. S. C. (2013). - Petrology and Geochemistry of the Crust-Mantle Boundary in a Nascent Arc, Massif du Sud Ophiolite, New Caledonia, SW Pacific. - *Journal of Petrology* **54**, 9, 1759–1792.
- Prinzhofer A. (1981). - Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique: le massif du sud (Nouvelle Calédonie). La transition manteau-croûte en milieu océanique. - Ph.D. thesis. - Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.
- Prinzhofer A. et Nicolas A. (1980). - The Bogota Peninsula, New Caledonia: a possible oceanic transform fault. - *The Journal of Geology* **88**, 4, 387–398.
- Prinzhofer A., Nicolas A., Cassard D., Moutte J., Leblanc M., Paris J. et Rabinovitch M. (1980). - Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust. - *Tectonophysics* **69**, 1–2, 85–112.
- Prud'Homme R. (1972) Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne: définition d'une méthodologie cartographique interprétative. – Institut de géologie du bassin d'Aquitaine. -
- Python M., Yoshikawa M., Shibata T. et Arai S. (2011) Diopsidites and rodingites: Serpentinisation and Ca-Metasomatism in the Oman ophiolite mantle. - dans *Dyke swarms: Keys for geodynamic interpretation*. - pp. 401–435. - Springer. -
- Quesnel B. (2015). - Altération supergène, circulation des fluides et déformation interne du massif de Koniambo, Nouvelle-Calédonie: implication sur les gisements nickélifères latéritiques. - PhD thesis. - University of Rennes 1.
- Quesnel B., Gautier P., Boulvais P., Cathelineau M., Maurizot P., Cluzel D., Ulrich M., Guillot S., Lesimple S. et Couteau C. (2013). - Syn-tectonic, meteorite water-derived carbonation of the New Caledonia peridotite nappe. - *Geology* **41**, 10, 1063–1066.
- Quesnel B., Boulvais P., Gautier P., Cathelineau M., John C. M., Dierick M., Agrinier P. et Drouillet M. (2016a). - Paired stable isotopes (O, C) and clumped isotope thermometry of magnesite and silica veins in the New Caledonia Peridotite Nappe. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* **183**, 234–249.
- Quesnel B., Gautier P., Cathelineau M., Boulvais P., Couteau C. et Drouillet M. (2016b). - The internal deformation of the Peridotite Nappe of New Caledonia: A structural study of serpentine-bearing faults and shear zones in the Koniambo Massif. - *Journal of Structural Geology* **85**, 51–67.
- Quesnel B., Le Carlier de Veslud C., Boulvais P., Gautier P., Cathelineau M. et Drouillet M. (2017). - 3D modeling of the laterites on top of the Koniambo Massif, New Caledonia: refinement of the per descensum lateritic model for nickel mineralization. - *Mineralium Deposita*.
- Quinif Y. (2010) Fantômes de roche et fantômisiation - Essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse. – Karstologia Mémoires. -

- Regnier M. (1988). - Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia determined from P-wave receiver function: evidence for a fossil subduction zone. - *Geophysical Journal International* **95**, 3, 561–577.
- Regnier M., Van de Beuque S., Baldassari C. et Tribot Laspiere G. (1999). - La sismicité du Sud de la Nouvelle-Calédonie: implications structurales. - *C. R. Acad. Sc. Paris* **329**, 143–148.
- Reninger P.-A. (2012). - Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique. - PhD Thesis. - Université d'Orléans.
- Ricordel-Prognon C., Thiry M. et Quesnel F. (2009). - Les altérites: l'épiderme de la Terre. - *Geosciences* **9**, 56–63.
- Rigolot P. (1988). - Prolongement méridional des grandes structures géologiques de Nouvelle-Calédonie et découvertes de monts sous-marins interprétés comme un jalon dans un nouvel alignement de Hot-Spot. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2: Mécanique...* **307**, 965–972.
- Robineau B. et Join J.-L. (2005) Tectonique et microtectonique cassante du massif de Tiébaghi. Géométrie des sillons d'altération sous cuirasse imagée par la tomographie de résistivité électrique. – Rapport IRD/SLN. – IRD/SLN. -
- Robineau B., Join J. L., Beauvais A., Parisot J.-C. et Savin C. (2007). - Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. - *Australian Journal of Earth Sciences* **54**, 5, 773–781.
- Robineau B., Berthault L. et Christmann P. (2011). - Nouvelle-Calédonie, terre de nickel. - *Géosciences* , 14, 50–59.
- Roqué-Rosell J., Villanova-de-Benavent C. et Proenza J. A. (2017). - The accumulation of Ni in serpentines and garnierites from the Falcondo Ni-laterite deposit (Dominican Republic) elucidated by means of  $\mu$ XAS. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* **198**, 48–69.
- Rouet I. (2009). - Caractérisation et éléments de quantification d'aléas naturels liés à l'évolution des versants dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. - Ph.D. thesis. - Université de Nouvelle-Calédonie.
- Rouméjon S. et Cannat M. (2014). - Serpentinization of mantle-derived peridotites at mid-ocean ridges: Mesh texture development in the context of tectonic exhumation. - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**, 6, 2354–2379.
- Rouméjon S., Cannat M., Agrinier P., Godard M. et Andreani M. (2015). - Serpentinization and fluid pathways in tectonically exhumed peridotites from the Southwest India ridge (62–65°E). - *Journal of Petrology* **56**, 4, 703–734.
- Routhier P. (1953a). - Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie Feuille 1: Arama-Poum.
- Routhier P. (1953b). - Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. - *Memoire de la Societe Geologique Francaise* **32**, 266.

- Rutherford J., Munday T., Meyers J. et Cooper M. (2001). - Relationship between regolith materials, petrophysical properties, hydrogeology and mineralisation at the Cawse Ni laterite deposits, Western Australia: Implications for exploring with airborne EM. - *Exploration Geophysics* **32**, 3/4, 160–170.
- Sato H. (1977). - Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. - *Lithos* **10**, 2, 113–120.
- Schellart W. P. (2007). - North-eastward subduction followed by slab detachment to explain ophiolite obduction and Early Miocene volcanism in Northland, New Zealand. - *Terra Nova* **19**, 211–218.
- Schulz K. J., Woodruff L. G., Nicholson S. W., Seal II R. R., Piatak N. M., Chandler V. W. et Mars J. L. (2014) Occurrence model for magmatic sulfide-rich nickel-copper-(platinum-group element) deposits related to mafic and ultramafic dike-sill complexes. – U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report. - Consultable à <http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/i>
- Schwartz S., Guillot S., Reynard B., Lafay R., Debret B., Nicollet C., Lanari P. et Auzende A. L. (2013). - Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. - *Lithos* **178**, 197–210.
- Sécher D. (1981). - Les Iherzolites ophiolitiques de la Nouvelle-Calédonie et leurs gisements de chromites. - Ph.D. thesis. - Université de Nantes, Nantes.
- Ségalen P. (1994) Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Tome 1. Introduction générale, les sols ferrallitiques: leur identification et leur environnement immédiat. Tome 2. Les sols ferrallitiques: les facteurs de formation et les sols ferrallitiques en Amérique. Tome 3. Les sols ferrallitiques en Afrique et en Extrême-Orient, Australie et Océanie: conclusions générales. -
- Sevin B. (2014). - Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: Localisation dans l'espace et le temps des gisements nickelifères. - Ph.D. thesis. - Université de Nouvelle-Calédonie.
- Sevin B., Maurizot P., Cluzel D., Tournadour E., Etienne S., Folcher N., Jeanpert J., Collot J., Iseppi M. et Patriat M. (soumis) Post obduction evolution. - dans *Geology, geodynamics, and mineral resources of New Caledonia*. - Ed. N. Mortimer Ch. 7. -
- Sevin B., Ricordel-Prognon C., Quesnel F., Cluzel D., Lesimple S. et Maurizot P. (2012). - First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre': First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia. - *Terra Nova* **24**, 1, 77–85.
- Sevin B., Cluzel D., Maurizot P., Ricordel-Prognon C., Chaproniere G., Folcher N. et Quesnel F. (2014). - A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia: Slab break-off in New Caledonia. - *Tectonics* **33**, 9, 1787–1801.
- Sibson R. (1977). - Fault rocks and fault mechanisms. - *Journal of the Geological Society* **133**, 3, 191–213.

- Sørensen K. I. et Auken E. (2004). - SkyTEM—a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. - *Exploration Geophysics* **35**, 3, 194–202.
- Soret M., Agard P., Dubacq B., Vitale-Brovarone A., Monié P., Chauvet A., Whitechurch H. et Villemant B. (2016). - Strain localization and fluid infiltration in the mantle wedge during subduction initiation: Evidence from the base of the New Caledonia ophiolite. - *Lithos* **244**, 1–19.
- Spandler C., Rubatto D. et 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* **24**, 3.
- Tauler E., Proenza J. A., Galí S., Lewis J. F., Labrador M., García-Romero E., Suarez M., Longo F. et Bloise G. (2009). - Ni-sepiolite-falcondoite in garnierite mineralization from the Falcondo Ni-laterite deposit, Dominican Republic. - *Clay Minerals* **44**, 4, 435–454.
- Taylor R. G. et Pollard P. J. (1993) Mineralized Breccia Systems: Methods of Recognition and Interpretation. – Contribution 46. – James Cook University of North Queensland, Townsville, Australia. -
- Teir S., Kuusik R., Fogelholm C.-J. et Zevenhoven R. (2007). - Production of magnesium carbonates from serpentinite for long-term storage of CO<sub>2</sub>. - *International Journal of Mineral Processing* **85**, 1, 1–15.
- Thorne R. L., Roberts S. et Herrington R. (2012). - Climate change and the formation of nickel laterite deposits. - *Geology* **40**, 4, 331–334.
- Titus S. (2008) Quantifying Strain across a Paleotransform Fault Using Incremental Deformation, Bogota Peninsula, New Caledonia. - vol. 40. - p. 444. -
- Titus S. J., Maes S. M., Benford B., Ferre E. C. et Tikoff B. (2011). - Fabric development in the mantle section of a paleotransform fault and its effect on ophiolite obduction, New Caledonia. - *Lithosphere* **3**, 3, 221–244.
- Trescases J.-J. (1973). - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale et la formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. - PhD thesis. - Université de Strasbourg.
- Troly G. (1979) Nickel deposits in New Caledonia, some factors influencing their formation. - New York. -
- Trotet F., Kadar M. et Marini D. (2015) Typology of the New Caledonian Ni-laterite deposits: from natural to industrial processes. - p. 4. - Nancy. -
- Twiss R. J. et Unruh J. R. (1998). - Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? - *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **103**, B6, 12205–12222.
- Ulrich M. (2010). - Péridotites et serpentinites du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie. Etudes pétrologiques, géochimiques et minéralogiques sur l'évolution d'une ophiolite de sa



- formation à son altération. - Ph.D. thesis. - Université de la Nouvelle-Calédonie - Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Ulrich M., Picard C., Guillot S., Chauvel C., Cluzel D. et Meffre S. (2010). - Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. - *Lithos* **115**, 223–236.
- Ulrich M., Guillot S., Muñoz M. et Picard C. (2011) Origin of multiple serpentinization events in New Caledonia. - dans *AGU Fall Meeting Abstracts*. -
- Ulrich M., Muñoz M., Guillot S., Cathelineau M., Picard C., Quesnel B., Boulvais P. et Couteau C. (2014). - Dissolution–precipitation processes governing the carbonation and silicification of the serpentinite sole of the New Caledonia ophiolite. - *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**, 1.
- U.S. Geological Survey (2017). - Mineral commodity summaries. Consultable à <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/nickel/mcs-2017-nicke.pdf>
- Villanova-de-Benavent C., Proenza J. A., Galí S., García-Casco A., Tauler E., Lewis J. F. et Longo F. (2014). - Garnierites and garnierites: textures, mineralogy and geochemistry of garnierites in the Falcondo Ni-laterite deposit, Dominican Republic. - *Ore Geology Reviews* **58**, 91–109.
- Viti C. et Mellini M. (1998). - Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. - *European Journal of Mineralogy* **10**, 6, 1341–1359.
- Viti C., Collettini C., Tesei T., Tarling M. et Smith S. (2018). - Deformation Processes, Textural Evolution and Weakening in Retrograde Serpentinites. - *Minerals* **8**, 6, 241, doi:10.3390/min8060241.
- Wells M. (2003). - Murrin Murrin nickel laterite deposit, WA. - *CRC LEME, Canberra, Australia*.
- Wenner D. B. et Taylor H. P. (1971). - Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O 18/O 16 fractionation between coexisting serpentine and magnetite. - *Contributions to Mineralogy and Petrology* **32**, 3, 165–185.
- 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.
- Whattam S. A., Malpas J., Ali J. R. et 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* **9**, 3.
- Whittaker E. (1953). - The structure of chrysotile. - *Acta Crystallographica* **6**, 8–9, 747–748.
- Wicks F. et Whittaker E. (1975). - A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. - *The Canadian Mineralogist* **13**, 3, 227–243.
- Wirthmann A. (1965). - Die Reliefentwicklung von Neukaledonien. - *Deutscher Geog. Boch* 323–335.

- Yui T. F., Yeh H. W. et Lee C. W. (1990). - A stable isotope study of serpentinization in the Fengtien ophiolite, Taiwan. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 5, 1417–1426.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. et Billups K. (2001). - Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. - *Science* **292**, 5517, 686–693.
- Zachos J. C., Dickens G. R. et Zeebe R. E. (2008). - An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. - *Nature* **451**, 7176, 279–283.

# Annexes

---





# Annexe 1 : Données complémentaires

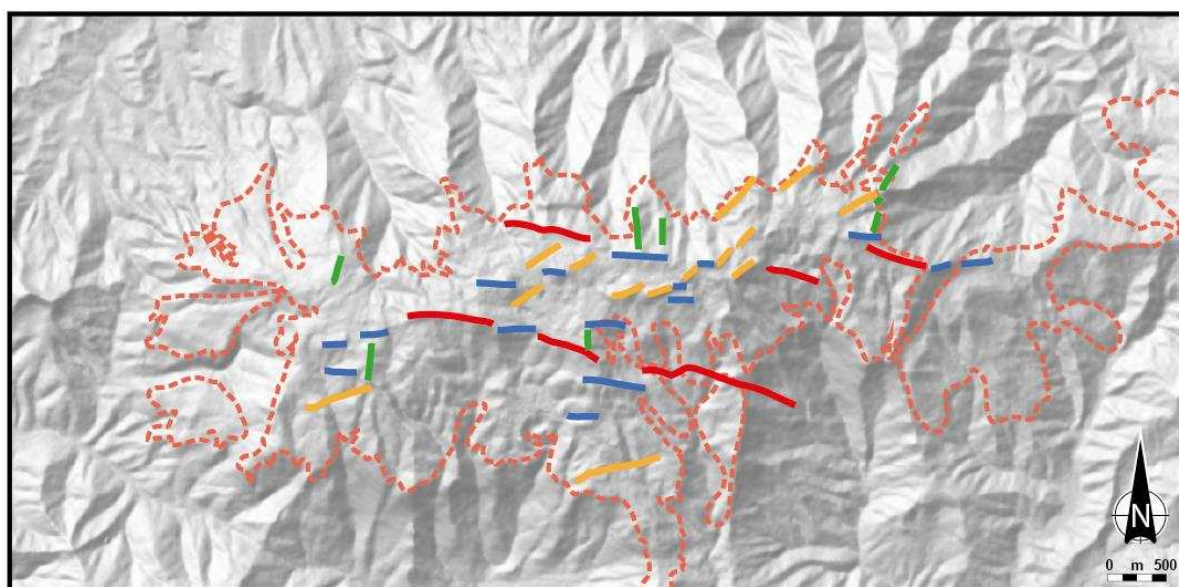
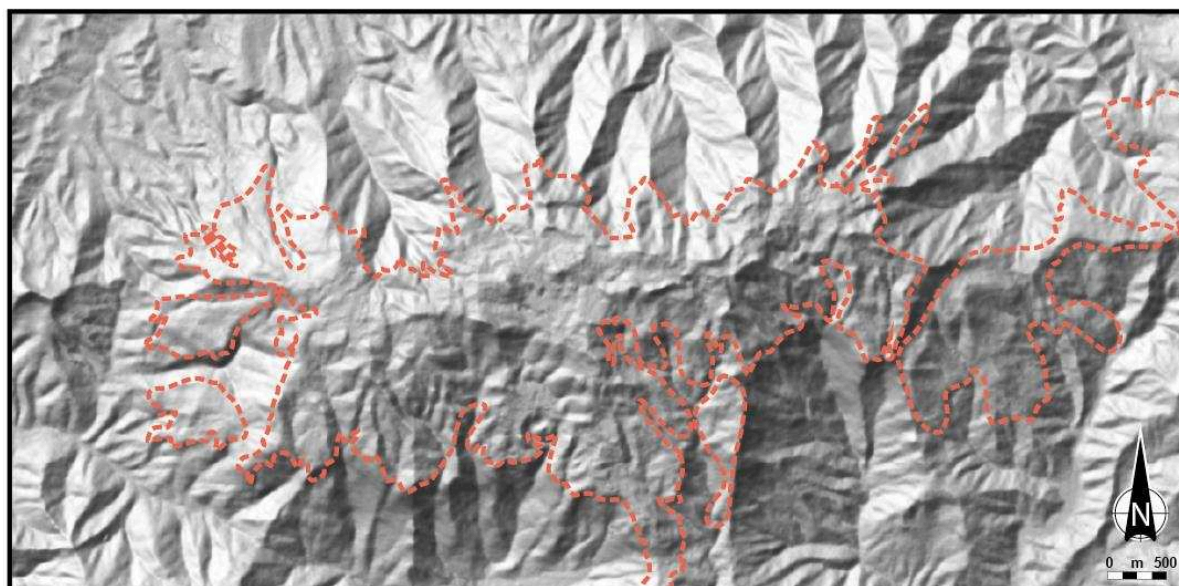
|           |                                                                                       |            |
|-----------|---------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>1.</b> | <b><i>Méthodologie pour l'étude linéamentaire</i></b>                                 | <b>215</b> |
| <b>2.</b> | <b><i>Nomenclature des mesures structurales</i></b>                                   | <b>216</b> |
| <b>3.</b> | <b><i>Données structurales</i></b>                                                    | <b>217</b> |
| 3.1.      | <i>Zones d'étude</i>                                                                  | 217        |
| 3.2.      | <i>Orientation du réseau de filons</i>                                                | 217        |
| 3.3.      | <i>Orientation du réseau de failles à antigorite</i>                                  | 219        |
| <b>4.</b> | <b><i>Données structurales du massif du Kopéto</i></b>                                | <b>222</b> |
| 4.1.      | <i>Localisation des fosses étudiées</i>                                               | 222        |
| 4.2.      | <i>Orientation du réseau de fractures serpentineuses du massif du Kopéto</i>          | 223        |
| 4.3.      | <i>Orientation du réseau de fractures à remplissage supergène du massif du Kopéto</i> | 225        |
| <b>5.</b> | <b><i>Les falaises du Cap N'Dua</i></b>                                               | <b>226</b> |
| 5.1.      | <i>Orientation du réseau de fractures serpentineuses du Cap N'Dua</i>                 | 226        |
| 5.2.      | <i>Orientations des filons du Cap N'Dua</i>                                           | 226        |
| 5.3.      | <i>Photo-interprétation des falaises du Cap N'Dua</i>                                 | 227        |
| <b>6.</b> | <b><i>Données complémentaire sur les fractures à lizardite</i></b>                    | <b>235</b> |
| <b>7.</b> | <b><i>Comparaison des données EM avec les données de forages</i></b>                  | <b>238</b> |



## 1. Méthodologie pour l'étude linéamentaire

L'analyse linéamentaire consiste à distinguer les linéaments **adaptés** aux structures (*sensu* Prud'Homme, 1972) des figures d'érosion strictement dues au ruissellement. A partir du MNT 10 m (DTSI, 2013), les linéaments clairement indépendants de la ligne de plus grande pente ont été surlignés. En effet, les linéaments associés aux figures d'érosion sont généralement organisés de façon radiale, alors que ceux qui sont adaptés aux fractures traversent crêtes et ravines.

Pour le massif du Kopéto (*Fig. 50*, p. 86), l'étude linéamentaire a été restreinte à la partie sommitale du massif où l'analyse structurale de terrain a été effectuée (cf. *Chapitre 3*, § 2.3.1).



### Linéaments interprétés

— Linéaments N010°

— Linéaments N090°

— Linéaments N050°

— Linéaments N130°

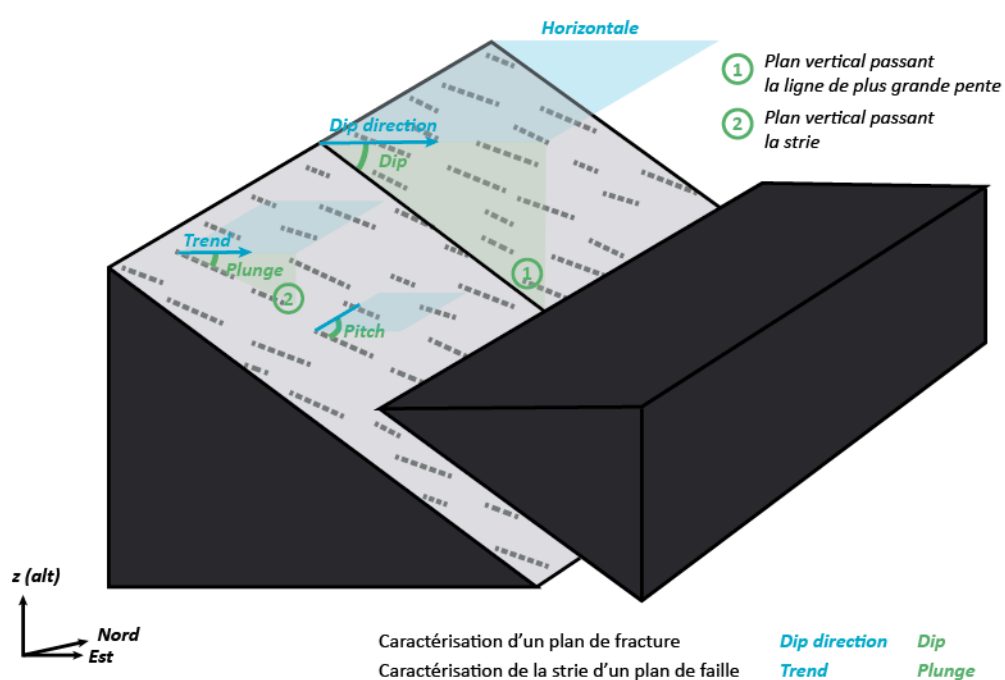
— Régolithe

## 2. Nomenclature des mesures structurales

Les mesures structurales du réseau de fracture sont exposées ci-après par type de remplissage et zone d'étude. Il est à noter que la nomenclature utilisée ci-après diffère de celle utilisée tout au long du manuscrit.

Dans un souci de clarté, dans le manuscrit, les orientations sont écrites selon la notation classiquement utilisée en France 'Azimuth (N000-180°) – Pendage (0-90°) – Sens du Pendage'. Lorsqu'une strie (ou linéation) est remarquable, son pitch est renseignée.

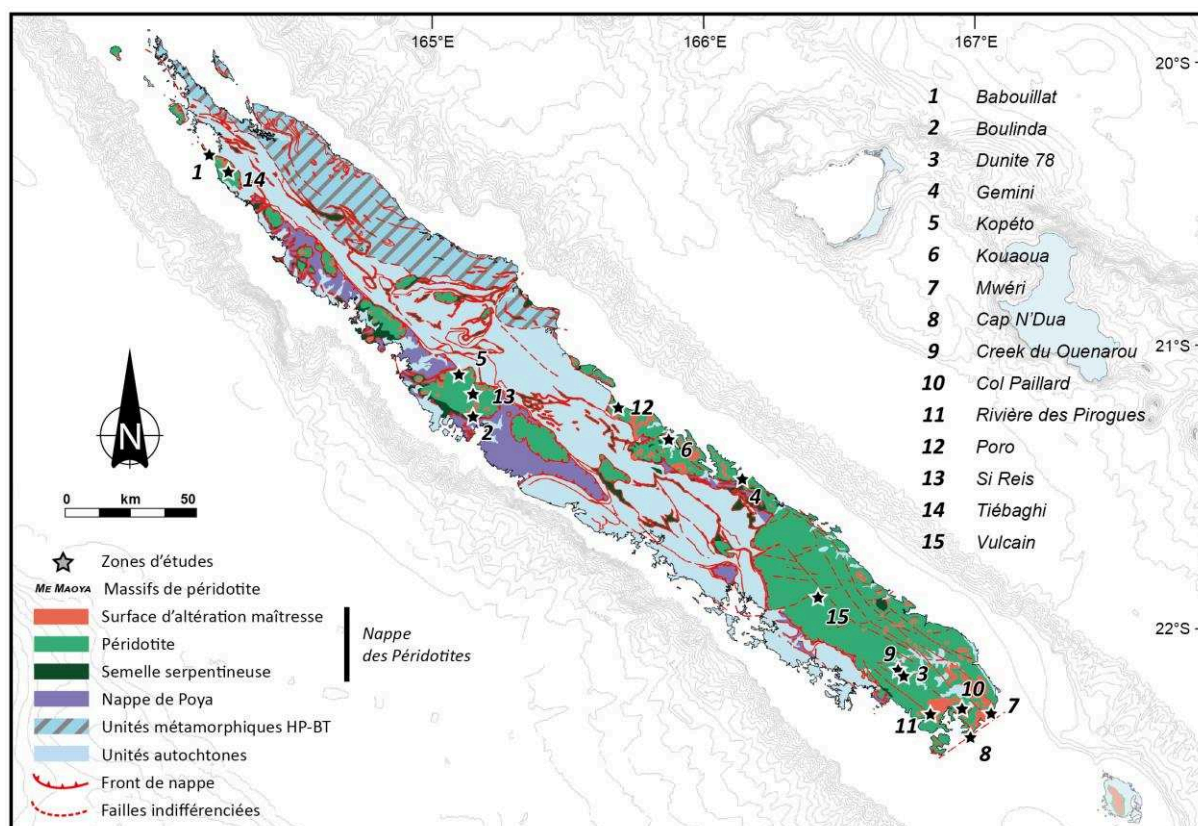
Ci-après, les données structurales sont notées selon la notation anglo-saxonne. Le plan de fracture est caractérisé par la direction de la ligne de plus grande pente 'Dip direction (0-360°)' (perpendiculaire à l'azimuth) et le pendage de la fracture 'Dip (0-90°)'. La strie est mesurée séparément et caractérisée par la direction de la ligne 'Trend' et le plongement de la strie 'Plunge'.





### 3. Données structurales

#### 3.1. Zones d'étude



#### 3.2. Orientation du réseau de filons

Ensemble des orientations des filons (Fig. 39, p. 73). À noter que leurs natures et leurs compositions sont variables (cf. Chapitre 3, § 2.1.2).

| Dip Direction       | Dip | Dip Direction               | Dip | Dip Direction               | Dip | Dip Direction                       | Dip |
|---------------------|-----|-----------------------------|-----|-----------------------------|-----|-------------------------------------|-----|
| <b>Cap N'Dua</b>    |     | <b>Col Paillard (suite)</b> |     | <b>Kopéto (suite)</b>       |     | <b>Rivière des Pirogues (suite)</b> |     |
| 198                 | 70  | 121                         | 20  | 299                         | 75  | 14                                  | 80  |
| 204                 | 55  | 146                         | 80  | 301                         | 80  | 341                                 | 80  |
| 191                 | 65  | 351                         | 10  | 103                         | 65  | 26                                  | 77  |
| 176                 | 90  | 251                         | 05  | 283                         | 90  | 341                                 | 60  |
| 223                 | 55  | <b>Creek de Ouenarou</b>    |     | 267                         | 80  | 31                                  | 85  |
| 261                 | 40  | 011                         | 35  | 281                         | 60  | 201                                 | 85  |
| 251                 | 50  | 136                         | 60  | 265                         | 35  | 341                                 | 60  |
| 257                 | 60  | 181                         | 45  | 343                         | 50  | 36                                  | 80  |
| 229                 | 65  | 021                         | 50  | 239                         | 45  | 181                                 | 90  |
| 241                 | 55  | 081                         | 60  | 355                         | 55  | 81                                  | 35  |
| 219                 | 50  | 016                         | 50  | 271                         | 50  | 61                                  | 75  |
| 315                 | 50  | 191                         | 90  | 255                         | 50  | <b>Tiébaghi</b>                     |     |
| 229                 | 55  | 181                         | 45  | 267                         | 35  | 357                                 | 55  |
| 265                 | 75  | 021                         | 88  | 263                         | 45  | 83                                  | 50  |
| 309                 | 40  | 137                         | 55  | <b>Mwéri</b>                |     | 196                                 | 80  |
| 051                 | 65  | 001                         | 70  | 171                         | 30  | 355                                 | 80  |
| 225                 | 75  | <b>Dunite 78</b>            |     | 321                         | 15  | 226                                 | 40  |
| 281                 | 85  | 306                         | 35  | 311                         | 60  | 11                                  | 65  |
| 075                 | 80  | 156                         | 80  | 321                         | 60  | 63                                  | 45  |
| 243                 | 60  | 191                         | 30  | 306                         | 40  | 1                                   | 75  |
| 229                 | 75  | 201                         | 30  | 1                           | 25  | 351                                 | 70  |
| 281                 | 60  | 171                         | 45  | 166                         | 45  | 71                                  | 45  |
| 091                 | 55  | 341                         | 15  | 121                         | 65  | 81                                  | 65  |
| 191                 | 70  | 16                          | 35  | 31                          | 40  | 43                                  | 40  |
| 109                 | 40  | 111                         | 90  | 91                          | 40  | 11                                  | 80  |
| 253                 | 45  | 226                         | 40  | 41                          | 50  | 353                                 | 90  |
| 243                 | 65  | 21                          | 60  | 141                         | 50  | 79                                  | 60  |
| 059                 | 85  | 131                         | 65  | 81                          | 50  | 36                                  | 60  |
| 205                 | 30  | 131                         | 65  | 41                          | 30  | 157                                 | 25  |
| 213                 | 45  | 171                         | 45  | 46                          | 30  |                                     |     |
| 207                 | 40  | 106                         | 90  | 261                         | 20  |                                     |     |
| 227                 | 80  | 141                         | 57  | 41                          | 40  |                                     |     |
| 253                 | 25  | 101                         | 80  | 161                         | 15  |                                     |     |
| 227                 | 35  | 166                         | 80  | 291                         | 35  |                                     |     |
| <b>Col Paillard</b> |     | 149                         | 90  | 51                          | 10  |                                     |     |
| 126                 | 15  | 196                         | 20  | 46                          | 30  |                                     |     |
| 206                 | 40  | 171                         | 25  | 311                         | 15  |                                     |     |
| 141                 | 80  | 151                         | 90  | 86                          | 20  |                                     |     |
| 191                 | 05  | 176                         | 90  | 211                         | 20  |                                     |     |
| 191                 | 05  | 356                         | 30  | 126                         | 35  |                                     |     |
| 186                 | 25  | 346                         | 20  | 206                         | 50  |                                     |     |
| 231                 | 10  | 346                         | 20  | 11                          | 50  |                                     |     |
| 163                 | 20  | 351                         | 25  | 201                         | 30  |                                     |     |
| 237                 | 10  | 56                          | 25  | 21                          | 65  |                                     |     |
| 195                 | 10  | 246                         | 45  | 36                          | 10  |                                     |     |
| 104                 | 15  | 191                         | 70  | 231                         | 5   |                                     |     |
| 101                 | 15  | 311                         | 30  | 211                         | 20  |                                     |     |
| 126                 | 10  | 9                           | 15  | <b>Rivière des Pirogues</b> |     |                                     |     |
| 221                 | 10  | 1                           | 30  | 21                          | 70  |                                     |     |
| 251                 | 05  | 33                          | 15  | 143                         | 63  |                                     |     |
| 311                 | 15  | 25                          | 20  | 341                         | 80  |                                     |     |
| 136                 | 25  | <b>Kopéto</b>               |     | 97                          | 30  |                                     |     |
| 249                 | 10  | 11                          | 85  | 156                         | 90  |                                     |     |
| 131                 | 25  | 3                           | 80  | 31                          | 75  |                                     |     |
| 141                 | 15  | 281                         | 90  | 26                          | 45  |                                     |     |
| 351                 | 40  | 293                         | 75  | 26                          | 75  |                                     |     |

Dip Direction

Direction du plan perpendiculaire au plan de faille

Dip

Pendage du plan de faille

### 3.3. Orientation du réseau de failles à antigorite

Ensemble des mesures structurales des failles à antigorite (Fig. 41, p. 76).

| Dip Direction | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|---------------|-----|-------|--------|-------|
| Babouillat    |     |       |        |       |
| 227           | 35  | 141   | 10     | L     |
| 3             | 60  | 289   | 5      | R     |
| 155           | 40  | 245   | 10     | R     |
| 313           | 80  | 221   | 25     | R     |
| 221           | 40  | 257   | 35     | T     |
| 69            | 20  | 11    | 10     | T     |
| 301           | 40  | 21    | 25     | L     |
| 259           | 55  | 331   | 10     | L     |
| 351           | 30  | 319   | 30     | N     |
| 357           | 35  | 357   | 35     | N     |
| 325           | 65  | 331   | 65     | N     |
| 283           | 70  | 351   | 60     | T     |
| 103           | 70  | 45    | 60     | N     |
| 45            | 75  | 45    | 75     | N     |
| 35            | 70  | 31    | 70     | N     |
| 295           | 30  | 257   | 25     | N     |
| 39            | 45  | 39    | 45     | N     |
| 209           | 45  | 129   | 10     | L     |
| 161           | 80  | 255   | 5      | L     |
| 135           | 65  | 209   | 5      | R     |
| 229           | 55  | 293   | 15     | L     |
| 181           | 30  | 111   | 10     | L     |
| 205           | 55  | 287   | 10     | L     |
| 203           | 50  | 271   | 10     | L     |
| 203           | 50  | 209   | 40     | N     |
| Boulinda      |     |       |        |       |
| 171           | 80  | 89    | 30     | L     |
| 185           | 45  | 115   | 20     | N     |
| 321           | 40  | 49    | 5      | R     |
| 161           | 40  | 231   | 5      | R     |
| 161           | 40  | 145   | 40     | N     |
| 91            | 45  | 261   | 25     | R     |
| 261           | 80  | 241   | 80     | N     |
| 241           | 80  | 221   | 75     | N     |
| 356           | 75  | 291   | 70     | N     |
| 341           | 85  | 261   | 5      | R     |
| 181           | 20  | 251   | 5      | T     |
| 311           | 40  | 313   | 40     | N     |
| 301           | 40  | 281   | 40     | N     |
| 311           | 65  | 23    | 30     | T     |
| 211           | 55  | 149   | 40     | N     |
| 217           | 70  | 159   | 60     | N     |
| 203           | 45  | 191   | 45     | N     |
| 201           | 85  | 236   | 75     | N     |
| 201           | 65  | 231   | 62     | N     |
| 197           | 75  | 141   | 60     | N     |
| 281           | 60  | 216   | 35     | N     |
| 39            | 75  | 131   | 20     | R     |
| 91            | 55  | 166   | 20     | N     |
| 271           | 65  | 209   | 45     | N     |
| 181           | 45  | 236   | 25     | N     |
| 241           | 55  | 321   | 18     | N     |

| Dip Direction    | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|------------------|-----|-------|--------|-------|
| Boulinda (suite) |     |       |        |       |
| 221              | 52  | 261   | 38     | N     |
| 161              | 40  | 97    | 5      | R     |
| 156              | 52  | 91    | 30     | T     |
| 147              | 40  | 87    | 20     | R     |
| 336              | 65  | 66    | 15     | R     |
| 36               | 55  | 116   | 15     | T     |
| 11               | 85  | 101   | 35     | T     |
| Dunite 78        |     |       |        |       |
| 21               | 80  | 101   | 20     | L     |
| 6                | 80  | 291   | 52     | L     |
| 21               | 10  | 41    | 10     | N     |
| 1                | 65  | 286   | 12     | L     |
| 1                | 60  | 356   | 65     | N     |
| 101              | 80  | 16    | 15     | R     |
| 5                | 45  | 365   | 45     | N     |
| 39               | 70  | 349   | 25     | L     |
| 3                | 70  | 91    | 2      | L     |
| 355              | 20  | 347   | 15     | N     |
| 209              | 75  | 209   | 75     | T     |
| 319              | 30  | 369   | 10     | R     |
| 3                | 70  | 293   | 50     | N     |
| 6                | 35  | 319   | 28     | N     |
| 261              | 80  | 346   | 35     | R     |
| 203              | 75  | 293   | 20     | L     |
| 26               | 70  | 301   | 22     | L     |
| 349              | 45  | 323   | 35     | N     |
| 9                | 68  | 13    | 62     | N     |
| 1                | 65  | 36    | 65     | N     |
| Gemini           |     |       |        |       |
| 306              | 80  | 31    | 40     | R     |
| 81               | 50  | 151   | 15     | R     |
| 326              | 80  | 31    | 40     | R     |
| 91               | 80  | 361   | 5      | L     |
| 311              | 85  | 311   | 85     | T     |
| 321              | 75  | 261   | 25     | T     |
| 296              | 80  | 11    | 40     | N     |
| 71               | 50  | 16    | 15     | T     |
| 316              | 85  | 221   | 20     | N     |
| 71               | 45  | 31    | 30     | T     |
| 201              | 65  | 146   | 55     | T     |
| 161              | 55  | 186   | 40     | N     |
| 141              | 80  | 121   | 65     | N     |
| 346              | 80  | 71    | 30     | N     |
| 291              | 20  | 336   | 10     | T     |
| 311              | 20  | 346   | 10     | T     |
| 301              | 75  | 361   | 50     | R     |
| 306              | 50  | 246   | 35     | N     |
| 171              | 75  | 141   | 70     | N     |
| 81               | 50  | 56    | 45     | N     |
| 96               | 85  | 21    | 45     | T     |
| 91               | 55  | 111   | 40     | T     |
| 321              | 65  | 21    | 35     | N     |

| Dip Direction        | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|----------------------|-----|-------|--------|-------|
| Gemini (Suite)       |     |       |        |       |
| 316                  | 45  | 11    | 20     | N     |
| 111                  | 55  | 21    | 10     | T     |
| 346                  | 80  | 261   | 30     | T     |
| 171                  | 65  | 171   | 65     | N     |
| 206                  | 75  | 136   | 20     | N     |
| 166                  | 85  | 166   | 85     | N     |
| 1                    | 80  | 361   | 80     | N     |
| 181                  | 80  | 181   | 80     | N     |
| 331                  | 80  | 256   | 65     | N     |
| 46                   | 80  | 131   | 20     | L     |
| Kouaoua              |     |       |        |       |
| 1                    | 75  | 86    | 20     | T     |
| 111                  | 40  | 81    | 25     | N     |
| 121                  | 75  | 36    | 10     | T     |
| 11                   | 55  | 81    | 25     | T     |
| 16                   | 65  | 16    | 65     | N     |
| 251                  | 40  | 161   | 0      | R     |
| 261                  | 40  | 176   | 5      | R     |
| 16                   | 75  | 106   | 0      | L     |
| 346                  | 45  | 16    | 35     | N     |
| 101                  | 65  | 11    | 0      | R     |
| 56                   | 75  | 321   | 15     | T     |
| 141                  | 75  | 161   | 60     | T     |
| 171                  | 85  | 91    | 40     | N     |
| 176                  | 80  | 86    | 0      | R     |
| 151                  | 50  | 236   | 15     | N     |
| 356                  | 80  | 271   | 25     | N     |
| 146                  | 60  | 191   | 20     | N     |
| 141                  | 50  | 56    | 15     | T     |
| 321                  | 30  | 36    | 10     | T     |
| 141                  | 65  | 51    | 0      | R     |
| Mine du Col Paillard |     |       |        |       |
| 131                  | 80  | 66    | 20     | L     |
| 26                   | 45  | 346   | 20     | T     |
| 61                   | 45  | 43    | 45     | N     |
| 166                  | 70  | 346   | 70     | N     |
| 211                  | 45  | 241   | 45     | T     |
| 191                  | 40  | 246   | 40     | T     |
| 211                  | 80  | 121   | 0      | L     |
| 316                  | 75  | 301   | 80     | N     |
| 169                  | 90  | 259   | 70     | N     |
| 11                   | 75  | 21    | 80     | T     |
| 46                   | 30  | 161   | 35     | N     |
| 196                  | 85  | 156   | 50     | N     |
| 106                  | 80  | 41    | 55     | T     |
| 341                  | 85  | 255   | 44     | N     |
| 46                   | 70  | 316   | 15     | L     |
| 41                   | 70  | 326   | 15     | L     |
| 1                    | 65  | 306   | 40     | N     |
| 326                  | 85  | 321   | 85     | N     |
| 151                  | 55  | 82    | 28     | L     |
| 151                  | 65  | 325   | 70     | N     |

| Dip Direction                | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|------------------------------|-----|-------|--------|-------|
| Mine du Col Paillard (suite) |     |       |        |       |
| 151                          | 65  | 216   | 25     | R     |
| 121                          | 60  | 31    | 0      | L     |
| 35                           | 45  | 335   | 30     | N     |
| 39                           | 70  | 127   | 25     | T     |
| 41                           | 65  | 321   | 15     | L     |
| 49                           | 65  | 139   | 35     | T     |
| 295                          | 5   | 257   | 10     | L     |
| 41                           | 65  | 303   | 20     | N     |
| 41                           | 60  | 326   | 28     | L     |
| 141                          | 50  | 176   | 45     | N     |
| 161                          | 35  | 139   | 30     | N     |
| 166                          | 45  | 141   | 40     | N     |
| 150                          | 57  | 209   | 30     | T     |
| 150                          | 57  | 217   | 30     | N     |
| 185                          | 30  | 181   | 25     | N     |
| 306                          | 85  | 216   | 15     | R     |
| 1                            | 80  | 266   | 30     | L     |
| Poro                         |     |       |        |       |
| 176                          | 65  | 257   | 18     | L     |
| 181                          | 70  | 113   | 46     | T     |
| 221                          | 70  | 131   | 0      | R     |
| 181                          | 55  | 76    | 10     | T     |
| 351                          | 75  | 266   | 25     | T     |
| 321                          | 60  | 236   | 5      | L     |
| 146                          | 80  | 26    | 30     | T     |
| 1                            | 65  | 291   | 40     | N     |
| 176                          | 90  | 86    | 0      | L     |
| 336                          | 80  | 361   | 55     | N     |
| 151                          | 45  | 156   | 40     | N     |
| 161                          | 55  | 111   | 20     | T     |
| 356                          | 60  | 56    | 25     | N     |
| 136                          | 90  | 46    | 0      | R     |
| 331                          | 55  | 31    | 25     | N     |
| 226                          | 35  | 216   | 35     | N     |
| 191                          | 35  | 191   | 35     | N     |
| 231                          | 70  | 141   | 0      | R     |
| 201                          | 45  | 281   | 10     | N     |
| 231                          | 50  | 186   | 35     | N     |
| 11                           | 75  | 36    | 45     | N     |
| 156                          | 65  | 56    | 10     | N     |
| 146                          | 30  | 176   | 20     | N     |
| 356                          | 65  | 66    | 30     | N     |
| 1                            | 50  | 226   | 20     | N     |
| 171                          | 40  | 181   | 40     | N     |
| 146                          | 40  | 156   | 40     | N     |
| 156                          | 55  | 156   | 55     | T     |
| Tiébaghi                     |     |       |        |       |
| 336                          | 70  | 14    | 65     | N     |
| 283                          | 65  | 353   | 35     | N     |
| 276                          | 70  | 347   | 41     | N     |
| 196                          | 60  | 186   | 60     | N     |
| 135                          | 80  | 61    | 36     | L     |



| Dip Direction    | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|------------------|-----|-------|--------|-------|
| Tiébaghi (suite) |     |       |        |       |
| 143              | 80  | 83    | 25     | R     |
| 143              | 80  | 163   | 85     | N     |
| 87               | 70  | 41    | 60     | N     |
| 59               | 50  | 81    | 50     | N     |
| 31               | 35  | 45    | 35     | N     |
| 31               | 35  | 317   | 0      | L     |
| 311              | 70  | 81    | 60     | N     |
| 159              | 75  | 235   | 20     | L     |
| 149              | 70  | 49    | 50     | N     |
| 91               | 45  | 53    | 45     | N     |
| 115              | 65  | 53    | 45     | N     |
| 145              | 60  | 219   | 20     | R     |
| 163              | 55  | 103   | 10     | L     |
| 159              | 70  | 71    | 20     | L     |
| 155              | 65  | 59    | 0      | L     |
| 151              | 70  | 69    | 35     | L     |
| 127              | 65  | 63    | 35     | N     |
| 175              | 60  | 245   | 20     | L     |
| 175              | 60  | 139   | 50     | N     |
| 145              | 80  | 67    | 55     | N     |
| 317              | 75  | 61    | 40     | N     |
| 139              | 80  | 31    | 15     | L     |
| 143              | 80  | 51    | 10     | L     |
| 143              | 80  | 61    | 60     | N     |
| 149              | 80  | 231   | 10     | L     |
| 125              | 85  | 63    | 50     | N     |
| 49               | 55  | 79    | 50     | N     |
| 111              | 90  | 31    | 45     | N     |
| 55               | 70  | 91    | 65     | N     |
| 325              | 55  | 365   | 50     | T     |
| 321              | 70  | 343   | 55     | T     |
| 321              | 70  | 253   | 45     | T     |
| Vulcain          |     |       |        |       |
| 111              | 60  | 21    | 0      | R     |
| 116              | 45  | 131   | 45     | T     |
| 306              | 70  | 26    | 20     | L     |
| 141              | 15  | 181   | 10     | L     |
| 181              | 85  | 191   | 80     | N     |
| 266              | 55  | 176   | 5      | R     |
| 241              | 50  | 181   | 15     | R     |
| 191              | 30  | 186   | 15     | R     |
| 206              | 15  | 196   | 15     | T     |
| 251              | 45  | 171   | 20     | R     |
| 241              | 35  | 181   | 25     | R     |
| 351              | 55  | 366   | 50     | R     |
| 341              | 50  | 56    | 30     | L     |
| 171              | 50  | 131   | 45     | L     |
| 301              | 70  | 26    | 25     | R     |
| 231              | 65  | 231   | 65     | N     |
| 301              | 80  | 291   | 80     | N     |
| 331              | 70  | 281   | 60     | R     |
| 326              | 75  | 16    | 50     | L     |

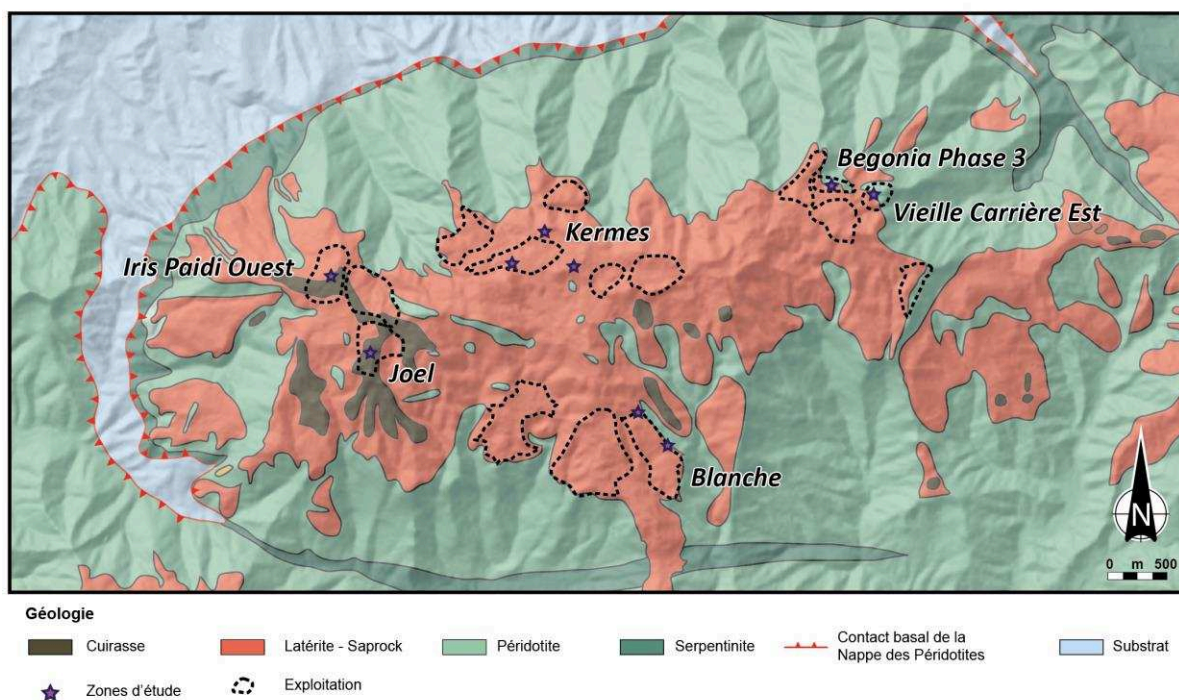
| Dip Direction   | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|-----------------|-----|-------|--------|-------|
| Vulcain (suite) |     |       |        |       |
| 11              | 65  | 341   | 60     | L     |
| 41              | 80  | 331   | 25     | L     |
| 1               | 45  | 31    | 40     | L     |
| 321             | 30  | 321   | 30     | N     |
| 291             | 30  | 321   | 25     | R     |
| 301             | 75  | 211   | 5      | R     |
| 341             | 10  | 11    | 5      | R     |
| 1               | 70  | 101   | 15     | L     |
| 121             | 80  | 111   | 70     | L     |
| 26              | 20  | 16    | 15     | N     |
| 1               | 70  | 71    | 35     | L     |
| 1               | 65  | 11    | 45     | R     |
| 1               | 55  | 11    | 45     | N     |
| 336             | 70  | 336   | 70     | N     |
| 311             | 40  | 311   | 40     | N     |
| 186             | 70  | 96    | 0      | L     |
| 346             | 85  | 156   | 35     | L     |
| 346             | 85  | 171   | 70     | N     |
| 311             | 85  | 121   | 70     | N     |
| 311             | 85  | 136   | 35     | R     |
| 201             | 60  | 201   | 85     | N     |
| 281             | 45  | 11    | 0      | R     |
| 256             | 60  | 191   | 35     | N     |
| 221             | 60  | 11    | 40     | T     |
| 11              | 65  | 11    | 65     | N     |
| 241             | 50  | 171   | 45     | T     |
| 226             | 55  | 1     | 50     | T     |
| 11              | 60  | 11    | 60     | N     |
| 356             | 55  | 100   | 20     | N     |
| 346             | 55  | 346   | 55     | N     |
| 1               | 50  | 295   | 25     | N     |
| 26              | 90  | 116   | 0      | R     |
| 339             | 85  | 250   | 12     | L     |
| 326             | 78  | 240   | 14     | L     |
| 331             | 80  | 252   | 49     | L     |
| 229             | 48  | 221   | 48     | N     |
| 21              | 37  | 332   | 26     | N     |
| 21              | 37  | 6     | 36     | N     |
| 287             | 80  | 11    | 30     | R     |
| 119             | 80  | 36    | 34     | R     |
| 89              | 48  | 7     | 9      | L     |
| 286             | 85  | 196   | 3      | R     |
| 356             | 64  | 309   | 54     | N     |
| 12              | 64  | 166   | 61     | N     |
| 31              | 65  | 2     | 62     | N     |
| 291             | 45  | 320   | 41     | N     |
| 331             | 40  | 341   | 39     | N     |
| 346             | 60  | 60    | 25     | N     |
| 346             | 60  | 9     | 58     | N     |
| 81              | 70  | 54    | 68     | T     |
| 306             | 74  | 256   | 66     | T     |
| 113             | 85  | 54    | 80     | N     |

| Dip Direction   | Dip | Trend | Plunge | Sense |
|-----------------|-----|-------|--------|-------|
| Vulcain (suite) |     |       |        |       |
| 8               | 24  | 346   | 22     | N     |
| 1               | 41  | 8     | 41     | N     |
| 6               | 37  | 18    | 36     | T     |
| 343             | 47  | 340   | 47     | N     |
| 341             | 47  | 341   | 47     | N     |
| 31              | 30  | 112   | 5      | L     |
| 11              | 40  | 11    | 40     | N     |
| 351             | 40  | 16    | 37     | N     |
| 21              | 60  | 353   | 20     | N     |
| 311             | 60  | 31    | 20     | R     |
| 221             | 40  | 293   | 55     | T     |
| 131             | 50  | 101   | 50     | N     |

|               |                                                     |                     |
|---------------|-----------------------------------------------------|---------------------|
| Dip Direction | Direction du plan perpendiculaire au plan de faille |                     |
| Dip           | Pendage du plan de faille                           |                     |
| Trend         | Direction de la ligne contenant la strie            |                     |
| Plunge        | Plongement de la ligne contenant la strie           |                     |
| Sense         | Mouvement de la faille                              |                     |
|               | N                                                   | Normal              |
|               | T                                                   | Inverse             |
|               | L                                                   | Décrochant senestre |
|               | R                                                   | Décrochant dextre   |

## 4. Données structurales du massif du Kopéto

### 4.1. Localisation des fosses étudiées



## 4.2. Orientation du réseau de fractures serpentineuses du massif du Kopéto

| Dip Direction    | Dip | Dip Direction   | Dip | Dip Direction           | Dip |
|------------------|-----|-----------------|-----|-------------------------|-----|
| Iris Paidi Ouest |     | Kermes (suite)  |     | Begonia Phase 3 (suite) |     |
| 239              | 50  | 197             | 75  | 031                     | 60  |
| 181              | 80  | 225             | 60  | 287                     | 80  |
| 267              | 50  | 249             | 60  | 325                     | 40  |
| 131              | 55  | 195             | 70  | 321                     | 80  |
| 289              | 65  | 293             | 75  | 289                     | 85  |
| 157              | 70  | 299             | 75  | 119                     | 80  |
| 335              | 75  | 283             | 90  | 043                     | 35  |
| 115              | 25  | 186             | 65  | 291                     | 80  |
| 203              | 50  | 093             | 35  | 299                     | 85  |
| 271              | 85  | 225             | 70  | 031                     | 50  |
| 181              | 85  | 103             | 55  | 011                     | 65  |
| 103              | 10  | 265             | 85  | 013                     | 80  |
| 295              | 80  | 097             | 20  | Vieille Carrière Est    |     |
| 263              | 50  | 111             | 30  | 147                     | 50  |
| 095              | 35  | 349             | 85  | 269                     | 80  |
| 191              | 80  | 127             | 30  | 147                     | 70  |
| 077              | 60  | 317             | 80  | 175                     | 80  |
| 303              | 50  | 159             | 65  | 009                     | 80  |
| 189              | 90  | 001             | 80  | 167                     | 85  |
| 189              | 90  | 137             | 55  | 171                     | 55  |
| Joel             |     | Begonia Phase 3 |     | 109                     | 85  |
| 015              | 75  | 147             | 65  | 121                     | 75  |
| 317              | 80  | 097             | 75  | 063                     | 20  |
| 013              | 78  | 013             | 65  | 183                     | 40  |
| 019              | 35  | 121             | 65  | 129                     | 90  |
| 009              | 65  | 259             | 50  | 039                     | 45  |
| 009              | 65  | 015             | 75  | 025                     | 40  |
| 001              | 75  | 013             | 80  | 113                     | 80  |
| 009              | 60  | 015             | 55  | 029                     | 30  |
| 009              | 60  | 003             | 75  | 121                     | 65  |
| 059              | 10  | 077             | 85  | 121                     | 65  |
| 135              | 90  | 003             | 75  | 049                     | 45  |
| 003              | 75  | 029             | 45  | 353                     | 85  |
| 347              | 45  | 353             | 25  | 053                     | 50  |
| 359              | 80  | 299             | 80  | 031                     | 55  |
| 019              | 55  | 029             | 35  | 081                     | 55  |
| 345              | 35  | 349             | 70  | 037                     | 45  |
| 260              | 45  | 119             | 80  | 001                     | 60  |
| 315              | 50  | 345             | 25  | 309                     | 85  |
| 231              | 10  | 091             | 40  | 307                     | 90  |
| 232              | 11  | 349             | 40  | 035                     | 25  |
| 359              | 45  | 043             | 55  | 051                     | 25  |
| 263              | 85  | 079             | 50  | 019                     | 25  |
| 017              | 75  | 027             | 60  | 347                     | 65  |
| 009              | 80  | 027             | 60  | 113                     | 60  |
| 007              | 75  | 035             | 45  | 023                     | 20  |
| 023              | 70  | 033             | 40  | 201                     | 60  |
| 095              | 70  | 023             | 50  | 357                     | 40  |
| Kermes           |     | 301             | 85  | 113                     | 75  |
| 061              | 20  | 031             | 45  | 103                     | 90  |
| 121              | 80  | 023             | 35  | 109                     | 90  |
| 151              | 85  | 155             | 40  | 219                     | 65  |
| 013              | 90  | 089             | 75  | 009                     | 70  |
| 207              | 85  | 051             | 40  | 357                     | 70  |
| 186              | 90  | 203             | 80  | 169                     | 05  |
| 047              | 20  | 031             | 35  | 351                     | 70  |

Dip Direction

Direction du plan perpendiculaire au plan de faille

Dip

Pendage du plan de faille

| Dip Direction                | Dip |
|------------------------------|-----|
| Vieille Carrière Est (suite) |     |
| 089                          | 65  |
| 049                          | 70  |
| 111                          | 90  |
| 047                          | 35  |
| 83                           | 20  |
| 021                          | 60  |
| 119                          | 90  |
| 023                          | 60  |
| 051                          | 40  |
| 015                          | 70  |
| 081                          | 65  |
| Blanche                      |     |
| 101                          | 75  |
| 121                          | 70  |
| 121                          | 90  |
| 121                          | 85  |
| 185                          | 60  |
| 001                          | 70  |
| 13                           | 65  |
| 081                          | 85  |
| 321                          | 45  |
| 001                          | 70  |
| 005                          | 80  |
| 111                          | 88  |
| 193                          | 35  |
| 169                          | 85  |
| 129                          | 60  |
| 021                          | 30  |
| 139                          | 30  |

| Dip Direction   | Dip |
|-----------------|-----|
| Blanche (suite) |     |
| 119             | 90  |
| 175             | 90  |
| 187             | 15  |
| 129             | 75  |
| 359             | 45  |
| 125             | 70  |
| 125             | 80  |
| 171             | 80  |
| 121             | 90  |
| 141             | 50  |
| 115             | 80  |
| 005             | 30  |
| 265             | 85  |
| 201             | 75  |
| 353             | 40  |
| 097             | 40  |
| 13              | 25  |
| 199             | 88  |
| 199             | 88  |
| 019             | 85  |
| 019             | 85  |
| 117             | 70  |
| 003             | 50  |
| 107             | 75  |
| 001             | 50  |
| 005             | 55  |
| 001             | 50  |
| 189             | 85  |
| 119             | 30  |

| Dip Direction   | Dip |
|-----------------|-----|
| Blanche (suite) |     |
| 009             | 50  |
| 191             | 35  |
| 083             | 85  |
| 137             | 60  |
| 163             | 50  |
| 101             | 80  |
| 147             | 75  |
| 109             | 55  |
| 087             | 85  |
| 011             | 75  |
| 155             | 45  |
| 089             | 80  |
| 111             | 60  |
| 253             | 50  |
| 359             | 45  |
| 097             | 70  |
| 175             | 30  |
| 351             | 45  |
| 079             | 90  |
| 155             | 20  |
| 093             | 25  |
| 131             | 55  |
| 345             | 60  |
| 141             | 80  |
| 099             | 60  |
| 085             | 60  |
| 089             | 75  |



## 4.3. Orientation du réseau de fractures à remplissage supergène du massif du Kopéto

| Dip Direction   | Dip | Dip Direction           | Dip | Dip Direction                | Dip |
|-----------------|-----|-------------------------|-----|------------------------------|-----|
| Joel            |     | Begonia Phase 3 (suite) |     | Vieille Carrière Est (suite) |     |
| 211             | 65  | 289                     | 85  | 015                          | 65  |
| 263             | 85  | 119                     | 80  | 211                          | 80  |
| Kermes          |     | 291                     | 80  | 359                          | 65  |
| 211             | 85  | 185                     | 30  | 161                          | 90  |
| 061             | 20  | 217                     | 40  | 189                          | 75  |
| 151             | 85  | 283                     | 45  | 123                          | 68  |
| 013             | 90  | 271                     | 50  | 013                          | 68  |
| 221             | 80  | 261                     | 40  | Blanche                      |     |
| 186             | 90  | 251                     | 20  | 225                          | 35  |
| 201             | 60  | 126                     | 80  | 107                          | 70  |
| 207             | 70  | 059                     | 45  | 019                          | 75  |
| 197             | 75  | 351                     | 85  | 119                          | 80  |
| 189             | 80  | Vieille Carrière Est    |     | 013                          | 65  |
| 141             | 45  | 347                     | 85  | 081                          | 85  |
| 186             | 65  | 353                     | 90  | 321                          | 45  |
| 225             | 70  | 301                     | 45  | 013                          | 70  |
| 265             | 85  | 111                     | 40  | 001                          | 70  |
| 349             | 85  | 121                     | 85  | 005                          | 80  |
| 127             | 30  | 007                     | 75  | 169                          | 85  |
| 061             | 85  | 213                     | 40  | 161                          | 20  |
| 001             | 80  | 355                     | 90  | 269                          | 75  |
| 243             | 10  | 197                     | 80  | 139                          | 30  |
| 137             | 55  | 295                     | 85  | 129                          | 75  |
| 253             | 85  | 123                     | 40  | 359                          | 45  |
| Begonia Phase 3 |     | 170                     | 35  | 125                          | 70  |
| 247             | 40  | 009                     | 45  | 125                          | 80  |
| 163             | 55  | 269                     | 80  | 171                          | 80  |
| 103             | 55  | 175                     | 80  | 121                          | 90  |
| 013             | 65  | 009                     | 80  | 169                          | 50  |
| 065             | 60  | 167                     | 85  | 115                          | 80  |
| 175             | 75  | 039                     | 45  | 095                          | 25  |
| 013             | 80  | 025                     | 40  | 097                          | 40  |
| 003             | 75  | 113                     | 80  | 123                          | 25  |
| 135             | 70  | 029                     | 30  | 117                          | 70  |
| 235             | 35  | 049                     | 45  | 111                          | 75  |
| 279             | 45  | 353                     | 85  | 003                          | 50  |
| 255             | 50  | 053                     | 50  | 107                          | 75  |
| 353             | 20  | 031                     | 55  | 201                          | 55  |
| 029             | 35  | 019                     | 25  | 201                          | 55  |
| 349             | 70  | 347                     | 65  | 193                          | 30  |
| 119             | 80  | 357                     | 70  | 001                          | 50  |
| 345             | 25  | 169                     | 5   | 111                          | 60  |
| 093             | 60  | 351                     | 70  | 017                          | 40  |
| 153             | 70  | 089                     | 65  | 101                          | 30  |
| 261             | 70  | 049                     | 70  | 171                          | 30  |
| 305             | 75  | 119                     | 90  | 103                          | 80  |
| 293             | 85  | 023                     | 60  | 091                          | 20  |
| 301             | 85  | 051                     | 40  | 083                          | 85  |
| 031             | 45  | 015                     | 70  | 137                          | 60  |
| 23              | 35  | 021                     | 70  | 163                          | 50  |
| 155             | 40  | 191                     | 90  | 101                          | 80  |
| 051             | 40  | 127                     | 85  | 109                          | 55  |
| 71              | 20  | 057                     | 40  | 011                          | 75  |
| 033             | 30  | 038                     | 40  | 233                          | 80  |
| 033             | 85  | 099                     | 75  | 093                          | 25  |
| 317             | 35  | 163                     | 85  | 345                          | 60  |
| 051             | 35  | 343                     | 85  | 099                          | 60  |
| 321             | 80  | 101                     | 50  | 085                          | 60  |

Dip Direction

Direction du plan perpendiculaire au plan de faille

Dip

Pendage du plan de faille

## 5. Les falaises du Cap N'Dua

### 5.1. Orientation du réseau de fractures serpentineuses du Cap N'Dua

Orientations des plans de fractures serpentineuse (cf. *Fig. 47* pour localisation, p. 83). Les données grisées correspondent aux plans subhorizontaux représentés *Fig. 49* (p. 84).

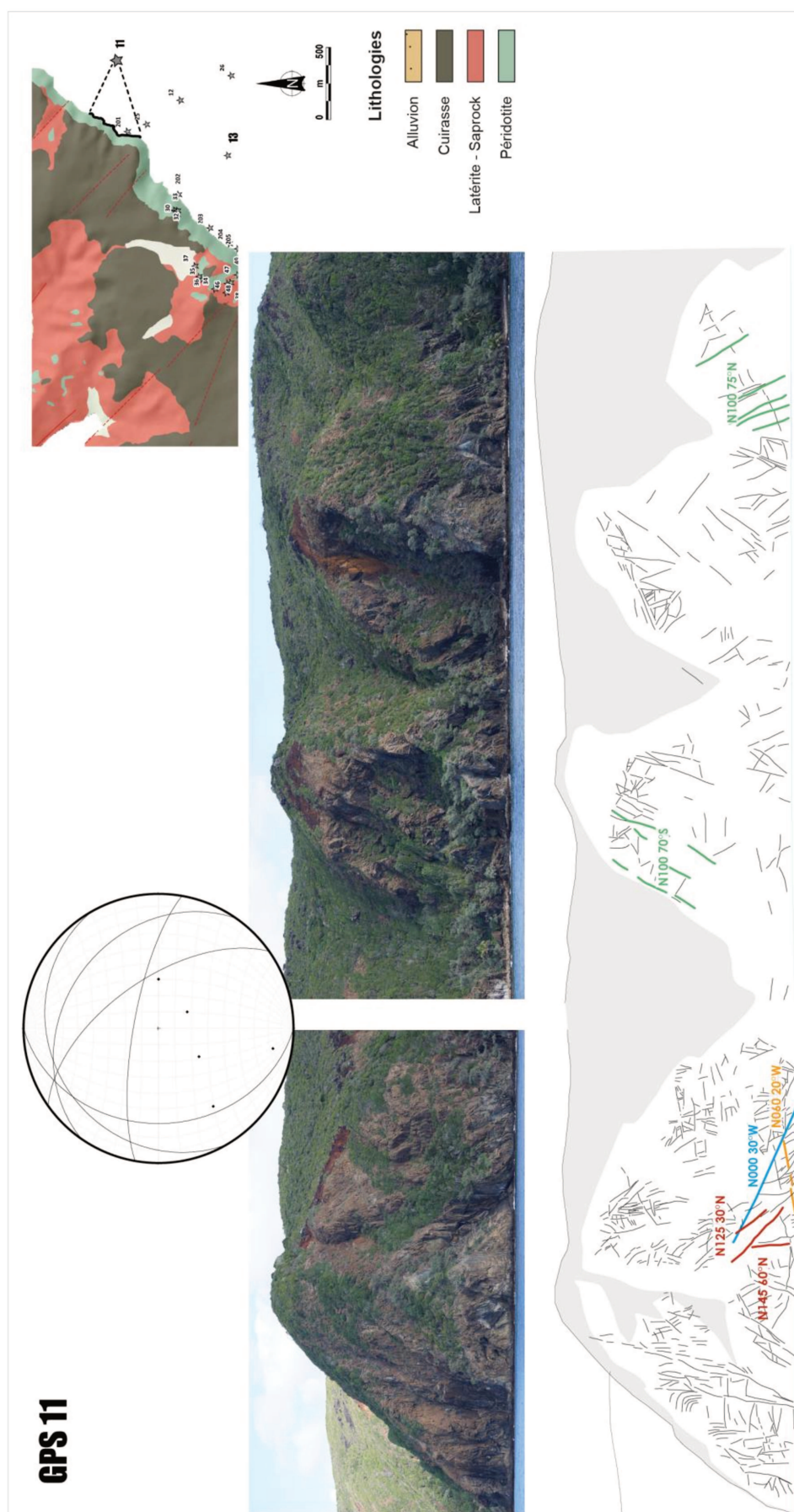
| Dip Direction | Dip | Dip Direction | Dip | Dip Direction | Dip | Dip Direction | Dip |
|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|
| 036           | 45  | 306           | 80  | 023           | 25  | 333           | 50  |
| 151           | 65  | 356           | 15  | 046           | 22  | 011           | 30  |
| 163           | 50  | 171           | 90  | 237           | 85  | 056           | 60  |
| 041           | 50  | 006           | 40  | 211           | 80  | 035           | 30  |
| 031           | 60  | 306           | 70  | 089           | 40  | 271           | 30  |
| 026           | 65  | 135           | 90  | 035           | 55  | 031           | 40  |
| 338           | 60  | 051           | 25  | 304           | 75  | 221           | 20  |
| 286           | 10  | 046           | 60  | 043           | 55  | 193           | 40  |
| 321           | 25  | 111           | 85  | 141           | 45  | 313           | 50  |
| 006           | 35  | 111           | 40  | 031           | 35  | 179           | 45  |
| 026           | 35  | 343           | 30  | 209           | 50  | 281           | 15  |
| 326           | 45  | 151           | 35  | 019           | 35  | 031           | 35  |
| 310           | 30  | 345           | 45  | 005           | 30  | 145           | 70  |
| 326           | 15  | 051           | 85  | 015           | 25  | 031           | 30  |
| 314           | 45  | 026           | 80  | 055           | 25  | 019           | 50  |
| 036           | 50  | 337           | 40  | 071           | 30  | 195           | 55  |
| 041           | 50  | 101           | 45  | 347           | 55  | 049           | 70  |
| 316           | 75  | 318           | 50  | 086           | 90  | 091           | 30  |
| 163           | 25  | 114           | 25  | 347           | 45  | 307           | 50  |
| 163           | 85  | 351           | 70  | 357           | 45  | 359           | 50  |
| 331           | 20  | 354           | 60  | 061           | 85  | 033           | 35  |
| 056           | 45  | 359           | 30  | 021           | 10  | 247           | 35  |
| 091           | 45  | 156           | 75  | 001           | 60  | 247           | 55  |
| 096           | 70  | 051           | 40  | 036           | 15  | 337           | 25  |
| 341           | 40  | 051           | 40  | 295           | 25  | 029           | 45  |
| 081           | 60  | 120           | 90  | 161           | 90  | 313           | 55  |
| 071           | 40  | 105           | 80  | 235           | 60  | 065           | 45  |
| 116           | 65  | 306           | 70  | 329           | 45  | 235           | 55  |
| 303           | 50  | 123           | 85  | 165           | 20  | 310           | 54  |
| 358           | 40  | 026           | 15  | 089           | 35  | 009           | 45  |
| 323           | 15  | 291           | 75  | 351           | 50  | 231           | 75  |
| 326           | 55  | 311           | 30  | 351           | 55  | 013           | 50  |
| 128           | 90  | 146           | 20  | 235           | 55  | 097           | 45  |
| 183           | 85  | 291           | 45  | 081           | 55  | 089           | 50  |
| 313           | 30  | 291           | 60  | 071           | 50  |               |     |
| 154           | 25  | 126           | 45  | 339           | 45  |               |     |

### 5.2. Orientations des filons du Cap N'Dua

Orientations des filons représentés *Fig. 49* (p. 84).

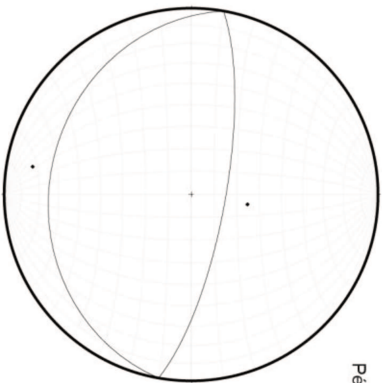
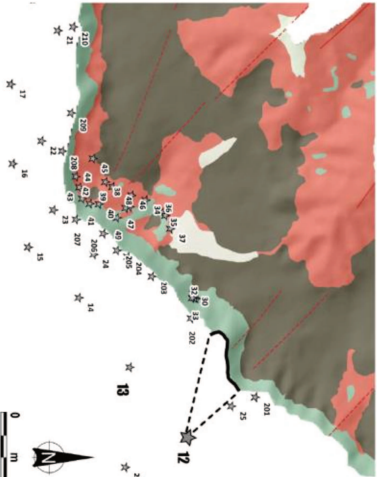
| Dip Direction | Dip | Dip Direction | Dip | Dip Direction | Dip | Dip Direction | Dip |
|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|---------------|-----|
| 223           | 55  | 265           | 75  | 091           | 55  | 227           | 80  |
| 261           | 40  | 309           | 40  | 191           | 70  | 253           | 25  |
| 251           | 50  | 051           | 65  | 109           | 40  | 227           | 35  |
| 257           | 60  | 225           | 75  | 253           | 45  |               |     |
| 229           | 65  | 281           | 85  | 243           | 65  |               |     |
| 241           | 55  | 075           | 80  | 059           | 85  |               |     |
| 219           | 50  | 243           | 60  | 205           | 30  |               |     |
| 315           | 50  | 229           | 75  | 213           | 45  |               |     |
| 229           | 55  | 281           | 60  | 207           | 40  |               |     |

### 5.3. Photo-interprétation des falaises du Cap N'Dua



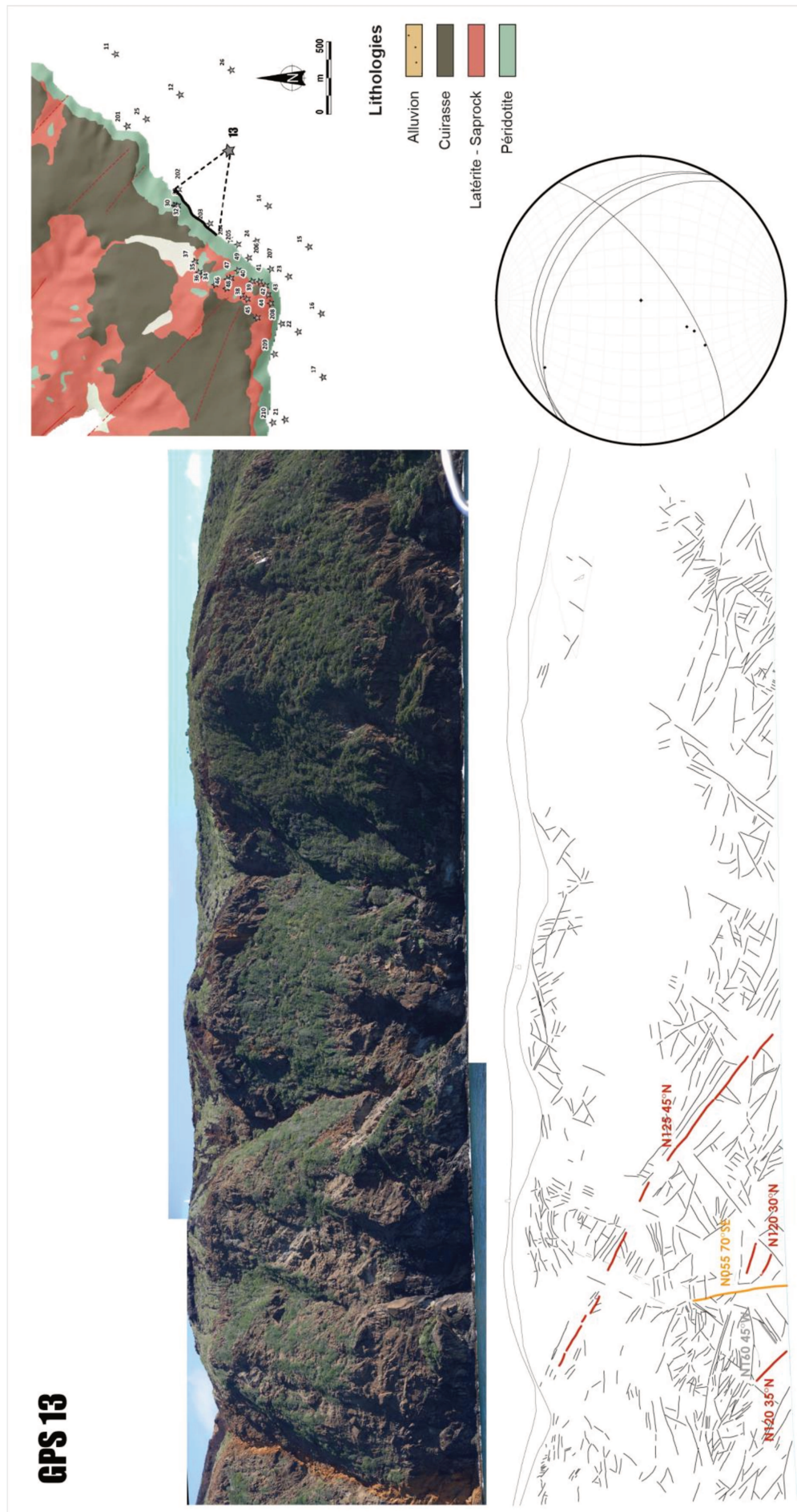


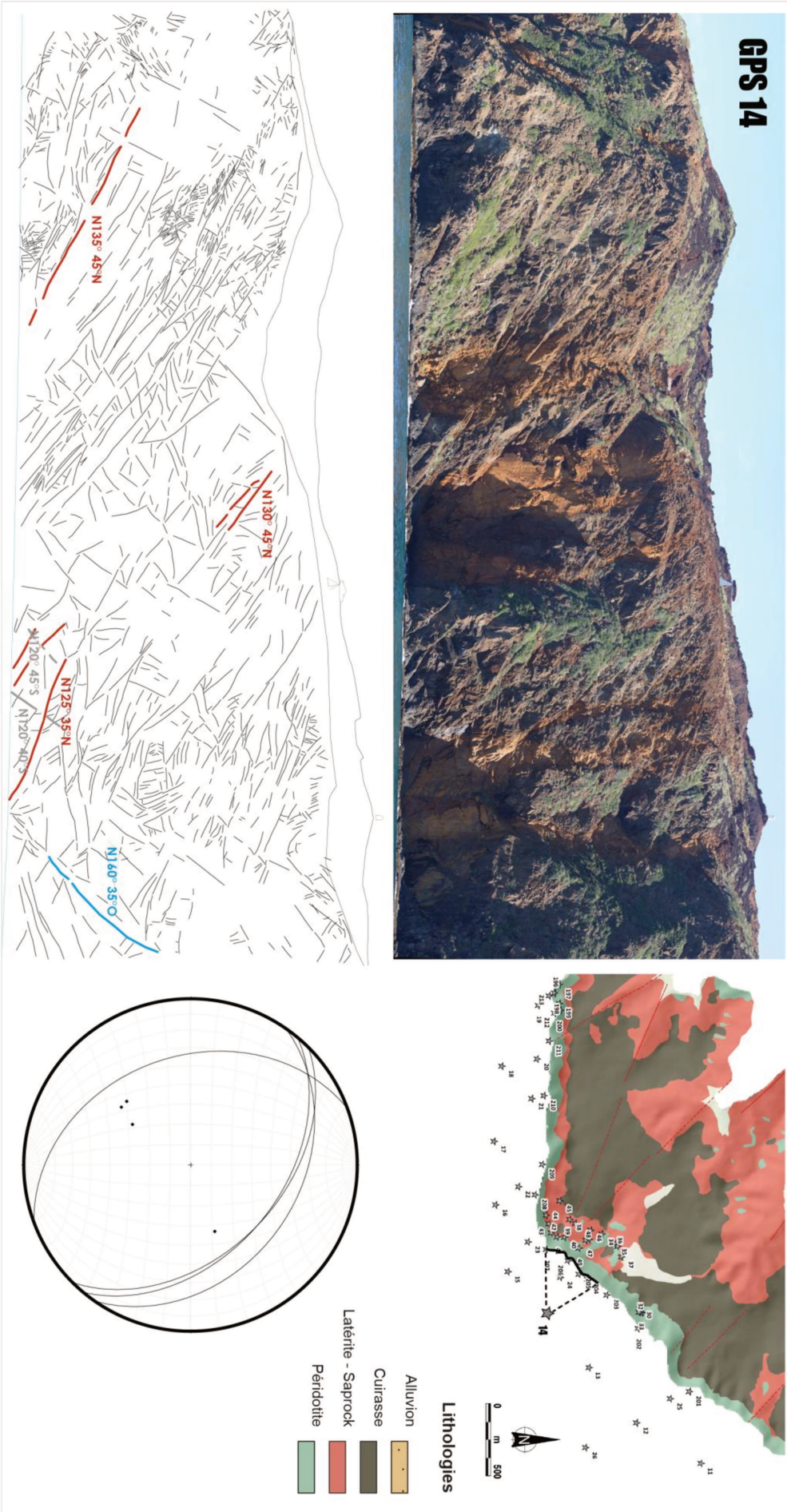
GPS 12



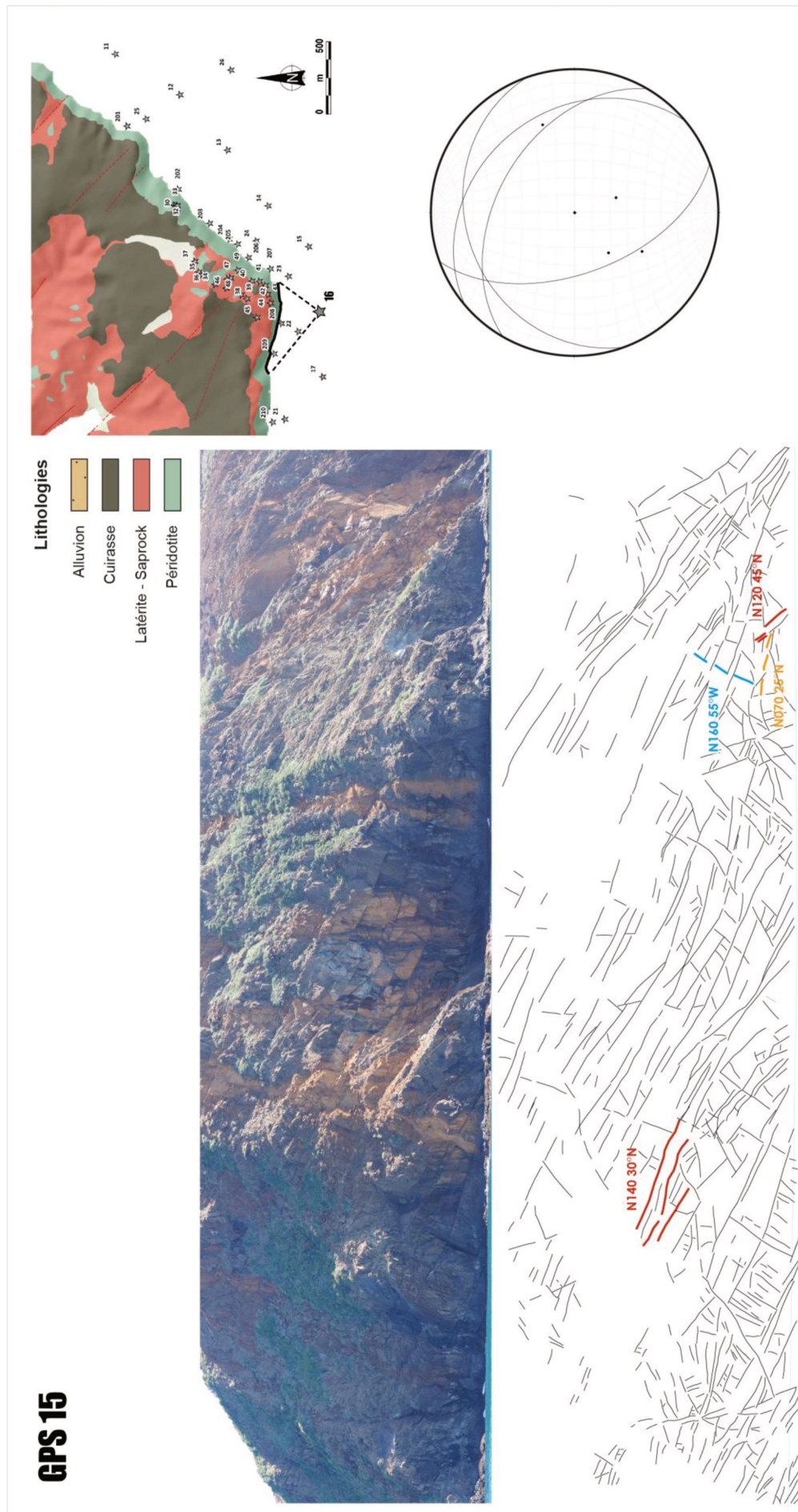
- Lithologies**
- Alluvion
  - Cuirasse
  - Latérite - Saprock
  - Périd



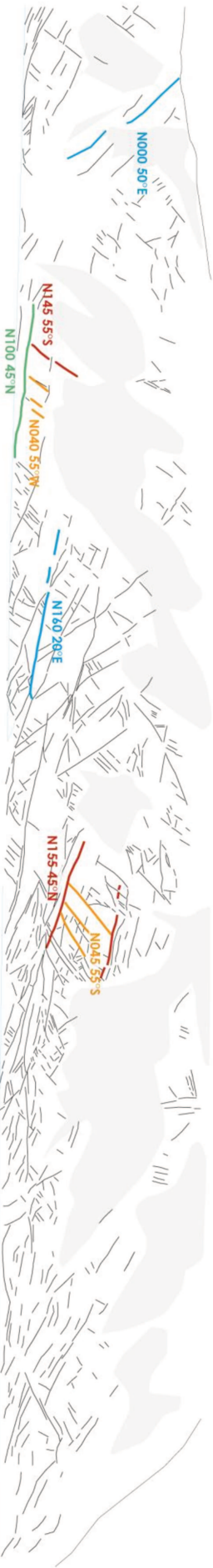
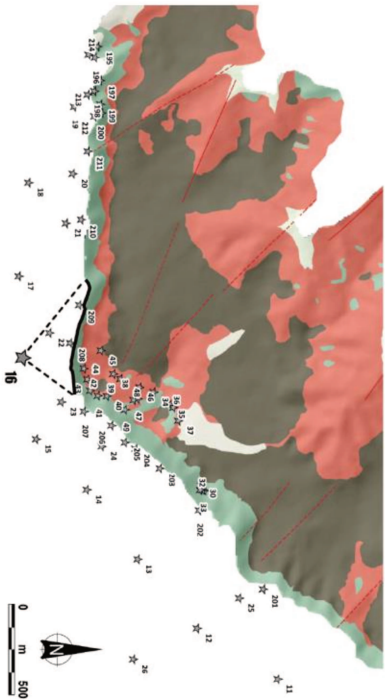
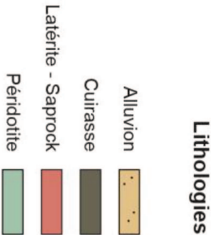
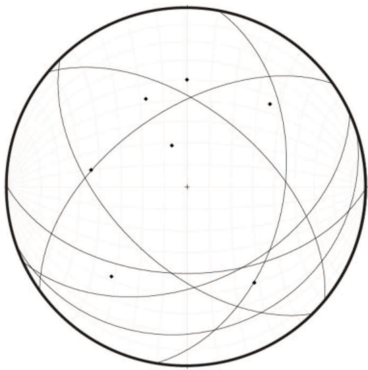




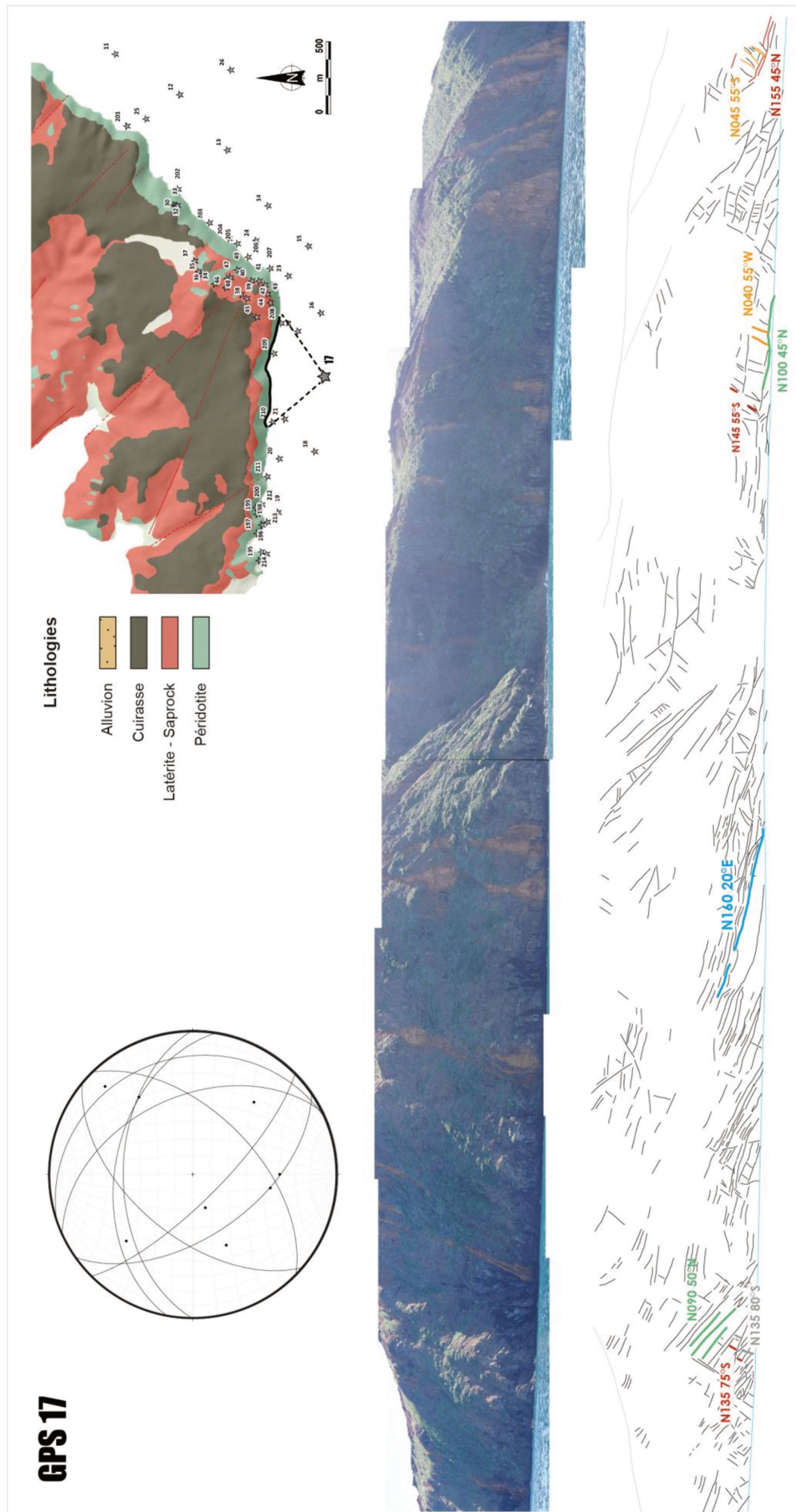




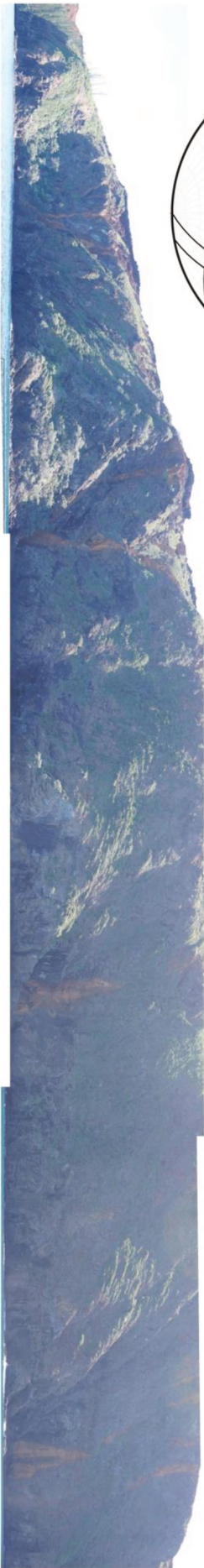
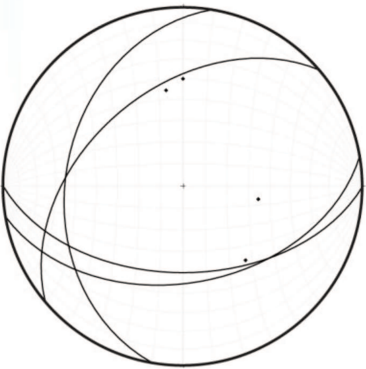
GPS 16



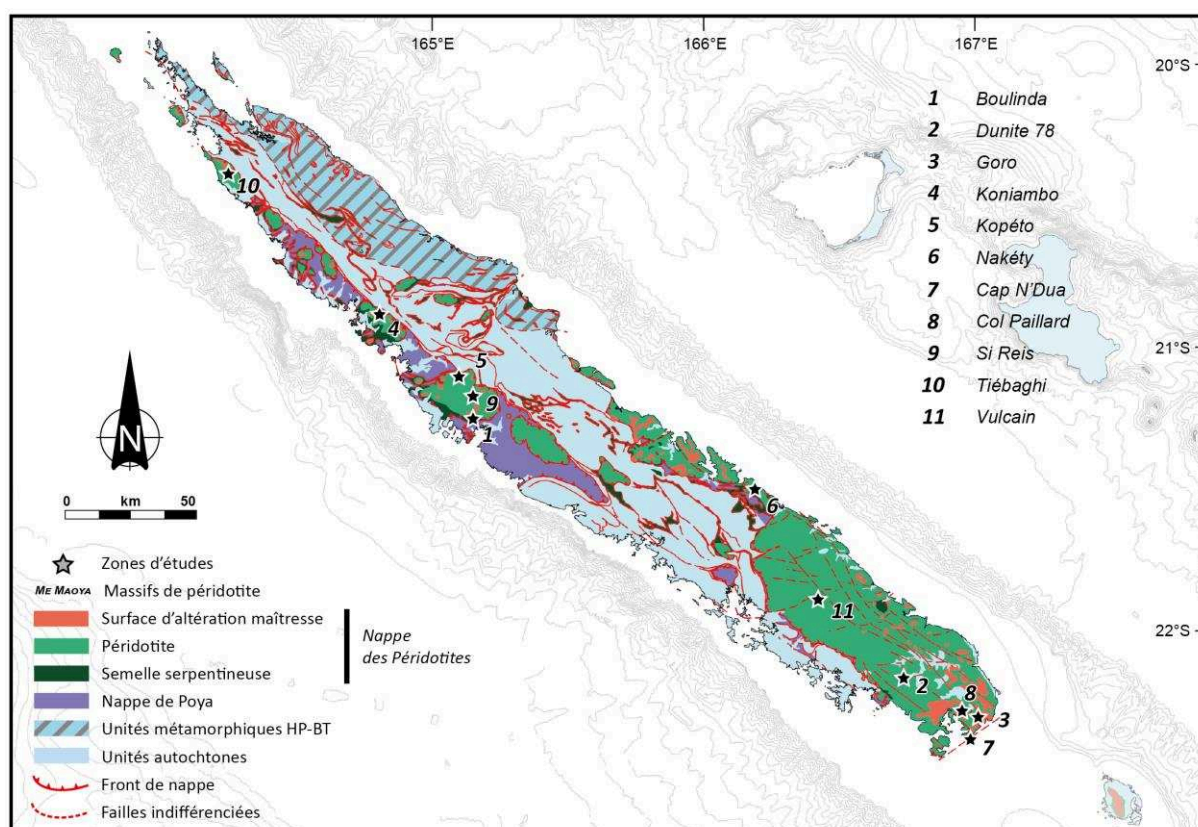




GPS 18



## 6. Données complémentaire sur les fractures à lizardite





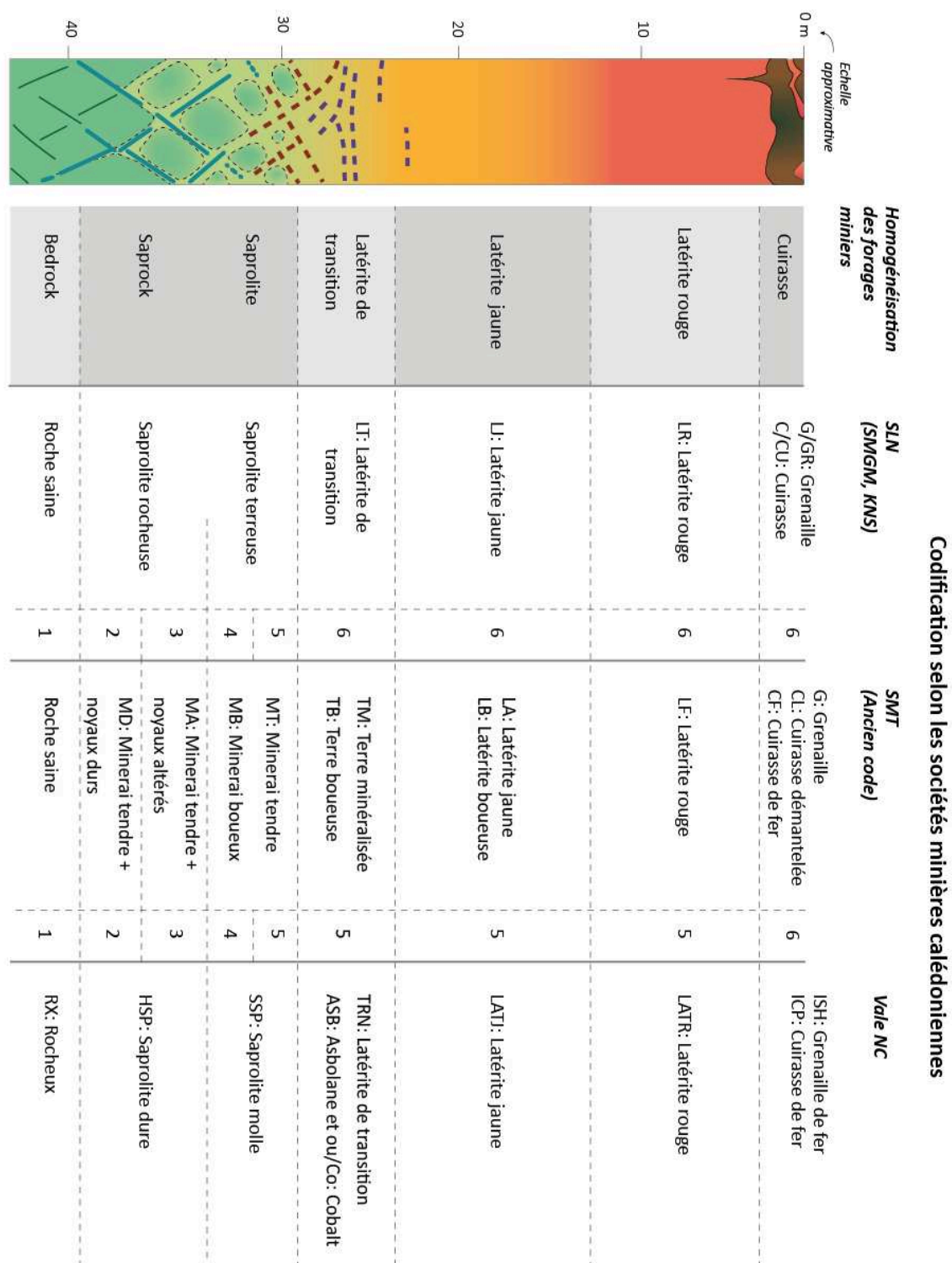
| Dip Direction | Dip | Dip Direction   | Dip | Dip Direction        | Dip | Dip Direction     | Dip |
|---------------|-----|-----------------|-----|----------------------|-----|-------------------|-----|
| Boulinda      |     | Si Reis (suite) |     | Mine du Col Paillard |     | Dunite 78 (suite) |     |
| 329           | 50  | 359             | 80  | 11                   | 35  | 241               | 80  |
| 325           | 45  | 325             | 25  | 29                   | 55  | 236               | 55  |
| 333           | 45  | 301             | 30  | 6                    | 35  | 326               | 85  |
| 259           | 75  | 356             | 60  | 16                   | 45  | 281               | 50  |
| 269           | 75  | 156             | 55  | 321                  | 30  | 351               | 60  |
| 171           | 65  | 15              | 30  | 319                  | 15  | 81                | 75  |
| 21            | 35  | 26              | 55  | 354                  | 5   | 36                | 35  |
| 281           | 75  | 171             | 80  | 34                   | 30  | 211               | 25  |
| 177           | 50  | 49              | 65  | 54                   | 50  | 26                | 50  |
| 11            | 50  | 341             | 60  | 26                   | 65  | 181               | 75  |
| 321           | 55  | 87              | 80  | 241                  | 80  | 151               | 75  |
| 93            | 85  | 239             | 70  | 236                  | 55  | 26                | 20  |
| 61            | 80  | 136             | 80  | 326                  | 85  | 311               | 70  |
| 271           | 80  | 111             | 75  | 281                  | 50  | 146               | 80  |
| 261           | 70  | 236             | 90  | 351                  | 60  | 21                | 50  |
| 179           | 60  | 256             | 70  | 81                   | 75  | 216               | 85  |
| 85            | 40  | 141             | 45  | 36                   | 35  | 121               | 85  |
| 291           | 65  | 13              | 65  | 211                  | 25  | 36                | 50  |
| 181           | 55  | 141             | 45  | 26                   | 50  | 316               | 80  |
| 141           | 70  | 13              | 65  | 181                  | 75  | 331               | 70  |
| 31            | 80  | 141             | 30  | 151                  | 75  | 341               | 70  |
| 111           | 80  | 23              | 60  | 26                   | 20  | 126               | 55  |
| 93            | 75  | 59              | 45  | 311                  | 70  | 121               | 90  |
| 101           | 90  | 305             | 70  | 146                  | 80  | 139               | 70  |
| 341           | 52  | 311             | 40  | 21                   | 50  | 139               | 78  |
| Si Reis       |     | 296             | 40  | 216                  | 85  | 121               | 80  |
| 295           | 15  | 301             | 65  | 121                  | 85  | 153               | 90  |
| 71            | 90  | Cap N'Dua       |     | 36                   | 50  | 149               | 75  |
| 83            | 60  | 36              | 45  | 316                  | 80  | 153               | 90  |
| 81            | 50  | 151             | 65  | 331                  | 70  | 199               | 90  |
| 91            | 70  | 163             | 50  | 341                  | 70  | 153               | 70  |
| 185           | 50  | 41              | 50  | 126                  | 55  | 11                | 70  |
| 125           | 65  | 31              | 60  | 121                  | 90  | 23                | 50  |
| 119           | 65  | 26              | 65  | 139                  | 70  | 176               | 80  |
| 123           | 35  | 338             | 60  | 139                  | 78  | 189               | 85  |
| 151           | 85  | 286             | 10  | 121                  | 80  | 19                | 65  |
| 253           | 80  | 321             | 25  | 153                  | 90  | 219               | 25  |
| 251           | 65  | 6               | 35  | 149                  | 75  | 215               | 25  |
| 251           | 70  | 326             | 45  | 153                  | 90  | 341               | 65  |
| 36            | 85  | 41              | 50  | 199                  | 90  | 353               | 75  |
| 43            | 30  | 316             | 75  | 153                  | 70  | 346               | 80  |
| 1             | 80  | 163             | 85  | 11                   | 70  | 321               | 70  |
| 253           | 80  | 91              | 45  | 23                   | 50  | 356               | 65  |
| 263           | 80  | 341             | 40  | 176                  | 80  | 17                | 60  |
| 355           | 85  | 323             | 15  | 189                  | 85  | 17                | 75  |
| 261           | 80  | 6               | 40  | Dunite 78            |     | 3                 | 50  |
| 1             | 80  | 111             | 40  | 11                   | 35  | 337               | 80  |
| 259           | 70  | 51              | 85  | 29                   | 55  | 181               | 80  |
| 231           | 45  | 26              | 80  | 6                    | 35  | 11                | 35  |
| 251           | 80  | 105             | 80  | 16                   | 45  | 201               | 65  |
| 259           | 70  | 123             | 85  | 321                  | 30  | 359               | 80  |
| 79            | 85  | 26              | 15  | 319                  | 15  | 333               | 80  |
| 331           | 30  | 291             | 75  | 354                  | 5   | 256               | 90  |
| 329           | 35  | 311             | 30  | 34                   | 30  | 311               | 45  |
| 93            | 75  | 146             | 20  | 54                   | 50  | 109               | 85  |
| 245           | 85  | 291             | 45  | 26                   | 65  | 21                | 75  |



| Dip Direction     | Dip | Dip Direction  | Dip | Dip Direction  | Dip | Dip Direction  | Dip |
|-------------------|-----|----------------|-----|----------------|-----|----------------|-----|
| Dunite 78 (suite) |     | Kopéto (suite) |     | Kopéto (suite) |     | Nakéty (suite) |     |
| 195               | 30  | 357            | 40  | 359            | 80  | 357            | 32  |
| 41                | 80  | 109            | 90  | 359            | 45  | 1              | 75  |
| 246               | 72  | 219            | 65  | 17             | 75  | 23             | 85  |
| 79                | 65  | 9              | 70  | 9              | 80  | 13             | 45  |
| 303               | 82  | 357            | 70  | 7              | 75  | Tiébaghi       |     |
| Goro              |     | 169            | 5   | 23             | 70  | 76             | 80  |
| 321               | 70  | 351            | 70  | 181            | 80  | 211            | 40  |
| 146               | 90  | 89             | 65  | 267            | 50  | 261            | 55  |
| 141               | 45  | 49             | 70  | 131            | 55  | 141            | 50  |
| 123               | 60  | 111            | 90  | 181            | 85  | 41             | 55  |
| 129               | 70  | 47             | 35  | 103            | 10  | 66             | 90  |
| 149               | 65  | 83             | 20  | 295            | 80  | 251            | 75  |
| Koniambo          |     | 21             | 60  | 95             | 35  | 11             | 60  |
| 266               | 45  | 119            | 90  | 191            | 80  | 241            | 55  |
| 269               | 50  | 23             | 60  | 77             | 60  | 87             | 70  |
| 173               | 35  | 51             | 40  | 303            | 50  | 333            | 55  |
| 231               | 90  | 15             | 70  | 101            | 75  | 295            | 35  |
| 261               | 80  | 81             | 65  | 1              | 70  | 333            | 85  |
| 291               | 85  | 47             | 20  | 111            | 88  | 67             | 65  |
| 326               | 20  | 151            | 85  | 195            | 40  | 67             | 65  |
| 239               | 65  | 207            | 85  | 129            | 75  | 347            | 50  |
| 141               | 80  | 186            | 90  | 359            | 45  | 249            | 45  |
| 211               | 45  | 93             | 35  | 125            | 80  | 253            | 70  |
| 146               | 25  | 225            | 70  | 171            | 80  | 39             | 90  |
| 223               | 35  | 103            | 55  | 121            | 90  | 326            | 35  |
| 233               | 65  | 265            | 85  | 5              | 30  | Vulcain        |     |
| 121               | 75  | 1              | 80  | 265            | 85  | 296            | 70  |
| 253               | 55  | 151            | 70  | 201            | 75  | 331            | 40  |
| 331               | 30  | 147            | 65  | 9              | 50  | 355            | 70  |
| 316               | 25  | 13             | 65  | 83             | 85  | 33             | 80  |
| 233               | 30  | 15             | 75  | 137            | 60  | 171            | 15  |
| 179               | 40  | 15             | 55  | 163            | 50  | 96             | 80  |
| 101               | 50  | 3              | 75  | 101            | 80  | 353            | 40  |
| Kopéto            |     | 77             | 85  | 155            | 45  | 325            | 65  |
| 119               | 80  | 3              | 75  | 89             | 80  |                |     |
| 122               | 50  | 29             | 45  | 253            | 50  |                |     |
| 89                | 25  | 353            | 25  | 359            | 45  |                |     |
| 357               | 45  | 299            | 80  | 97             | 70  |                |     |
| 9                 | 45  | 29             | 35  | 351            | 45  |                |     |
| 147               | 50  | 91             | 40  | 79             | 90  |                |     |
| 269               | 80  | 79             | 50  | 155            | 20  |                |     |
| 147               | 70  | 35             | 45  | 157            | 30  |                |     |
| 175               | 80  | 23             | 50  | 93             | 25  |                |     |
| 9                 | 80  | 301            | 85  | 99             | 60  |                |     |
| 171               | 55  | 31             | 45  | 89             | 75  |                |     |
| 121               | 75  | 23             | 35  | Nakéty         |     |                |     |
| 63                | 30  | 89             | 75  | 181            | 75  |                |     |
| 183               | 40  | 357            | 70  | 11             | 62  |                |     |
| 129               | 90  | 111            | 70  | 351            | 68  |                |     |
| 39                | 45  | 203            | 80  | 346            | 60  |                |     |
| 25                | 40  | 31             | 35  | 31             | 40  |                |     |
| 49                | 45  | 31             | 60  | 359            | 70  |                |     |
| 81                | 55  | 287            | 80  | 353            | 60  |                |     |
| 307               | 90  | 291            | 80  | 341            | 70  |                |     |
| 347               | 65  | 31             | 50  | 335            | 80  |                |     |
| 201               | 60  | 317            | 80  | 356            | 70  |                |     |

## 7. Comparaison des données EM avec les données de forages

Profil d'altération type sur péridotite de Nouvelle-Calédonie. Termes utilisés pour l'homogénéisation des forages en corrélation avec la codification propre aux acteurs miniers du territoire, modifié d'après Sevin (2014)



## Annexe 2 : Articles et communications

|    |                                                                         |     |
|----|-------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. | <i>Article publié dans Economic Geology (2018)</i> .....                | 241 |
| 2. | <i>Article soumis à Engineering Geology</i> .....                       | 265 |
| 3. | <i>Abstract 35th IGC (International Geological Congress) 2016</i> ..... | 296 |
| 4. | <i>Abstract SIP (Subduction Interface Processes) 2017</i> .....         | 297 |
| 5. | <i>Poster SIP (2017)</i> .....                                          | 298 |
| 6. | <i>Abstract SIP (Subduction Interface Processes) 2017</i> .....         | 299 |
| 7. | <i>Abstract AGU Fall Meeting 2017</i> .....                             | 300 |
| 8. | <i>Poster AGU Fall Meeting (2017)</i> .....                             | 301 |





## 1. Article publié dans *Economic Geology* (2018)

Vol. 113 – n° 2 – p. 531-544



### **Supergene nickel ore deposits controlled by gravity-driven faulting and slope failure (Peridotite Nappe, New Caledonia)**

Marion Iseppi <sup>1,2,†</sup>, Brice Sevin <sup>2</sup>, Dominique Cluzel <sup>1</sup>, Pierre Maurizot <sup>2</sup> and Benjamin Le Bayon <sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Exact and Applied Sciences (ISEA), Université de la Nouvelle-Calédonie, Avenue James Cook, Nouméa, New Caledonia*

<sup>2</sup> *Geological Survey of New Caledonia, DIMENC, 1 ter Rue Unger, Nouméa, New Caledonia*

<sup>3</sup> *French Geological Survey, BRGM, 3 Avenue Claude Guillemin, Orléans, France*

<sup>†</sup> Corresponding author : e-mail, [marion.iseppi@univ-nc.nc](mailto:marion.iseppi@univ-nc.nc)

#### **Abstract**

New Caledonia holds one of the largest supergene nickel ore deposits worldwide. Two main ore types are recognized: i) oxide and ii) hydrous Mg-Ni silicate types. Our study focuses on the latter type, usually located in elevated parts of the Peridotite Nappe, forming the so-called plateau and slope deposits. Understanding the controls of these nickel ore deposits is important in order to optimize the resource exploitation; however, to date there are only a few models to refer to, and structural aspects are rarely documented.

From its formation at an oceanic ridge to Eocene obduction, the Peridotite Nappe of New Caledonia underwent several episodes of brittle fracture that mostly preceded weathering. We suggest that inherited fractures coated with serpentine “polymorphs” play a major role in the Ni enrichment process. Fracture analysis shows that this early fracture network share the same orientations with lineaments of peridotite massifs and controlled erosion and plateau dissection during uplift events. The subsequent steep slopes together with circulating waters within serpentine-filled fractures parallel to underlying valleys lead to slope failure. The collapse of plateau edges provoked plateau decompression and hence multi-directional extension. Gravity-driven faulting caused preferential opening of joints within the hanging walls of faults. The lateral permeability contrast favored weathering and eventually resulted in an increase of Ni content in the saprock. The controlling faults have a specific polyphase infill, which could be a metallotect and a potential guide for nickel exploration.

#### **Introduction**

New Caledonia holds about 8% of nickel global reserves and ranks fifth among World’s nickel ore producers (U.S. Geological Survey, 2017). Exploration of this type of supergene deposits, knowing that nickel is hosted at the base of the weathering profile on top of peridotites, requires a very dense

and expensive drilling pattern due to the high variability of the thickness and grade of the nickel-bearing level.

One third of New Caledonia is covered by ultramafic rocks which underwent weathering since early Miocene. From base to top, the weathering profile is composed of a saprock or saprolite horizon, a limonitic horizon and a ferricrete at the top. Supergene nickel ore deposits correspond to the hydrous Mg-Ni silicate-type ore and oxide-type ore depending upon the main nickel-bearing mineral phase, respectively exploited within the saprock/saprolite and at the base of the limonite horizon (Brand et al., 1998; Freyssinet, 2005; Butt and Cluzel, 2013).

In New Caledonia, nickel supergene deposits were not extensively studied until the 2000s due to multiple factors such as abundance of the resource, easy open-cast mining, and complexity of geological controls. However, two main contributions based on the classic *per descensum* model should be mentioned; Trescases (1973), in a geochemical and geomorphological approach, assessed the balance between weathering and erosion during uplift and subsidence, and Leguéré (1976) was the first to point out the major control of the fracture network on Ni mineralization.

Understanding the controls of supergene deposits, is crucial in order to optimize the resource exploitation; but, to date there are only a few models to refer to, and mainly targeted to specific deposits.

Genna et al. (2005) proposed a model based chiefly on karst-like land forming. Accordingly, sinkholes are associated with landslide-like structures limited at the base by 'listric' faults, in which hydrous Ni silicate ore is concentrated. As a consequence, the discontinuities controlling nickel concentration are not inherited from basement fractures, but are neo-formed and a direct consequence of weathering processes.

Cluzel and Vigier (2008) highlighted the synkinematic character of some garnierite crack seals, and suggested that active faulting was associated with newly formed Mg-Ni silicate ore. In addition, they also described polyphase supergene infill of early serpentine-coated faults rooted in the bedrock, thus suggesting some influence of the pre-existing fracture network. The changing nature of infill, from garnierite to silica and finally Fe oxyhydroxides, is considered as a record of the downward migration of the weathering front through time.

Cathelineau et al. (2016a) mentioned the strong influence of the inherited fracture network, which is almost systematically reused by supergene infill. Although they report only few evidences of synkinematic character of Ni silicate veins, the presence of hydraulic breccia and preferred orientation of Ni silicate veins indicate some tectonic control. On the basis of paleotemperature estimates of quartz formation, ranging from 50°C to 95°C (Quesnel et al., 2016), Cathelineau et al. (2016a) proposed an alternative 'hydrothermal' model of Ni concentration. Accordingly, meteoric water infiltrated from the surface, was slightly heated at depth and then advected within the peridotites; a process previously proposed by Guillou-Frottier et al. (2015).

Fritsch et al. (2016), through a mainly mineralogical approach, described a systematic superimposition of hydrous Mg-Ni silicates on the serpentine-bearing fractures. Authors also argue that meteoric water infiltrating the peridotites would have interacted with a low-temperature hydrothermal field following the cooling of the Peridotite Nappe.

More recently, Quesnel et al. (2017) have evidenced lateral transfer of Ni, on the basis of geochemical data from drill-cores of the Koniambo deposit. Accordingly, Ni was transferred downslope from now-eroded topographic highs within the water table of the saprock.

Almost all above mentioned models are based upon specialists views (geomorphology, mineralogy, geochemistry, and structural geology), while an integrated approach is still missing.

The pragmatic guidelines commonly used by mining geologists are worth taking into consideration. In their experience, nickel mineralization is correlated with the serpentinization degree and density of the fracture network (Orloff, 1968; Pelletier, 1996). The role of fractures, either passive (*per descensum* conduits in a static environment) or dynamic (fault motion with hydraulic brecciating and crack seal) has been highlighted by some authors, but on the whole, the importance of the inherited fracture network in the control of Ni deposits has been discounted, and, with some exceptions, tectonic aspects have been overlooked.

In this paper we propose a refined new model based on structural analysis in several mining areas and DEM analysis that may apply to most silicate-type supergene nickel deposits of New Caledonia.

### ***Geological setting***

#### ***Peridotite Nappe***

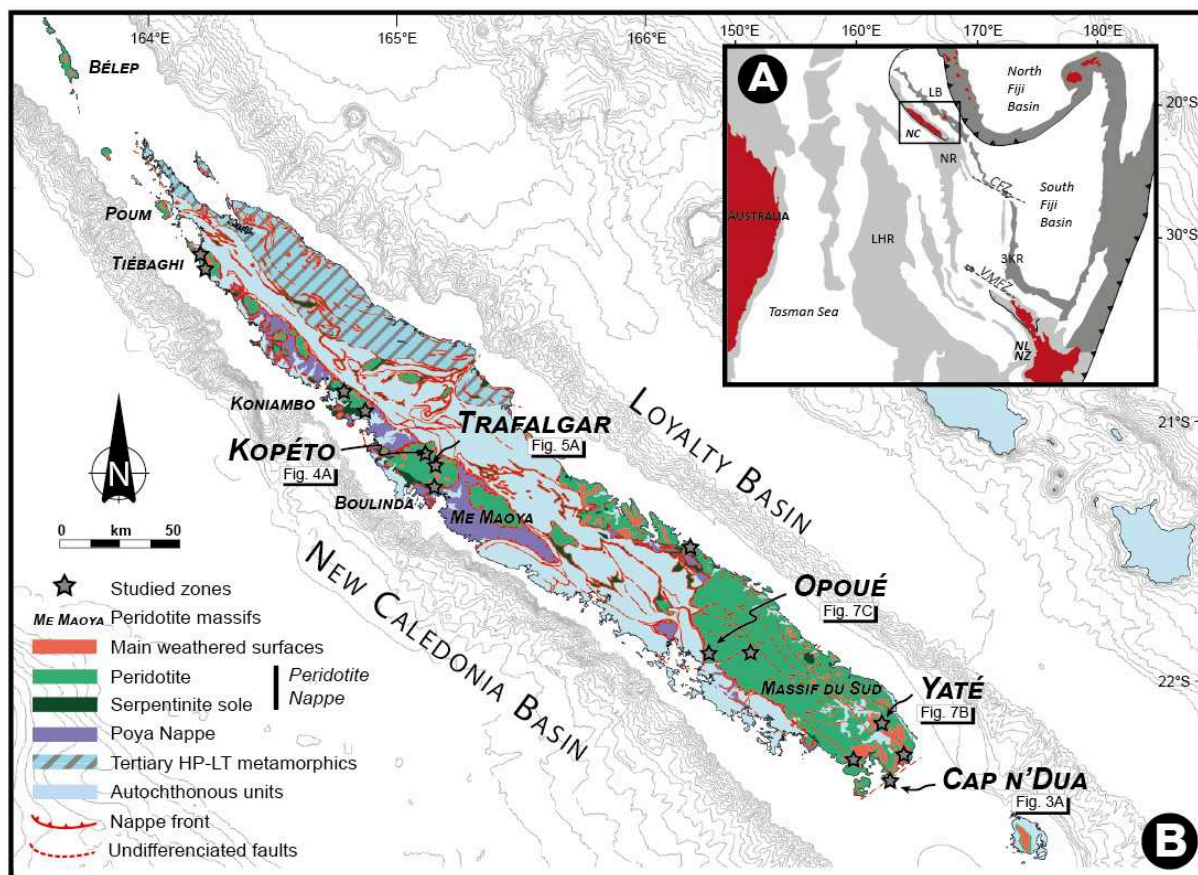
New Caledonia is located in the Southwest Pacific where it forms the emerged northern part of the Norfolk Ridge, a continental ribbon rifted from Eastern Gondwana in the Late Cretaceous (Hayes and Ringis, 1973) (*Fig. 1A*). The Peridotite Nappe (Avias, 1967) is a major litho-tectonic unit obducted in Late Eocene time over a substratum composed of several sedimentary and metamorphic units (Paris, 1981; Aitchison et al., 1995; Cluzel et al., 2001). Ultramafic rocks entirely cover the southern part of the main island, termed 'Massif du Sud', and crop out in a series of tectonic klippes aligned along the west coast (*Fig. 1B*).

The Peridotite Nappe was emplaced by obduction of the oceanic mantle lithosphere of the Loyalty Basin (Collot, 1987), which corresponds to the eastern part of a larger marginal basin of possible Late Cretaceous age (Aitchison et al., 1995; Cluzel et al., 2001). This basin was inverted and transformed in a fore-arc during the Eocene (Aitchison et al., 1995; Cluzel et al., 2001; Milsom, 2003; Edwards et al., 2015). The northeast-dipping subduction that eventually led to obduction started near the ridge and involved young and hot lithosphere (Ulrich et al., 2010). Subduction inception is time-constrained at ca. 56 Ma by high-temperature amphibolites of the metamorphic sole (Cluzel et al., 2012). Obduction occurred after the latest Eocene, age of the youngest sediments overthrust by the Peridotite Nappe (Cluzel et al., 1998; Maurizot and Cluzel, 2014) and before the Late Oligocene, age of crosscutting granitoids (Paquette and Cluzel, 2007).

The Peridotite Nappe is mainly composed of extremely refractory harzburgites and dunites with minor lherzolites (Prinzhofer, 1981; Ulrich, 2010), the latter being mainly located in northern klippes. Peridotites commonly display a compositional layering of alternating harzburgite and dunite (Guillon, 1975; Prinzhofer, 1981).

The driving mechanism of obduction remains a matter of debate and contrasting models have been proposed: i) blocked subduction (Aitchison et al., 1995; Cluzel et al., 2001); ii) 'push from the rear' mechanism driven by back-arc basin opening (Gautier et al., 2016); or alternatively, iii) "passive

obduction", e.g., gravity-driven emplacement triggered by the exhumation of HP-LT rocks (Lagabrielle and Chauvet, 2008; Lagabrielle et al., 2013).



**Fig. 1. A)** Present-day tectonic configuration of the SW Pacific showing the distribution of major tectonic features. Abbreviations: 3KR, Three Kings Ridge; CFZ, Cook Fracture Zone; LB, Loyalty Basin; LHR, Lord Howe Rise; NC, New Caledonia; NLNZ, Northland New Zealand; NR, Norfolk Ridge; VMFZ, Veining Meisnez Fracture Zone. **B)** Simplified geological map of New Caledonia showing the location of the studied zones discussed in the text (after Maurizot and Vendé (2009).

Regardless of the mechanism, obduction occurred during a period of warm climate and peridotites were probably weathered soon after emersion. The serpentinite basal 'sole' contains some syn-tectonic magnesite veins of supergene origin, which suggest that the Peridotite Nappe probably underwent weathering during the late stages of obduction (Quesnel et al., 2013). Pre-Miocene weathering and erosion of the Peridotite Nappe is recorded by lateritic detritism in Early Miocene sediments (Coudray, 1976), and dated by paleomagnetism of in situ ferricrete (Sevin et al., 2012; Maurizot et al., 2016).

#### *Early fracturation and serpentinization*

Fracturation and serpentinization are major features, which are known to control weathering by allowing water circulation, and nickel enrichment through the formation of supergene silicate ore (Golightly, 1981; Pelletier, 1996; Butt and Cluzel, 2013).

From spreading to obduction, the peridotites have undergone several episodes of cooling, hydration, and deformation that resulted in the formation of minerals of the serpentine group at the expense of olivine and orthopyroxene (Orloff, 1968; Ulrich et al., 2010). The degree of



serpentinization is highly variable and can be pervasive, or alternatively, restricted to veins and fracture walls (Dilek et al., 1997; Andreani et al., 2007; Rouméjon and Cannat, 2014; Rouméjon et al., 2015). Different types of serpentine mineralizations are observed : i) a diffuse serpentinization; ii) a network of cm-thick and several m-long joints and faults with serpentinized walls; and, iii) a thick serpentine mylonite sole at the base of the Peridotite Nappe. Only the first two types, which play a prominent role in supergene nickel enrichment, will be considered here.

The diffuse serpentinization consists of a thin mesh developed in olivine cracks usually filled by lizardite. It is commonly randomly oriented and is likely to have formed in static conditions (Evans et al., 2013; Frost et al., 2013; Fritsch et al., 2016).

Joints and faults form a dense, complex and polyphase fracture network, which bears various minerals of the serpentine family, namely lizardite, antigorite, chrysotile and polygonal serpentine (Lahondère et al., 2010; Ulrich, 2010; Quesnel, 2015; Cathelineau et al., 2016a). Crystallization of serpentine “polymorphs” depends on many parameters (fluid composition and saturation, surfaces of reaction, fluid and lithospheric pressure, etc.) and “polymorphs” can form in a large range of pressure and temperature (Andreani, 2003; Evans, 2004; Schwartz et al., 2013; Guillot et al., 2015). Lizardite, chrysotile and polygonal serpentine are known to be stable at temperatures up to 300°C and low to very low pressure (Evans, 2004; Andreani et al., 2008; Schwartz et al., 2013; Guillot et al., 2015).

In the Peridotite Nappe, the serpentine-bearing fracture network usually shows a N130°E dominant trend, locally associated with subordinate N090°E, N045°E and N000°E directions (Leguéré, 1976; Moutte and Paris, 1976; Robineau et al., 2007; Jeanpert et al., 2016). These directions are also recognizable as lineaments at island scale (*Fig. 1B*).

#### *Peridotite weathering and Ni-enrichment in the regolith*

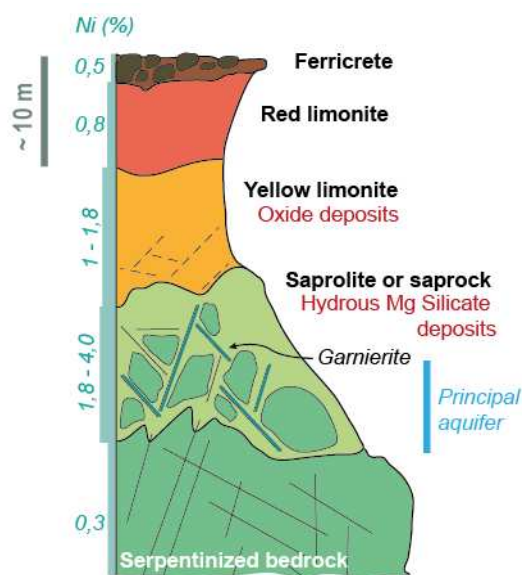
Weathering of ultramafic rocks is promoted by warm and wet tropical climate, leading to peridotite dissolution and karst-like landforms (Wirthmann, 1965; Trescases, 1973; Latham, 1986; Genna et al., 2005). Weathering of peridotite leaves a considerable residue, which constitutes a thick residual lateritic regolith (Avias, 1969; Trescases, 1973; Latham, 1986). Infiltration of meteoric water in otherwise impermeable fresh peridotite is enabled by the fracture network (Chételat, 1947; Trescases, 1973; Leguéré, 1976; Genna et al., 2005; Join et al., 2005). Hydrolysis of Fe-Mg silicates (olivine, orthopyroxene and serpentine) allows leaching of Mg and Si while less mobile elements (Fe, Mn, Cr, Ni and Co) remain in residual minerals (chromite) or recombine into newly formed mineral phases (hydrous Mg silicates, Fe oxyhydroxides, Mn- or Co-oxides, etc.). Nickel released by the dissolution of olivine can be incorporated inside the lattice or partly adsorbed at the surface of serpentine (Trescases, 1973; Pelletier, 1996).

Typically, the weathering profile in New Caledonia is composed from base to top of four horizons (Eggleton, 2001; Deraisme et al., 2014) (*Fig. 2*):

- i) Saprolite formed of fractured and partly weathered peridotite, called saprock when there is less than 20% weathering (Freyssinet et al., 2005);
- ii) Yellow limonite, in which parent rock texture is still recognizable but considerably flattened;

- iii) Red limonite, in which texture disappears, and where goethite is progressively replaced by hematite;
- iv) Granular (pisolitic) horizon and indurated ferricrete capping the profile.

Horizons i) and ii) contains the main Ni mineralization and depending upon the relative amount of saprolite/saprock and yellow limonite, form two distinct ore types that may coexist in one single deposit. The saprock hosts the hydrous Ni-Mg silicate ore type, whilst yellow limonite hosts the oxide type ore (Troly, 1979; Golightly, 1981; Pelletier, 1996; Freyssinet, 2005; Butt and Cluzel, 2013; Maurizot et al., in press.). In the hydrous Ni-Mg silicate ore, nickel leached from peridotite recombines with Si and Mg to form a mixture of poorly crystallized silicate of the serpentine, talc or sepiolite group, to which should be added chlorite and smectite groups (Fritsch et al., 2016). The Ni-dominated silicate mixture, first discovered in New Caledonia by J. Garnier (1867) is termed garnierite (Liversidge, 1880), whilst the Mg dominated silicate is referred to as deweylite (Bish and Brindley, 1978). Both species preferentially precipitate in open spaces, as crack seals and fracture films (Cathelineau et al., 2016b; Cluzel and Vigier, 2008) in the saprock. In the oxide ore, nickel can be incorporated via substitution for iron or adsorbed by goethite minerals in the limonite horizon (Trescases, 1973). Nickel in the red limonite and ferricrete is not economic to extract at present and is not included as part of the mineral resource.



**Fig. 2.** Typical weathering profile over ultramafic rocks of New Caledonia. Nomenclature after Eggleton (2001) and Deraisme et al. (2014). Nickel content per horizons according to Jebrack and Marcoux (2008).

In New Caledonia, the two ore types may coexist in some deposits but silicate ore is dominant in west coast klippen and elevated areas of the northern part of Massif du Sud, while oxide type forms large ore deposits in low lands of the Massif du Sud (Maurizot et al., in press.).

The interaction of weathering and fracture network leads to high variability of bedrock morphology and thickness of the weathering profiles, and to overall complexity of the orebodies (Trescases, 1973; Genna et al., 2005; Deraisme et al., 2014).

## *Geomorphology of the Peridotite Nappe*

A combination of uplift and erosion (Freyssinet, 2005; Chevillotte et al., 2006; Chardon et al., 2008) during a period of climate warming (Lower Oligocene Warm Event and mid-Miocene Climatic Optimum) enhanced by the northward migration of the Australian Plate (Zachos et al., 2001; Zachos et al., 2008; Sevin et al., 2014), resulted in different types of morphology which likely correspond to steps in a continuum (*Fig. 1B*):

- Low-elevated areas with flat surfaces are well developed in the south of Massif du Sud (Trescases, 1973; Chevillotte et al., 2006);
- Plateaus, which are morphologically inverted lowlands, are mainly exposed in the northernmost klippen (Bélep, Tiébaghi, Poum) (Latham, 1986);
- Partly dissected plateaus with stepped planation surfaces and incised glacis, e.g. Koniambo and Boulinda massifs (Latham, 1986);
- High-elevated, dissected, and mountainous massifs where weathering surfaces are restricted to slopes such as the Mé Maoya Massif.

## **Methodology**

### *Field methodology*

Peridotites are generally covered by a thick regolith, which prevents observation of structures. Therefore, the field study focused on natural cliffs and open-pit mines where saprock and bedrock are best exposed. Fourteen sites have been visited ('grey stars', *Fig. 1B*) and the orientations of 520 faults and joints were measured.

In the southern part of the island, the 200m-high cap N'Dua cliffs, which correspond to the uplifted NW side of a major fault (Lagabriele et al., 2005), show good rock exposures allowing fracture analysis on top and at the base of the cliffs (*Fig. 3*).

In mining sites, the field study focused on both plateau and slope deposits (Bailly et al., 2014) in order to compare the structures associated with each morphology. An exhaustive structural survey of fractures and their infills/coatings has been undertaken at each site. The results of two representative mine sites are presented:

- The Kopéto Massif (*Fig. 1B*), on which six open-pit mines operating plateau and slope deposits have been studied ('Exploitation', *Fig. 4A*). In the northeastern part of Kopéto, special attention has been given to the Vieille Carrière site located at 800 m asl;
- In the north of Boulinda Massif, the Trafalgar site is a slope deposit, which overlooks the river valley oriented N050°E that crosscuts the massif.

A focus has been made on the geometry and kinematics of slickensided faults with supergene mineral coatings, thereafter called supergene faults.

A distinction has been made between the central fault core or slip surface and the surrounding volume of brittely deformed wallrock mechanically related to the growth of the fault zone, known as the fault damage zone (Sibson, 1977; Chester and Logan, 1986; Peacock et al., 2000).

### *Lineament analysis*

This field survey was combined with a lineament analysis from a 10 meter digital elevation model (DEM) (DTSI, 2013). In the context of this study, the lineament analysis consists in an attempt to distinguish lineaments adapted to underlying structures from erosion features only due to runoff waters. The analysis was carried out in the weathered horizons topping the massif and lineaments highlighted when the direction was clearly independent from the line of slope. For instance, lineaments following the line of slope are usually organized in a radial pattern, while those adapted to fractures extend over erosional features such as crests and ravines.

## **Results**

### *Fracture typology*

At outcrop scale, fractures may be distinguished on the basis of their coatings or infills. As previously stated, two types of infills/coatings are commonly associated with fractures: primary serpentines and supergene minerals.

The four serpentine “polymorphs” have been determined in New Caledonia within fractures of the saprock and bedrock by Raman spectroscopy and other technics (Ulrich, 2010; Quesnel et al. 2016). Because the early serpentinization is not the main subject of this paper, serpentine coatings and infills are hereafter termed ‘serpentine’.

Three types of supergene silicates may be distinguished: garnierite, deweylite and silica. Silica systematically postdates garnierite and deweylite (Cluzel and Vigier, 2008; Cathelineau et al., 2016a; Fritsch et al., 2016). These supergene infills are found in faults, joints and as matrix or cement in breccia.

Observations in extraction zones show that the primary fracture network of the protolith and supergene infills are closely associated. The progressive downward weathering used these pre-existing discontinuities as preferential circulation conduits inducing differential weathering.

### *Bedrock fracture network*

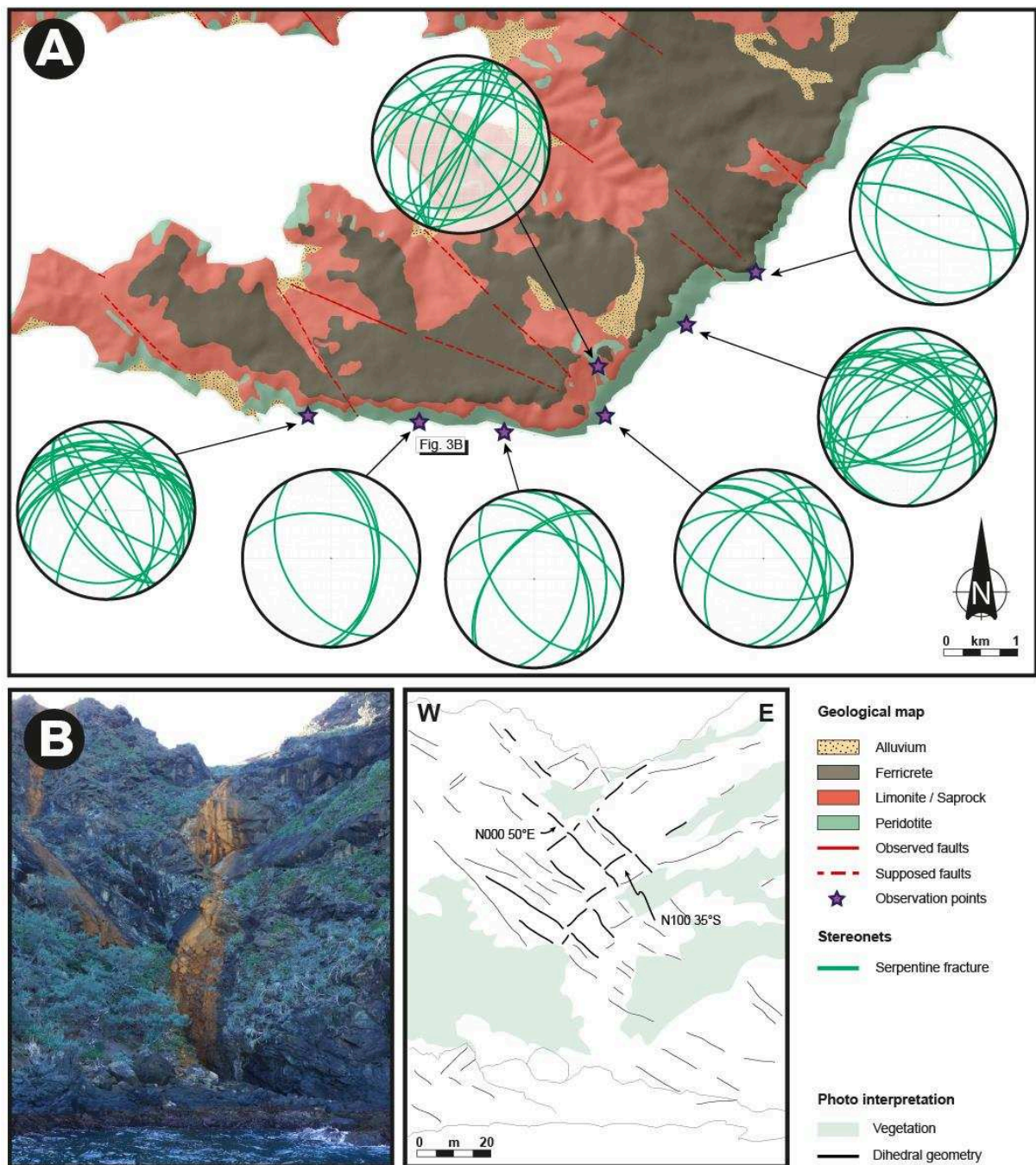
The fresh rock exposures of cap N’Dua cliffs allow a good appraisal of the geometry of the fracture network in the unweathered bedrock. These fractures are coated with serpentine with no supergene coating or infill. The fracture network shows directions N000-020°E, N050-070°E, N090-100°E and N120-140°E with variable dips from 20 to 90° (*Fig. 3A*). Sets of fractures exhibit variable spacing from a few tens to hundreds of metres, proportional to their length, and cross-cut each other forming dihedral geometry (*Fig. 3B*). Fracture spacing is constant from base to top and does not increase upward. It is noteworthy that serpentine-coated fractures within the bedrock show the same trends as the ones recognized at island scale.

### *Distribution of fractures in plateau deposits*

Rectilinear segments of most ridges and valleys incising the peridotite massifs are an expression of the main structural directions at the island scale. The Kopéto Massif is crosscut by deep valleys oriented N010°E, N130°E, N050°E and N090°E (*Fig. 4A*). However, a partly dissected plateau covered by uneven regolith is preserved at an altitude of 1000 m, hosting several orebodies. The plateau is



elongated along an E-W direction and lineament analysis from 10 m DEM (DTSI, 2013) shows directions similar to peripheral ridges and valleys (*Fig. 4A*). Orebodies are elongated, controlled to the north and south by N120°E and N090°E lineaments and subordinate N050°E lineaments (Kermes, *Fig. 4A*).

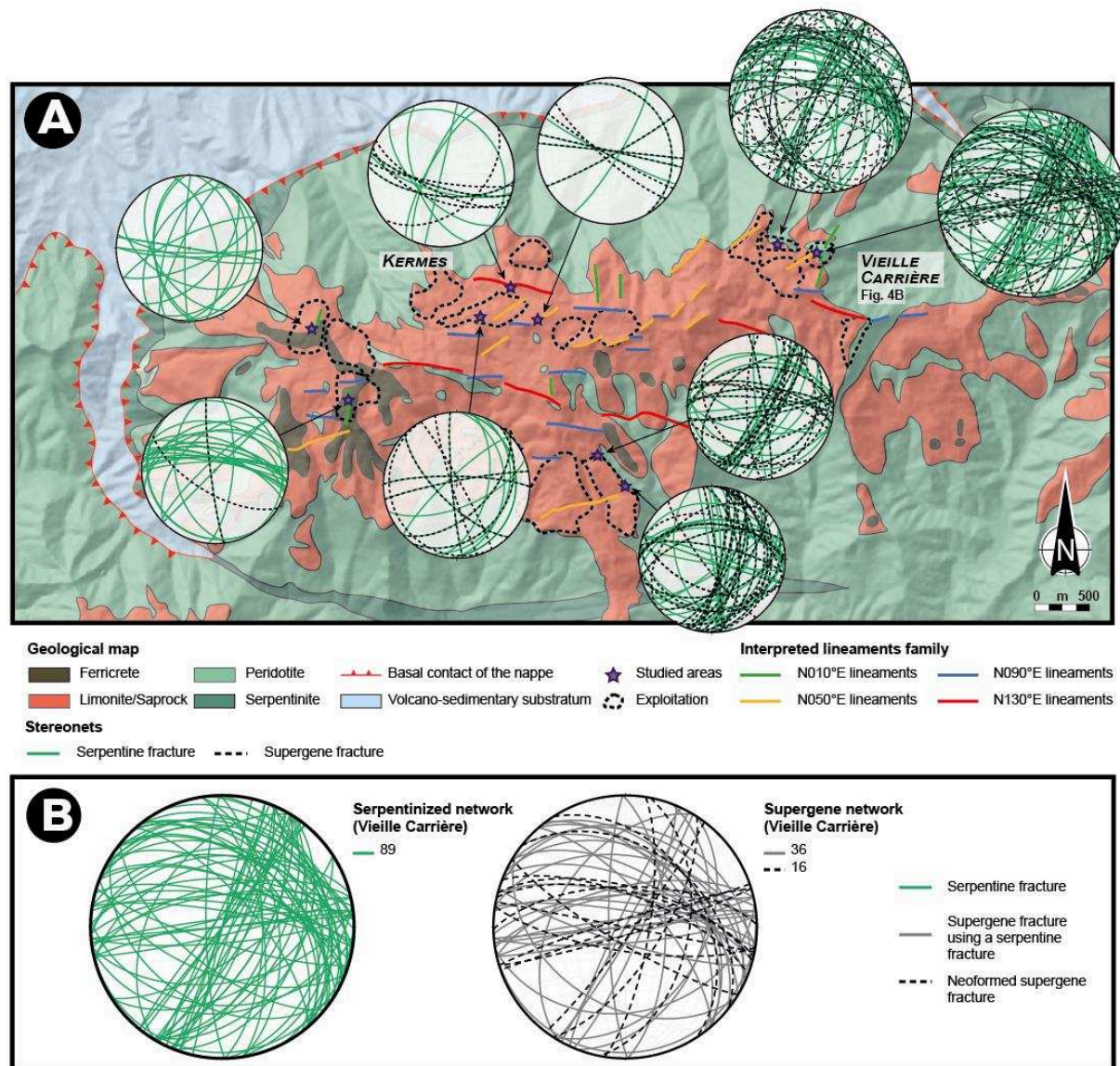


**Fig. 3. A)** Lower hemisphere, equal area projection of the measured serpentinized fault network positioned on a simplified geological map of the Cap N'Dua area. **B)** Photograph of the Cap N'Dua cliffs and drawing from picture, highlighting the dihedral geometry of the fracture network in unweathered peridotite.

Most of the fracture network is coated by primary serpentine “polymorphs” indicating their belonging to an inherited fracture field. Fracture analysis shows that these serpentine-coated fractures have the same orientation as the main lineaments (‘Serpentine fracture’, *Fig. 4A*). But, only fractures conveniently oriented with respect to the plateau edges are reactivated. Reuse of ancient

fractures resulted in precipitation of supergene minerals. A prime example is the northern part of the open pit Kermes where serpentine fractures are mainly oriented N020°E and N120°E, while supergene materials are only present in the latter orientation which also limits plateau edges (Fig. 4A).

Besides, geoelectrical imaging of the regolith, undertaken in the plateau of Tiébaghi (Fig. 1B) (Robineau et al., 2007), confirmed the thickening of the weathering profile in burrows controlled by similar supergene faults.



**Fig. 4. A)** Geological map of the Kopéto Massif and lineaments interpreted from the Digital Terrain Model (10 m) (DTSI, 2013) and stereonets showing the orientation of the serpentine-filled fractures (straight green lines) compared to those filled with supergene minerals (black dashed lines). **B)** Stereonets showing the orientations of i) serpentine-filled fractures (on the left), ii) supergene mineralization reusing serpentine-filled fractures (grey straight lines), and iii) neoformed supergene fractures (black dashed lines) in Vieille Carrière open-pit, located in Fig. 3A.



Iseppi - 2018

In this entirely excavated quarry, a structural survey has been undertaken (Fig. 4B). Serpentinized fractures and those filled with supergene material as well, display N020°E, N090°E and N130°E average directions. About 70% of the fractures filled with supergene material display serpentinized walls indicating a reopening of inherited fractures (black dashed line, Fig. 4B). The remaining 30% are mainly several cm spaced joints filled with amorphous supergene minerals only; they are generally located in the hanging wall of the main supergene fault.

The exploration site Trafalgar (Fig. 5A) shows the morphology of a slope deposit in a pre-exploitation stage. The deposit is bound by a hm-scale fault coated by silica. This fault controls a large slump morphologically recognizable by its detachment scarp and the convex shape of the slipped mass (Fig. 5B). Fig. 5C shows an equivalent structure that crops out in a creek oriented E-W. The fault is oriented N050°E 50°NW parallel to the underlying valley and shows a first dextral motion marked by slickensided serpentine, followed by dip-slip motion marked by striated supergene silica. The surface of the weathering profile on top of the slipped mass (Fig. 5B) shows reworked elements of ferricrete, indicating a probable dismantlement of the former profile. It is noteworthy that these detachments are fossils and no recent detachments have been observed.

### *Supergene fault geometry and associated breccias*

Open pit mines within slope deposits and plateau deposits are mainly controlled by faults with a zoned infill at centimeter-scale, which highlights their polyphase character. Indeed, the zoning marked by various supergene minerals reveals that pre-existing fractures filled by older (higher temperature) serpentine minerals have been reactivated in supergene environment. Breccias associated to these faults have been described at cm-scale using six parameters: (1) fragment shape (angular to rounded), (2) size and distribution of fragments, (3) monomictic or polymictic nature, (4) presence of matrix or cement, (5) ratio between matrix (or cement) and fragments and (6) presence of voids and contact between fragments (Taylor and Pollard, 1993; Jébrak, 1997).

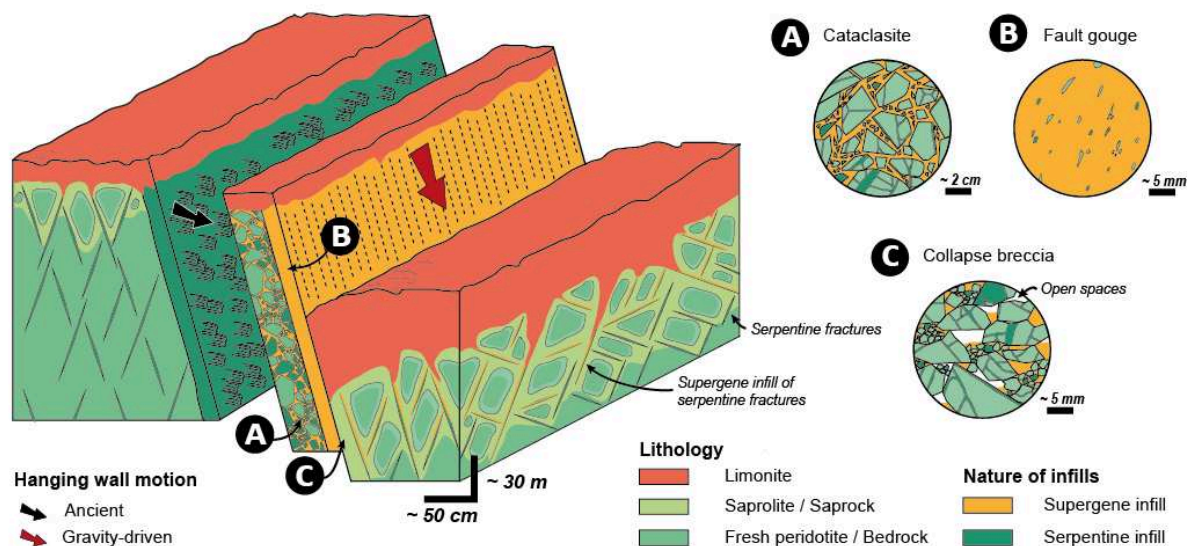
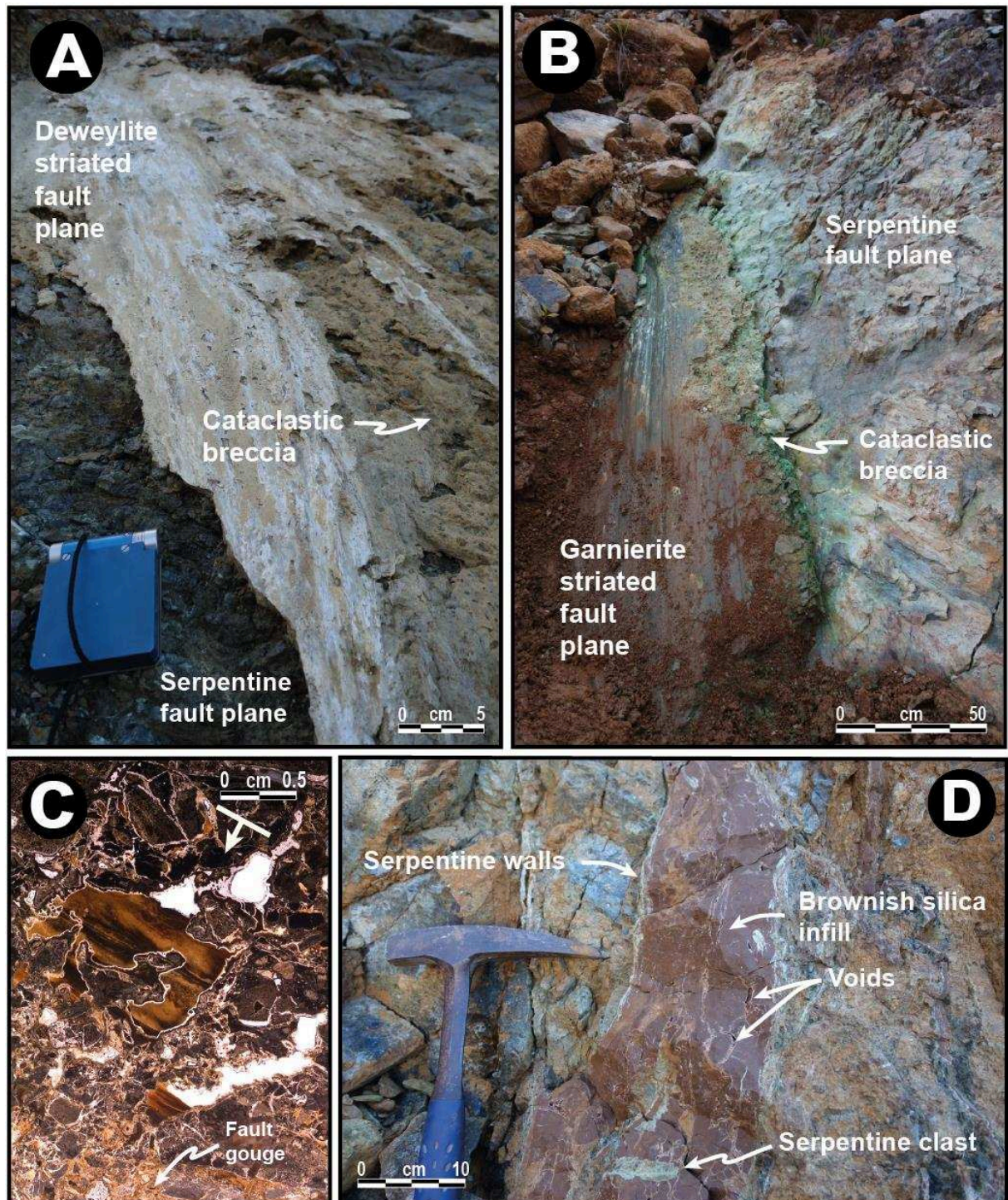


Fig. 6. Sketch of supergene fault zoning with zooms on the A) cataclasite of the footwall, B) the fault gouge and C) the collapse breccia of the hanging wall.

From the footwall to the hanging wall, the zoning consists of (Fig. 6):



- the footwall, which exhibits a dense serpentine-filled fracture network with no supergene coating or infill;
- a thick slickensided serpentine-coating, showing one to several motions;
- a clast-supported breccia 5 to 50 cm thick, composed of monogenic angular fragments of serpentine and serpentinized peridotite;
- a fault gouge a few cm thick, composed of breccia consisting of small rounded fragments of serpentine and serpentinized peridotite, imbedded in a matrix of various supergene material: brownish silica (*Fig. 5C*), deweylite (*Fig. 7A*) or garnierite (*Fig. 7B*);



**Fig. 7.** **A)** Main deweylite-coated fault controlling the pit of Vieille Carrière in the Kopéto massif and **B)** garnierite fault observed in the Yaté area (localization in **Fig. 1B**). These faults display the same zonation as Trafalgar fault (**Fig. 5**). **C)** Thin section of collapse breccia of the hanging wall of a supergene fault of Opoué mine site (**Fig. 1B**), the white arrow in upper right corner indicates the line of slope (see description in text). **D)** Hydraulic breccia within a joint of the hanging wall of the main deweylite fault of 'Vieille Carrière' pit (**Fig. 7A**).

- a fault 'mirror' commonly showing dip-slip striation. Occasional lenses of deweylite display sigmoidal duplex-like structure, which unambiguously indicate dip-slip motion;
- a clast-supported monomictic breccia several cm thick, composed of angular fragments in contact with each other leaving open spaces, a characteristic feature of collapse breccia. The open spaces are partly filled with horizontally layered brownish amorphous silica (**Fig. 7C**) which possibly indicate a post-kinematic downward infill by silica gel (Kirkpatrick et al., 2013).
- the highly fractured hanging wall where open joints, 1 to 50 cm wide, have been partly cemented or coated by supergene material (**Fig. 5C**). Some veins are filled with brownish silica which contains cm-scale angular serpentine fragments extracted from the vein walls (**Fig. 7D**). These veins, which are absent from the footwall are likely due to hydro-fracturing during faulting.

### Discussion

Structural fracture analysis of already mined areas shows that the preexisting fracture network plays a prominent role in the formation of supergene nickel deposits not only by controlling water infiltration in a passive way but also by increasing fracture opening.

Serpentine-filled fractures play a double role as drain and screen. The serpentine infill of fractures seems more resilient to weathering than the peridotite host rock, and generally appear as residue in the limonite horizon (Trescases, 1973; Pelletier, 1996; Bailly et al., 2014; Sevin, 2014; Roqué-Rosell et al., 2016), which means that serpentine infill has a low permeability compared to the rest of the rock. Along steeply dipping fractures, the rock is weathered in a symmetrical fashion indicating that they played the role of a drain. In contrast, along gently dipping fractures, the weathering is more important on the hanging wall indicating that they played the role of a drain and a screen as well, preventing water to flow across the serpentinite coating (Bailly et al., 2014; Sevin, 2014).

The serpentine-filled fracture network (i.e. pre-weathering) yields the same orientations as the main lineaments determined by DEM analysis. These orientations closely correspond to valleys and ridges and hence to the bulk massif morphology (**Fig. 1B**, **Fig. 3A** and **Fig. 4A**). This morphology results from an episode of erosion of an older smooth surface probably during the early Miocene uplift described by Sevin et al. (2014). The incision of the hydrographic network was guided by pre-existing faults and developed steep unstable slopes on massif edges.

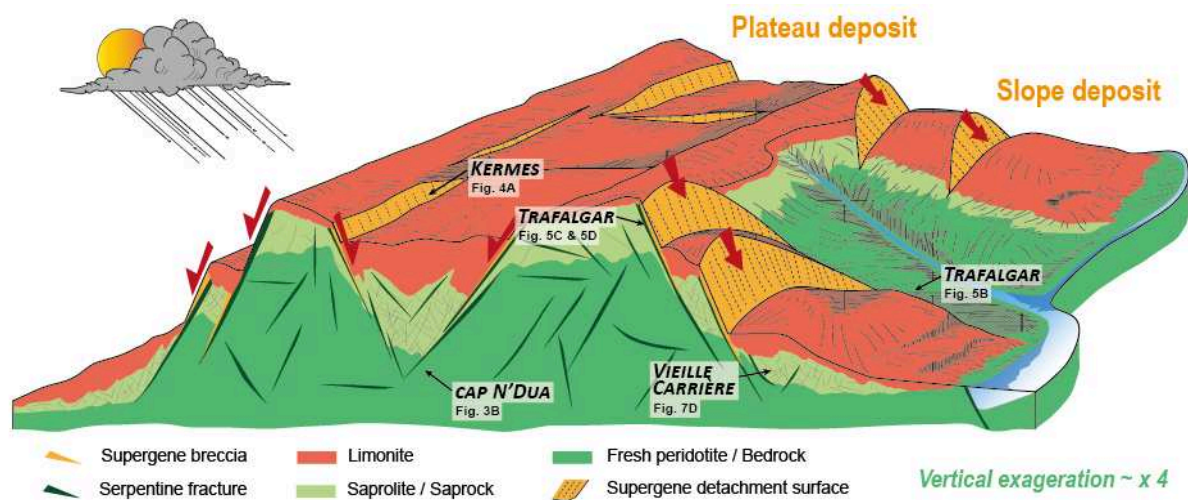
On plateaus, the weathering profile is usually thicker than on flanks and several authors described the thickness of the weathering profile as an inverse function of slope (Maurizot et al., in press.; Chételat, 1947; Trescases, 1973; Avias, 1978). Furthermore, Quesnel et al. (2017) noted a general Ni-enrichment under thin limonite cover partially eroded or reworked on gentle slopes compared to topographic highs.

Slope collapse process is evidenced by the occurrence of normal faults upstream to slope deposits, which reuse serpentine-filled faults parallel to the direction of the underlying valleys (**Fig. 3**, **Fig. 4**



and Fig. 5) but also by space opening in the hanging wall of the fault (Fig. 6 and Fig. 7c). The occurrence of similar faults that control plateau deposits suggests a similar process.

These faults are systematically underlined by supergene matrix-supported breccias and hydraulic breccias in the hanging wall (Fig. 5C, Fig. 5D, Fig. 6 and Fig. 7B) in which the high matrix/element ratio indicates important dilation. Cathelineau et al. (2016a) interpret these breccias as a consequence of low temperature hydrothermal circulation. However, because these breccias are associated with newly formed supergene minerals (Fig. 7A and Fig. 7B) which are absent of the fresh bedrock, they rather result from supergene processes. In our interpretation, the important dilation exhibited by these breccias is probably due to fluid overpressure. The increase of fluid pressure within the fault resulted in rock failure, followed by sudden pressure drop afterwards leading to a few centimeter thick gouge.



**Fig. 8.** Simplified model of gravity-driven faulting in peridotite massifs and its significance for supergene nickel mineralization. Circulating meteoric water reduced the frictional strength, and together with the steep elevation gradient, provoked slope collapse. Meanwhile, normal faults marked by supergene breccia appeared in the inner parts of the massif. In turn, the increasing fracture density in the hanging walls of these faults enhanced permeability and hence favored weathering and eventually nickel concentration.

Compared to the hanging wall of the fault, in which fractures have been reopened thus facilitating water circulation (Gudmundsson, 2001), the footwall in which fractures remained tightly closed has been relatively preserved from weathering. We suggest that the dihedral fracture geometry, first described by Sevin (2014), well exposed in cap N'Dua cliffs (Fig. 3B) and in most mining sites, is a major control for horizontal water circulation within the saprock (Jeanpert, 2017) and depending upon the flow direction of the main aquifer, is responsible for the lateral variation of Ni grade.

As shown by fracture analysis of cap N'Dua cliffs and drill-cores from 200 m depth in the Koniambo Massif (Jeanpert, 2017) (Fig. 1B), the fracture density does not vary significantly upward.

Therefore, in order to explain the downward limitation of supergene orebodies, authors invoked the presence of listric faults (referred to as screen faults) (Leguéré, 1976; Genna et al., 2005; Sevin, 2014). However, these specific faults are not systematically observed within slope deposits and have never been described within plateau ones. We argue that the classic *per descensum* model explains the vertical variation of permeability from the saprock horizon to the bedrock. Indeed, if the bedrock is highly fractured, the fractures are closed by serpentine infill and only reopen in the sub-surface

allowing the development of the weathering profile. The very low permeability of the bedrock limits the downward infiltration of Ni-rich waters.

Since the supergene reactivation of preexisting faults only happened in the upper part of peridotite massifs, with no equivalent in the autochthonous basement, and also because there are no modern equivalents of such large-scale slope failure, the altitude gradient cannot account alone for gravity-driven faulting. Therefore, fault reactivation was probably due to reduced frictional strength of preexisting faults provoked by increased water circulation on plateau edges under Late Oligocene and mid-Miocene wet climate (Zachos et al., 2001; Zachos et al., 2008) and intense rainfall periods.

In turn, 'supergene' gravity-driven slope collapse increased joint opening in the hanging wall of faults, enhanced rock permeability and hence favored weathering, which eventually resulted in an increase of Ni content in the saprock (*Fig. 6* and *Fig. 8*). Meanwhile, symmetrical normal supergene faults appeared in the medial part of the massif displaying the same features and may be related to similar processes. Edge collapse resulted in decompression of the plateau and hence multidirectional extension (*Fig. 8*).

### **Conclusion**

The early serpentinitized fracture network plays a relevant role in supergene nickel ore forming processes. Due to the low permeability of peridotite bedrock, this network has been used during weathering by circulating meteoric waters. Field observations and DEM analysis show that this inherited network controlled incision of the pre-Miocene weathering surface and hence the plateau morphology of peridotite massifs. During a second stage of weathering, steep slopes and water overpressure in plateau edges were responsible for slope collapse, which in turn generated multidirectional extension in the massifs themselves. It resulted in increased joint opening and hence permeability, especially in the hanging wall of reactivated faults. Increased permeability enhanced weathering in highly fractured areas, thus forming mineralized burrows within plateaus and due to downward (i.e., centrifugal) circulation of the superficial water table, generated higher-grade slope deposits.

At variance with some interpretations, it appears that the very low permeability of the bedrock did not allow vertical water circulation; thus, nickel-rich waters never reached the serpentinite sole. Rather, Ni-Mg silicate accumulation was restricted to open spaces (rock pores and open cracks) of the saprock; therefore, the heat source of low-temperature hydrothermal-like circulations was most probably shallow and originated within the peridotite body itself.

Mining geologists currently use the serpentinitization degree and geomorphology as guides for nickel exploration; in addition to that, we suggest that occurrence of zoned faults described in this paper signal the possible existence of slope and plateau deposits and can be used as an additional metallogenic indicator.

### **Acknowledgments**

The authors warmly thank Willy Foucher (NMC), Pierre Rossler, Claire Montangerand, Clément Marcaillou, Pierre Epinoux and Aurélie Teau (SLN), Maxime Drouillet (KNS), Cécile Fabre, Denis Fayard (SMGM) and Pascal Pico (Ballande) for giving access to the mining sites, thus enabling this study, and also for sharing their geological knowledge and field experience. The staff of the Geological Survey of New Caledonia is also thanked for welcome, helpful discussions, and support.



This study is part of a PhD thesis co-funded by the BRGM (France) and the University of New Caledonia. This article is a contribution of the 'CNRT Nickel and its environment' as a part of 'Ophiostuct' project (geophysics and structure of New Caledonia ophiolite). The authors extend their thanks to V. Moon and J.A. Proenza for their constructive reviews and suggestions which strongly improved the final version of the manuscript.

### 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*, v. 23, no. 2, p. 161–164.
- Andreani, M., 2003, Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique: exemple de la Californie.: Université de Grenoble I, Ph.D. thesis, 244 p.
- Andreani, M., Grauby, O., Baronnet, A., and Muñoz, M., 2008, Occurrence, composition and growth of polyhedral serpentine: *European Journal of Mineralogy*, v. 20, no. 2, p. 159–171.
- Andreani, M., Mével, C., Boullier, A.-M., and Escartin, J., 2007, Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8, no. 2.
- Avias, J., 1967, Overthrust structure of the main Ultrabasic New Caledonian massives: *Tectonophysics*, v. 4, no. 4–6, p. 531–541.
- Avias, J., 1969, Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel en Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques.: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 268, p. 244–246.
- Avias, J., 1978, L'évolution des idées et des connaissances sur la genèse et sur la nature des minerais de nickel, en particulier latéritiques, de leur découverte à nos jours: *Bulletin BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières)*, v. Section II, no. 3, p. 165–172.
- Bailly, L., Ambrosi, J.P., Barbarand, J., Beauvais, A., Cluzel, D., Lerouge, C., Prognon, C., Quesnel, F., Ramanaïdou, E., Ruffet, G., Sevin, B., Wells, M., and Yans, J., 2014, Projet NICKAL: Typologie des latérites de Nouvelle-Calédonie et facteurs de concentration de Co et Ni: BRGM/RP-63482-FR, 402 p.
- Bish, D.L., and Brindley, G.W., 1978, Deweylites, mixtures of poorly crystalline hydrous serpentine and talc-like minerals: *Mineral. Mag.*, v. 42, p. 75–79.
- Brand, N.W., Butt, C.R.M., and Elias, M., 1998, Nickel laterites: classification and features: *Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17, no. 4, p. 81–88.
- Butt, C.R.M., and Cluzel, D., 2013, Nickel laterite ore deposits: weathered serpentines: *Elements*, v. 9, p. 123–128.
- Cathelineau, M., Myagkiy, A., Quesnel, B., Boiron, M.-C., Gautier, P., Boulvais, P., Ulrich, M., Truche, L., Golfier, F., and Drouillet, M., 2016a, Multistage crack seal vein and hydrothermal Ni enrichment in serpentized ultramafic rocks (Koniombo massif, New Caledonia): *Mineralium Deposita*, p. 1–16.

- Cathelineau, M., Quesnel, B., Gautier, P., Boulvais, P., Couteau, C., and Drouillet, M., 2016b, Nickel dispersion and enrichment at the bottom of the regolith: formation of pimelite target-like ores in rock block joints (Koniambo Ni deposit, New Caledonia): *Mineralium Deposita*, v. 51, no. 2, p. 271–282.
- Chardon, D., Austin, J.A., Cabioch, G., Pelletier, B., Saustrop, S., and Sage, F., 2008, Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel reflection seismic profiles: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, no. 1, p. 68–73.
- Chester, F., and Logan, J., 1986, Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California: *Pure and Applied Geophysics*, v. 124, no. 1–2, p. 79–106.
- Chételat, E., 1947, La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Calédonie: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 5, no. 1–3, p. 105–160.
- 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, no. 3–4, p. 361–375.
- 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, p. 23–59.
- Cluzel, D., Chiron, D., and Courme, M.-D., 1998, Discordance de l'Eocene supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, v. 327, no. 7, p. 485–491.
- Cluzel, D., Jourdan, F., Meffre, S., Maurizot, P., and Lesimple, S., 2012, The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge: *Tectonics*, v. 31, no. 3.
- 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, no. 2, p. 161–170.
- Collot, J.Y., 1987, Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence: *Tectonics*, v. 6, p. 215–232.
- Coudray, J., 1976, Recherches sur le Néogène et le Quaternaire de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène de la Nouvelle-Calédonie: *Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie*, v. 8, p. 183.
- Deraisme, J., Bertoli, O., and Epinoux, P., 2014, Multivariate block simulations of a lateritic nickel deposit and post-processing of a representative subset: *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, v. 114, no. 8, p. 673–680.
- Dilek, Y., Coulton, A., and Hurst, S.D., 1997, Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at site 920 in the Mark area, in *Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results: National Science Foundation*, p. 35–60.
- DTSI, 2013, Digital Elevation Model (10 m) - (Service de la Géomatique et de la Télédétection) - Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie.

- Edwards, S.J., Schellart, W.P., and Duarte, J.C., 2015, Geodynamic models of continental subduction and obduction of overriding plate forearc oceanic lithosphere on top of continental crust: *Tectonics*, v. 34, no. 7, p. 1494–1515.
- Eggleton, R.A., 2001, *The regolith glossary*: Cooperative Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration, National Capital Printing: Canberra.
- Evans, B.W., 2004, The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable: *International Geology Review*, v. 46, no. 6, p. 479–506.
- Evans, K.A., Powell, R., and Frost, B.R., 2013, Using equilibrium thermodynamics in the study of metasomatic alteration, illustrated by an application to serpentinites: *Lithos*, v. 168–169, p. 67–84.
- Freyssinet, P., 2005, Ore-forming processes related to lateritic weathering: *Economic Geology*, p. 681–722.
- Fritsch, E., Juillot, F., Dublet, G., Fonteneau, L., Fandeur, D., Martin, E., Caner, L., Auzende, A.-L., Grauby, O., and Beaufort, D., 2016, An alternative model for the formation of hydrous Mg/Ni layer silicates ('deweylite'/'garnierite') in faulted peridotites of New Caledonia: I. Texture and mineralogy of a paragenetic succession of silicate infillings: *European Journal of Mineralogy*, v. 28, no. 2, p. 295–311.
- Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S., and Mothersole, F.E., 2013, The process of serpentinization in dunite from New Caledonia: *Lithos*, v. 178, p. 24–39.
- Garnier, J., 1867, Note sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. XXIV, no. 2, p. 438–451.
- Gautier, P., Quesnel, B., Boulvais, P., and Cathelineau, M., 2016, The emplacement of the Peridotite Nappe of New Caledonia and its bearing on the tectonics of obduction: *Tectonics*, v. 35, no. 12, p. 3070–3094.
- Genna, A., Maurizot, P., Lafoy, Y., and Augé, T., 2005, Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, p. 367–374.
- Golightly, J.P., 1981, Nickeliferous laterite deposits: *Economic Geology*, v. 75, p. 710–735.
- Gudmundsson, A., 2001, Fluid overpressure and flow in fault zones: field measurements and models: *Tectonophysics*, no. 336, p. 183–197.
- Guillon, J.H., 1975, Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente: Paris, France, *Mémoires ORSTOM*, 120 p.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P., and Prigent, C., 2015, Tectonic significance of serpentines: *Tectonophysics*, v. 646, p. 1–19.
- Guillou-Frottier, L., Beauvais, A., Wyns, R., Bailly, L., Augé, T., and Audion, A.-S., 2015, Formation of hydrothermal corrugations during weathering of ultramafic rocks, *in* *Aquifères de Socle: le Point sur les Concepts et les Applications Opérationnelles: Vingtièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues – La Roche-sur-Yon*, p. 8.
- Hayes, D.E., and Ringis, J., 1973, Seafloor Spreading in the Tasman Sea: *Nature*, v. 244, p. 454–458.

- Jeanpert, J., 2017, Structure et fonctionnement hydrogéologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie: Université de la Réunion, Ph.D. thesis, 332 p.
- Jeanpert, J., Genthon, P., Maurizot, P., Folio, J.-L., Vendé-Leclerc, M., Sérino, J., Join, J.-L., and Iseppi, M., 2016, Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LiDAR data: The case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific): *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 41, p. 1854–1868.
- Jébrak, M., 1997, Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution: *Ore geology reviews*, v. 12, no. 3, p. 111–134.
- Jébrak, M., and Marcoux, É., 2008, Géologie des ressources minérales: Ministère des ressources naturelles et de la faune, 667 p.
- Join, J.-L., Robineau, B., Ambrosi, J.-P., Costis, C., and Colin, F., 2005, Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, no. 16, p. 1500–1508.
- Kirkpatrick, J.D., Rowe, C.D., White, J.C., and Brodsky, E.E., 2013, Silica gel formation during fault slip: Evidence from the rock record: *Geology*, v. 41, no. 9, p. 1015–1018.
- Lagabrielle, Y., and Chauvet, A., 2008, The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 179, no. 3, p. 315–329.
- Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Ulrich, M., and Guillot, S., 2013, Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: The New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 184, no. 6, p. 545–556.
- 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, no. 1–4, p. 1–28.
- Lahondère, D., Lesimple, S., Cagnard, F., Lahfid, A., Wille, G., and Maurizot, P., 2010, Serpentinisation et fibrogenèse dans les massifs de péridotite de Nouvelle-Calédonie: BRGM/RP-60192-FR, 302 p.
- Latham, M., 1986, Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie; Genèse et évolution des accumulations du fer et de silice en relation avec la formation du modelé: Université de Dijon, Ph.D. thesis, 331 p.
- Leguéré, J., 1976, Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle Calédonie: Université de Montpellier, Ph.D. thesis, 161 p.
- Liversidge, A., 1880, Notes upon some minerals from New Caledonia: Thomas Richards, Government Printer.
- Maurizot, P., Cabioch, G., Fournier, F., Leonide, P., Sebih, S., Rouillard, P., Montaggioni, L., Collot, J., Martin-Garin, B., Chaproniere, G., Braga, J.C., and Sevin, B., 2016, Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene): *Sedimentary Geology*, v. 331, p. 42–62.



- Maurizot, P., and Cluzel, D., 2014, Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 57, no. 3, p. 300–311.
- Maurizot, P., Sevin, B., Lesimple, S., Bailly, L., Iseppi, M., and Robineau, B., in press., Mineral resources and prospectivity of the ultramafic rocks of New-Caledonia, *in* *Geology, geodynamics, and mineral resources of New Caledonia*: Ed. N. Mortimer Ch. 10 *Memoir of the Geological Society of London*.
- Maurizot, P., Sevin, B., Quesnel, F., and Wyns, R., 2014, Les sols et altérites comme ressources minérales: *Géosciences*, no. 18, p. 70–79.
- Maurizot, P., and Vendé-Leclerc, M., 2009, New Caledonia geological map, scale 1/500,000: Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Énergie - Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Notice explicative par Maurizot P. et Collot, J. (2009).
- Milsom, J., 2003, Forearc ophiolites: A view from the western Pacific: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 218, no. 1, p. 507–515.
- Moutte, J., and Paris, J.P., 1976, Anatomy and structure of the great southern massif (New Caledonia), *in* *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*, Noumea, p. 229–234.
- Orloff, O., 1968, Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie): Université de Montpellier, PhD Thesis, 330 p.
- 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*, v. 96, no. 4, p. 613–622.
- Paris, J.-P., 1981, *Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse: Mémoire du B.R.G.M.*, 278 p.
- Peacock, D., Knipe, R., and Sanderson, D., 2000, Glossary of normal faults: *Journal of Structural Geology*, v. 22, no. 3, p. 291–305.
- Pelletier, B., 1996, Serpentine in nickel silicate ore from New Caledonia, *in* *Nickel Conference – Kalgoorlie, Western Australia*, p. 197–205.
- Prinzhofer, A., 1981, Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique: le massif du sud (Nouvelle Calédonie). La transition manteau-croûte en milieu océanique: Paris, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Ph.D. thesis, 302 p.
- Quesnel, B., 2015, Altération supergène, circulation des fluides et déformation interne du massif de Koniambo, Nouvelle-Calédonie: implication sur les gisements nickélifères latéritiques: University of Rennes 1, PhD thesis, 313 p.
- Quesnel, B., Boulvais, P., Gautier, P., Cathelineau, M., John, C.M., Dierick, M., Agrinier, P., and Drouillet, M., 2016, Paired stable isotopes (O, C) and clumped isotope thermometry of magnesite and silica veins in the New Caledonia Peridotite Nappe: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 183, p. 234–249.

- Quesnel, B., Gautier, P., Boulvais, P., Cathelineau, M., Maurizot, P., Cluzel, D., Ulrich, M., Guillot, S., Lesimple, S., and Couteau, C., 2013, Syn-tectonic, meteorite water-derived carbonation of the New Caledonia peridotite nappe: *Geology*, v. 41, no. 10, p. 1063–1066.
- Quesnel, B., Gautier, P., Cathelineau, M., Boulvais, P., Couteau, C., and Drouillet, M., 2016b, The internal deformation of the Peridotite Nappe of New Caledonia: A structural study of serpentine-bearing faults and shear zones in the Koniambo Massif: *Journal of Structural Geology*, v. 85, p. 51–67.
- Quesnel, B., Le Carlier de Veslud, C., Boulvais, P., Gautier, P., Cathelineau, M., and Drouillet, M., 2017, 3D modeling of the laterites on top of the Koniambo Massif, New Caledonia: refinement of the per descensum lateritic model for nickel mineralization: *Mineralium Deposita*.
- 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: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 54, no. 5, p. 773–781.
- Roqué-Rosell, J., Villanova-de-Benavent, C., and Proenza, J.A., 2017, The accumulation of Ni in serpentines and garnierites from the Falcondo Ni-laterite deposit (Dominican Republic) elucidated by means of  $\mu$ XAS: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 198, p. 48–69.
- Rouméjon, S., and Cannat, M., 2014, Serpentinization of mantle-derived peridotites at mid-ocean ridges: Mesh texture development in the context of tectonic exhumation: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 15, no. 6, p. 2354–2379.
- Rouméjon, S., Cannat, M., Agrinier, P., Godard, M., and Andreani, M., 2015, Serpentinization and fluid pathways in tectonically exhumed peridotites from the Southwest India ridge (62–65°E): *Journal of Petrology*, v. 56, no. 4, p. 703–734.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P., and Auzende, A.L., 2013, Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites: *Lithos*, v. 178, p. 197–210.
- Sevin, B., 2014, Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: Localisation dans l’espace et le temps des gisements nickelifères: Université de Nouvelle-Calédonie, Ph.D. thesis, 396 p.
- Sevin, B., Cluzel, D., Maurizot, P., Ricordel-Prognon, C., Chaproniere, G., Folcher, N., and Quesnel, F., 2014, A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia: *Tectonics*, v. 33, no. 9, p. 1787–1801.
- Sevin, B., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Cluzel, D., Lesimple, S., and Maurizot, P., 2012, First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of “Grande Terre”: First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: *Terra Nova*, v. 24, no. 1, p. 77–85.
- Sibson, R., 1977, Fault rocks and fault mechanisms: *Journal of the Geological Society*, v. 133, no. 3, p. 191–213.
- Taylor, R.G., and Pollard, P.J., 1993, Mineralized Breccia Systems: Methods of Recognition and Interpretation:, 31 p.

- Trescases, J.-J., 1973, L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale et la formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie: Université de Strasbourg, PhD thesis, 379 p.
- Troly, G., 1979, Nickel deposits in New Caledonia, some factors influencing their formation, *in* International Laterite Symposium – New York.
- Ulrich, M., 2010, Péridotites et serpentinites du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie. Etudes pétrologiques, géochimiques et minéralogiques sur l'évolution d'une ophiolite de sa formation à son altération: Université de la Nouvelle-Calédonie - Université Joseph Fourier de Grenoble, Ph.D. thesis, 272 p.
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D., and Meffre, S., 2010, Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite: *Lithos*, v. 115, p. 223–236.
- U.S. Geological Survey, 2017, Mineral commodity summaries: Online, <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/nickel/mcs-2017-nicke.pdf>.
- Wirthmann, A., 1965, Die Reliefentwicklung von Neukaledonien: *Deutscher Geog. Boch*, p. 323–335.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., and Zeebe, R.E., 2008, An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics: *Nature*, v. 451, no. 7176, p. 279–283.
- 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, no. 5517, p. 686–693.





## 2. Article soumis à *Engineering Geology*

### Fracture controlled permeability of ultramafic basement aquifers. Inferences from the Koniambo massif, New Caledonia.

Jeanpert J.<sup>1</sup>, Iseppi M.<sup>1,2,3</sup>, Adler P.M.<sup>4</sup>, Genthon P.<sup>5</sup>, Sevin B.<sup>1</sup>, Thovert, J-F.<sup>6</sup>, Dewandel B.<sup>7</sup>, Join, J-L<sup>8</sup>.

<sup>1</sup> Geological Survey of New Caledonia, DIMENC, Noumea, New Caledonia

<sup>2</sup> Institute of Exact and Applied Sciences (ISEA), University of Nouméa, Noumea, New Caledonia

<sup>3</sup> BRGM, Orléans, France.

<sup>4</sup> Métis, Sorbonne University, Paris, France

<sup>5</sup> University of Montpellier, IRD/HydroSciences Montpellier, France

<sup>6</sup> Institut P', CNRS, Futuroscope, France

<sup>7</sup> BRGM, D3E/NRE Unit, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

<sup>8</sup> University of La Réunion, Laboratoire Géosciences Réunion – IPGP, Saint-Denis, Reunion Island

#### Abstract

A fractured medium permeability model is proposed for ultramafic aquifers in tropical climate, starting from the Koniambo Massif example in New Caledonia. The fracture network is generated from borehole cores, outcrop measurements and lineament data while hydraulic conductivity is available continuously from packer tests on four 200 m deep boreholes. A positive correlation is observed between the cumulated weathered fracture width in a given depth interval and the measured hydraulic conductivity. Therefore, permeability in the saprock layer and deeper in fresh peridotites is proposed to be controlled by weathered fractures. A two-scale fracture network is built, small fractures being deduced from outcrop data, while large fractures are only observed on remote sensing. Fractures are schematized by oblate ellipsoids with semi axes equal to (5, 5, 0.125) m and (50, 50, 0.5) m for small and large fractures, respectively. The volume fraction (porosity) is 1% for large fractures and between 5% and 20% for small fractures. Hydraulic conductivity is  $10^{-5}$  m/s in the fractures and  $10^{-8}$  m/s in the matrix. Permeability fields resulting from synthetic fracture distributions are deduced from flow computations along the three axes of a periodic cube and injection through a slit is compared to packer test results. Injection through a slit led to hydraulic conductivities ranging from  $10^{-8}$  m/s to  $2 \times 10^{-6}$  m/s when only small fractures are considered. When both small and large fractures are included, the computed conductivity ranges from  $10^{-8}$  m/s to  $10^{-5}$  m/s, which corresponds to the dispersion of measurements. Flow experiments in a cube led to an almost isotropic permeability and an average hydraulic conductivity of  $7 \times 10^{-7}$  m/s for small fractures, and  $8 \times 10^{-7}$  m/s when both small and large fractures are considered. Moreover, the observed one order of magnitude decrease of permeability with depth can be modelled by a fracture porosity decrease from 0.2 to 0.05 over a 100-150m depth. Therefore, the model allows to quantify the fracture porosity decrease with depth. The proposed model for peridotites aquifers is similar to the one currently admitted for granitic rock aquifers. It relies on weathering of a pre-existing serpentinized fracture network which controls permeability in the weathering profile itself, and deeper in fresh rock.

**Keywords:** ultramafic aquifer, multi-scale fracture network, hydraulic conductivity, fracture modelling, weathered fracture

**Bullet points:**

- Weathered fractures are proposed to control the permeability of peridotite aquifers
- A two-scale fracture network is built from remote sensing, outcrop and core data
- Numerical flow modelling in the fracture network reproduces observed permeability

### **Introduction**

Ultramafic basement aquifers are still poorly understood (Boronina et al., 2003; Dewandel et al., 2004, 2005; Join et al., 2005; Nikic et al., 2013; Segadelli et al., 2016, 2017). As few hydrogeological studies have been carried out worldwide on this geological environment, the reference crystalline is the granitic rock aquifer for which a generic conceptual hydrogeological model is currently admitted (Chilton and Foster, 1995; Taylor and Howard, 2000; Lachassagne et al., 2001; Dewandel et al., 2003; Wyns et al., 1999, 2004; Kràsy and Sharp, 2007; Maréchal et al., 2007; Courtois et al., 2008). In this model, aquifer properties are primarily controlled by the weathering processes of the parent rock (Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2011). Indeed, the swelling of minerals such as biotite during weathering controls the development of fractures. This results in a high permeability layer at the base of the weathering profile, which largely controls regional water flow and water resource availability (Maréchal et al., 2003, 2004; Guihéneuf et al., 2014). Below the weathering profile, the permeability of unweathered granitic rocks is low and permeability is restricted to tectonic fractures. Although this model is commonly admitted for granitic and metamorphic rocks, its application to ultramafic rocks might be questioned and particularly the role played by the weathering processes on the development of aquifer properties. Geometry and hydraulic properties of fractures are key properties of the hydrogeological system and will be explored for the first time in weathered and deep peridotites of New Caledonia. The main island of New Caledonia, 'Grande Terre', presents an exceptional density of outcrops of ultramafic rocks (*Figure 1*) which originate from mantle obducted onto the Norfolk Ridge during late Eocene (Cluzel et al., 2001). These ultramafic rocks are presently mined for Ni and Co which requires active management of groundwater. Moreover, ultramafic massif aquifers constitute a reserve for drought events and control rivers low flow rate (Frysou, 2008). Following Join et al. (2005), there is general agreement on the hydraulic conductivities of the different layers in the weathering profile of ultramafic rocks in New Caledonia (Jeanpert and Dewandel, 2013; Genthon et al., 2017; Jeanpert, 2017). The most permeable layer is located at the base of the weathering profile, which is the top of the fractured and fresh peridotite and is called saprock. It presents an hydraulic conductivity of the order of magnitude of  $10^{-6}$  m/s with variations over about 5 orders of magnitude ( $10^{-8}$  to  $10^{-3}$  m/s) (Dewandel et al., 2017). The highest hydraulic conductivities are explained by the development of pseudokarstic features due to chemical hydrolysis of silicates constitutive of peridotites. In particular, dolines are extensively observed in the ultramafic massif of Grande Terre (Trescases, 1975; Jeanpert et al., 2016). There is no mineral swelling during weathering in ultramafic rocks and no horizontally fissured layer is observed. However, it is known that weathering develops along preexisting serpentine networks developed during early stages of the obduction process (Leguéré, 1976; Iseppi et al., 2018). Structural measurements of fractures are part of mining exploration and reveal multidirectional fracture orientations. Fractures present a hierarchical pattern and several orders of may contain mineralization (Sevin, 2014). However, no link has been made so far between distribution, hydraulic conductivity and present groundwater flow. This topic is analyzed here.

Boreholes cores drilled down to 200 m depth in the Koniambo massif and more than 90 hydraulic tests carried out during drilling have been considered in this work. The weathering profile down to the saprock layer, but also the deeper fractured peridotite, are investigated. These data present an opportunity to explore the relationship between the distribution of various classes of fractures and the permeability of ultramafic rocks. Similar work has been carried out from line data to compute fracture fields and resulting hydraulic conductivities by Sisavath et al. (2004) and Chesnaux et al. (2009). At another scale, Malinouskaya et al. (2014) and Huang et al. (2017) start from trace map analysis. Here, borehole data and fracture distribution on outcrop are available, which allow to incorporate various fracture data in the models. The relation between fracture distribution and measured hydraulic conductivities are studied in the present paper, using data available from the Koniambo massif.

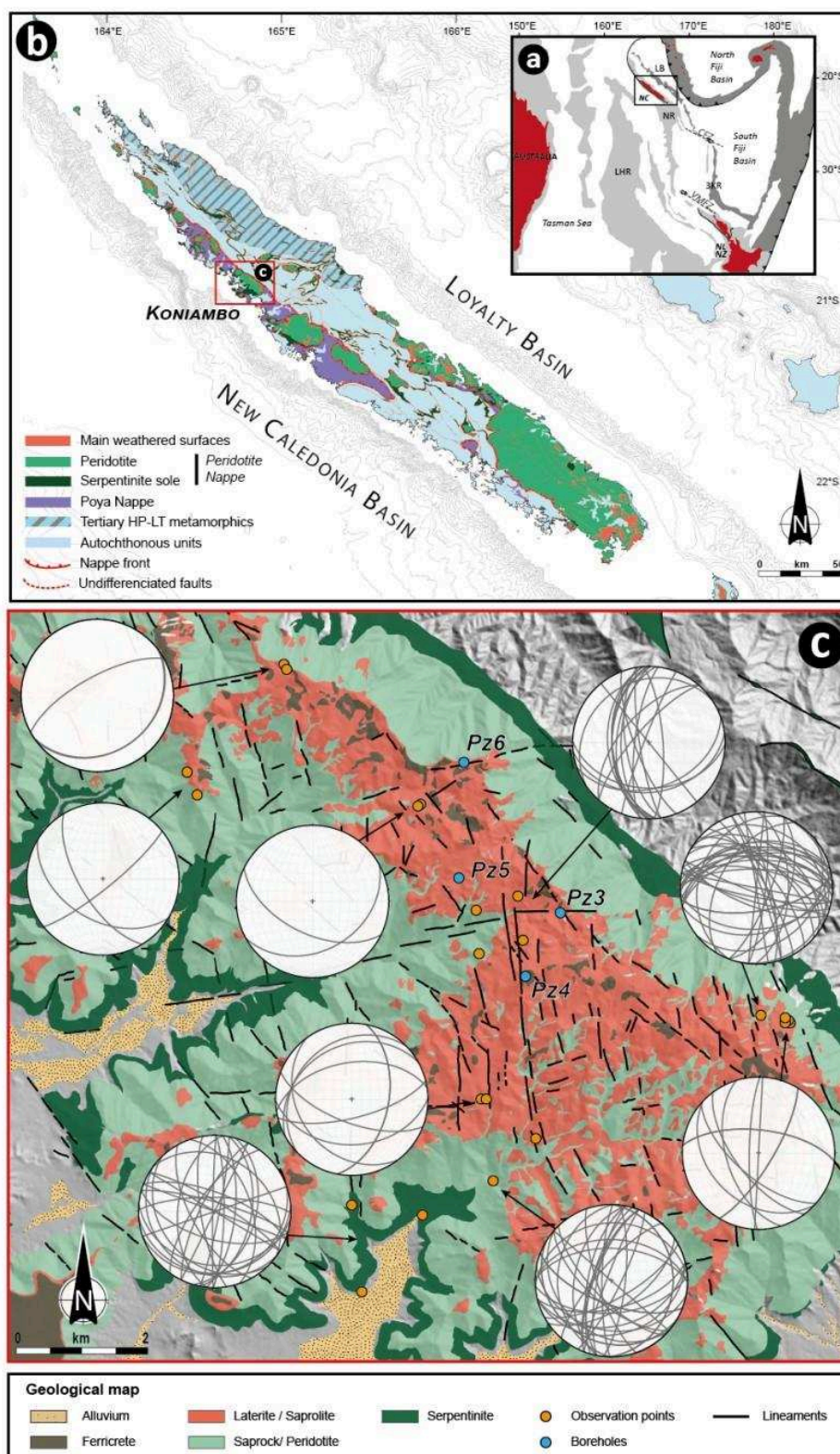
This paper is organized as follows. The geological context of ultramafic rocks of New Caledonia and available data on fractures and hydraulic conductivity of the Koniambo massif are reviewed in Section 2. Newly acquired fracture data are exposed in Section 3 and their relationship with weathering and with hydraulic conductivity is discussed. Section 4 is devoted to the derivation of the major properties of the fracture networks, and to their simulation; examples of networks are provided. The fracture network is divided between large and small fractures. Then, in Section 5, the macroscopic hydraulic conductivity is determined by solving the Darcy equation under various conditions; first, the hydraulic conductivity  $K$  corresponding to the networks of small fractures is computed as a function of fracture density, fracture distribution and hydraulic conductivity of individual fractures; second, analogous calculations are repeated for the networks of large fractures when the conductivity of the continuous medium located between the fractures is equal to  $K$ . The results are discussed and summarized in Section 6.

## **Material**

### *Geological setting of the study area*

In Grande Terre of New Caledonia, peridotite nappes resulting from the obduction of ultramafic rocks during the Eocene (Cluzel et al., 2001) are observed at the outcrop in the Massif du Sud and in several klippen along the west coast including the Koniambo massif (*Figure 1a*). Fracturing and related serpentinization of the Peridotite Nappe span a long period (ca. 100 Ma) and involve the following geodynamic events: i) Late Cretaceous oceanic seafloor spreading of the South Loyalty Basin (SLB) (Cluzel et al., 2001); ii) Palaeocene-Early Eocene convergence and subsequent Eocene subduction (Cluzel et al., 2006; Maurizot, 2011; Maurizot, 2013; Maurizot and Cluzel, 2014); iii) high-pressure/low-temperature exhumation of the Norfolk Ridge and obduction of the SLB oceanic lithosphere over the Norfolk Ridge during the Late Eocene (Cluzel et al., 2001; Baldwin et al., 2007); iv) post-obduction unroofing of the obducted ultramafic terrane related to isostatic re-equilibrium (Lagabrielle et al., 2005; Sevin et al., 2014); v) arrival of the New Caledonia block on the forebulge of the Vanuatu active subduction zone (Dubois et al., 1974).

Unravelling this complex succession of deformations is still an ongoing challenge. However, there is a general agreement that the major fracture directions observed in the Peridotite Nappe are N130 - N150 (Leguéré, 1976; Moutte and Paris, 1976), which correspond to the main elongation direction of Grande Terre commonly assumed to be also the one of the subduction, subsequent obduction and gravitational relaxation. According to the same authors, subordinate conjugated N90, N45 and N0 directions are also locally observed.

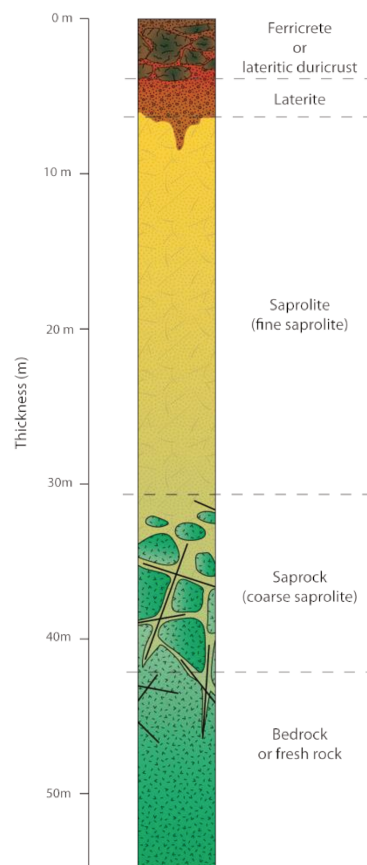


**Figure 1:** a) New Caledonia in South West Pacific b) Simplified geological map and massifs of peridotite in green ; c) geological map and lineaments of the Koniambo Massif. The four deep boreholes (blue spots) and the observation points (orange spots) are located in the map.

Since the latest Oligocene, the New Caledonian massifs are exposed to deep weathering (Sevin et al., 2012; Trescases, 1973) that generated thick laterite profiles in which nickel and cobalt ores are concentrated and mined (Trescases, 1975; Llorca, 1993; Maurizot et al., 2018). This



weathering process of ultramafic rocks, still active, produces a 40 to 80 m thick weathering profile (Sevin, 2014). From base to top (*Figure 2*), this profile includes saprock, defined by Freyssinet et al. (2005), as a lateritic material within a fresh rock, with a maximum ratio of 20% of weathered material, saprolite, where inherited bedrock textures are still recognized, but mass loss is significant, laterite where all initial textures are removed, and ferricrete on top. The major aquifer is located in the saprock and it is topped by a lateritic aquitard. A temporary water table also exists within the ferricrete (Join et al., 2005; Jeanpert, 2017). Below the weathering profile, the bedrock is fresh (unweathered) and permeability is low, but some fractures may conduct low water flux (Join et al., 2005). The present study is focused on the Koniambo massif which presents a highly marked relief with deep talwegs and a dense river network (*Figure 1b*). In this massif, the main saprock aquifer is highly unsaturated (Jeanpert, 2017). Recent geological studies on the structure and lithology of the massif evidence multi-phase deformation revealed by serpentine network. A poly-directional fracture network is oriented alternatively WNW-ESE and NW-SE, and includes also steeply dipping NS fractures (Cathelineau et al., 2016; Quesnel et al., 2016). On the weathering profile, alternating hectometric-patches of Ni-rich and Ni-poor areas are observed and are associated to thin and thick lateritic covers, respectively (Quesnel et al., 2017).



**Figure 2:** Typical weathering profile of New Caledonia peridotites.

### Fracture measurements

Different classes of fractures and discontinuities are observed according to the observation scale. Fractures observed at the outcrop (length scale 1 – 50 m) are called small fractures, while lineaments observed at the scale of the geological map (100 m – 1 km) are called large fractures. These large fractures are hardly observed at the outcrop since their extension is larger than the outcrop and

since they are also less frequent. Moreover, borehole cores that are almost 200 m long each, provide important information on small and large fractures.

#### *Fracture measurements from outcrops and from orthophoto-interpretation*

Extensive field work allowed to measure spatial characteristics of fractures from open pits mine and embankments and other outcrops (*Figure 1c*). Observation points are located on the top and on the west flank of the massif (the east one is very hard to access). Fracture measurements cover the different layers of weathered peridotites, from saprock to fresh peridotite near the serpentine sole. The orientation of fracture planes is measured and their mineralization is also reported.

Major lineaments are defined by remote sensing and stored in the Geological Survey of New Caledonia (SGNC) database. The direction of large fractures is extracted from this database (polylines in *Figure 1b*). Their dip is unknown, but the rectilinear shape of lineaments crossing topography likely indicates a steep dip.

#### *Discontinuities and fractures from core data*

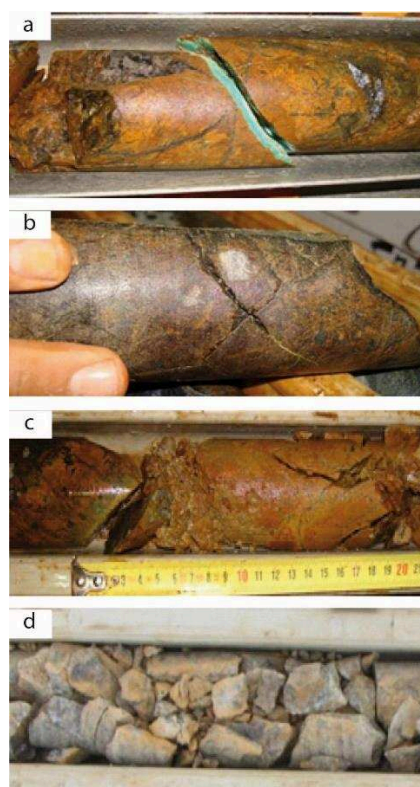
Four deep boreholes have been drilled by Koniambo SAS in 2005 on the top of the massif (*Figure 1b*, blue spots). About 200 m deep each, they cross the weathering profile and the fresh, but fractured, peridotite. Since either small or large fractures may intersect the core axis, these two types of fractures are included in the core dataset.

Among the total drilled length of 800 m, for this study 700 m of rock cores are observed and described. The lateritic layers of the profile are not studied and the Pz6 core begins at 38 m below the top of saprock. The core description includes the weathering state of the discontinuity walls and the observed mineralization. A distinction is made between the supergene and the endogenous mineralization; the former corresponds to silica, nickel silicates, carbonates, and all minerals except the serpentine type ones. Indeed, the endogenous mineralization corresponds to serpentine minerals (including lizardite, antigorite, polygonal serpentine macroscopic identification) probably formed earlier and under higher temperature. As the boreholes are not oriented, the azimuth of fracture planes is not available and only the dip is measured.

The following typology is proposed for discontinuities observed on the cores (*Figure 3*). Discrete fractures are considered whenever they involve displacement or not. Some of them are open and they are called "separated joints" (*Figure 3a*); where the discontinuity appears slightly open on a part of the core section, but where the two blocks cannot be separated, the term "sealed joint" (*Figure 3b*) is used. Joints may exist *in situ*, but they also could result from the drilling process itself.

The second type of discontinuities consists in decimetric wide zones where the host rock is deeply modified and the initial rock structure cannot be recognized. It is characterized either by a highly degree of weathering (*Figure 3c*), or by a crushed zone (*Figure 3d*), called here highly weathered zones and highly fractured zones. The depth interval where a wide discontinuity is observed in a borehole is defined as the apparent width of the corresponding fracture. Both discrete fractures and thick discontinuities are considered in this work. The number of discontinuities including discrete fractures and highly weathered or fractured zones is used to

characterize the fracture network of peridotites. Individual width, as well as cumulated width in a given depth interval are considered here.



**Figure 3:** Typology of fractures observed on borehole cores from the Koniambo Massif: a) separated joint; b) sealed joint; c) highly weathered zone and d) highly fractured zone.

### *Hydraulic conductivity data*

Upon completion of drilling operations, hydraulic tests were performed (Golder Associates, 2005). More than 90 constant or falling head tests have been carried out using a single packer assembly. They nearly cover the whole length of the four boreholes with a mean packer spacing of 5 m. However, since the target test is the fractured peridotite, the packer spacing was actually increased until a fractured zone was observed. This resulted in spacing up to 50 m at the base of Pz5, where a proportion of fresh and non fractured peridotite was observed. The hydraulic tests were interpreted according to normalized methods exposed in AFNOR (2012). The resulting hydraulic conductivities are between  $10^{-3}$  and  $10^{-8}$  m/s. As noted by Golder Associates (2005) and by AFNOR (2012), the highest hydraulic conductivity values ( $> 10^{-4}$  m/s) include large uncertainties since the method used to interpret hydraulic test relies on a low conductivity assumption.

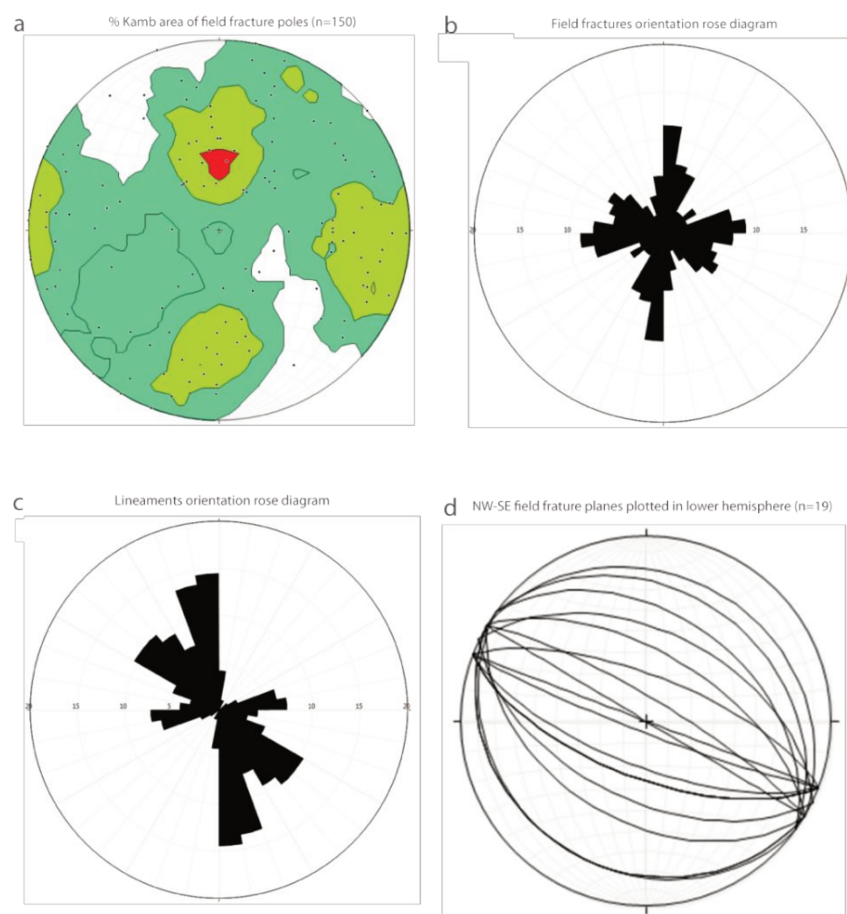
### **Fractures and hydraulic conductivity measurements analysis**

#### *Outcrop measurements and photo-interpreted fracture data*

Field observations of fractures and interpreted lineaments are presented in *Figure 1b* and summarized in *Figure 4*. The complete field dataset (*Figure 4a*, and *4b*) counts 150 fractures and contains two principal groups: 18% of the data ( $n=27$ ) are NS and subvertical, and more than 15% of the data ( $n=22$ ) are oriented EW dipping  $60^\circ$  either south or north. A minor NW-SE orientation can

also be detected in *Figure 4b*. It was noted that either the NS or the EW orientation was dominant in a given observation site. This allows producing a dataset of 150 small fractures whose mean dip is 60°.

Lineament data extracted from the geological map present two major directions (*Figure 4c*), namely NS and NW-SE. The NS direction is also observed on the outcrop scale as a major direction, while the NW-SE is primarily observed in remote sensing data and in the geomorphology of the whole massif. The N130 direction is widely observed in the whole Grande Terre and is considered as the major direction of the island inherited from the subduction, obduction and gravitational relaxation tectonic phases (Iseppi et al., 2018). Therefore, we assume that this direction represents the first order and large scale structure of the massif, and that it represents the large fractures. Since their dip cannot be properly obtained with lineament data, it is deduced from the 19 NW-SE oriented fractures measured at the outcrop (*Figure 4d*).



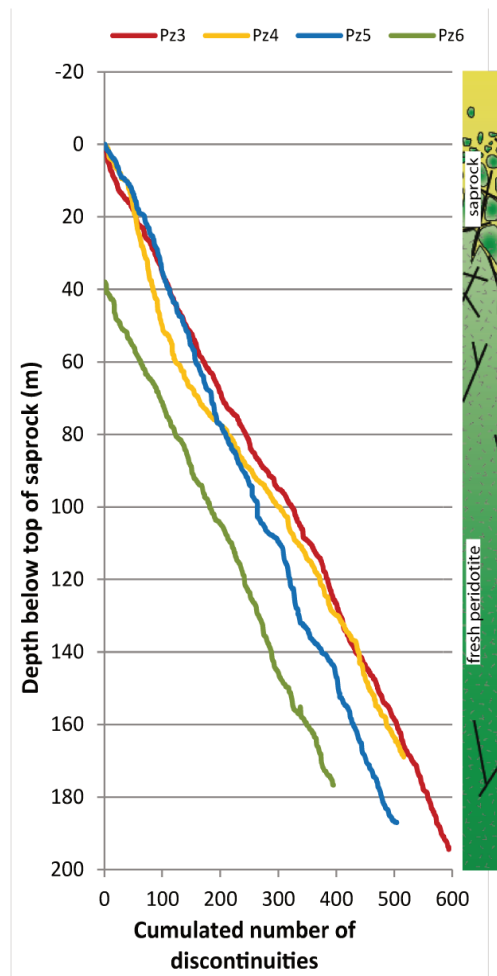
**Figure 4:** Structural orientation data. a) and b) present the complete field fracture dataset (n=150) : a) poles of field fracture planes, b) rose diagram of field fracture planes orientation data, c) rose diagram of lineament orientation data, d) stereographic projection of NW-SE field fracture planes (n=19), Schmidt diagram, south hemisphere.

### Cores discontinuities

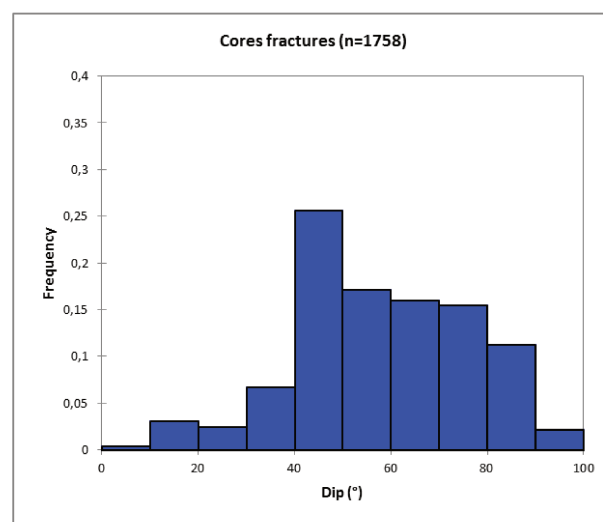
The cumulated number of all types of discontinuities defined in *Figure 3* is displayed in *Figure 5*. About 500 discontinuities are observed on the cores of each borehole and a dataset of more than 2100 discontinuities is obtained. It appears that the discontinuity spacing is quite



constant with a mean apparent spacing of 0.35 m. Since the mean dip is about  $60^\circ$  for the discontinuities (see *Figure 6*), the real spacing is smaller.

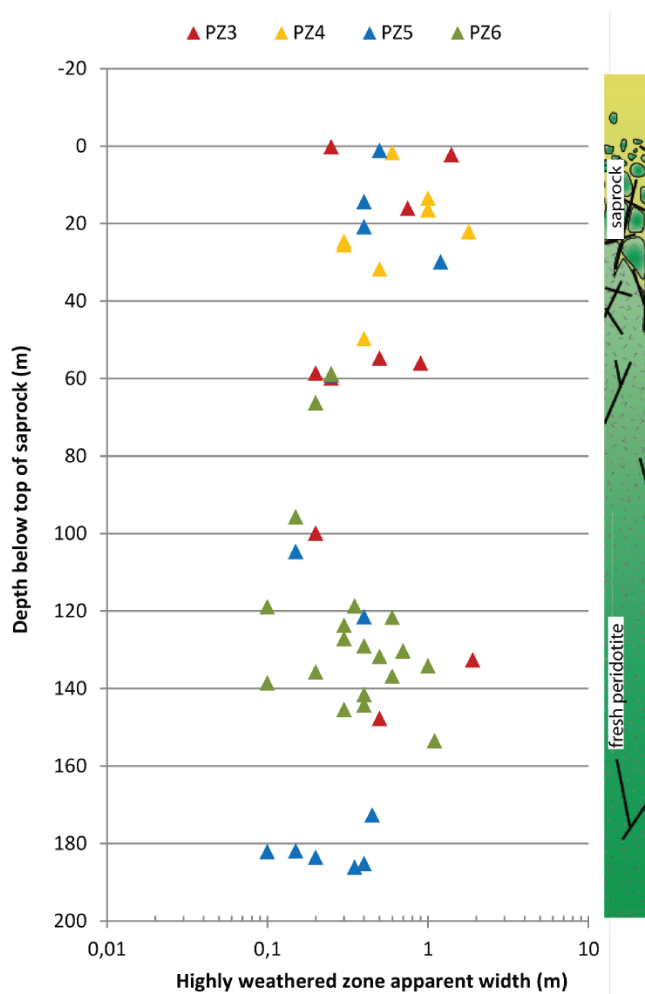


**Figure 5:** The cumulated number of discontinuities observed on core boreholes of the Koniambo Massif with a schematic lithology profile (right).



**Figure 6:** Frequency distribution of discontinuity dips measured on core boreholes (n=1758).

The distribution of highly weathered zones with depth and their width show that they occur at all depths (*Figure 7*), down to 150 m below the top of saprock for Pz3 and Pz6 and even 180 m for Pz5. In Pz4, the highly weathered zones are confined in the first 50 m down the top of saprock. The mean apparent width of these weathered zones is 0.5 m, but a maximum width near 2 m is also observed locally on each borehole. The fractures whose apparent width is larger than 1 m are few and observed only once or twice in each drill hole. The corresponding mean spacing along the vertical borehole is estimated to  $700/5 = 140$  m. Since lineaments on remote sensing data correspond to wide and infrequent fractures, we assume that they correspond to these large highly weathered zones observed on cores.



*Figure 7: Individual apparent width of all highly weathered zones observed on vertical core boreholes.*

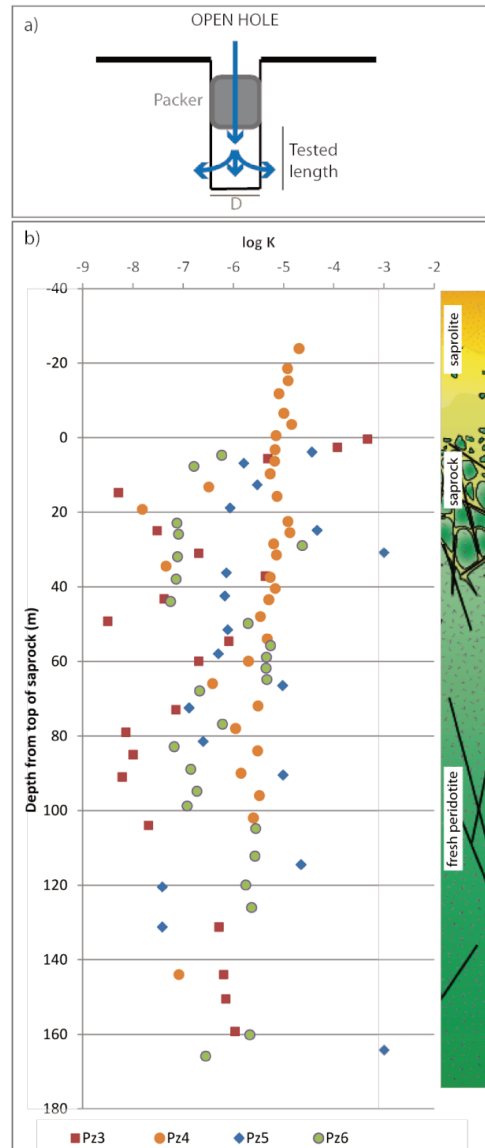
### **Correlation between core discontinuities and hydraulic conductivity**

At all depths, there is a large dispersion of the hydraulic conductivity over at least two orders of magnitude at a given depth (*Figure 8*). However, sections including at least 80 % of weathered material correspond to an hydraulic conductivity higher than  $10^{-5}$  m/s.

Pz5 presents a large conductivity dispersion at any given depth. Pz4 and Pz6 present the most homogenous conductivity distribution at each depth. On Pz4, the decrease of one order of the conductivity with depth is slight and gradual, while on Pz6 the decrease presents sharp. Pz3 presents conductivity decrease of four orders of magnitude over the first 20 m. However,

conductivity increases below 120 m to join the mean conductivity of the 4 profiles. Pz5 presents the most disperse results on either side of the mean of the 4 profiles which is around  $10^{-6}$  m/s.

A correlation matrix and a Principal Component Analysis (PCA) are calculated for the datasets of the 1756 fractures and of the 95 hydraulic conductivity measurements. All fracture characteristics are included, namely the depth below top of saprock, the type of discontinuity (broken or open discontinuity, highly weathered or fractured zone), and the mineralization (supergene mineralization or not).



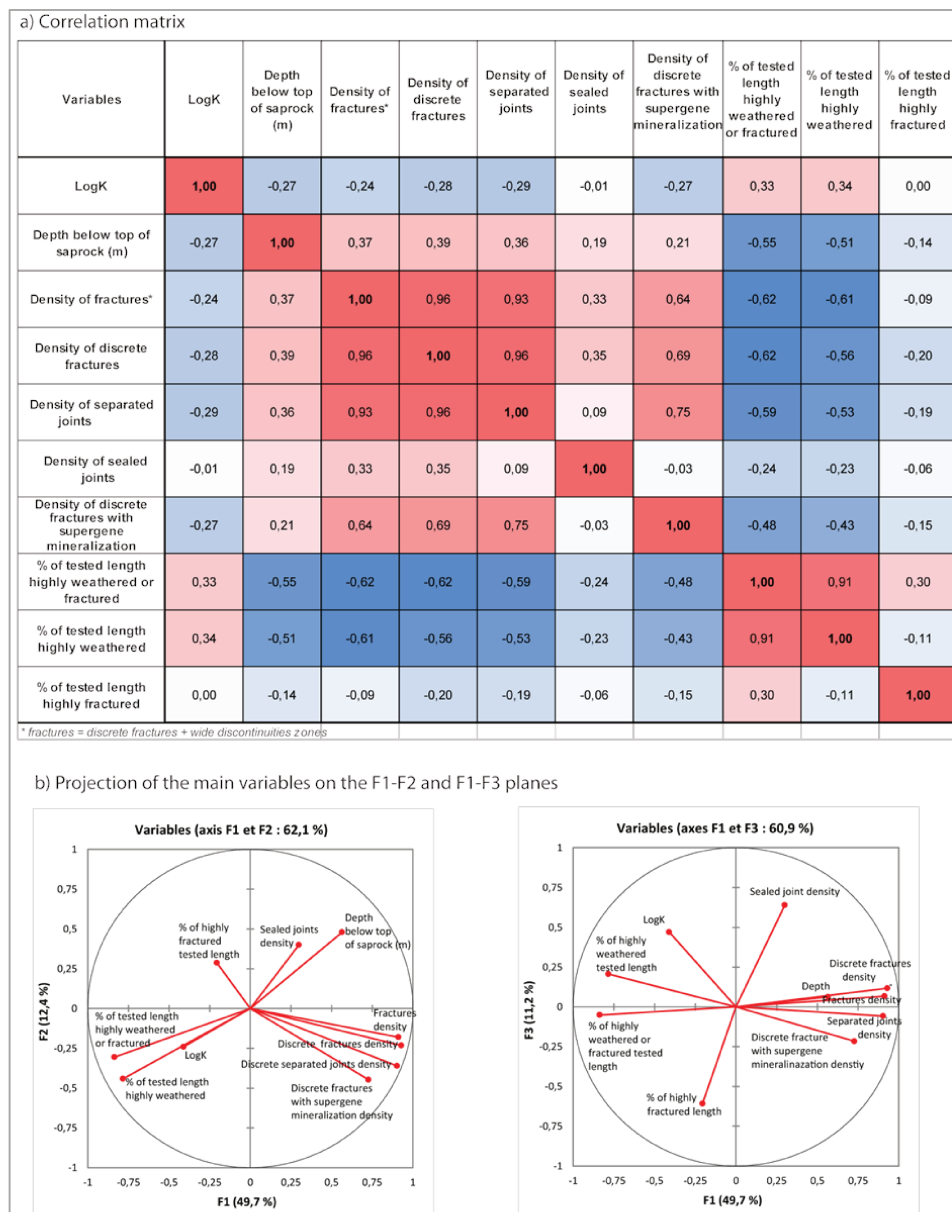
**Figure 8:** Hydraulic conductivity data: a) schematic Packer test assembly, b) distribution of hydraulic conductivity estimations as functions of depth from top of saprock with regard to a schematic lithology profile.

As shown in Figure 9a, a negative correlation exists between hydraulic conductivity and depth or number of discrete discontinuities, but a positive correlation is observed with wide weathered zones.

These weathered zones are less frequent with increasing depth in contrast with discrete discontinuities whose density increases with depth. This observation could be explained if

weathering occurs inside an initial accumulation of discrete discontinuities and that progressive disappearance of weathered zones with depth leaves intact the initial discontinuities. Alternatively, this could be an indication that separated joints mainly occur during coring and correspond to increasing stresses on the coring material with increasing depth.

The first axis of PCA represents 50% of variance and is held by discrete fractures density and percentage of wide weathered zones (*Figure 9b*). Depth, density of supergene discrete fractures and sealed fracture density are combined on the second axis. Highly fractured zones are not well correlated with any other parameter and hold the third axis with two other parameters, namely logK and the density of sealed discontinuities.



**Figure 9:** a) Correlation matrix (red colors are positive correlation, blue are negative; intensity of color corresponds to significance of correlation), and b) a Principal Component Analysis (PCA) calculated for fractures and hydraulic conductivity boreholes datasets.



## ***The fracture networks***

### ***Weathered fracture zones and permeability***

The previous results on hydraulic conductivity and fractures observations highlight the importance of weathered zones. Hydraulic conductivity is correlated with their abundance while it is negatively correlated to discrete fracture density, even when those fractures include supergene mineralization which indicates flow in the near surface conditions. As a consequence, it is assumed that permeability is due to weathered fractures, i.e., fractures filled with a porous medium embedded in a low permeability matrix that corresponds to fresh peridotite.

Hydraulic conductivity of the peridotite matrix is likely to be of the order of magnitude of the lowest bound of measured hydraulic conductivity data, which is also the usual value of fresh and serpentinized peridotites, i.e.  $k_m = 10^{-8}$  m/s (Genthon et al., 2017; Jeanpert, 2017). Microfissures explain the observed permeability of fresh peridotite. They are not discussed in this paper; they are simply included and homogenized in the  $10^{-8}$  m/s porous matrix that represents fresh and serpentinized peridotites. Hydraulic conductivity inside the wide weathered zones is of the order of  $k_f = 10^{-5}$  m/s which is the measured value on fully or nearly fully (>80% of tested interval) weathered intervals. Considering our multiscale observations, and the several orders of structures that are considered for ore distribution (Sevin, 2014), a multiscale approach is applied for the fracture distribution in the models. Field decametric measurements and hectometric photo-interpreted lineaments are used to build a two-scale network, i.e., a network which consists of small and large weathered zones which are assumed to correspond to the small and large fractures observed at outcrops or through lineament data. The larger dimension is also consistent with lithological patches described by Quesnel et al. (2017).

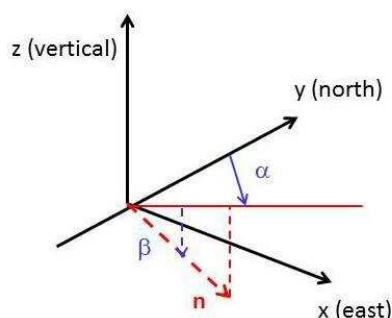
Since weathered zones only will be considered in the remaining of the paper, the term “fractures” will be used for them. Therefore, for sake of brevity, we shall speak of small and large fractures. The smaller scale corresponds to decametric fractures observed in the outcrops, and the larger one corresponds to hectometric geological lineaments.

### ***Fracture characteristics and generation of fracture networks***

It is known that fractures are highly anisotropic objects and that their aperture is much lower than their two other dimensions. Moreover, there is no field evidence of significant differences between the other two dimensions. Therefore, fractures are modelled here by oblate ellipsoids whose semi axes are  $(a, a, b)$  with  $b \ll a$ . Based on the two scale approach and on outcrop and orthophotos data, the semi axes  $a_1$  and  $a_2$  are equal to 5 and 50 m for the small and large fractures, respectively. Therefore, the two datasets differ by one order of magnitude. The second parameter  $b$  is deduced from core measurements. The aperture  $b_1$  of the small fractures is established from the mean apparent width of weathered zones observed in boreholes (Figure 7) taking into account the mean dip of  $60^\circ$  deduced from Figure 6. The resulting  $b_1$  is found equal to 0.125m. Considering the mean dip of large fractures and taking into account the maximum width of highly weathered zones on cores data,  $b_2$  is found equal to 0.5 m. This is consistent with a scaling relation based on field observations recalled by Bogdanov et al. (2007) that estimates  $b \propto a^\kappa$  with  $0.5 \leq \kappa \leq 2$ . Here, a value of 0.6 is chosen for  $\kappa$ .

The volume of each fracture is equal to:  $V = \frac{4}{3} \pi a_1^2 b$

Each fracture is characterized by the position  $\mathbf{x}$  of its center in space and by its orientation. The center  $\mathbf{x}$  is assumed to be uniformly distributed in space. The normal  $\mathbf{n}$  along the shortest semi axis is deduced from field data as shown below. The normals are referred to by the two angles  $\alpha$  and  $\beta$  which are displayed in *Figure 10*.



*Figure 10: Notations for the axes and the angles of the modelled ellipsoid with respect to the measured fracture plane.*

Therefore, the components of the vector  $\mathbf{n}$  are given by  $(\sin \alpha \cos \beta, \cos \alpha \cos \beta, -\sin \beta)$

In this paper, the generation of the fracture is based on collections of data composed of  $N$  measurements  $C = \{(\alpha_i, \beta_i), i=1, \dots, N\}$ . The simplest way to generate a fracture network which corresponds to the data set  $C$  is to use a random number generator four times for each fracture. The first three random numbers are used to determine the fracture position in the domain  $D$  of size  $L^3$ . The last random number is used to choose one couple  $(\alpha_i, \beta_i)$  in the set  $C$ . However, there is an observation bias since fractures parallel to an outcrop have a smaller probability to be observed than fractures perpendicular to it. The correction proposed in Terzaghi (1965) has been applied to the data set under consideration, but without any important consequence, therefore it is not developed here.

The orientations of small fractures are based on the 150 field data displayed in *Figure 4*. As shown in *Figure 4b*, small fractures are widely distributed while the large scale lineaments possess two major directions: N0 and N130 which are equivalent in abundance (*Figure 4c*). As the N130 direction is dominant at the scale of New Caledonia and as it controls the alignments of mining pits in the Koniambo massif, this direction is chosen for the large fractures. As lineament data provide rough dip information, large fracture orientations and dips are extracted randomly from field data whose azimuth is NW-SE; there are 19 such data which are displayed in *Figure 4d*.

For the sake of clarity, let us summarize the choice of the orientation data. The orientations of the small fractures correspond to the 150 data and their mean dip is  $60^\circ$ , while the orientations for the large fractures correspond to the subset of the 19 fractures whose azimuth is NW-SE; the mean dip of this reduced field dataset is  $55^\circ$ .

In many of the following applications, the domain  $D$  is filled with periodic boundary conditions. A fracture can straddle the external boundary of  $D$ ; under such circumstances, the part of the fracture which lies out of  $D$  is relocated at the opposite external boundary of  $D$ . This process is detailed in Adler *et al.* (2012).

### Generation of the networks of large fractures

The density of the large fractures is estimated from the borehole core observations. As assumed, the thick weathered zones represent the large fractures and the mean spacing between two large fractures on a vertical line is 140m (see section 3.3). Considering the mean 55° dip of these large fractures, the mean horizontal spacing of the fractures is 98 m. This estimated value is consistent with the geological basis that the average distance between two fractures is equal to the fracture diameter which is equal to  $2.a_2 = 100\text{m}$  in the present work.

A calculation of the density of the large fracture network is made here. The theoretical value of the average distance is used here. It is known that the number of intersections of a family of fractures of radius  $a_2$  with a line of length  $L$  parallel to the unit vector  $\mathbf{p}$  is given by

$$N_I = L\pi a_2^3 \sum_{i=1}^N \rho_i |\mathbf{p} \cdot \mathbf{n}_i| \quad (8a)$$

$$1 = 2\pi a_2^3 \sum_{i=1}^N \rho_i |\mathbf{p} \cdot \mathbf{n}_i| \quad (8b)$$

The volumetric densities  $\rho_i$  can be estimated in various ways. The simplest one consists in using the  $N=19$  available measurements without any Terzaghi correction. These  $N$  events are equiprobable; if the overall fracture density is  $\rho$ ,  $\rho_i$  is equal to  $\rho/N$ . Hence,

$$\rho = N [2\pi a_2^3 \sum_{i=1}^N |\mathbf{p} \cdot \mathbf{n}_i|]^{-1} \quad (8c)$$

$\mathbf{p}$  is horizontal and makes an angle of  $\pi/30$  with the x-axis. It is obtained

$$\sum_{i=1}^N |\mathbf{p} \cdot \mathbf{n}_i| = 14.21 \text{ for } \mathbf{p} = \left(\frac{1}{2}, \frac{\sqrt{3}}{2}, 0\right)$$

The sizes of the large fractures are (50, 50, 0.5) in meters. Therefore, the dimensionless densities are

$$\rho' = \pi^2 a_2^3 \rho = \frac{\pi N}{2 \sum_{i=1}^N |\mathbf{p} \cdot \mathbf{n}_i|} = 2.1 \text{ for } \mathbf{p} = \left(\frac{1}{2}, \frac{\sqrt{3}}{2}, 0\right) \quad (9)$$

It is interesting to notice that the first evaluation is just below the percolation threshold  $\rho_c' \approx 2.3$  (Adler *et al.*, 2012).

Let us estimate the proportion of the volume which is occupied by the large fractures, in other words the fracture volumetric density  $\varepsilon_{lf}$ . For the sake of brevity,  $\varepsilon_{lf}$  will often be called the large fracture porosity. It is related to the fracture density  $\rho'$  by

$$\varepsilon_{lf} = \rho \frac{4\pi}{3} a_2^2 b_2 = \frac{\rho' 4\pi}{V_{ex} 3} a_2^2 b_2 = \rho' \frac{4b_2}{3\pi a_2} \quad (10)$$

since  $V_{ex} = \pi^2 a_2^3$ . Therefore,  $\varepsilon_{lf}$  is small and of the order of 0.01.

### Generation of the networks of small fractures

Small fractures are generated by randomly picking in the 150 fracture dataset resulting from field data (Figure 4a and 4b). This process is continued until the desired porosity (fracture

volumetric density)  $\varepsilon_{sf1}$  is reached. A first estimation of the proportion  $\varepsilon_1$  of the volume of size  $L^3$  filled with  $N_f$  fractures is

$$\varepsilon_{sf1} = \frac{4\pi}{3} a_1^2 b_1 \frac{N_f}{L^3} \quad (11a)$$

However, the fractures overlap partially and the resulting density is approximately given by

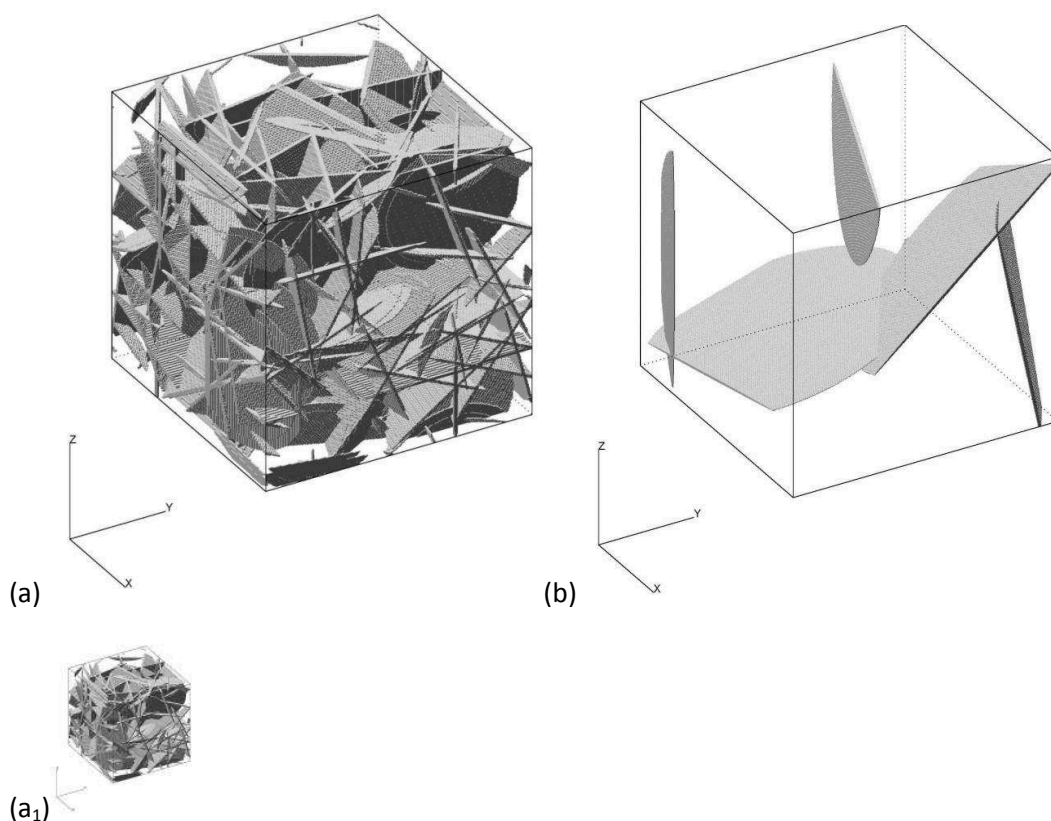
$$\varepsilon_{sf} = \varepsilon_{sf1} - \varepsilon_{sf1}^2 \quad (11b)$$

Therefore, in order to generate a network with a density  $\varepsilon_{sf}$ , one has first to determine  $\varepsilon_{sf1}$ , the relevant solution of (3b), and to determine  $N_f$  from (3a). Note that this quadratic correction is negligible for the estimation of  $\varepsilon_{sf}$ .

### Examples of simulated networks

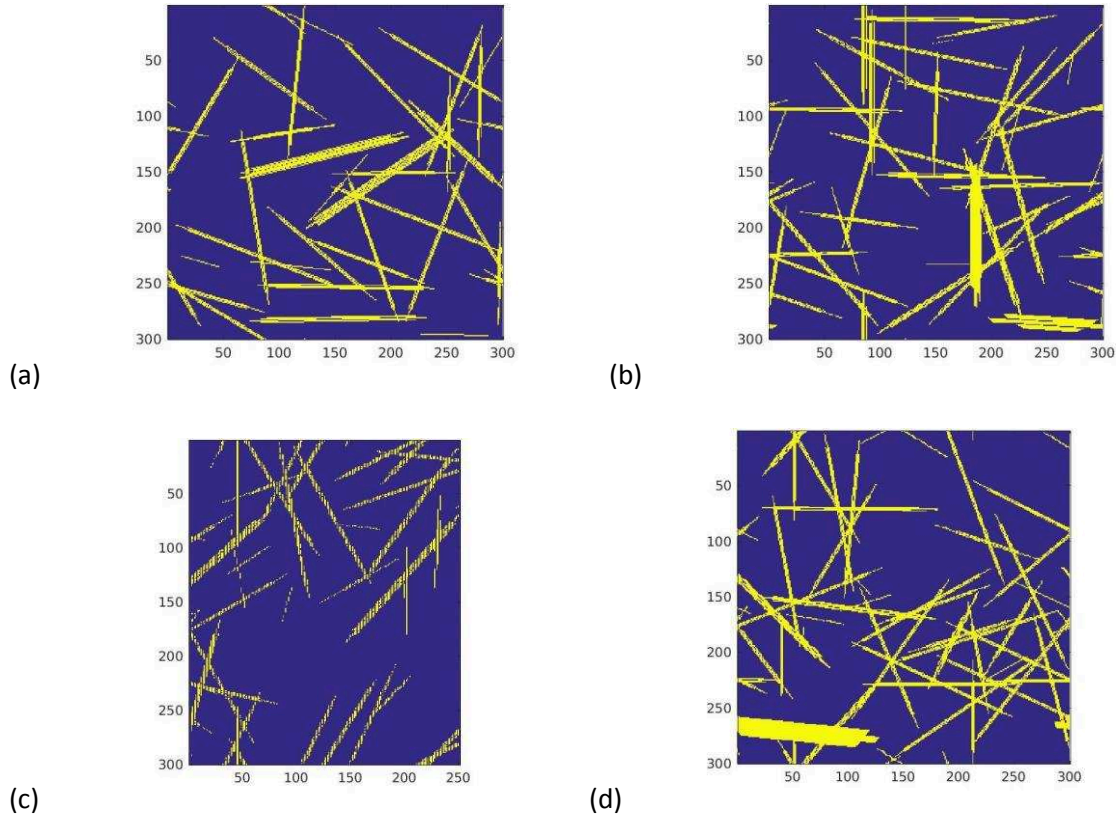
The small fracture networks can be illustrated by an example with  $\varepsilon = 0.15$ , i.e. a value close to the observed porosity at some depth in the saprock layer of the weathering profile. Recall that the orientation of the axes are East, North and top for  $x$ ,  $y$  and  $z$ , respectively. The resulting synthetic fractured media (Figure 11a and 11a<sub>1</sub>) are checked qualitatively by comparison between the results of Figure 12 with outcrop observations. The horizontal projection in Figure 12a reveals the major fracture directions NS and EW, and minor NW-SE and NE-SW, while vertical projections (Figure 12b to 12d) highlight the high fracture density at the outcrop and the importance of vertical structures.

The large fracture networks are illustrated in Figure 11b. They are much less dense than the small fracture networks. Moreover, they are less isotropic in agreement with the selection of data.





**Figure 11:** Simulated fracture networks. (a) Network of small fractures with a porosity equal to 0.15 in a cell of side 18.75m. (b) Network of large fractures with a dimensionless density  $\rho'=2.1$ , in a small cell of side 100m. Note that the scale of (a) is about five times the scale of (b), but that the scales of (a1) and (b) are comparable.



**Figure 12:** The corresponding outcrops ( $L=18.75$  m): (a) horizontal. (b) facing North. (c) facing West. (d) facing NW (N50).

### Numerical determination of the hydraulic conductivity

#### General

The methodology is illustrated in this subsection with notations valid for the small fractures, but it is valid for the large fractures as well. In the model described in Section 4, ellipsoidal fractures of permeability  $k_f$  are embedded in a porous medium of permeability  $k_m=1$ . The determination of the flow in such a complex medium requires the resolution of the Darcy equation

$$\nabla \cdot (k(\mathbf{x}) \nabla p) = 0 \quad (12a)$$

where  $k(\mathbf{x})$  is the permeability equal to  $k_f$  or  $k_m$ .

Two types of boundary conditions are used. First, in order to determine the macroscopic permeability tensor  $\mathbf{K}$ , spatially periodic boundary conditions were applied and an overall pressure gradient was applied on the unit cell of size  $L$ .

Second, two pressures can be imposed on two opposite faces of the cell and the resulting seepage velocity  $V_s$  can be obtained. An equivalent scalar permeability can be derived as

$$\mathbf{K} = \frac{V_s L}{|p_2 - p_1|} \quad (12b)$$

when a viscosity equal to 1 is assumed. The domain D is discretized into elementary cubes of size  $l$ . Equation (12a) is discretized by the box integration method (Wachspress, 1966), and the resulting linear system is solved by a conjugate gradient algorithm. The full permeability tensor is determined.

Additional details are provided by Henriette et al (1989). The original code was optimized and parallelized under OPEN-MP.

Finally, it should be noticed that the macroscopic permeability  $K$  can be made dimensional by multiplying it by the real value of the permeability  $k_m$  of the porous medium surrounding the fractures.

A second type of physical situation is modeled. It consists in an injection through a slit in order to estimate the permeability in similar conditions than the field Packer tests. It will be detailed in Section 5.2.

### *Permeability of networks of small fractures*

#### *Geometrical properties*

The ellipsoids of semi axes  $5 \times 5 \times 0.125$  m are discretized by elementary cubes of size  $l = 0.0625$  m. Therefore, the semi axes are going to be  $80 l \times 80 l \times 2 l$ . The size of the domain D where the fractures are generated is  $300 l \times 300 l \times 300 l$ , i.e.,  $D=18.75 \text{ m}^3$ .

Five values of the porosity are numerically studied in order to cover the whole possible range,

$$\varepsilon_{sf} = 0.05, 0.10, 0.15, 0.20, 0.25 \quad (12a)$$

The value of 0.15 corresponds to the average porosity of the saprock layer and is the reference value that characterizes the peridotitic aquifer. Indeed, the porosity of the small fracture network corresponds to the ratio of the small fractures volume by the total volume within the saprock layer. The theoretical maximum porosity in the saprock is 20%. Therefore, the porosity range 5-25% is explored here to model this layer and its upper limit, and the deeper fresh and fractured peridotite.

The generated sample is spatially periodic. For sake of completeness, five values of  $k_f$  are studied

$$k_f = 100, 200, 500, 1000, 10000 \quad (12b)$$

Recall from section 4.1 and hydraulic conductivity data that the actual value of the ratio  $k_f/k_m$  is of the order of 1000. Therefore, the couple  $(\varepsilon_{sf}=0.15, k_f=1000)$  is thought to be close to the saprock aquifer.

Ten random realizations of the fracture networks are generated for each case. For further approximations, it might be interesting to schematize the ellipsoids as circular disks of radius  $a_1$  and to calculate the corresponding dimensionless densities  $\rho'$  (Adler et al., 2012). Let  $N_f$  be the number of fractures necessary to reach a porosity  $\varepsilon$  in the domain D.  $N_f$  is given by (3a) where  $L=300 l$ . The dimensionless density of the fracture network is equal to

$$\rho' = \rho V_{ex} \text{ with } \rho = N_f/L^3 \text{ and } V_{ex} = \pi^2 a_1^3 \quad (13)$$

Details on the definition of the excluded volume can be found in Adler *et al.* (2012). An estimation of  $\rho'$  can be done for the lowest porosity  $\varepsilon_{sf}=0.05$ . The value of  $\varepsilon_1$  is given by (cf 3b)

$$\varepsilon_1 = \frac{1 - \sqrt{1 - 4\varepsilon_{sf}}}{2} = 0.0528$$

Therefore,

$$\rho' = \frac{3\pi}{4} \frac{a_1}{b_1} \varepsilon_{sf} = 4.97$$

Since the percolation threshold  $\rho'$  is larger than 2.3, this implies that the networks composed by the small fractures always percolate for all porosities.

### Results

The numerical results can be presented and commented as follows. It should be noted that these results are obtained by applying the Terzaghi correction to the initial data.

The non diagonal components of the permeability tensor are generally small with respect to the diagonal components. The ratio is about 0.05 and it tends to decrease with  $\varepsilon$  while  $k_f$  has a more limited influence. The largest non diagonal components are always  $K_{xz}=K_{zx}$ .

The diagonal components are displayed in *Figure 13* as functions of the fracture permeability  $k_f$ . In *Figure 13a*, it is seen that  $K$  varies linearly with  $k_f$ ; this is obviously due to the fact that  $k_f$  is very large with respect to 1 and that the networks always percolates. Because of this linear variation, it is found useful to enlarge the zone for field values of  $k_f$ , i.e., close to 1000 in *Figure 13b, 13c* and *13d*. The diagonal components are close to one another. The largest diagonal component is usually  $K_{yy}$ , i.e. along the N-S direction. The standard deviations are systematically indicated and they are seen to be relatively small.

Let us summarize the numerical results when  $k_f$  varies between 100 and 1000

$$\varepsilon=0.05: 2.8 \leq K \leq 10.3; \varepsilon=0.10: 4.1 \leq K \leq 34.9; \varepsilon=0.15: 7.0 \leq K \leq 72.8; \varepsilon=0.20: 9.9 \leq K \leq 106; \varepsilon=0.25: 69 \leq K \leq 143 \quad (14)$$

These values can be compared with the approximation where the fractures are assimilated to disks of radius  $a$ . An equivalent aperture  $h$  of the ellipsoids can be estimated as the ratio between the ellipsoid volume and the area of the disk

$$h = \frac{\frac{4}{3}\pi a^2 b}{\pi a^2} = \frac{4b}{3} \quad (15a)$$

The fracture transmissivity  $\sigma$  can be estimated as

$$\sigma = h k_f \quad (15b)$$

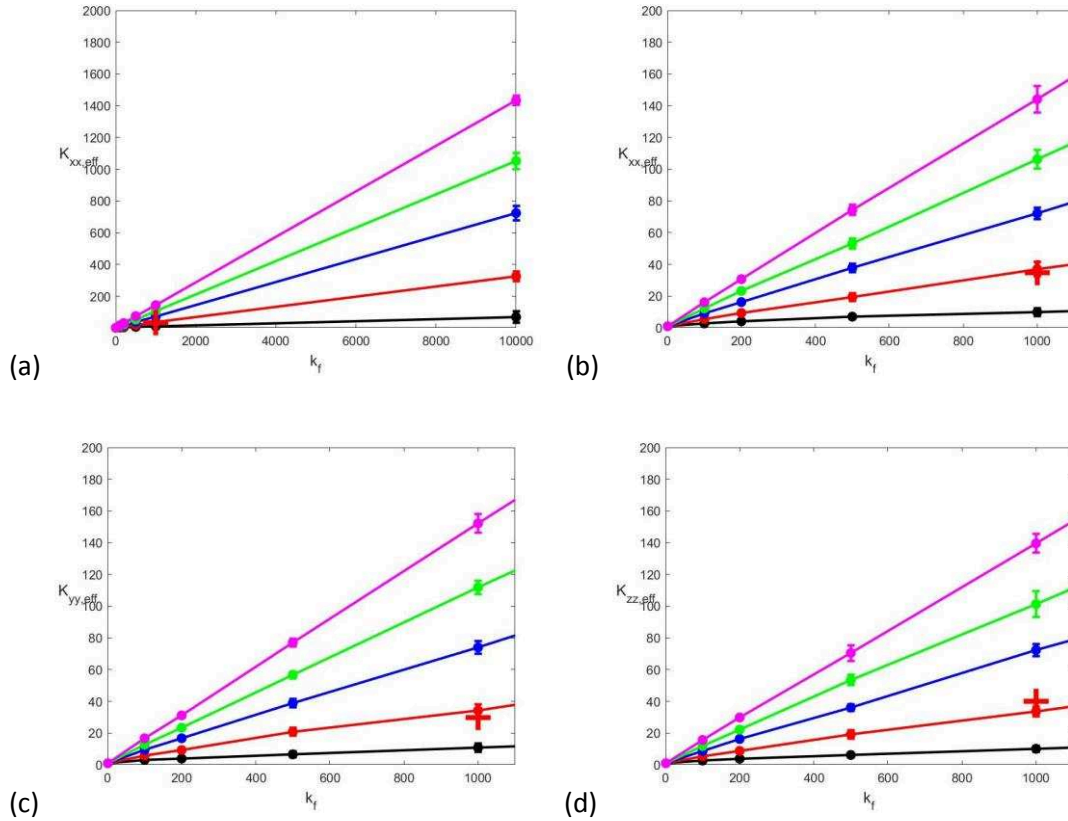
Moreover, an empirical formula for the dimensionless permeability  $K'_n$  of isotropic fracture networks has been devised by Mourzenko et al. (2011)

$$K'_n = \frac{K_n a}{\sigma} = \frac{a_k \Delta \rho'^2}{1 + \beta_k \Delta \rho'} \text{ with } a_k = 0.037 \text{ and } \beta_k = 0.155 \quad (15c)$$

$\Delta\rho'$  is equal to the difference  $\rho' - 2.3$  (for details cf Adler et al, 2012).

Let us apply these formulae to  $\varepsilon=0.15$  which is the reference value. Numerically,  $N_f$  was found to be equal to 83. A straightforward application of (13) yields a dimensionless density  $\rho'=15.53$ . The dimensionless network permeability derived from (15c) is equal to 2.12. The corresponding dimensional network permeability  $K_n$  is found to be 70.7 which is actually very close to the numerical value equal to 73.

Another technique of estimating the permeability is to start from (3). With  $\varepsilon=0.15$ ,  $\varepsilon_1$  is derived to be equal to 0.183 and  $N_f=92$ . The corresponding dimensionless density is  $\rho'=17.2$ , which implies by the formula  $K'=2.48$ .  $\sigma$  is equal to  $\frac{8l}{3}k_f$ . Therefore, the dimensionless permeability of the fracture network  $K_n$  is equal to 83, a value which provides a correct order of magnitude for the numerical value equal to 73 (average value over the three diagonal values). The discrepancy is due to the use of (3) to estimate  $N_f$ ; actually, (3b) takes only into account the binary overlaps between ellipsoids; when  $N_f$  increases, one should take into account higher order overlaps. Moreover, (3b) holds for isotropic networks.

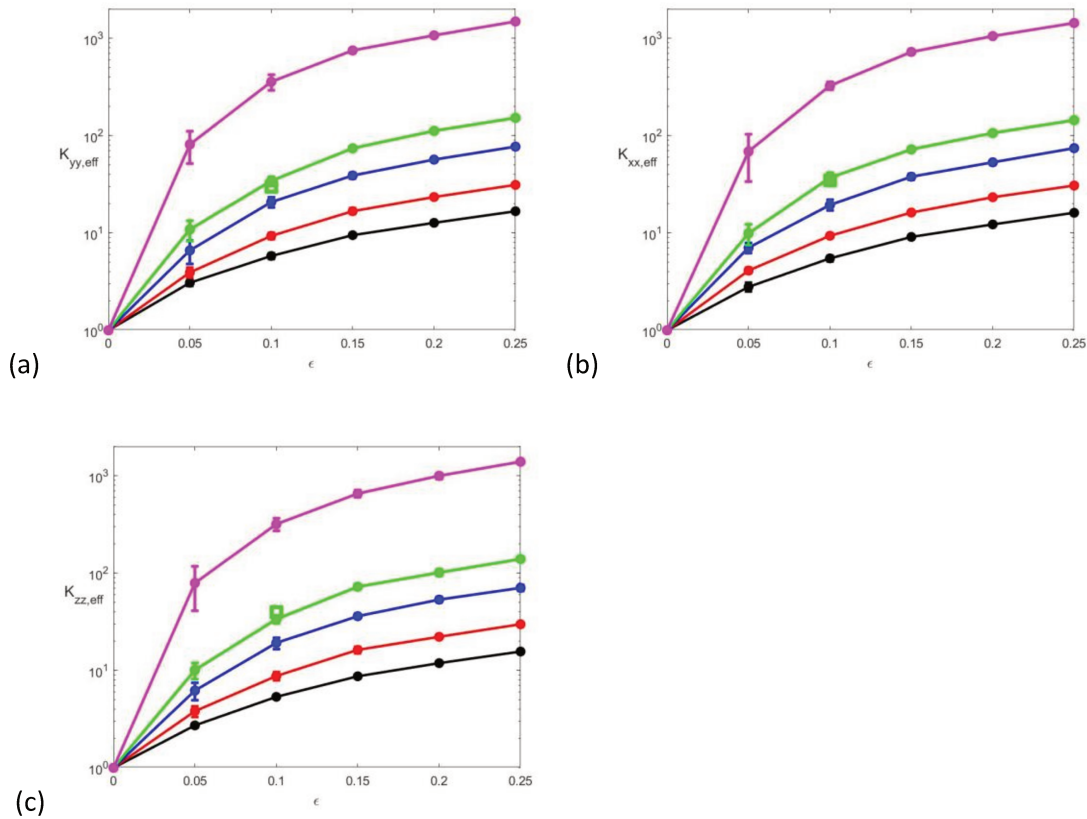


**Figure 13** : The average diagonal components of the permeability tensor as functions of the fracture permeability  $k_f$ . Components:  $K_{xx}$  (a and b),  $K_{yy}$  (c),  $K_{zz}$  (d). Data are for:  $\varepsilon = 0.05$  (black), 0.10 (red), 0.15 (blue), 0.20 (green), 0.25 (magenta). The red cross corresponds to the reference values. The error bars correspond to  $\pm$  one standard deviation.

The same set of results is displayed in Figure 14 as function of the porosity  $\varepsilon_{sf}$ . The difference between the values of  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  and  $K_{zz}$  is about 5% for the large porosities; this difference tends to decrease with  $\varepsilon_{sf}$ . Some error bars corresponding to one standard deviation are given. In order to verify that the Terzaghi correction has a small influence on the results,



some calculations were performed by a random choice in the data set C as described in Section 4.2; Figure 14 shows that this is indeed verified.



**Figure 14:** The average diagonal components of the permeability tensor as functions of the porosity. Components:  $K_{xx}$  (a),  $K_{yy}$  (b),  $K_{zz}$  (c). Data are for:  $k_f = 100$  (black), 200 (red), 500 (blue), 1000 (green), 10000 (magenta). The error bars correspond to  $\pm$  one standard deviation. The green square corresponds to use of the data without the Terzaghi correction.

### Networks of small fractures with slits

#### General

These numerical experiments are designed to allow a qualitative comparison with hydraulic conductivities deduced from packer tests. In principle, the flow of a compressible fluid towards a vertical pipe should be considered. Instead this situation is schematized as the flow through a slit. The dimensions of the slit are consistent with the dimensions of the fractures and the field hydraulic test conditions. Section 5.1 shows that the macroscopic permeability does not undergo large fluctuations and this is due to the fact that the dimensionless fracture density  $\bar{\nu}'$  is always large. With the presence of a slit, larger fluctuations are expected since in some cases no fracture actually crosses the slit.

A second objective is the influence of the cell size  $L$  on the fluctuations of the resulting equivalent permeability. This reduction of the cell size corresponds to the physical idea that the well tests do not explore the entire underground domain, but only a part of it. Hence, this partial exploration may induce large fluctuations in the permeability measurements.

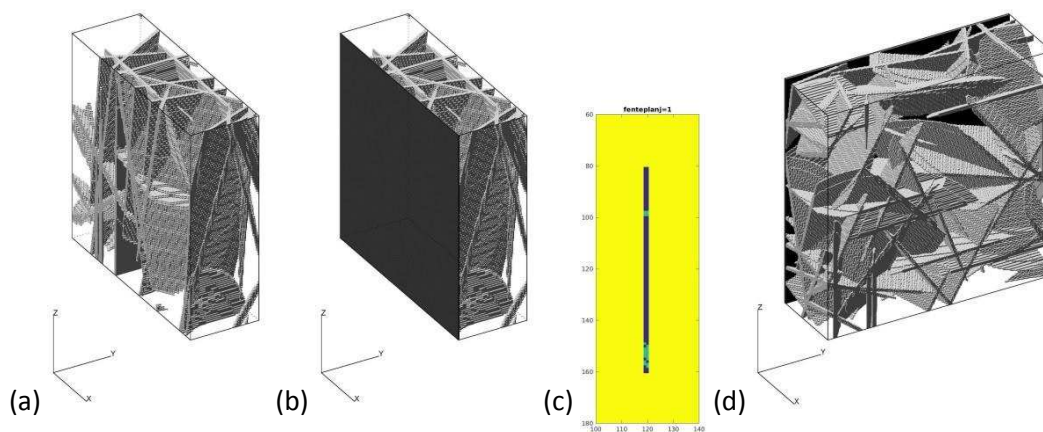
The dimensions of the small cells are  $5 \times 15 \times 15$  m or  $15 \times 5 \times 15$  m. Hence, they correspond to  $80 \text{ l} \times 240 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  or  $240 \text{ l} \times 80 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  when  $l = 0.0625$  m is the same as in Section 5.1. The semi axes of the ellipsoids are also identical to the previous ones, i.e.  $80 \times 80 \times 2l$ . The size of the slit is  $5 \times 0.1$  m; it is approximated by a numerical slit of size  $80 \times 2l$ . The small cells are generated as follows. A large cell of size  $480 \text{ l} \times 480 \text{ l} \times 480 \text{ l}$  is generated with a given density of fractures according to the process in Section 4.3. Then, a small cell is located at random inside the large cell and the fractures intersecting the small cell are taken into account. Note that the small cell is not spatially periodic anymore.

The performed calculations correspond to what has been just described and they are illustrated by *Figure 15a*. Once the local network has been determined, one side of the cell of size  $240 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  is made impermeable, except a vertical slit in its middle. This slit can be either in the  $xz$ - or the  $yz$ -plane as illustrated in *Figure 15b-c*.

The Darcy equation is solved with different boundary conditions since the material is not spatially periodic anymore. Two pressures are imposed on two opposite sides of the cell and the resulting seepage velocity is calculated. The corresponding macroscopic permeability  $K_S$  (or more precisely  $K_{Sx}$  and  $K_{Sy}$ ) is derived by an application of (11b).

A first calculation is done without any fracture. The medium has a uniform permeability  $k_m=1$ . The equivalent permeability of this medium plus the impermeable wall and the slit is equal to  $K_{Ms}=0.061$

Some of the results presented below are normalized by this value  $K_{Ms}$ .



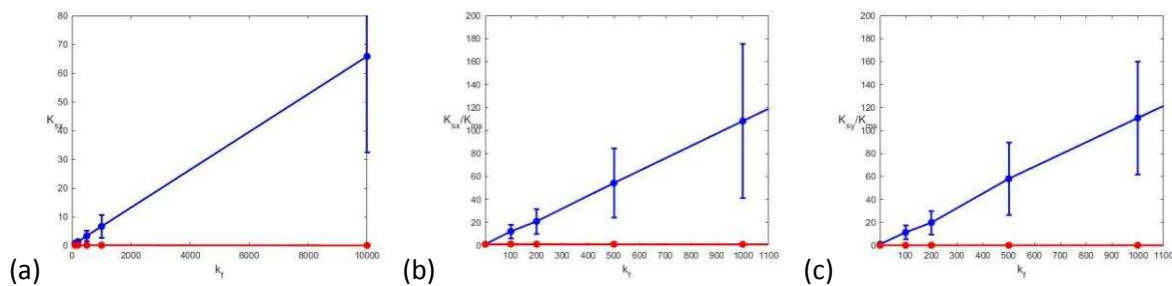
**Figure 15:** Illustration of the generation of small cells. In (a), the small cell is generated by taking into account its intersections with the fractures in the large cell. In (b), an impermeable layer is added with a permeable slit shown in (c) which only displays the central part of the face; note the intersections in green with fractures. (d) The same process can be repeated along the  $y$ -axis.

#### Results for a pressure gradient along the $x$ -axis

The results displayed in *Figure 16a*, *16b* and *16c* correspond to the situation of *Figure 15d* and *Figure 15b*, respectively. The fracture volumetric density  $\varepsilon$  is equal to 0.15, and the fracture permeability  $k_f$  varies between 100 to 10000.

When some fractures intersect the slit (blue line in *Figure 16*), the variations with  $k_f$  are linear as with large unit cells with spatially periodic boundary conditions. Again the region for low values of  $k_f$  is enlarged in *b* and *c*. The fluctuations are very large in contrast to what happens for the permeability (see *Figure 13*); quantitatively, the standard deviation is of the order of the average  $K_s$ . Of particular interest is the comparison with the case without any intersections between the slit and the fractures (red line in *Figure 16*).  $K_{sx}/K_{ms}$  is close to 1 whatever the value of  $k_f$ . The ratio between the resulting equivalent permeabilities varies between 10 and 100 when  $k_f$  varies between 100 and 1000; the standard deviation remains of the order of 0.20  $K_s$ .

Therefore, there is a strong influence of the slit and of the size of the calculation cell on the results.



**Figure 16:** The equivalent permeability  $K_s$  of the small cells as a function of the fracture permeability  $k_f$ . The blue curve corresponds to the cases where some fractures intersect the slit, and the red one to the opposite case. The error bars correspond to  $\pm$  one standard deviation. In (a), the permeability is not normalized in contrast with (a) and (b). The pressure gradient is along the x-axis (a,b), and along the y-axis (c).

Similar calculations were performed when the impermeable face is perpendicular to the y-axis and the pressure gradient parallel to it; results displayed in *Figure 16c* do not add anything to *Figure 16a*.

With the references values of  $k_f = 1000$  and  $\varepsilon = 0.15$ ,  $K_s/K_{ms}$  is varying between 1 and 180, values which correspond to  $10^{-8}$  and  $1.8 \cdot 10^{-6}$  m/s. The calculated hydraulic conductivity varies by more than two orders of magnitude. This result partly explains the dispersion observed on hydraulic conductivity data, but some measurements yield a fracture hydraulic conductivity of  $10^{-5}$  m/s, and even sometimes higher. Thus, in order to explain these large values, large fractures are tentatively considered.

### Networks of large fractures in small cells

#### General

As stated in Section 4.2., the real semi axes of the large fractures are (50, 50, 0.5) meters. The permeabilities of the large fractures,  $k_f$ , are again given by (12b), but the surrounding matrix has the macroscopic permeability  $k$  in order to take into account the presence of small fractures.

Equivalent permeabilities of networks of large fractures embedded into media, whose permeability is  $k$ , are evaluated in two different types of cells. The first cells are cubic with dimensions equal to 100 m; spatial periodicity is only present along the two directions perpendicular to the pressure gradient; the equivalent permeability is evaluated by (11b) and is noted  $K_E$ . The second cells are identical to the ones studied in Section 5.3 with one side made

impermeable and a slit in its middle; the corresponding equivalent permeability is noted  $K_{SE}$ . The precise numerical parameters will be given for each case.

An example of large fractures in a small cell is displayed in *Figure 11b*.

*The equivalent permeability  $K_E$  of  $(100\text{ m})^3$  cells*

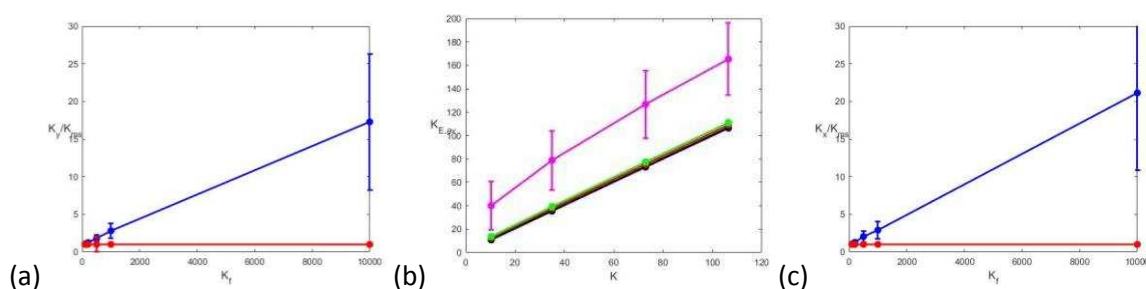
The size of the elementary cube  $l$  is equal to 0.25 m. The semi axes of the fractures are equal to  $(200\text{ }l, 200\text{ }l, 2\text{ }l)$ . As in Section 5.1., the fractures are generated in large cells of size  $(4000\text{ }l)^3$  and then they intersect the unit cell of size  $(400\text{ }l)^3$ . The matrix permeability  $k$  is equal to

$$k=10.3, 34.9, 72.8 \text{ and } 106 \quad (16)$$

which correspond to the permeabilities calculated for small fractures with  $k_f=1000$ , and to the four porosities  $\varepsilon_{sf}=0.05, 0.1, 0.15, 0.2$ .

The results are summarized by *Figure 17*.  $K_{E,av}$  is the permeability averaged over the three diagonal components and over 10 realizations. Sensibility of the model to large fracture permeability  $k_f$  and to matrix permeability  $k$  are evaluated. Approximations similar to (15) were computed for the permeability  $K_{E,av}$  of fractured porous media. the fracture networks are close to the percolation threshold, the permeability fluctuations are very large and the approximations are not as good as those obtained in 5.2.2. for small fractures and large dimensionless densities.

The data displayed in *Figure 17* can be commented as follows. *Figure 17a* shows that again the dependency of  $K_{E,av}$  over  $k_f$  is roughly linear. This is less well verified than in *Figure 13* since the lowest values of  $k_f$  are of the same order of magnitude as the matrix permeability  $k$ . Because of the anisotropy of the large fracture distribution, it is seen that the diagonal components of the permeability are significantly different; the largest one corresponds to the EW direction (or  $xx$ ) in agreement with what is seen in *Figure 11b*.



**Figure 17:** Average permeability  $K_{E,av}$  of small cells intersected by large fractures. The solid lines correspond to the average over the three diagonal components, the broken, dash-dotted, dotted lines to the  $xx$ -,  $yy$ -,  $zz$ -component. (a):  $K_{E,av}$  as a function of the permeability of large fractures  $k_f$ ; data are for: matrix permeability with small fractures  $K = 10.3$  (blue),  $34.9$  (black),  $72.8$  (red),  $106$  (green). (b) is enlargement of (a). (c):  $K_{E,av}$  as a function of the permeability of the matrix; data are for:  $k_f$  large fractures = 100 (blue), 200 (black), 500 (red), 1000 (green), 10000 (magenta).

Considering *Figure 17a*, and with comparison to *Figure 13*, the influence of large fractures permeability is relatively small, except for the highest permeability values (see also *Figure 17c*, magenta line). Comparison between *Figure 17c* to *Figure 14* leads to the same conclusion.



Considering the reference value  $k_f=1000$ , the maximum ratio between  $K_{E,av}$  with or without the large fractures is around 1.5 only. This can be explained by the low density of large fractures compared to the small ones.

#### *Calculations in small cells for the large fractures with slits*

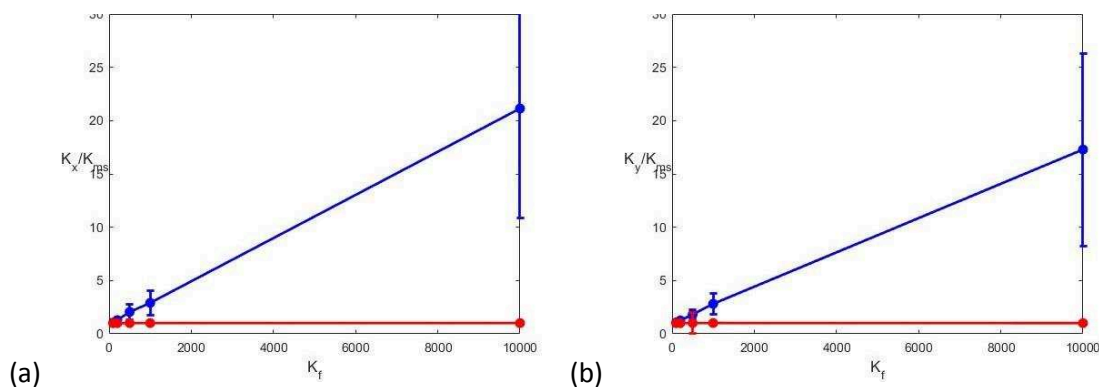
The purpose of these calculations is to study small cells similar to the ones studied in Section 5.2. when they intersect or not large fractures. The matrix in these small cells has the permeability  $K$  as in the previous Section. The size of these small cells is  $5 \times 15 \times 15$  m or  $15 \times 5 \times 15$  m. Hence, they correspond to  $80 \text{ l} \times 240 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  or  $240 \text{ l} \times 80 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  with  $l = 0.625$  m. Therefore, the size of the large fractures in this discretization will be  $800 \text{ l} \times 800 \text{ l} \times 8 \text{ l}$  in order to correspond to (50, 50, 0.5) meters.

Large fractures are generated in a large cell of size  $(4000 \text{ l})^3$ . The small cell  $80 \text{ l} \times 240 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  is located at random in this large cell and it may or not intersect fractures. The matrix permeability is equal to  $k=72.8$  which corresponds to  $\varepsilon=0.15$  and  $k_f=1000$  for the small fractures.

Finally, as in Section 5.2., one side of the cell of size  $80 \text{ l} \times 240 \text{ l} \times 240 \text{ l}$  is made impermeable with a vertical slit in its middle. The size of the slit is  $5 \times 0.1$  m; it is approximated by a numerical slit of size  $80 \text{ l} \times 2 \text{ l}$ . This slit can be either in the  $xz$ - or the  $yz$ -plane. The equivalent permeability of this set is denoted by  $K_{SE}$ . As done for  $K_{MS}$  in Section 5.3, the equivalent permeability of this medium without any fractures, but with the impermeable wall and the slit, is equal to  $K_{MS} K = 72.8 \times 0.061 = 4.44$ .

Along the  $x$ -axis, the ratio  $K_{\text{intersection}}/K_{\text{nointersection}}$  ranges between 1 and 21 when  $k_f$  varies between 100 and 10000; for  $k_f=1000$ , the ratio is about 3; therefore, the fluctuations are moderate. Along the  $y$ - axis,  $K_{\text{intersection}}/K_{\text{nointersection}}$  ranges between 1 and 17 when  $k_f$  varies between 100 and 10000; for  $k_f = 1000$ , the ratio is about 3 again.

According to *Figure 17*, the maximum hydraulic conductivity value reached for  $k_f=1000$  is  $4 \times 180 \times 10^{-8} \text{ m/s} = 7.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  which roughly corresponds to the highest field measurements.



**Figure 18:** The equivalent permeability of the small cells normalized by the permeability of the empty cell as a function of the fracture permeability  $k_f$ . The blue curve corresponds to the cases where some fractures intersect the slit, and the red one to the opposite case. The error bars correspond to  $\pm$  one standard deviation. The pressure gradient is along the  $x$ -axis (a), and along the  $y$ -axis (b), respectively.

### **Summary and conclusion**

The results presented here rely on several hypotheses stemming from outcrop observations, remote sensing data and from four boreholes in the Koniambo massif. The main finding is the positive correlation observed between the cumulated weathered fracture width in a given depth interval and the measured hydraulic conductivity. Therefore, permeability in the saprock layer and deeper fresh peridotite is supposed to be controlled by weathered fractures and permeability fields resulting from synthetic fracture distributions are computed.

Two fracturation scales are considered. Small fractures observed at the outcrop are schematized as oblate ellipsoids of extension 10 m (radius = 5 m) with an aperture of 0.25 m (semi-axis = 0.125 m) deduced from the mean observed fracture width on drilled cores. Orientation and dip of small fractures are picked randomly in the 150 fractures dataset measured at the outcrops. Large fractures are defined from remote sensing data. There is some uncertainty about their extension. A radius of 50 m (extension = 100 m) was deemed a reasonable value; it is one order of magnitude larger than the small fractures. Their orientation is NW-SE which corresponds to the main fracturation orientation in Grande Terre and to the main alignment of lineaments and mining pits in the Koniambo massif. The fracture aperture of 1 m (semi-axis = 0.5 m) corresponds to the maximum width of highly weathered zones observed on cores. Orientation and dip of large fractures are picked randomly in the 19 fractures dataset with orientation NW-SE.

Fracture porosity (volumetric density) is deduced from core data and general knowledge of porosity in the saprock. The small fracture porosity varies between 25 and 5 % to represent the saprock and the deeper fresh peridotite, and the large fracture porosity is close to 1 %, as evaluated from core data. The hydraulic conductivity of the ultramafic matrix is  $10^{-8}$  m/s and the hydraulic conductivity of the weathered material inside fractures corresponds to the largest value commonly observed in packer tests on boreholes, i.e.  $10^{-5}$  m/s which is also the value generally admitted for the weathered-fractured peridotite.

Numerical modeling of flow considering only the small fracture set whose porosity is 0.15 produces an almost isotropic permeability and an average hydraulic conductivity of  $7 \times 10^{-7}$  m/s. However injection through a slit, which is the approximation used to approach the flow conditions during a packer test, leads to a calculated conductivity ranging from  $10^{-8}$  m/s to  $2 \times 10^{-6}$  m/s, depending of the number of fractures that intersects the slit. When large fractures are introduced, the hydraulic conductivity rises slightly to  $8 \times 10^{-7}$  m/s due to the low additional porosity introduced by large fractures. Slit experiments are more dispersed since either large or small fractures may intersect the slit. The maximum resulting hydraulic conductivity reaches  $8 \times 10^{-6}$  m/s which is the maximum possible hydraulic conductivity in the model. The two-scale fracture networks reproduce well the measured hydraulic conductivity data and give some clues to explain the dispersion of hydraulic conductivity data at various scales. Therefore, the large fractures must be introduced to fit the measured hydraulic conductivity data. The largest observed conductivities, reaching up to  $10^{-3}$  m/s, cannot be obtained with weathered fractures and are probably due to karstic voids or channels.

The models emphasize the importance of weathering in the saprock layer but also in the deeper peridotite as it reproduces the permeability decrease with depth. With  $k_f = 10^{-5}$  m/s, the calculated permeability varies from  $10^{-6}$  to  $10^{-7}$  m/s when the small fracture porosity decreases from 0.2 to 0.05. This porosity decrease could result from the closure of fractures due to lithostatic pressure increase, or from the decrease of the fracture density with depth. Models explore also the variation of  $k_f$  and give the same results when  $k_f$  decreases from 1000 to 100 and porosity is

kept equal to 0.15, and  $k_f$  is equal to 1000 and porosity decreases from 0.15 to 0.05. Finally, considering the modelled and the measured decrease of hydraulic conductivity observed on data of the Koniambo massif but also on other massifs of the Grande Terre (Jeanpert, 2017), the porosity decrease can be estimated as 0.2 to 0.05 on a 100-150 m vertical length in the peridotite. This result gives an important clue to the hydrogeological structure of the peridotite aquifer.

Finally, except for the highest permeability related to pseudokarstic features, the origin of the permeability in the deep fractured peridotite can be related to weathering processes along fractures. Although there is not a dominant set of horizontal fractures in weathered peridotites as in granitic aquifers, the model proposed here assumes that a network of weathered fractures controls the permeability in the saprock, located at the base of the weathering profile, and deeper. Thus, there are similarities in the aquifer structure and in the origin of permeability with granitic aquifers.

However, the particularity of peridotite aquifers relies on the pre-structuration of the bedrock, including a dense network of serpentized fractures. The weathering of this pre-existing network controls permeability in peridotites within the weathering profile itself, and deeper in fresh rock.

### ***Acknowledgements***

This work was partly supported by the Centre National de Recherche et Technologie (CNRT) “Nickel et son Environnement” under the HYPERK project. Pierre Maurizot and Bernard Robineau are thanked for fruitful discussions.

### ***References***

- Adler PM, Thovert J-F, Mourzenko VV. 2012. Fractured Porous Media. Oxford University Press
- AFNOR. 2012. Reconnaissance et essais géotechniques - Essais géohydrauliques - Partie 2: Essais de à l'eau dans un forage en tube ouvert.
- Bogdanov I, Mourzenko V, Thovert J-F, Adler P. 2007. Effective permeability of fractured porous media with power-law distribution of fracture sizes. *Physical Review E* 76: 036309
- Boronina A, Renard P, Balderer W, Christodoulides A. 2003. Groundwater resources in the Kouris catchment (Cyprus): data analysis and numerical modelling. *Journal of Hydrology* 271: 130-149
- Cathelineau M, Quesnel B, Gautier P, Boulvais P, Couteau C, Drouillet M. 2016. Nickel dispersion and enrichment at the bottom of the regolith: formation of pimelite target-like ores in rock block joints (Koniambo Ni deposit, New Caledonia). *Mineralium Deposita* 51: 271-282
- Chesnaux R, Allen DM, Jenni S. 2009. Regional fracture network permeability using outcrop scale . *Engineering Geology* 108: 259-271. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.06.024>
- Chilton PJ, Foster SSD. 1995. Hydrogeological characterization and water-supply potential of aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology journal* 3(1): 36-49

- Cluzel D, Aitchison JC, Picard C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* 340: 23-59
- Cluzel D, Maurizot P, Collot J, Sevin B. 2012. 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 International Union of Geological Sciences*, 32: 72
- Cluzel D, Meffre S, Maurizot P, Crawford AJ. 2006. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova* 18: 395-402
- Courtois N, Blanchin R, Lachassagne P, Wyns R, Bougaïre F, Some S, Tapsoba A. 2008. Experimental GIS hydrogeological mapping of hard rock aquifers in Burkina Faso, to help groundwater management and planning. In *Groundwater & Climate in Africa Conference*—June 24th to 28th, 2008, Speke Conference Centre, Munyonyo (Kampala)(accepted).
- Dewandel B, Jeanpert J, Ladouche B, Join J-L, Maréchal J-C. 2017. Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. *Journal of Hydrology* 550: 118-129
- Dewandel B, Lachassagne P, Bakalowicz M, Wengh P, Al-Malki A. 2003. Evaluation of Aquifer geometry using recession hydrographs analysis. *Journal of Hydrology* 274: 248-269
- Dewandel B, Lachassagne P, Bourdier F, Al-Hattali S, Ladouche B, Pinault J-L, Al-Suleimani Z. 2005. A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard-rock aquifers in Oman based on a multiscale and a multidisciplinary approach. *Hydrogeology journal* 13: 708-726. DOI: 10.1007/s10040-005-0449-2
- Dewandel B, Lachassagne P, Qattan A. 2004. Spatial measurements of stream baseflow, a relevant methodology for aquifer characterisation and permeability evaluation. Application to a Hard-rock aquifer, the Oman ophiolite. *Hydrological Processes* 18: 3391-3400
- Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Maréchal J-C, Krishnamurthy NS. 2006. A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* 330: 260-284. DOI: doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026
- Dubois J, Launay J, Recy J. 1974. Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics* 24: 133-150
- Freyssinet P, Butt CRM, Morris RC, Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* 1: 681-722
- Frysou O. 2008. Caractérisation des régimes d'étiage en Nouvelle-Calédonie. Rapport de synthèse. DAVAR-ORE; 28, Rep.
- Genthon P, Join J-L, Jeanpert J. 2017. Differential weathering in ultramafic rocks of New Caledonia: The role of infiltration instability. *Journal of Hydrology* 550: 268-278
- Golder Associates. 2005. Hydrogeological investigation of the Koniambo massif - Koniambo project - Koniambo, New Caledonia - 4525-03639012-4502-Rev0. 47 p, Rep.
- Guihéneuf N, Boisson A, Bour O, Dewandel B, Perrin J, Dausse A, Viossanges M, Chandra S, Ahmed S,



- Maréchal JC. 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rock: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology* 511: 320-334. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.061>
- Henriette A, Jacquin C, Adler P. 1989. THE EFFECTIVE PERMEABILITY OF HETEROGENEOUS POROUS-MEDIA. *PhysicoChemical Hydrodynamics* 11: 63-80
- Huang N, Jiang Y, Liu R, Li B. 2017. Estimation of permeability of 3-D discrete fracture networks: An alternative possibility based on trace map analysis. *Engineering Geology* 226: 12-19
- Iseppi M, Sevin B, Cluzel D, Maurizot P, Le Bayon B. 2018. Supergene nickel ore deposits controlled by gravity-driven faulting and slope failure, peridotite nappe, New Caledonia. *Economic Geology* 100th 113. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4561
- Jeanpert J. 2017. Structure et fonctionnement hydrogéologiques des massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie. In PhD Thesis. Université de la Réunion.
- Jeanpert J, Dewandel B. 2013. Analyse préliminaire des données hydrogéologiques du massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie - SGNC/DIMENC. In BRGM/RP-61765-FR; 95 p., 38 fig., 97 tabl., 92 ann., Rep.
- Jeanpert J, Genthon P, Maurizot P, Folio JL, Vendé-Leclerc M, Serino J, Join JL, Iseppi M. 2016. Morphology and distribution of dolines on ultramafic rocks from airborne LIDAR data: the case of southern Grande Terre in New Caledonia (SW Pacific). *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1854-1868. DOI: 10.1002/esp.3952
- Join J-L, Robineau B, Ambrosi J-P, Costis C, Colin F. 2005. Système hydrogéologique d'un massif minier ultrabasique de Nouvelle-Calédonie. *Comptes-Rendus Géoscience* 337: 9. DOI: 10.1016
- Krásný J, Sharp JM. 2007. Groundwater in fractured rocks: IAH selected paper series. CRC Press
- Lachassagne P, Wyns R, Bérard P, Bruel T, Chéry L, Coutand T, Desprats J-F, Le Strat P. 2001. of high-yield in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones. *Ground Water* 39(4): 568-581
- Lachassagne P, Wyns R, Dewandel B. 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23: 145-161
- Lagabrielle Y, Maurizot P, Lafoy Y, Cabioch G, Pelletier B, Régnier M, Wabete I, Calmant S. 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics* 403: 1-28
- Leguéré J. 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Université des sciences et techniques du Languedoc - Montpellier, France.
- Malinouskaya I, Thovert J-F, Mourzenko VV, Adler PM, Shekhar R, Agar S, Rosero E, Tsenn M. 2014. Fracture analysis in the Amellago outcrop and permeability predictions. *Petroleum Geoscience*: 2012-2094
- Maréchal J-C, Dewandel B, Ahmed S, Lachassagne P. 2007. Hard rock aquifers characterization prior to modelling at catchment scale: an application to India. *Groundwater in fractured rocks, IAH Selected Papers* 9: 1-30

- Maréchal J-C, Dewandel B, Subrahmanyam K, Torri R. 2003. Specific methods for the evaluation of hydraulic properties in fractured hard-rock aquifers. *Current science*: 511-516
- Maréchal J-C, Wyns R, Lachassagne P, Subrahmanyam K. 2004. Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *Journal of the Geological Society of India* 63: 545-550
- Matter JM, Waber H, Loew S, Matter A. 2006. Recharge areas and geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer system in the Sultanate of Oman. *Hydrogeology journal* 14: 203-224
- Maurizot P. 2011. First sedimentary record of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the 'Montagnes Blanches' nappe. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182: 479-491. DOI: 10.2113/gssgfbull.182.6.479
- Maurizot P. 2013. Palaeocene age for the Adio Limestone, New Caledonia: stratigraphic and regional context. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 56: 16-26. DOI: 10.1080/00288306.2012.735677
- Maurizot P, Cluzel D. 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 57: 300-311. DOI: 10.1080/00288306.2014.885065
- Maurizot P, Sevin B, Lesimple S, Bailly L, Iseppi M, Robineau B, 2018. Mineral resources and prospectivity of the ultramafic rocks of New-Caledonia. In *New Caledonia - Geology, geodynamic evolution, and mineral resources*, Mortimer N (ed). Geological Society of London Memoirs, accepted.
- Mourzenko VV, Thovert J-F, Adler PM. 2011. Permeability of isotropic and anisotropic fracture networks, from the percolation threshold to very large densities. *Physical Review E* 84: 036307
- Moutte J, Paris J. 1976. Anatomy and structure of the great southern massif (New Caledonia). In *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*, Noumea; 229-234.
- Nikić Z, Srećković-Batočanin D, Burazer M, Ristić R, Papić P, Nikolić V. 2013. A conceptual model of mildly alkaline water discharging from the Zlatibor ultramafic massif, western Serbia. *Hydrogeology journal* 21: 1147-1163
- Quesnel B, de Veslud CLC, Boulvais P, Gautier P, Cathelineau M, Drouillet M. 2017. 3D modeling of the laterites on top of the Koniambo Massif, New Caledonia: refinement of the per descensum lateritic model for nickel mineralization. *Mineralium Deposita* 52: 961-978
- Quesnel B, Gautier P, Cathelineau M, Boulvais P, Couteau C, Drouillet M. 2016. The internal deformation of the Peridotite Nappe of New Caledonia: a structural study of serpentine-bearing faults and shear zones in the Koniambo Massif. *Journal of Structural Geology* 85: 51-67
- Segadelli S, Vescovi P, Ogata K, Chelli A, Zanini A, Boschetti T, Petrella E, Toscani L, Gargini A, Celico F. 2016. A conceptual hydrogeological model of ophiolitic aquifers (serpentinised peridotite): The test example of Mt. Prinzera (Northern Italy). *Hydrological Processes*:

- Segadelli S, Vescovi P, Chelli A, Petrella E, De Nardo MT, Gargini A, Celico F. 2017. Hydrogeological mapping of heterogeneous and multi-layered ophiolitic aquifers (Mountain Prinzera, northern Apennines, Italy). *Journal of Maps* 13: 737-746
- Sevin B. 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie : localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères. In PhD Thesis. Université de Nouvelle-Calédonie; 402 pp.
- Sevin B, Cluzel D, Maurizot P, Ricordel-Prognon C, Chaproniere G, Folcher N, Quesnel F. 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. *Tectonics* 33: 15p. DOI: 10.1002/2014TC003588
- Sevin B, Ricordel-Prognon C, Quesnel F, Cluzel D, Lesimple S, Maurizot P. 2012. First paleomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and paleoweathering of 'Grande Terre'. *Terra Nova* 24: 77-85. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2011.01041.x
- Sisavath S, Mourzenko V, Genthon P, Thovert J-F, Adler P. 2004. Geometry, percolation and transport properties of fracture networks derived from line data. *Geophysical Journal International* 157: 917-934
- Taylor R, Howard K. 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeology journal* 8: 279-294
- Terzaghi RD. 1965. Sources of error in joint surveys. *Geotechnique* 15: 287-304
- Trescases J-J. 1973. Weathering and geochemical behaviour of the elements of ultramafic rocks in New Caledonia. Metallogenic provinces and mineral deposits in the southwestern Pacific, Bulletin - Australia, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics 141: 149-161
- Trescases J-J. 1975. L'évolution géologique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Mémoire ORSTOM 78: 1-259
- Wachspress EL. 1966. Iterative solution of elliptic systems: and applications to the neutron diffusion equations of reactor physics. Prentice-Hall
- Wyns R, Baltassat J-M, Lachassagne P, Legchenko A, Vairon J, Mathieu F. 2004. Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 175 (1): 21-34
- Wyns R, Gourry J-C, Baltassat J-M, Lebert F. 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré. In 2ème Colloque GEOFCAN, BRGM I, UPMC (ed): Orléans, France; 105-110

### 3. Abstract 35th IGC (International Geological Congress) 2016

27 August – 4 September 2016, Cap Town



## Structural control on supergene nickel deposits revealed by heliborne electromagnetic surveys in New Caledonia

Iseppi, M.<sup>1,2,3\*</sup>, Sevin, B.<sup>2</sup>, Reninger, P.-A.<sup>3</sup>, Perrin, J.<sup>3</sup>, Jeanpert J.<sup>2</sup>, Le Bayon B.<sup>3</sup>, Lesimple S.<sup>2</sup>, Maurizot P.<sup>2</sup>, Cluzel, D.<sup>1</sup>, Foged, N.<sup>4</sup>, Auken, E.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia. E-mail : [marion.iseppi@univ-nc.nc](mailto:marion.iseppi@univ-nc.nc)

<sup>2</sup> Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, Nouméa, New Caledonia

<sup>3</sup> French Geological Survey, BRGM, France

<sup>4</sup> HydroGeophysics Group, Department of Geoscience, Aarhus University, Denmark

\* [marion.iseppi@univ-nc.nc](mailto:marion.iseppi@univ-nc.nc)

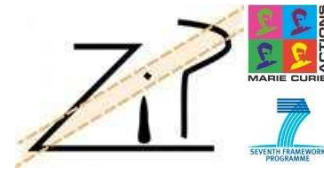
Obduction of mantle peridotites occurred in New Caledonia in latest Eocene time. The ultramafic allochthon referred to as Peridotite Nappe covers the southeastern third of the island (Massif du Sud) and crops out in a series of klippen aligned NW-SE along the west coast. Since its emersion in Oligocene time, the Peridotite Nappe has experienced tropical weathering and thick Ni-bearing laterite development. During this period, the fracture system (pre-obduction dikes, serpentinised, and unserpentinised faults and joints) played a prominent role on water circulation in these otherwise impermeable rocks and hence tightly controlled nickel mobility.

The prominently variable regolith thickness and irregular topography of the bedrock need a very dense and expensive drilling network to be set up for nickel mining exploration. Therefore, the search for more effective methods to be tested in this geological context has become a major challenge. With this in mind, a heliborne magnetic and electromagnetic survey was flown on three sites representative of the variability of nickel deposits in New Caledonia: Port Boisé-Goro to the south, Boulinda and Koniambo massifs to the north. Electromagnetic results provide a 3D view of rocks conductivities up to 300 m allowing imaging the regolith thickness. In addition, interpreted specific magnetic and electromagnetic signatures of serpentine and dikes allow exploring the structures of the underlying protolith. These electromagnetic data cross-interpreted with previous structural studies and fracture analysis in already mined nickel deposits is expected to improve the geological knowledge of the ophiolite in order to build new predictive models for supergene nickel ore deposits.



#### 4. Abstract SIP (Subduction Interface Processes) 2017

18-21 April 2017, Barcelone



### The exposed roof of a paleo-subduction zone: the Peridotite Nappe of New Caledonia

Iseppi, M.<sup>1,2,3\*</sup>, Lesimple, S.<sup>2</sup>, Cluzel, D.<sup>1</sup>, Le Bayon, B.<sup>3</sup>, Sevin, B.<sup>2</sup>, Maurizot P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia. \*E-mail : marion.iseppi@univ-nc.nc

<sup>2</sup> Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, Nouméa, New Caledonia

<sup>3</sup> French Geological Survey, BRGM, France

The Peridotite Nappe represents the obducted mantle lithosphere of the Loyalty Basin that opened during the 90-55 Ma time interval. Incipient closure started by intra-oceanic subduction at or close to the ridge at ca. 56 Ma. From 55 to 50 Ma, peridotites were crosscut by a sparse dyke network that represents evolving fore-arc magmatism through time. The subduction was blocked at ca. 34 Ma, resulting in peridotite obduction.

For a long time, serpentinization and fracture network development were thought to be simply due to obduction. However, improvements of geological knowledge and dating methods reveal that these events occurred at several stages of ophiolite history.

A first step of serpentinization occurred during upper mantle cooling and hydration by development of a mesh of thin serpentinized fractures. A second episode started some time after subduction inception and continued until the end of obduction, forming the serpentinite sole of the Peridotite Nappe.

Early Eocene dykes have been emplaced in a pre-existing fracture network that yields the same trends as the lineaments of the Peridotite Nappe. These dykes are found in all levels of the ophiolite but never in the autochthon. Some dykes have been emplaced in already serpentinized faults; which thus occurred during the first 5 My of subduction.

Syn-obduction top-to-SW brittle shearing of the serpentinite sole reactivated high temperature serpentinized structures, which thus were formed prior to obduction.

Although serpentine polymorphs may form in a wide range of PT conditions, a fault typology based upon fracture/fault synkinematic coatings has been attempted. Antigorite and antigorite-tremolite-chlorite infills, which formed at higher temperatures, have been tentatively related to deeper/older tectonic events, while chrysotile may have been formed during shallower and thus younger tectonics. Finally, polygonal serpentine, garnierite and silica infills may be related to supergene alteration and low temperature (<50°C) hydrothermalism.

## 5. Poster SIP (2017)

# THE EXPOSED ROOF OF A PALEO-SUBDUCTION ZONE

## The Peridotite Nappe of New Caledonia

M. Iseppi<sup>1,2,3</sup>, S. Lesimple<sup>3</sup>, D. Cluzel<sup>1</sup>, B. Le Bayon<sup>2</sup>, B. Sevin<sup>3</sup>, P. Maurizot<sup>3</sup><sup>1</sup> E. marion.iseppi@gouv.nc<sup>2</sup> Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia, <sup>3</sup> BRGM, France, <sup>4</sup> Geological Survey of New Caledonia, Nouméa, New Caledonia

### Geological setting

The Peridotite Nappe represents the obducted mantle lithosphere of the Loyalty Basin that opened during the 80-50 Ma time interval. Incipient closure started by intra-oceanic subduction at or near the ridge at ca. 55 Ma. Peridotites are depleted indicating multiple melting events, and are crossed by supra-subduction dikes emplaced at ca. 55-50 Ma (Cluzel et al. 2006). The subduction was blocked in the Late Eocene by a narrow continental ribbon, resulting in obduction of the supra-subduction mantle.

Negative erosion left one large unit in the south and a series of klippen spread along the Peridotite Nappe. The Peridotite Nappe is characterized by a series of subduction-related features: serpentinite sole, peridotite and serpentinite veins, and a narrow continental ribbon.

The Peridotite Nappe is characterized by a series of subduction-related features: serpentinite sole, peridotite and serpentinite veins, and a narrow continental ribbon.

### Lizardite banded veins network and mesh texture

The decreasing serpentinization degree away from the serpentinite sole is mirrored by preserved olivines (Fig. 3 & 4).

Late lizardite lension gashes, crosscutting the banded veins at right angle, likely result from vein bounding due to volume increase of the peridotite during ongoing serpentinization (Fig. 3).

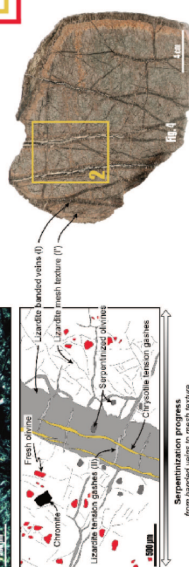


Fig. 3. Lizardite banded veins (l) and lizardite mesh texture (m) in a peridotite sample. Scale bar = 1 cm.

### Antigorite crack seal veins

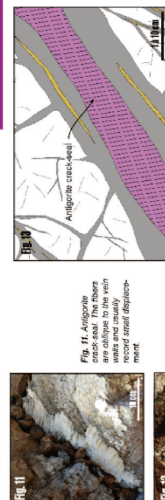


Fig. 11. Antigorite crack seal veins (a) in a peridotite sample. Scale bar = 1 cm.

Antigorite development, which is synchronous with felsic dike emplacement, is thus post-lizardite and post-chrysotile (Fig. 13).

Antigorite development, which is synchronous with felsic dike emplacement, is thus post-lizardite and post-chrysotile (Fig. 13).

Antigorite development, which is synchronous with felsic dike emplacement, is thus post-lizardite and post-chrysotile (Fig. 13).

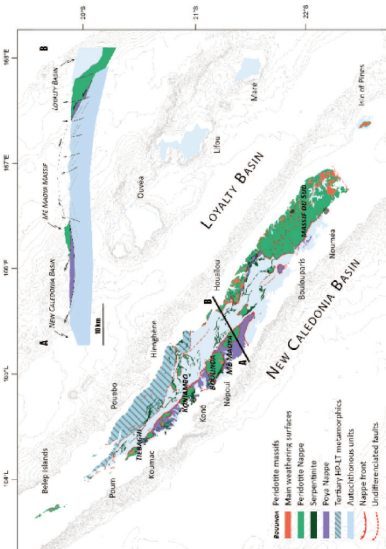


Fig. 5. Geological map of the Loyalty Basin and New Caledonia Basin. The map shows various geological units including Peridotite massifs, Serpentine, and various tectonic units. A legend identifies these units and their characteristics.

### Chrysotile tension gashes

Chrysotile appears in tension gashes re-opening lizardite veins (Fig. 6). Fibers are orthogonal to veins walls and are usually en-echelon (Fig. 6).

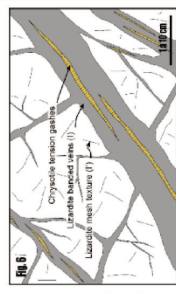


Fig. 6. Chrysotile tension gashes (c) re-opening lizardite banded veins (l). Scale bar = 1 cm.

### Serpentinite sole vs. tectonic sole

The decrease of serpentinization degree from the base of Peridotite Nappe upward, suggests that hydrous fluids were mainly sourced from the subduction plate. The serpentinite sole thus represents the serpentinized mantle wedge of the Eocene subduction.

The shallow-dipping planar mylonitic foliation within the serpentinite sole is interpreted as mylonite, which contains boudins of undeformed serpentized peridotite (Fig. 14). Its thickness variation (10 to >200 m) is due to duplexing and/or tectonic erosion.

It is thus suggested that upward-decreasing serpentinization followed by calcicites development mainly during obduction.

It is thus suggested that upward-decreasing serpentinization followed by calcicites development mainly during obduction.

It is thus suggested that upward-decreasing serpentinization followed by calcicites development mainly during obduction.

### The problem

Peridotites underwent several episodes of fracturation and serpentinization but these events are poorly time-constrained yet. The lack of radiogenic elements in peridotite prevents radiometric dating, therefore a relative chronology has been attempted in order to identify subduction-related events.

### Methods

Every tectonic event which affects the peridotites is characterized by a specific P-T range. In the presence of water, these events generate various serpentinite polymorphs. However, the stability of these polymorphs depends on many parameters, and span over a wide range of P-T conditions. Thus, serpentinite mineralogy cannot be used alone to establish a chronology and should be associated with additional evidence. Crosscutting relationships: succession of mineral phases (lizardite, chrysotile, antigorite), still features (fresh, tapered, crack-seals, serpent gashes, etc.), and microstructures (foliation, lineation), have been used in order to establish a chronology.

Fig. 7. Structural petrology of the Peridotite Nappe. The map shows various geological units including Peridotite massifs, Serpentine, and various tectonic units. A legend identifies these units and their characteristics.

### Felsic dikes



Fig. 8. Felsic dikes (f) in the banks of the Loyalty Basin. Scale bar = 1 cm.



Fig. 9. Felsic dikes (f) in the banks of the Loyalty Basin. Scale bar = 1 cm.

Early Eocene dikes were emplaced within an already existing fracture network as shown by straight boundaries and abrupt direction changes (Fig. 7). Occurrence of serpentinite along dike boundaries is not systematic, a feature which suggests that wallrock serpentinization was not due to dike emplacement but rather to a pre-existing fracture network (Fig. 8 & Fig. 9).

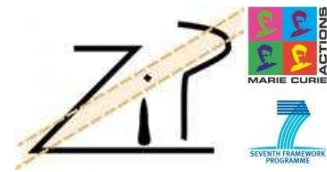
### Relative chronology

|                                                      | Seafloor spreading 80 to 55 Ma | Subduction Initiation at 55 Ma | Obduction 44 to 35 Ma |
|------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------|
| Lizardite banded veins (l)                           | 1                              | 2                              | 3                     |
| Lizardite mesh texture (m)                           | 1                              | 2                              | 3                     |
| Lizardite lension gashes (ll)                        | 1                              | 2                              | 3                     |
| Chrysotile tension gashes                            | 1                              | 2                              | 3                     |
| Felsic dikes (f) (Cluzel et al., 2006)               | 1                              | 2                              | 3                     |
| Antigorite and serpentinite (Labadouze et al., 2012) | 1                              | 2                              | 3                     |
| Serpentinite sole (Labadouze et al., 2012)           | 1                              | 2                              | 3                     |

The structural analysis of veins containing serpentinite polymorphs suggests that most serpentinite minerals and the bulk fracture network of the Peridotite Nappe were formed before obduction and allow a relative chronology to be proposed. The crosscutting relationships with well-dated supra-subduction dikes, which record subduction initiation, allow distinguishing syn-subduction events in the serpentinite sole and the Peridotite Nappe as well.

## 6. Abstract SIP (Subduction Interface Processes) 2017

18-21 April 2017, Barcelone



### Formation of serpentine-bearing fracture network in the mantle wedge at subduction inception. New Caledonia as a case study.

Lesimple, S.<sup>1\*</sup>, Lahondère, D.<sup>2</sup> Maurizot, P.<sup>1</sup>, Iseppi, M.<sup>1,2,3</sup>, Cluzel, D.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy, Nouméa, New Caledonia

<sup>2</sup> French Geological Survey, BRGM, France

<sup>3</sup> Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, New Caledonia. \*E-mail : marion.iseppi@univ-nc.nc

\* [stephane.lesimple@gouv.nc](mailto:stephane.lesimple@gouv.nc)

New Caledonia is covered by a large ultramafic allochthon, which represents the obducted mantle lithosphere of the Loyalty Basin, formed during Late Cretaceous break off of the Southeast Gondwana margin. The marginal basin was closed by intra-oceanic northeast dipping subduction from ca. 56 Ma. Peridotites are crosscut by a fracture network with antigorite, antigorite-tremolite-chlorite, tremolite-chlorite fibrous infills that display dilatational oblique opening. Monomineralic tremolite veins commonly display sheaf-like aggregates, probably emplaced in open spaces. These features infer high pressure of Ca-rich fluids at the time of rock failure, an uncommon situation in highly depleted peridotites. Tremolite-antigorite-bearing veins are undistinguishable in the field from those that bear antigorite only, and have the same orientation and texture. Intimately mixed antigorite and tremolite fibers are common and advocate one single origin. Similarly, preserved chromite levels in massive tremolite veins suggest in situ transformation of wall rock peridotite. From 55 to 50 Ma, peridotites were crosscut by a sparse dyke network formed by slab melting, hydrous melting of mantle wedge peridotites (fore-arc boninite series) and finally at ca 50 Ma, island-arc tholeiites; which represent fore-arc magmatic activity. Most of these magmatic rocks are felsic and their crystallization fluids had probably high Ca contents. A comparison of geochemical and isotopic features of tremolite-bearing veins and felsic dykes shows that the source of Ca could be searched in Early Eocene dykes. Especially, high REE contents and Sr isotopic ratios of tremolite-bearing veins are very similar to that of most felsic dykes and suggest an origin though metasomatic input by end-crystallization fluids circulating along the same fracture network in which supra-subduction dykes were emplaced. Synchronous antigorite and tremolite-bearing veins have been probably formed in the serpentinized mantle wedge a short time after Early Eocene subduction inception.

## 7. Abstract AGU Fall Meeting 2017

11-15 December 2017, New Orleans



### **Multi-scale geological study of the New Caledonia ophiolite from the onshore weathered and serpentized peridotite nappe to its offshore extensions (SW Pacific)**

*Contributors:* Clerc C.\*, Collot J., Sevin B., Patriat M., Etienne S., Iseppi M., Lesimle S., Jeanpert J., Mortimer N., Robineau B., Poli S., Pattier F., Juan C, Godard M.

---

The New Caledonian Ophiolite is one of the largest obducted peridotitic masses in the world: it makes up to a quarter of the 500 x 80 km island of Grande Terre. This massive mantle nappe was tectonically emplaced during the Eocene onto the northeastern edge of the Zealandia continent. It is weakly deformed and structurally not imbricated/embedded within an orogenic belt. An Eocene HP/LT eclogitic metamorphic core complex is found to its northeast and Miocene to Quaternary reefs are observed around Grande Terre and surrounding islands. In the perspective of a possible future onshore/offshore drilling project (IODP/ICDP), we present recent advances in our understanding of the onshore and offshore extension of this ophiolite.

Offshore, South of New Caledonia, the continuation of the allochthon has been identified in ca. 2000 m water-depth as a linear body that is continuous over a distance of more than 400 km. These water-depths allow an unprecedented seismic reflection imaging of a drowned and well-preserved ophiolite. Seismic profiles show that the nappe is flat-topped, capped by carbonate reefs and dissected by several major normal faults. East of the peridotite nappe, Félicité Ridge is a 30 km wide, 350 km long, dome-shaped ridge, interpreted as the possible southern extension of the Panié LT/HP metamorphic core complex observed onshore. West of the nappe is the Norfolk Ridge along which compressional deformation is observed.

Onshore, several 150 to 200 m long cores were drilled into the ophiolite and air-borne electromagnetic profiles have been acquired allowing high resolution imaging down to 500 m. These recent results allowed identifying various structures such as landslides and thrusts within the peridotite body. The study of the successive phases of fracturation and associated serpentization brings new constraints on the tectonic evolution of the ophiolite and the resulting weathering suite.

We integrate these data and discuss the chronology and the mechanisms by which oceanic mantle was emplaced onto a continental margin.



## 8. Poster AGU Fall Meeting (2017)

## Multi-scale Onland-Offshore Investigations of the New Caledonia Ophiolite, SW Pacific

Clerc C.<sup>1</sup>, Collot J.<sup>2</sup>, Sotin B.<sup>3</sup>, Patriat M.<sup>4</sup>, Etienne S.<sup>2,4</sup>, Leprêtre S.<sup>2,4</sup>, Morin N.<sup>5</sup>, Robinet B.<sup>2</sup>, Paillet F.<sup>1</sup>, Juan C.<sup>6</sup>, Godard M.<sup>8</sup><sup>(1)</sup> Université de la Nouvelle-Calédonie, UMR 1225, Nouméa, New Caledonia; <sup>(2)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia; <sup>(3)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia; <sup>(4)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia; <sup>(5)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia; <sup>(6)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia; <sup>(7)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia; <sup>(8)</sup> IFREMER, UMR 1016, Nouméa, New Caledonia