UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE



N° d'ordre IST : 0082/IST/99

MEMOIRE

présenté par Christian Jules Hervé BANTSIMBA

pour obtenir le grade d'INGENIEUR DE CONCEPTION spécialité Géologie

APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE -2D A LA CARACTERISATION DES FORMATIONS LATERITIQUES DU SECTEUR DE TINKOTO

Soutenu publiquement le 18 Décembre 1999, devant la commission d'examen composé de :

Abdoulaye DIA Michel RITZ Magatte Fary K. NIANG Jean-Claude PARISOT Fary DIOME I.S.T. Président I.R.D. Rapporteur I.S.T. Rapporteur I.R.D. examinateur I.S.T. examinateur

HARD THE A



INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT

<< Le besoin éleva les trônes, la science et les arts les ont affermis>>

J.J. Rousseau.

Avant-propos

Ce mémoire clôture ma formation d'ingénieur à l'Institut des sciences de la Terre. Il fait suite à un stage de terrain réalisé au sein du laboratoire des ressources minérales de l'Institut de Recherche pour le développement (I.R.D.), sous la direction de Monsieur Michel Ritz directeur de recherche en géophysique.

La présentation de ce rapport me donne l'occasion de remercier tous ceux qui ont rendu cet événement possible.

A Monsieur Michel Ritz, qui a dirigé mes travaux au quotidien, j'adresse mes sincères remerciements. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour son attention, sa confiance, sa tolérance et son soutien constant et précieux sans le quel ce travail n'aurait peut être pas aboutie.

A Monsieur Magatte Fary K. Niang, enseignant à l'I.S.T., je voudrais exprimer toute ma reconnaissance, pour m'avoir fait l'honneur de me proposer ce travail. Il l'a suivi avec rigueur et a guidé mes premiers pas sur le terrain. Je voudrais le remercier aussi pour sa sympathie, ses conseils et son soutien multiforme et inestimable.

Ma gratitude s'adresse également à Monsieur Jean-Claude Parisot, responsable du programme "ressources minérales" à l'I.R.D Dakar, pour m'avoir accepté dans son équipe et pour l'attention qu'il a accordée à mes travaux. Je le remercie aussi pour m'avoir fait l'honneur de participer à mon jury.

J'exprime ma profonde reconnaissance envers Monsieur Anicet Beauvais, chercheur à l'I.R.D. Bondy, membre de l'équipe du programme "ressources minérales", pour les nombreuses connaissances de géomorphologie que je lui dois et aussi pour sa sympathie.

Je voudrais remercier aussi toutes les personnes qui ont contribué à ma formation. En particulier :

Le Professeur Abdoulaye Dia, directeur de l'Institut des sciences de la Terre, pour m'avoir accueilli dans son institut. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance. A travers lui, je remercie aussi l'ensemble des enseignants et du personnel de l'I.S.T.

Monsieur Fary Diome, enseignant à l'I.S.T, pour les précieux conseils qu'il m'a souvent donnés tout au long de ma formation et de mon stage, et aussi pour avoir accepté de participer à mon jury. Michel Dukhan a participé à toutes les missions que nous avons effectuées sur le terrain. Je voudrais le remercier pour sa sympathie et pour l'ambiance qu'il à entretenue sur les camps de terrain.

Je remercie également les autres personnes qui, de loin ou de près, ont participés au déroulement de mes travaux ; notamment: Cédric Gineste, Louis Mananga et Biram Sow (le chauffeur) pour les moments sensationnels passés ensemble à Tinkoto ;

Je n'oublie pas les autres collègues stagiaires du laboratoire des ressources minérales : Crépin Louhoungou, Erick Mabiala , Mme Sarr, Awa Touré et Rufin Safou.

Je dis merci à Same Diouf, docteur hydrogéologue, ancien stagiaire à l'I.R.D. pour sa sympathie.

Je garde un bon souvenir de Nicole Ritz, pour son attention, sa sympathie et surtout ses encouragements.

En fin, je suis reconnaissant envers tous mes camarades de promotion, pour tous ces moments inoubliables passés ensemble pendant trois ans.

RESUME

Les régions sèches d'Afrique l'ouest en générale, et le Sénégal oriental en particulier, sont recouvert par un manteau d'altération latéritique épais résultant des altérations climatiques anciennes. Ce manteau masque les roches saines ainsi que les éventuels sources de minéralisation. L'amélioration des activités minières (prospection et orpaillage) qui ont lieu dans cette région suppose une meilleure connaissance de ces matériaux.

La tomographie de résistivité électrique-2D a été mise en œuvre pour caractériser les horizons d'altération ainsi que leur organisation au sein du manteau d'altération du granite de Tinkoto. Les mesures ont été réalisées sur un layon de 1500m environ.

Les images géoélectriques obtenues après inversion des pseudosections montrent un manteau d'altération très hétérogènes dans le quel la résistivité électrique change rapidement, au sein des différents horizons. Ces images ont permis de définir les résistivités électriques des différents horizons d'altération du granite, c'est-à-dire : la cuirasse, la carapace, la saprolite et le granite altéré. Le profil de 1420m montre clairement les variations spatiales des propriétés électriques de ces différents horizons. L'analyse de cette variation à permis de décrire les relations géométriques entre les limites des horizons d'altération, les formes du relief et du toit de la roche mère.

<u>Mots clés</u> : Sénégal, Tomographie électrique, altération tropical, résistivité électrique, altérites, cuirasse, saprolite.

Figure 1 - Carte de Situation et d'accès de la zone d'étude (extrait de	
la carte routière du Sénégal)	4
Figure 2 - Schéma de la structure du craton ouest africain (Bessoles, 1977)	6
Figure 3 - Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba	
(Bassot, 1997)	7
Figure 4 - Contexte géologique du massif granitique de Tinkoto	
(extrait de la carte géologique du Sénégal au 1:200 000)	9
Figure 5- Géologie, relief et surface à vieilles cuirasses en Afrique	
de l'Ouest (d'après Michel, 1976, simplifiée)	11
Figure 6 - Schéma du modelé et de l'évolution géomorphologique des	
hauts bassins du Sénégal et de la Gambie (Michel, 1973)	12
Figure 7 - Schéma du modelé des environs de Tinkoto (d'après	
Beauvais et al., 1999)	13
Figure 8 - Coupe lithologique du manteau d'altération du granite de	
Tinkoto (Ritz et al. , 1999)	15
Figure 9 - Les effets des principaux phénomènes géologiques sur la résistivité	
(Ward, 1990)	17
Figure 10 - les principales gammes de résistivité des matériaux	
du sous-sol (Dahlin, 1995)	18
Figure 11 - Schéma du principe de mesure de la résistivité.	20
.Figure 12 - Les configurations wenner et schlumberger ; trois séquences	
d'augmentation de la profondeur	20
Figure 13 - Variation de la profondeur d'investigation en fouction de	
la distance entre les électrodes C1C2	21
Figure 14- Exemple de dispositif multiélectrodes - Le dispositif "Lund	
imaging system (Dahlin, 1995)	22

Figure 15- Schéma du processus de construction de la pseudosection par	
l'ordinateur.	_23
Figure 16- Situation du profil des mesures géophysiques	_25
Figure 17 - Localisation des panneaux sur le profil topographique	_26
Figure 18- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 0,5m	
d'espacement interélectrodes.	_27
Figure 19- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 1,0m	
d'espacement interélectrodes	_28
Figure 20- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 5m	
d'espacement interélectrodes.	_29
Figure 21- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 1,5m	
d'espacement interélectrodes	_30
Figure 22- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 3m	
d'espacement interélectrodes	_31
Figure 23 Echelle de résistivité électriques des différents horizons d'altération.	_34
Figure 24- Modèle de résistivité vraie du panneau obtenu avec 10m d'espacement	
interélectrodes	_36
Figure 25- Photo montrant la cuirasse qui repose dirctement sur le granite	38.

SOMMAIRE

INTRODUCTION		
1 (CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	4
1.1	Cadre géographique	4
1.2	Cadre géologique	5
2 (CADRES GEOMORPHOLOGIQUE ET ALTEROLOGIQUE	10
2.1	Géomorphologie	10
2.2	Le modelé de la zone de Tinkoto	13
2.3	Géologie des profils d'altérations en régions sèches.	14
3 1	METHODOLOGIE ET GENERALITES SUR LA	
1	PROSPECTION ELECTRIQUE	16
3.1	Les propriétés électriques des matériaux du sous-sol	16
3.2	Notions de prospection électrique en courant continu.	19
3.3	Principe de La Tomographie électrique-2D	22
3.4	Démarche de l'étude	23
3.5	Dispositif et matériel utilisés	24
3.6	Difficultés rencontrées lors de l'acquisition des données	24
4	ANALYSES ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS	26
4.1	Résultats obtenus	26
4.2	Discussion des résultats	31
4.3	Conclusion	33
4.4	Le profil réalisé avec 10m d'espacement inter- électrodes	35
4.5	Conclusion	38
CON	CLUSION GENERALE.	39

INTRODUCTION

Problématique

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre du programme " géodynamique de surface et ressources minérales au Sénégal oriental" mené conjointement par l'I.R.D. (ex ORSTOM) et l'U.C.A.D. Les objectifs de ce programme concernent les aspects liés aux ressources minérales exploitables, notamment l'identification des paramètres permettant de relier les sources primaires à leurs manifestations en surface.

En effet, en Afrique de l'Ouest, et dans les pays tropicaux en général, les matériaux latéritiques qui se développent aux dépens des roches de natures variées, masquent de grandes surfaces de roches préexistantes (Leprun, 1979 ; Zeegers et Leprun, 1979 ; Michel, 1973, 1976; Wackermann, 1975; Grandin, 1973).

Au Sénégal oriental, ils recouvrent les formations birimiennes qui sont aujourd'hui l'objet d'une prospection minière intense. Les prospecteurs, à la recherche de la source (protore) de l'or disséminé en surface, sont sans cesse confrontés à la complexité des ces matériaux. Ces matériaux sont aussi susceptibles de contenir des concentrations minérales intéressantes.

Dans ce contexte d'intérêt minier grandissant, il importe de bien connaître les minéralisations primaires et de préciser l'épaisseur et les caractères des différents horizons d'altération en fonction du contexte géologique, structural et géomorphologique. En effet, la connaissance des processus d'altérations et des horizons qui en résultent est importante dans l'évaluation du potentiel minier (Palacky and Kadekaru, 1979).

Au Sénégal la plupart des observations faites sur ces matériaux, l'ont été au moyen de sondages mécaniques, puits, tranchées et sondage électrique (Michel, 1973, 1976 ; Wackermann, 1975 ; Leprun, 1979 ; Dorbath et al., 1975). Il en a résulté des informations ponctuelles, discontinues, difficiles à corréler en raison de la complexité géologique de ces matériaux.

Objectif

L'objectif de ce travail est d'utiliser la méthode de tomographie électrique bidimensionnelle ou imagerie électrique à deux dimensions, pour caractériser les horizons d'altération latéritiques et de mettre en évidence d'éventuelles discontinuités latérales et verticales. Il s'agit d'ajouter aux observations discontinues faites aux moyens des méthodes classiques (sondages mécaniques, puits et tranchées) une information continue permettant de mieux corréler les divers caractères des ces matériaux.

Choix du site.

Tinkoto a été choisi comme site pilote du programme. C'est une zone d'orpaillage qui a été et continue d'être l'objet de nombreuses prospections par les organismes de recherche comme le et les sociétés minières (la zone est actuellement prospectée par ANMERCOSA).

Les puits réalisés à la faveur de ces prospections permettent l'observation directe des horizons d'altération. La présence des deux surfaces géomorphologiques, moyen et haut glacis, qui constituent l'essentiel des surfaces cuirassées du Sénégal (Michel, 1973), est également un atout.

* * *

Dans ce mémoire, après une présentation du cadre physique de la région, suivi de quelques généralités sur les paramètres électriques du sous-sol et les notions de bases utilisées dans une prospection de sondage électrique, nous dégageons quelques principes qui peuvent guider les prospections futures.

1.1 Cadre géographique

1.1.1 Situation et accès de la zone d'étude.

Le site se trouve à 800km au Sud-Est de Dakar ; il est localisé sur un petit massif de granite appelé granite de Tinkoto du non d'un village d'orpailleurs qu'il abrite. Le village est situé à 40km au Nord de Kédougou et à 8km du village de Kanéméré (Figure 1). La route nationale N°7 permet d'accéder jusqu'à Mako, à partir duquel, une piste de 30km environ, passant par Kanéméré mène à Tinkoto.



Figure 1 - Carte de Situation et d'accès de la zone d'étude (extrait de la carte routière du Sénégal)

1.1.2 Relief et paysage

Le Sénégal oriental est une région de paysage monotone ; le relief est constitué de vallées alluviales, de bas plateaux et de pays de collines. C'est un relief relativement plat avec une altitude moyenne ne dépassant pas 150m, en dehors de quelques petits massifs qui s'élèvent entre 350m et 450m.

Les principales hauteurs sont les collines bassaris qui se dressent des contreforts du Fouta Djalon en Guinée, jusqu'au Niokolo-koba, les massifs de roches vertes de Mako et Bransan et les pointements doléritiques de Baraboyé et Ndébou.

Ce paysage est jalonné par les hauts reliefs du Fouta Djalon (1538m au Mont Loura, Mali) et le plateau Mandingue (jusqu'à 800m) respectivement, au Sud et à l'Est.

1.1.3 Climat

Le climat est de type sahélo-soudanien, avec une dominante soudanienne de plus en plus marquée en partant du Nord vers le Sud. C'est un climat à deux saisons distinctes : une saison des pluies et une saison sèche. La saison des pluies communément appelée "hivernage" débute entre le mois de mai (au Sud) et le mois de juin (au Nord) et s'arrête au mois d'octobre.

Les pluies sont des averses violentes de courte durée. La hauteur moyenne des pluies est de 500mm à Bakel (au Nord) et de 1100mm à Kédougou (au Sud).

La température varie de 23°C à 32°C pendant la saison des pluies ; elle dépasse 35°C pendant la saison sèche, avec des maxima de 42°C entre mars et avril.

1.1.4 Hydrographie.

Le réseau hydrographique du Sénégal oriental est dense et hiérarchisé surtout dans la partie Sud. Il dépend de trois cours d'eau : le Sénégal, la Falémé et la Gambie. Les deux dernières prennent leur source dans le Fouta Djalon.

De petits cours d'eau temporaires et très nombreux, souvent asséchés en saison sèche, parcourent les vallées puis aboutissent aux grands collecteurs que sont la Gambie, la Falémé et leurs principaux affluents.

1.1.5 Végétation.

La végétation est de type savane boisée parsemée de quelques buissons. Le tapis herbacé est constitué de graminées et de cypéracées.

La densité végétale reflète la tendance climatique ; elle est plus élevée dans la zone soudanienne où l'on note de nombreux buissons et forêts galeries, dans lesquelles dominent les rôniers et les bambous.

1.2 Cadre géologique

Le cadre géologique régional de cette étude est représenté par les formations du socle du craton Ouest africain affleurant à travers la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

1.2.1 Le craton ouest africain

Le craton Ouest africain (

Figure 2) stable depuis le protérozoïque inférieur (Bessoles, 1977), est limité par l'anti-atlas, la zone mobile de la ceinture transsaharienne et la chaîne des Mauritanides, respectivement au Nord, à l'Est et l'Ouest. Ce craton affleure sur trois zones d'inégale étendue. Ce sont du Nord vers le Sud :

- La dorsale Reguibat ;
- Les boutonnières de Kédougou-Kéniéba et de Kayes et
- La dorsale de Man.

Au Sénégal les formations cratoniques affleurent à travers la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, dans la quelle on note des nombreux massifs granitiques qui couvrent environ 35% de sa superficie. Toutefois, deux seulement ont une extension régionale : les massifs de Kakadian et de Saraya. Ces formations cratoniques sont presque entièrement recouvertes par des formations d'altération latéritiques.



Figure 2 - Schéma de la structure du craton ouest africain (Bessoles, 1977)

1.2.2 Subdivision des formations de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

La boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Figure 3), située à cheval entre le Sénégal et le Mali, et taillée dans les formations sédimentaires du paléozoïque et du Neo-protérozoïque (Bassot, 1997).

Bassot (1966, 1997) subdivise ces formations d'Ouest en est, en deux grandes entités: le supergroupe de Mako et le supergroupe du Dialé - Daléma.



Figure 3 - Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Bassot, 1997)

1.2.2.1 Le super groupe de Mako

Le super groupe de Mako (série de Mako en 1966) se présente sous forme d'une bande de direction NNE - SSW, large d'une vingtaine de kilomètres. Il est constitué de formations volcano-sédimentaires, composées d'anciennes roches volcaniques métamorphisées (métagabbros, métadolérites. méta-andésites. métarhvolites.). interstratifiées avec des métasédiments (grauwackes, pélites, schistes.). L'ensemble est recoupé par le batholite granitique de Kakadian et des petits massifs circonscrits : Tinkoto, Sambarabougou, Dioudioukondo, Bandafassi.

1.2.2.2 Le super groupe du Dialé - Daléma

Le super groupe du Dialé - Daléma (séries de Dialé et de la Daléma, en 1966) correspond à un ensemble sédimentaire constitué par une formation détritique à épisodes carbonatés surmontés par une séquence à alternance de grès, grauwackes, schistes et pélites. L'ensemble est recoupé par le complexe plutonique de Daléma-boboti, par le batholite granitique de Saraya et par des granites discordants.

En se basant sur des données lithologiques et structurales, Ledru et al, (1991) proposent une subdivision en deux unités : une unité inférieure B1, composé principalement par des formations sédimentaires et une unité supérieure B2 composée principalement des formations volcaniques.

1.2.2.3 Contexte géologique du granite de Tinkoto

Le massif granitique de Tinkoto s'est mis en place dans le super groupe de Mako. C'est un massif de granite intrusif de type post-tectonique. Il a une forme circulaire avec un diamètre d'environ 5 km (Figure 4). Il est accompagné d'un champ filonien s'étendant sur 23 km² environ. Ce sont des filons de quartz de types BPGC (Blend-Pyrite-Galène-Chalcopyrite) et Mo-Cu (Molybdène-Cuivre) dans lesquels sont signalées des traces d'or (Tagini, 1959; Giraudon, 1961).

Du point de vue pétrographique, c'est une granodiorite à biotite et amphibole, accompagné d'enclaves basiques et de veines d'aplite.

Un manteau d'altération latéritique épais, recouvre la roche saine qui n'affleure plus qu'en quelques endroits, notamment dans le talweg.



Figure 4 - Contexte géologique du massif granitique de Tinkoto (extrait de la carte géologique du Sénégal au 1:200 000).

2 CADRES GEOMORPHOLOGIQUE ET ALTEROLOGIQUE

2.1 Géomorphologie

2.1.1 Les différents domaines géomorphologiques.

Les régions sèches d'Afrique occidentale notamment celles du Sénégal oriental, sont caractérisées par un modelé peu accentué et un manteau d'altération latéritique de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseurs, fréquemment coiffé par une cuirasse ferrugineuse (Zeegers et Leprun, 1979; Blot, 1980; Wackermann, 1975; Leprun, 1979) (Figure 5)

Les études géomorphologiques menées en Afrique de l'Ouest (Michel, 1976, 1973; Grandin, 1973 ; Vogt, 1959; Delaître, 1993) permettent de distinguer deux grands domaines morphologiques : Un domaine secondaire et tertiaire constitué par des vieilles surfaces d'aplanissement et un domaine quaternaire constitué par des glacis.

Sur ces surfaces, façonnées lors des périodes sèches par l'érosion arénale, se sont développés d'épais manteaux d'altération latéritiques résultant de la succession de plusieurs phases climatiques humides (Tardy et al., 1988).

2.1.2 Le domaine secondaire et tertiaire ou domaine des vieilles surfaces.

Il est constitué de trois surfaces d'aplanissement ou vieilles surfaces, respectivement datées du Jurassique moyen, du Crétacé et de l'Eocène inférieur (Michel, 1973) (Figure 6).

Les vieilles surfaces sont séparées entre elles par des dénivelés de 200m à 300m et recouvertes par une cuirasse latéritique épaisse d'une dizaine de mètres. Leurs rebords escarpés contrastent avec une topographie plutôt plane ou peu ondulée.

a°) La première surface d'aplanissement (surface de Labé, Michel) (1973) n'est plus représentée que par quelques lambeaux perchés sur les hauts reliefs du Fouta Djalon central. La plupart se trouve entre 1150 m et 1200 m d'altitude. Mais les soulèvements épirogéniques ont porté certaines à des altitudes plus hautes. Ses témoins les plus nombreux et les plus étendus, se trouvent sur le plateau du Labé.

b°) La deuxième surface d'aplanissement (surface de Dongol Sigon) couvre encore de vastes superficies dans le Fouta Djalon et s'étend très largement à l'Est des hauts massifs de part et d'autres des cours supérieurs de la Gambie. Elle est encore bien conservée dans la région de Dongol Sigon, au Sud-Est du Mali. Ses bowé se trouvent généralement à une altitude de 850m à 950m. Cette pénéplaine, à la différence de la première, occupe encore une large place dans les reliefs des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie.



Figure 5- Géologie, relief et surface à vieilles cuirasses en Afrique de l'Ouest (d'après Michel, 1976, simplifiée).

c°) La troisième surface d'aplanissement (ou surface du Fantofa) s'étale en contrebas des témoins de la surface de Dongol Sigon. Elle a été bien conservée dans les contreforts du Fouta Djalon et sur les hauteurs du plateau mandingue méridional. Des vastes domaines de cette surface ont été conservés au Fouta Djalon. Les bowé de cette surface s'étendent entre 550m et 650m.

La surface Pliocène, alumino-ferrugineuse, relie les vieilles surfaces au système de glacis.



Figure 6 - Schéma du modelé et de l'évolution géomorphologique des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie (Michel, 1973).

2.1.3 Le domaine quaternaire.

2.1.3.1 Façonnement des glacis.

Au cours du quaternaire se sont succédées des variations climatiques caractérisées par une alternance de périodes arides (pluies rares, mais fortes) et de périodes humides.

Pendant les périodes arides, les cours d'eau ont creusé leurs lits et l'érosion arénale a façonné les glacis. Pendant les périodes humides l'altération chimique et le cuirassement ont progressé

2.1.3.2 Les différents glacis.

En Afrique de l'Ouest Michel (1973) distingue trois glacis : le haut glacis, le moyen glacis et le bas glacis. Les trois glacis sont disposés en marches d'escaliers reflétant ainsi la discontinuité de leur genèse dans le temps.

A proximité des lits majeurs des cours d'eau, les glacis se raccordent par endroits, à d'anciennes alluvions de galets et graviers, cimentés par des oxydes de fer et dégagés en terrasses par les entailles linéaires successives.

Le haut glacis et le moyen glacis sont toujours cuirassés ce qui les distingue du bas glacis non cuirassé ou faiblement cuirassé.

Les haut et le moyen glacis constituent la majeure partie des surfaces cuirassées du Sénégal oriental (Wackermann, 1975).

2.2 Le modelé de la zone de Tinkoto.

La géomorphologie du massif de Tinkoto, est caractérisée par un système de plateaux correspondant au moyen glacis et au haut glacis. En effet, des lambeaux du haut glacis s'élèvent au-dessus du moyen glacis, à peine entamée par l'érosion (Figure 7). Les deux surfaces se raccordent par des pentes couvertes d'éboulis. Un marigot à talweg plat (Figure 7 b) traverse le massif du Nord au

Sud. Les surfaces des glacis sont inclinées vers ce marigot et ses affluents. Ces cours d'eau ont disséqué le système en plusieurs domaines (Figure 7 a).

A la périphérie du massif granitique, se dressent quelques inselbergs, taillées dans des roches vertes, qui dominent la géomorphologie plane du massif granitique. L'une d'entre elles, située au Nord-Ouest (point coté 283, sur la Figure 7 a) est recouverte d'une cuirasse relique de la surface pliocène (niveau intermédiaire) (Michel, 1973).



Figure 7 - Schéma du modelé des environs de Tinkoto (d'après Beauvais et al., 1999)

2.3 Géologie des profils d'altérations en régions sèches.

Le manteau d'altération latéritique qui recouvre les régions sèches, notamment celles de l'Afrique de l'Ouest, résulte de deux altérations principales successives (Zeegers et Leprun, 1979) : une altération ancienne responsable de la formation des profils latéritiques et une altération actuelle ou subactuelle, responsable de la dislocation des cuirasses, les réduisant en blocs et en gravillons.

Trois principaux horizons peuvent être distingués au sein des profils latéritiques: l'horizon ferrugineux induré, regroupant la cuirasse et la carapace, l'horizon à argiles tachetées (mottled clay) et la saprolite.

2.3.1 L'horizon induré.

L'horizon induré regroupe deux faciès, la cuirasse et la carapace. Caractérisé par l'abondance des oxydes de fer, il tranche sur l'ensemble du profil par sa couleur rouge, brunrouille, sa cohésion et sa dureté. La distinction entre les deux faciès indurés se fait par la dureté : la cuirasse est plus dure (résiste au pic du marteau) que la carapace (se casse au pic du marteau). La présence de ces deux faciès n'est pas systématique dans les profils ; l'un ou l'autre ou même les deux, peuvent être absents (Blot, 1980).

Le passage à l'horizon sous-jacent se fait parfois par un horizon gravillonnaire notamment sur les profils issus des roches basiques où il peut atteindre 3m d'épaisseur ; il est plutôt mince dans les profils issus des roches granitiques (Blot, 1980)

2.3.2 Les argiles tachetées

C'est l'horizon le plus altéré ; il est marqué par la disparition de structures de la roche mère. Il est toujours présent sur les profils issus de granites, mais disparaît sur les profils développés sur des roches ultrabasiques.

2.3.3 La saprolite

C'est un horizon relativement peu transformé où peuvent encore être distinguées les structures de la roche mère. La saprolite est constituée d'argiles bariolées et dans certains cas (profils sur granites), de l'arène. Dans les profils sur granite, l'arène représente souvent l'essentiel de la saprolite (Leprun, 1979) et marque le passage progressif des argiles à la roche mère par diminution graduelle de l'argilification d'ensemble, puis des diaclases (Blot, 1980).

Les argiles tachetées et la saprolite ne représentent pas souvent d'horizons bien individualisés mais plutôt une succession graduelle d'horizons se développant aux dépens de la roche mère, au fur et à mesure que progresse l'altération. Ils sont donc de plus en plus transformés du bas vers le haut.

Les différents niveaux ci-dessus cités sont bien illustrés dans le profil d'altération du granite de Tinkoto.

2.3.4 Le profil d'altération du granite de Tinkoto

Les puits de prospection géologique et minière creusés sur le site, par les orpailleurs et le BRGM, ont permis une observation directe des horizons d'altération. La plupart de ces puits ont été creusés jusqu'au niveau de la nappe phréatique, localisée dans la saprolite. Les profils latéritiques observés dans ces puits (Figure 8) montrent la succession suivante, de bas en haut : saprolite, argiles tachetées, carapace et cuirasse.

- La saprolite est essentiellement constituée par l'arène granitique, dont la porosité (calculée à partir de la relation : Porosité = $\left(1 - \frac{\text{densités apparentes}}{\text{densités réelle}}\right)$) est de 42 %. Des blocs de granite frais de dimensions décimétriques à métriques sont signalés dans la saprolite (Ritz et *al.*, 1999). Ces blocs sont similaires à ceux qui affleurent dans le talweg. Dans cette couche se trouvent aussi des cailloux de quartz de dimensions décimétriques, comme en témoigne leur abondance au sein des mottes de saprolite qui jalonnent les puits d'orpaillage artisanal.

- L'argile tachetée, épaisse de 0,5m, est constituée d'éléments de quartz anguleux et de nodules ferrugineux emballés dans une matrice argileuse meuble. Au-dessus de l'argile tachetée se trouve la carapace.

- La carapace est épaisse de 2,5m à 3,5m ; sa porosité est d'environ 32%. Elle est formée de nodules ferrugineux et de gravillons cimentés par une matrice faiblement indurée.

- La cuirasse, épaisse de 2,5m à 5m, est formée des mêmes éléments que la carapace, mais sa matrice est plus indurée. Le degré d'induration change latéralement d'un endroit à un autre. Il est relativement faible au niveau des zones de démantèlement.



Figure 8 - Coupe lithologique du manteau d'altération du granite de Tinkoto (Ritz et al., 1999).

3 METHODOLOGIE ET GENERALITES SUR LA PROSPECTION ELECTRIQUE

La prospection électrique par courant continu repose sur l'analyse de la distribution de la résistivité électrique (inverse de la conductivité) dans le sous-sol. La conductivité électrique est définie comme l'aptitude d'un matériau à se laisser traverser par un courant électrique. La démarche de base, dans une prospection, consiste à mesurer la résistivité électrique du sous-sol, puis à l'interpréter en terme d'objets géologiques : couches géologiques, failles, filons, etc.

Avant de décrire la méthode, nous présentons ci-dessous les facteurs qui régissent les propriétés électriques du sous-sol.

3.1 Les propriétés électriques des matériaux du sous-sol

3.1.1 Les principaux facteurs qui influencent la résistivité du soussol

La résistivité des formations géologiques est une propriété très variable dépendant de plusieurs facteurs : la teneur en eau, la salinité de l'eau, le taux d'argile, la porosité, la température, etc. Les facteurs les plus importants sont la teneur en eau et le taux d'argile.

Normalement, dans le sous-sol, le courant circule par déplacement d'ions (conductivité électrolytique) à travers le réseau des pores, les limites intergranulaires, les failles et les fractures (Ward, 1990). L'eau intervient donc aussi bien qualitativement (taux de salinité) que quantitativement (taux de saturation). Lorsqu'elle est présente, l'argile constitue une seconde voie de circulation du courant dans les roches. Car contrairement à la plupart des silicates, les argiles sont très conductrices, en raison de leur structure "bicouche" et de leur capacité d'échange ionique élevée.

La conductivité d'une roche (σ r) est donc la somme de la conductivité normale, électrolytique (σ n) et de celle qui est due aux minéraux argileux (σ s).

$\sigma r = \sigma n + \sigma s$

La loi d'Archie permet de calculer la résistivité d'une roche, lorsque l'on connaît les valeurs des principaux facteurs précités.

$$\rho_r = \rho_w \cdot a \cdot \Phi^{-m} \cdot s^{-n}$$

ρ_r est la résistivité de la roche;

ρ_w est la résistivité de l'eau;

- Φ est la porosité de la rochc;
- S est la saturation de la roche;
- $1.3 \le m \le 2.5$ (facteur de cémentation);
- $0.5 \le a \le 2.5$ (coefficient de saturation);
- $n \approx 2$ (exposant de saturation).

L'importance de cette loi réside dans le fait que si on peut mesurer indépendamment $\rho_{r,}$ ρ_{w} , Φ et estimer raisonnablement a et m, alors on peut calculer S (saturation) à partir des mesures de la résistivité des formations. Ce qui est particulièrement important en hydrogéologie.

3.1.2 Influences des phénomènes géologiques sur la résistivité des roches.

Les phénomènes géologiques agissent sur la résistivité des roches de différentes façons. Certains contribuent à l'abaisser en augmentant le taux d'argile (altération argileuse) ou la porosité (dissolution) ; d'autres ont plutôt l'effet inverse (induration, solidification, précipitation, etc.). La figure ci-dessous (Figure 9) résume les principaux effets des phénomènes géologiques sur la résistivité des roches.

Certain de ces phénomènes (altération climatique, induration) ont lieu au sein du manteau d'altération. Ces phénomènes ainsi que les autres facteurs agissent à des degrés variables d'un endroit à l'autre, même au sein d'un même faciès. Cela se traduit par une grande variabilité des valeurs de résistivité qui caractérisent les roches. L'interprétation des résultats d'une prospection électrique nécessite une certaine connaissance des ces valeurs.



Figure 9 - Les effets des principaux phénomènes géologiques sur la résistivité (Ward, 1990)

3.1.3 Les valeurs de résistivité caractéristiques des principales formations géologiques

Les principales valeurs de résistivité des matériaux géologiques sont présentées dans la figure ci-dessous (Figure 10). Cette figure montre que les roches ne sont pas caractérisées par des valeurs de résistivité discrètes. De plus, les intervalles de résistivité des différentes roches se recouvrent. D'où la difficulté d'identifier les roches par le seul paramètre de résistivité. Il est nécessaire de corréler les valeurs observées avec des données géologiques obtenues à partir d'autres types d'investigations comme les puits, les forages et les tranchées (Dahlin, 1995).

Cependant, dans un secteur donné la variation de résistivité au sein d'un même faciès est en général faible, de sorte qu'une variation importante de résistivité correspond presque toujours à un changement important de caractéristiques physiques.



Figure 10 - les principales gammes de résistivité des matériaux du sous-sol (Dahlin, 1995)

3.1.4 Conclusion

La résistivité d'une roche est déterminée par sa porosité, sa teneur en eaux, la salinité de cette eau et le taux d'argile. Certains phénomènes géologiques, comme l'altération argileuse, la dissolution et le cisaillement, changent la résistivité des roches en modifiant un ou plusieurs des facteurs dont elle dépend. Ces phénomènes agissent sur les roches à des degrés variables d'un endroit à un autre. Ce qui confère aux roches des gammes de résistivité assez larges, se "recouvrant" entre elles et pouvant ainsi entraîner des indéterminations lors de l'interprétation. D'où la nécessité d'étalonner les mesures avec des observations géologiques.

3.2 Notions de prospection électrique en courant continu.

3.2.1 Principe de mesure de la résistivité

La prospection électrique consiste à déterminer la distribution de la résistivité dans le sous-sol à partir des mesures effectuées en surface.

Le principe de mesure consiste à envoyer un courant (I) dans le sous-sol par l'intermédiaire de deux électrodes C1 et C2 (Figure 11 a), puis de mesurer la différence de potentiel (ΔV) qui en résulte, par l'intermédiaire de deux autres électrodes (P1 et P2). Le rapport entre la tension mesurée (Figure 11 b) et le courant "injecté" permet de calculer la résistivité (ρ) du sous-sol, en utilisant la relation suivante (Astier, 1971; Telford et *al.*, 1990; Ward, 1990; Dahlin, 1995) :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

- ΔV est exprimé en millivolt (mV) ;
- I en milliampère (mA) ;
- ρ en Ω.m.
- K est un facteur géométrique.

Le facteur K est calculé à partir de la relation suivante :

$$\mathbf{K} = 2.\Pi \left(\frac{1}{r1} - \frac{1}{r2} - \frac{1}{r3} + \frac{1}{r4} \right)$$

Où r1, r2, r3 et r4 sont respectivement les distances C1P1, P1C2, C1P2 et P2C2 (Figure 11 a).

La valeur calculée ainsi n'est pas la résistivité d'un matériau donné du sous-sol, mais plutôt une "valeur moyenne" dite résistivité apparente.

3.2.2 Notion de résistivité apparente.

Lorsqu'on applique un courant à un milieu homogène et isotrope, les lignes de courant sont régulières. La relation ci-dessus donne alors la résistivité vraie. Cependant, le sous-sol est un milieu presque toujours hétérogène et anisotrope. Les lignes de courant sont alors perturbées à chaque interface. Ainsi la valeur mesurée, représente la contribution de toutes les strates traversées par le courant : c'est la résistivité apparente.

La résistivité apparente (ρa) d'un terrain donné est la résistivité vraie d'une portion de terrain homogène et isotrope, qui aurait la même résistance (V/I) que ce terrain pour une même configuration d'électrodes (Habberjam, 1979; Astier, 1971).

3.2.3 La configuration du quadripôle.

La configuration du quadripôle est définie par les positions relatives des électrodes $C_1 C_2 P_1 P_2$. Plusieurs configurations ont été proposées (wenner, schlumberger, pôle-pôle, dipole-dipole, etc.). Les configurations Wenner et Schlumberger (Figure 12) sont les plus couramment utilisées (Habberjam, 1979).



Figure 11 - Schéma du principe de mesure de la résistivité.



.Figure 12 - Les configurations wenner et schlumberger ; trois séquences d'augmentation de la profondeur

3.2.4 La profondeur d'investigation

Ce terme désigne la profondeur maximale au-delà de laquelle, un "objet" géologique cesse de produire un effet mesurable (Ward, 1990). Elle dépend principalement de la distance maximale de séparation des électrodes "d'injection" de courant (C1C2) (Astier, 1971). Ainsi, lors d'une prospection électrique, l'augmentation progressive de la distance C1C2 permet d'atteindre des profondeurs d'investigation de plus en plus grandes. (Figure 13). C'est le principe du sondage électrique. En réalité la profondeur d'investigation ne dépend pas seulement de la distance C1C2 mais aussi d'autres facteurs (Ward, 1990) comme: le rapport signal/bruit, les hétérogénéité de surface et les variations latérales.



Figure 13 - Variation de la profondeur d'investigation en fonction de la distance entre les électrodes C₁C₂

3.2.5 Les techniques classiques de prospection électrique.

Suivant que l'on s'intéresse aux variations verticales (profondeur) ou aux variations latérales de la résistivité, on distingue deux techniques : le sondage électrique et le profil électrique. Ce sont les deux techniques souvent utilisées en prospection électrique.

* Le sondage

Dans le sondage le centre du dispositif est fixe pour toutes les mesures. Mais la distance entre les électrodes d'injection du courant augmente successivement, donnant l'accès aux informations des terrains de plus en plus profonds. Le sondage ne met pas les variations latérales en évidence.

* Le profil

Dans le profil, la distance entre les électrodes est fixe. Cependant, le dispositif est déplacé d'une station à une autre le long de la ligne de profil. Il met en évidence les variations latérales de résistivité, pour une profondeur donnée.

Cependant, l'interprétation des sondages et profils électriques, suppose des terrains horizontaux ou faiblement inclinés. Leur utilisation n'est donc pas appropriée dans les milieux où la résistivité est susceptible de varier rapidement dans les deux sens (verticale et latérale). C'est le cas des milieux d'altération latéritiques où les caractères d'un horizon peuvent changer rapidement aussi bien dans le sens latéral que vertical. Dans ce genre de situation la technique des panneaux électriques ou tomographie électrique 2-D constitue certainement une alternative.

3.3 Principe de La Tomographie électrique-2D

La tomographie de résistivité électrique (ou méthode des panneaux électriques) est une technique de prospection récente, développée pour les investigations des zones à géologie complexe où l'utilisation des sondages électriques et autres techniques classiques n'est pas appropriée (Griffiths et Barker, 1993). Elle correspond à une combinaison des techniques de sondage et de profil, associant ainsi les avantages des ces deux derniers (mise en évidence aussi bien des variations latérales que verticales).

Son principe consiste à faire plusieurs centaines de mesures indépendantes les unes des autres, et présentées sous forme de pseudosection (pa en fonction de $C_1C_2/2$). L'interprétation de la pseudosection par inversion conduit à un modèle de distribution de la résistivité dans le sous sol : c'est le panneau électrique.

Le processus de construction de la pseudosection consiste à faire des mesures successives en changeant chaque fois le quadripôle de mesure. Chaque point de mesure est localisé horizontalement au milieu du quadripôle utilisé pour la mesure, et verticalement à la moitié de la distance de séparation des électrodes de courant (C_1C_2).

L'acquisition des données se fait normalement, avec un dispositif multiélectrode (Figure 14) qui consiste en une série d'électrodes connectées à un ou plusieurs câbles à plusieurs prises



Figure 14- Exemple de dispositif multiélectrodes - Le dispositif "Lund imaging system " à 4 câbles (1 à 4).. (1 à 4-câbles, 5-micro-ordinateur, 6-selecteur d'electrodes,7- résistimètre) (Dahlin, 1995) Un sélecteur d'électrodes contrôlé par un ordinateur, sélectionne pour chaque point de mesure, les quatre électrodes concernées. L'augmentation de la distance entre les électrodes de courant (C_1C_2) donne accès à des profondeurs de plus en plus élevées. Ce qui permet de construire la pseudosection. (Figure 15).

La longueur du panneau, la profondeur d'investigation et la résolution que l'on veut avoir, déterminent l'espace nominal entre les électrodes. Cet espace peut varier de 1m à 50m ou plus (Griffiths et Barker, 1993).

La séquence des mesures, le type de configuration et les autres paramètres de contrôle sont inscrits dans des fichiers textes aux formats compatibles l'ordinateur.

L'interprétation de la pseudosection de résistivité apparente par des logiciels de modélisation par inversion automatique (ne demandant pas de modèle initial) permet d'avoir une section de résistivité vraie dont les valeurs sont présentées en fonction de la profondeur réelle.



Figure 15- Schéma du processus de construction de la pseudosection par l'ordinateur.

3.4 Démarche de l'étude

La démarche utilisée dans cette étude, comporte deux étapes :

- Dans un premier temps nous essayons de définir le dispositif (espacement des électrodes) le mieux adapté à l'étude de l'organisation des horizons d'altération et d'estimer leurs paramètres électriques.

Pour cela, nous analysons une série de cinq panneaux électriques, réalisés sur le site avec un espacement interélectrodes de 0.5m, 1.0m, 1.5m, 3.0m et 5m. Trois sont situés sur la pente (versant) du marigot (électrodes espacées de 0.5m, 1.0m et 5.0m) et les deux autres sur le plateau du moyen glacis (électrodes espacées de 1.5m et 3.0m). Les trois premiers sont centrés au même point, alors que les deux autres, ont des centres distincts. Cette analyse est complétée par des mesures de résistivité in situ du granite et de la cuirasse. Ces mesures permettent de mieux caractériser les limites entre les principaux horizons d'altération, notamment le passage de la saprolite au granite qui n'est pas atteint par les puits utilisés pour les observations directes.

- Dans le deuxième temps, nous discutons et interprétons les résultats du profil géophysique réalisé à partir du dispositif défini à la première étape. Ce profil consiste en un levé de résistivité de type Wenner sur 1420m, le long d'un profil d'azimut N120°. Il commence à l'extrémité Ouest du village, traverse le marigot, le moyen glacis et le haut glacis (figure 16). Les coordonnées géographiques (longitude - latitude) sont : 12°55'225 N, 12°07'303 W (début du profil, point A dans la figure 16 b et 12°55'545 N, 12°08'018 W (fin du profil, point B).

Afin d'appliquer les corrections topographiques au modèle final, nous avons effectué un levé de profil topographique (figure 16 c), avec un pas d'échantillonnage de 10m.

3.5 Dispositif et matériel utilisés

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé le dispositif " Lund imaging system" développé par la société ABEM et l'université Lund (Suède). Ce dispositif est composé de l'équipement suivant :

- Un sélecteur d'électrodes, Terrameter ES464 de marque ABEM, au quel est connecté un résitivimètre Terrameter SAS 300C de la même marque.
- Quatre câbles de 32 sorties chacun, reliés deux à deux, sont connectés au sélecteur d'électrodes.
- 64 électrodes en acier inoxydable servant pour l'injection du courant et les mesures de potentiel.
- 64 "brettelles" permettent de brancher les électrodes aux prises des câbles.
- Un micro-ordinateur portable de marque Olivetti pilote le processus d'acquisition. Cet équipement est complété par :
- Deux batteries de 12V.
- Une boussole de type Topochaix
- Un clinomètre de type Suunto, pour le levé des variations topographiques.
- Un Gps de marque Garmin
- Trois "talkie-walkie" pour la communication ; et
- Une perforatrice de marque Hitachie, servant à l'implantation des électrodes.

Dans le système multiélectrodes "Lund imaging system", le processus d'acquisition des données est contrôlé par le logiciel E.R.I.C. (Electrical Resistivity Imaging Control) (Dahlin, 1995).

Les pseudosections ont été inversées par la méthode des moindres carrés au moyen du logiciel Res2dinv (Loke, 1997) en y ajoutant les variations topographiques (Loke et Barker, 1996).

3.6 Difficultés rencontrées lors de l'acquisition des données

La mise en place du dispositif à été très difficile en raison de la résistance de la cuirasse à la pénétration des électrodes. Cette difficulté a été contournée par utilisation d'une perforatrice et des électrodes de faible diamètre (1cm) au lieu de celles qui sont couramment utilisées (2cm à 1,5cm). Cependant, malgré l'utilisation de la perforatrice, il a été parfois difficile de réduire les résistances de prise entre les électrodes et le sol. Une grande

résistance de prise caractérise un mauvais contact et entraîne des valeurs aberrantes. Ainsi, une inversion rapide à été effectuée après l'acquisition de chaque pseudosection, pour contrôler la qualité des données. Certains panneaux ont été repris plusieurs fois jusqu'à l'obtention des donnés de meilleure qualité.

Enfin, les températures élevées de cette région provoquent un dysfonctionnement des appareils de mesure. Ce qui nous a souvent obligé d'arrêter les mesures vers 11 heures, pour les reprendre le soir, à partir de 17 heures jusqu'à 22 heures.

En dépit de ces conditions particulières de travail des résultats significatifs que nous présentons ci-dessous ont été obtenus.



- (a) Schéma géomorphologique du secteur montrant la position du profil géophysique (P1)
- (b) Fond topographique du site d'étude montrant lé tracé du profil géophysique (AB)
- (c) Variation topographique le long du profil AB

Figure 16- Situation du profil des mesures géophysiques

4 ANALYSES ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS

4.1 Résultats obtenus

La disposition des différents panneaux sur le profil est schématisée sur la Figure 17. Le centre des panneaux P(0,5m), P(1m) et P(5m) est situé au point X= 240m sur le profil topographique. Les deux autres panneaux P(1,5m) et P(3m), ont été réalisés plus à l'Ouest, au point X=320m.

Figure 17 - Localisation des panneaux sur le profil topographique

4.1.1 Les panneaux à électrodes espacées de 0.5m, 1m, et 5m

La Figure 18 montre la pseudosection et le modèle de résistivité, obtenus avec un dispositif à électrodes espacées de 0.5m. Ce modèle présente une coupe géoélectrique des quatre premiers mètres du manteau d'altération latéritique sur une distance d'environ 30m.

Cette tranche du manteau d'altération est caractérisée par une résistivité allant de 900 Ω m à plus de 20000 Ω m. On y distingue deux sous-couches : l'une superficielle, épaisse de deux mètres, et caractérisée par une résistivité supérieure à 10000 Ω m ; la seconde est caractérisée par une résistivité décroissante avec la profondeur, de 9000 Ω m à moins de 900 Ω m.

La première couche est électriquement hétérogène ; sa résistivité varie rapidement d'un endroit à l'autre, aussi bien dans le sens latéral que vertical. Par exemple, elle est supérieure à 14000 Ω m entre -11.5m et -10m, entre -8m et -2m, et à l'extrémité Ouest du panneau alors qu'autour de -2m et de 0.3m et entre 4m et 8m, elle descend au-dessous de 10000 Ω m et même moins entre -14m et -12m, La seconde couche paraît plus homogène.

Ce modèle offre une vision assez détaillée qui permet de distinguer des objets de l'ordre d'un demi-mètre (0,5m), notamment dans la partie superficielle (par exemple à -1.5m, à 10m et à 12.3m).

Figure 18- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 0,5m d'espacement interélectrodes.

Le modèle du panneau obtenu avec des électrodes espacées d'un mètre (1m) (Figure 19), présente une coupe géoélectrique plus large et plus profonde du manteau d'altération, par rapport au modèle précédant, obtenu avec un espacement de 0.5m. La profondeur et la largeur passent respectivement de 4m à 10m et de 31,5m à 63m.

La gamme de résistivité s'élargit vers les petites valeurs ($\rho > 100\Omega m$.). La couche superficielle de forte résistivité ($\rho > 10000\Omega m$) tend à s'homogénéiser par la disparition de certains objets géoélectriques observés dans le panneau précédent. C'est par exemple le cas du coté Est entre -15m et -10m, vers 2m, 0m, etc. La zone de faible résistivité observée en surface du côté Ouest entre 3m et 9m est moins apparente.

La rupture de pente située à l'Est entre -25m et -20m est marquée par une zone de résistivité relativement faible ($\rho = 1000\Omega$ m). Vers 6m de profondeur apparaît une couche conductrice d'environ 100 Ω m à 400 Ω m. La transition avec la couche sus-jacente est marquée par un fort gradient de résistivité.

Figure 19- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 1,0m d'espacement interélectrodes.

Avec un espacement de 5m, la longueur du panneau passe de 63m à 315m, et sa profondeur du simple au quintuple (Figure 20). L'accroissement de la profondeur d'investigation et de la longueur du panneau a permis la mise en évidence des nouvelles

couches géoélectriques, se traduisant du point de vue électrique, par l'élargissement de la gamme des valeurs de résistivité jusqu'à moins de $20\Omega m$.

La couche résistante de surface est devenue presque complètement homogène. On ne distingue plus bien la couche relativement moins résistante de la plus résistante.

Vers 30m de profondeur, une autre couche résistante $(1000\Omega m < \rho < 3000\Omega m)$ succède à la couche conductrice. La transition entre les deux couches est marquée par un gradient de résistivité relativement faible (on passe de 150 Ω m à 1000 Ω m sur 20m environ).

La couche conductrice, prise en sandwich entre les deux couches résistantes, exhibe quelques discontinuités géoélectriques marquées par la présence des zones très conductrices (ρ ~20 Ω m à 40 Ω m) séparées par des portions de terrain moins conductrices (40 Ω m < ρ < 400 Ω m). A 20m du coté Ouest, apparaît une discontinuité verticale, marquée par une remontée de la résistivité (ρ ~1000 Ω m), qui sépare la couche conductrice en deux zones.

Figure 20- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 5m d'espacement interélectrodes.

4.1.2 Les panneaux à électrodes espacées de 1,5m, et 3m

Sur le panneau obtenu avec 1,5m d'espacement interélectrodes (Figure 21), on distingue une couche conductrice surmontée par une couche résistante, comme sur les panneaux précédants (réalisés sur le versant du marigot).

L'épaisseur de la couche résistante de surface varie d'un endroit à l'autre. C'est ainsi que entre -26m et -17m, la profondeur passe de 5m à 3m, soit une variation de 2m. De façon

générale, les faibles épaisseurs sont localisées au centre du panneau. Les deux tranches de résistivité (l'une supérieure et l'autre inférieure à 10000Ω m), observées sur les profils réalisés sur le versant, apparaissent également sur les deux panneaux du plateau.

Vers 8m se distingue, une discontinuité électrique caractérisée par une résistivité de l'ordre de 1000Ω m à 1500Ω m, qui divise la couche conductrice en deux domaines.

Avec un espacement des électrodes de 3m (Figure 22) la distinction entre les deux sous-couches (plus résistante et moins résistante) est moins nette, car la couche tend à s'homogénéiser.

La couche conductrice présente les mêmes caractéristiques que sur les panneaux réalisés sur la pente. Ici également on note la présence d'une discontinuité verticale, à 8m du centre (vers l'Ouest), caractérisée par une résistivité de $1000\Omega m$ à $1500\Omega m$ divisant la saprolite en deux zones. Cette discontinuité est très nette sur le modèle de la Figure 21; mais sur le modèle de la Figure 22 obtenue avec un espacement deux fois plus grand, elle tend à disparaître.

Figure 21- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 1,5m d'espacement interélectrodes.

Figure 22- Pseudosection (a) et modèle de résistivité vraie (b) obtenu avec 3m d'espacement interélectrodes.

4.1.3 Les mesures directes de la résistivité du granite et de la cuirasse

Les mesures de résistivité in situ, du granite et de la cuirasse, ont été réalisées sur des affleurements de granite sain localisés dans le talweg, et sur la cuirasse du moyen glacis. Un dispositif de quatre électrodes de petite taille espacées de 10cm a été utilisé. Une résistivité supérieure à 3000 Ω m a été trouvée dans les deux cas. Ces mesures contribuent à une meilleur définition des résistivités électriques de ces deux couches permettant ainsi de mieux fixer leurs limites respectives, notamment le toit du granite qui n'a pas été atteint par les puits utilisés pour étalonner les mesures géophysiques avec les observations géologiques.

4.2 Discussion des résultats

L'analyse des panneaux réalisés sur le versant et sur le plateau du moyen glacis, révèle un manteau d'altération composé de trois couches géoélectriques principales. On a de haut en bas : une couche résistante montrant deux parties, la première (superficielle) étant relativement plus résistante que la seconde, une couche conductrice, puis une nouvelle couche résistante.

La sous couche résistante (ρ > 6000 Ω m) qui se distingue sur les deux premiers mètres de profondeur (Figure 18) correspond à la cuirasse, observée à la surface, en de nombreux points, lorsqu'elle n'est pas recouverte par une mince couche gravillonnaire. Cela est confirmé par les mesures de résistivité in situ qui indiquent une résistivité supérieure à 3000 Ω m pour la cuirasse. Cet horizon cuirassé se distingue bien sur le panneau obtenu avec 0,5m d'espacement interélectrodes (Figure 18). Les nombreuses variations du faciès géoélectrique qu'il présente reflètent l'existence d'une grande hétérogénéité des propriétés physiques. Ce qui montre qu'à cette échelle, la cuirasse est un matériau très hétérogène.

D'après les observations directes sur le terrain, les zones de résistivité supérieure à 10000 Ω m peuvent être attribuées aux endroits où la cuirasse est très indurée et intacte. Les zones de plus faible résistivité caractériseraient alors les endroits où la cuirasse est fracturée et fissurée par le démantèlement.

Avec 1m d'espacement interélectrodes, la longueur du panneau et la profondeur d'investigation augmentent (Figure 19). Cependant, la disparition des nombreux détails géoélectriques, distingués sur le panneau précédant (électrodes espacées de 0,5m), indique une diminution de la résolution.

La zone de faible résistivité observée en surface au niveau de la rupture de pente (Figure 19) correspond à une zone de démantèlement de la cuirasse, lieux privilégiés de l'infiltration où la cuirasse est progressivement remplacée par des matériaux argileux (Michel, 1973), responsables de l'abaissement de la résistivité (Ward, 1990).

La zone plus résistante située à l'est de la rupture de pente correspond à des indurations de pente résultant probablement des matériaux de démantèlement du moyen glacis plus ou moins cimentés par les oxydes de fer.

Conformément aux profils d'altérations la couche conductrice qui se distingue vers 6m de profondeur, sur le panneau obtenu avec 1m d'espace interélectrodes, correspond à la saprolite, seul matériau pouvant justifier une telle résistivité dans cette zone. Cette saprolite, apparemment homogène sur le versant, est plutôt perturbé par une anomalie résistante verticale visible sur les panneaux réalisés avec des électrodes espacées de 5m et 1.5m (Figure 20 et Figure 21). L'apparition de la saprolite suggère que la sous couche résistante qu'elle limite vers le bas et qui succède à la cuirasse correspond à la carapace. Le niveau gravillonnaire observé entre la cuirasse et la carapace ou au sein de la cuirasse, n'est pas distingué sur les panneaux électriques.

Les panneaux obtenus avec 0,5m, 1,5m et 3m montrent que la carapace est plus homogène que la cuirasse. Mais cela peut être dû à une trop grande profondeur ou à une insuffisance de contraste de résistivité. Dans la tomographie de résistivité électrique, une anomalie ne se distingue que lorsqu'elle produit suffisamment de contraste électrique par rapport à son environnement et que sa profondeur est inférieure ou comparable à ses dimensions (Grifiths et Barker, 1993). C'est ce qui explique également que la zone de démantèlement (quelques décimètres d'épaisseur) localisée observée, sur les coupes lithologiques, au sein de la cuirasse ou en dessous de ce niveau ne produit pas d'effet mesurable en surface.

Avec 5m d'espacement des électrodes, la longueur et la profondeur d'investigation passent du simple au quintuple, mais la résolution diminue considérablement. La plupart des d'hétérogénéités observées sur les horizons superficiels ont disparu, notamment la cuirasse. A cette échelle la cuirasse paraît nettement plus homogène. Cependant, la couche résistante qui se distingue vers 30m de profondeur permet de mieux définir la couche de saprolite. En effet cette couche, résistante correspond au granite plus ou moins altéré dont la résistivité varie de 710 Ω m à 1700 Ω m (Beauvais et *al.*, 1999). Ce qui est confirmé par les mesures in situ de la résistivité du granite.

Le faible gradient de résistivité qui caractérise la transition entre les deux couches peut être attribué au caractère progressif de la transition saprolite granite sain, marquée par une diminution progressive du taux d'argiles et des fractures (Blot, 1980).

Par contre le gradient de résistivité élevé observé entre la saprolite et la cuirasse indique une transition plutôt brutale, qui permet de situer la limite entre les deux horizons entre 4m et 6m, comme le confirment les observations faites dans les puits.

L'anomalie résistante, visible au sein de la saprolite à 20m et 8m respectivement sur la Figure 20 et la Figure 21 peut être due soit à une surélévation de la limite supérieure du granite sous forme de "dôme", structures assez fréquentes dans les zones granitiques et souvent visible dans les talwegs, soit à la présence d'un filon de quartz. En effet de nombreux blocs de quartz, pouvant provenir du démantèlement d'un filon, sont visibles autour des puits d'orpaillages.

Les variations de résistivité observées au sein de la saprolite peuvent être dues à des changements de faciès ou à des variations de teneur en eau ou encore aux deux phénomènes. Toutefois les plus faibles valeurs correspondent à la saprolite saturée d'eau. Car elles sont observées aussi dans les zones où l'horizon de saprolite est en contact avec le marigot. Cette hypothèse est confirmée par la présence des nappes phréatiques à la profondeur moyenne de 9m, mesurée dans les puits.

4.3 Conclusion

A la suite de la discussion précédante nous pouvons tirer les conclusions ci-dessous.

- La résistivité de la cuirasse varie de $3000\Omega m$ à $20000\Omega m$ ou plus, ce qui reflète une variation latérale de faciès. Les observations directes sur le terrain permettent d'attribuer les plus fortes valeurs de résistivité à la cuirasse intacte et les plus faibles à la cuirasse plus ou moins désagrégée. Celle de la carapace est de l'ordre $1000 \Omega m$ à $3000\Omega m$. Entre les deux valeurs se placent tous les faciès intermédiaires. La résistivité de la saprolite est de l'ordre de $100 \Omega m$; elle descend jusqu'à moins de $20 \Omega m$, lorsqu'elle est saturée d'eau. Quant à la partie supérieure du granite, plus ou moins altérée, elle est caractérisée par une résistivité de $1000\Omega m$ à $3000\Omega m$; les mesures de résistivité in situ indiquent une résistivité supérieure à $3000\Omega m$ pour le granite sain.

- La limite inférieure de la saprolite n'est pas bien précise ; elle est marquée par une transition progressive vers le granite. Par contre sa limite supérieure, marquée par une transition plus brutale, est mieux définie. L'horizon de saprolite est caractérisé par des variations latérales de faciès pouvant correspondre à des variations de faciès ou à des variations de teneur en eau.

- Sur une portion donnée du manteau d'altération la quantité de détails distingués sur les panneaux diminue au fur et à mesure qu'augmente l'espace interélectrodes indiquant ainsi une diminution de la résolution.

Les caractéristiques électriques observées sur les horizons d'altération sont les mêmes au niveau de la pente (versant) et au niveau du plateau. Ils peuvent donc être généralisés à l'ensemble du manteau d'altération granitique ; nous les résumons dans la figure 23.

Cette discussion montre clairement que l'utilisation de la technique de tomographie de résistivité électrique-2D est convenable pour l'étude des terrains d'altération. Cependant la quantité d'informations obtenue dépend de l'espacement des électrodes. Un faible espacement fournit plus de détails, mais seulement sur les couches superficielles ; par contre un grand espacement fournit des informations sur les couches profondes, mais avec moins de détails. La résolution est donc inversement proportionnelle à l'espacement des électrodes et à la profondeur d'investigation.

Ainsi l'étude de l'organisation des différents horizons, au sein du manteau d'altération granitique de Tinkoto, nécessite un dispositif à électrodes espacées de plus de 5m. Un espacement de 10m nous paraît convenable pour atteindre la profondeur de la roche mère et en même temps montrer l'organisation des différents horizons d'altération en fonction de la topographie. Elle a été donc adoptée pour le profil de 1420m qui traverse tout le site.

Figure 23 Echelle de résistivité électriques des différents horizons d'altération.

4.4 Le profil réalisé avec 10m d'espacement inter- électrodes

Les profils précédants correspondent chacun à un dispositif de 64 électrodes. La vision détaillée présentée par ces profils permet d'étudier les caractéristiques intrinsèques des différents horizons d'altération ; c'est-à-dire la cuirasse, la carapace, la saprolite et le granite altéré. Cependant, les faibles distances latérales couvertes par ces profils ne permettent pas d'analyser l'organisation des différents horizons en fonction de la morphologie de la surface.

Le profil électrique de 1420m, que nous présentons ci-dessous, correspond à trois dispositifs multiélectrodes contigus de 64 électrodes espacées de 10m. Il offre une vision globale de la géométrie des horizons d'altération sur tout le site.

Le modèle de résistivité obtenu après inversion de la pseudosection (Figure 24) illustre bien l'organisation des différents horizons d'altération déjà distingués sur les profils précédants. Toutefois, à cette échelle d'observation, la limite entre les deux faciès indurés (cuirasse et carapace) observée sur les profils précédants devient difficile à distinguer.

Les plus grandes valeurs de résistivité au sein de l'horizon induré sont observées sur la section comprise entre 640m et 960m, qui correspond au haut glacis. C'est également sur cette section du profil que sont observées les plus grandes épaisseurs de cet horizon (15m à 27m). Sur le moyen glacis l'épaisseur de cet horizon est plutôt faible ; elle ne dépasse pas 6m. Les faibles valeurs de résistivité ($\rho < 6000\Omega$ m) observées en surface sur le moyen glacis indiquent une prépondérance des faciès relativement moins résistants c'est-à-dire la cuirasse désagrégée, la carapace et les argiles tachetées.

La cuirasse du moyen glacis se termine en biseau, au pied du haut glacis, vers 640m, laissant la place aux blocs de cuirasse qui forment la pente du haut glacis. Ce sont des blocs de cuirasse démantelés du haut glacis. A l'Ouest du haut glacis, le moyen glacis est caractérisé par de faibles valeurs de résistivité en surface ($400\Omega m < \rho < 1000\Omega m$). Ces valeurs montrent que cette portion du moyen glacis n'est que faiblement cuirassée, puisqu'on y distingue que quelques petites zones de haute résistivité correspondant à la cuirasse, notamment à 1120m et entre 1220m et 1300m.

Sur ce profil, la saprolite ne révèle pas de caractéristiques particulières par rapport à celles observées sur les panneaux précédants. Son épaisseur varie de 24m à 40m environ. Cependant, on peut remarquer que les zones d'amincissement ou de discontinuité de cette couche se situent généralement au-dessus des zones de convexité du toit de la roche mère (par exemple vers 700m, 1200m). Les plus faibles valeurs de résistivité au sein de cet horizon ($12\Omega m$ à $40\Omega m$) s'observent aux deux extrémités du profil, à 85m (extrémité Est) et entre 1300m et 1360m (extrémité Ouest). Ces faibles valeurs s'expliquent par la saturation en eau puisque, comme signalé plus haut, la saprolite y est en contact avec les marigots.

Le granite sain ($\rho > 3000\Omega$ m) apparaît vers 60m à 80m après une zone de transition marquée par le granite plus ou moins altéré ($700\Omega m < \rho < 3000\Omega m$) dont le toit, mal défini en raison de la transition progressive avec la saprolite, peut être situé vers 30m à 40m de profondeur.

Figure 24- Modèle de résistivité vraie du panneau obtenu avec 10m d'espacement interélectrodes.

4.4.1 Interprétations

4.4.1.1 Les relations géométriques entre les limites des horizons.

La limite supérieure de la roche mère n'est pas plane, elle est plutôt caractérisée par une morphologie faite de zones de convexité en forme de "dôme" et de zones de concavité. Le panneau électrique (Figure 24) ne montre aucun parallélisme entre cette surface, qui correspond au front d'altération actuel, et la surface topographique du manteau d'altération. Ceci montre que la morphologie actuelle de la surface du sol n'est pas due à l'altération climatique, mais plutôt aux processus d'érosion-dépôt responsables du façonnement du glacis et du dépôt des matériaux qui ont subit une induration par des oxydes de fer.

Les zones convexes de la roche mère sont localisées en dessous des zones à topographie concave. Par contre, les zones concaves peuvent être mises en relation avec les zones de topographie plan-convexe. Les horizons ferrugineux y sont plus développés qu'ailleurs ; ce qui les préserve du démantèlement et pourrait expliquer partiellement la conservation de la forme convexe du haut glacis.

4.4.1.2 Les caractéristiques géomorphologiques

Il apparaît sur le profil que les matériaux latéritiques ont subit une ablation différentielle ayant généré plusieurs formes topographiques: convexe, concave et planconcave. Ces formes ne sont pas toutes caractérisées par les même faciès d'altération.

Les formes convexes portent une cuirasse plus ou moins bien développée, alors que sur les formes plan-convexes dominent plutôt la carapace, avec quelquefois les argiles tachetées. La saprolite apparaît sous des formes légèrement concaves où la cuirasse et la carapace sont fortement démantelés.

Ainsi la topographie est d'autant plus convexe que la cuirasse est mieux préservée, aussi bien sur le moyen glacis que le haut glacis. La forme du glacis résulte de la conjugaison des processus d'érosion et d'altération. Le rebord du moyen glacis est marqué par une pente douce qui résulte du démantèlement partiel des matériaux d'altération du haut glacis.

Les formes plan-concaves de la surface du moyen glacis sont le résultat des processus de transport et de dépôt des colluvions. La forme convexe du haut glacis peut s'expliquer par l'action des processus d'érosion ayant déplacé les matériaux par roulement, alors que l'écoulement en nappe est responsable de la forme plan-concave du rebord.

Les caractéristiques morphologiques influent aussi sur l'infiltration et régissent ainsi, partiellement, les phénomènes hydrodynamiques au sein du manteau d'altération.

4.4.1.3 Les aspects hydrodynamiques.

Les phénomènes hydrodynamiques au sein du manteau d'altération sont contrôlés par la topographie de la surface du sol, celle de la roche mère et par les propriétés physiques des matériaux d'altération, notamment la porosité.

En surface les formes convexes avec cuirasses génèrent un écoulement divergeant alors que les formes concaves favorisent plutôt la concentration des eaux et leur infiltration. L'absence ou la faiblesse de l'infiltration sur les formes convexes favorise la préservation des cuirasses. A l'opposé, l'infiltration favorise la désagrégation et le démantèlement des cuirasses sur les zones à morphologie concave. Dans ces zones la cuirasse est progressivement remplacée par des faciès à matrice meuble et poreuse comme les argiles tachetées et la saprolite.

Le toit de la roche mère est imperméable. Il constitue la limite actuelle de l'altération sur la quelle s'accumulent les eaux souterraines. Sa topographie caractérisée par des "dômes" et des dépressions, permet d'envisager deux types de flux hydriques : un flux divergent généré par les "dômes" et un flux convergent qui a lieu dans les dépressions ou s'accumulent les eaux. Ainsi les dépressions sont les lieux privilégiés de l'altération, alors que cette dernière est plutôt faible sur les "dômes". Cela se traduit par des grandes épaisseurs d'altérites au-dessus des zones de dépression de la roche mère.

4.5 Conclusion

Le profil de 1420m a mis en évidence l'agencement des différents horizons d'altération : la cuirasse, la carapace, la saprolite et le granite altéré.

L'horizon superficiel induré est caractérisé par une variété de faciès (cuirasse, carapace et saprolite), notamment sur le moyen glacis où ils se sont développés à la faveur de l'altération de la cuirasse. L'épaisseur de la saprolite, ainsi que ses caractéristiques électriques, varient beaucoup d'un endroit à l'autre, en relation avec la forme du toit de la roche mère. Il apparaît une relation entre la forme de la surface topographique et les faciès d'altération sous-jacents : la topographie est d'autant plus convexe que la cuirasse est indurée et bien développée. La morphologie de la surface de la roche mère est contrôlée par le phénomène d'altération. Celle de la surface topographique se modifie à la faveur du démantèlement et de la désagrégation de la cuirasse.

L'analyse des relations géométriques entre les limites des différents horizons d'altérations et la topographie suggère que le glacis résulte d'une érosion mécanique (Transport - Dépôt) ayant accumulé des matériaux allochtones sur le granite. Ces matériaux ont subit une induration par les oxydes de fer et sont restés en contact avec le granite (photo ci-dessous). Ensuite l'altération du granite a généré les matériaux meubles (argiles tachetées et saprolite) qui le séparent aujourd'hui des horizons indurés. Par contre la morphologie du toit de la roche n'est pas héritée d'une quelconque érosion, ni d'une altération climatique précédente. Il s'agit bien d'une limite d'altération actuelle.

Figure 25 - photo montrant la cuirasse qui repose directement sur le granite

CONCLUSION GENERALE.

Cette étude a prouvé l'utilité de la tomographie de résistivité électrique-2D dans la caractérisation des horizons d'altération latéritique. En effet, les profils obtenus, ont permis d'avoir des informations sur les hétérogénéités géoélectriques spécifiques de la zone étudiée, permettant ainsi la mise en évidence des variations lithologiques et de l'organisation des horizons d'altération.

Au sein de l'horizon induré la résistivité varie de $3000\Omega m$ à $20000\Omega m$ environ, indiquant ainsi une variation latérale de faciès. Les observations directes permettent d'attribuer les zones de très haute résistivité à la cuirasse et les plus faibles à la carapace désagrégée. Celle de carapace est de l'ordre de $1000\Omega m$.

La résistivité de la saprolite varie entre $40\Omega m$ et $250\Omega m$ environ, cette variation des propriétés électriques peut être due à des variations de faciès ou à des variations de teneur en eau. Elle montre également des discontinuités pouvant être attribuées à la présence des filons de quartz, compte tenu du contexte géologique du secteur de Tinkoto.

Les variations de résistivité montrent que la transition du granite sain à la saprolite est progressive alors que celle de la saprolite à la cuirasse est plutôt brutale ; ce qui est confirmé par les profils latéritiques observés dans les puits.

La meilleur résolution a été obtenue au niveau des horizons superficiels entre 0 et 5m qui ont été analysés avec un faible espacement des électrodes de 0.5m à 1m. Cependant, l'espacement de 10m à permit de mettre en évidence l'organisation de l'ensemble des horizons d'altération le long du profil.

Le toit du granite qui correspond au front d'altération actuel, n'est pas parallèle à la surface topographique, il montre des zones de convexité souvent localisées en dessous de zones de topographie concave. Le manteau d'altération est épais de 60m à 80m environ

La morphologie de la surface du sol et celle du toit de la roche mère contrôlent les phénomènes hydrodynamiques au sein du manteau d'altération, en générant un flux divergent sur les formes convexes et un flux convergent qui favorise l'altération, sur les formes concaves.

Les horizons indurés qui coiffent actuellement les profils d'altération résultent des matériaux déposés sur le granite par une érosion mécanique postérieure à leur induration, puis l'altération du granite a généré les horizons meubles qui se trouvent aujourd'hui en sandwich entre la roche mère et les horizons indurées.

En dépit des tous ces avantages, la tomographie électrique de résistivité-2D n'a pas permis d'avoir des limites précises pour chaque horizon d'altération. Elle n'a pas non plus permis de discriminer l'importance relative de la teneur en eau et de la teneur en argiles dans les discontinuités observées au sein de la saprolite. Seraient-elles dues à des changements de la teneur en argiles ou de la teneur d'eau ou encore aux deux phénomènes.

L'extension de cette étude à d'autres contextes géologiques, notamment dans le domaine basique permettra d'analyser l'influence de la nature de la roche mère. L'analyse spatiale, esquissée dans cette étude, pourrait aussi être complétée par une analyse temporelle. Cette dernière permettrait de mieux cerner le comportement hydrique des profils d'altération.

Le couplage de la tomographie de résistivité avec d'autres techniques comme la polarisation provoquée (PP) et le géoradar fournirait certainement des informations complémentaires permettant de mieux contraindre ce modèle de résistivité du manteau d'altération.

Dans le cadre de l'exploration, l'utilisation de l'imagerie électrique-2D permettrait de réaliser rapidement et à moindre coût, la cartographie des formations superficielles ; carte qui pourrait servir de guide dans l'implantation des ouvrages miniers (puits, tranchées, sondages) et dans la localisation des structures favorables à la minéralisation.

- ASTIER J.L. (1971) Géophysique appliquée à l'hydrogéologie.- Edition. Masson, Paris, 269p
- BASSOT. J.P- (1997)- Albitisations dans le protérozoïque de l'Est Sénégal : relations avec les minéralisations ferrifères de la rive gauche de la Falémé. Journal of African earth sciences, vol.25 No. 3, pp. 353-367.
- BASSOT. J.P (1966) Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guineomaliens. Mémoire du BRGM. n° 40 310p.
- BEAUVAIS A., RITZ M., PARISOT J-C, DUKHAN M AND BANTSIMBA C..- (1999) Analysis of a lateritic weathering mantle developed on granite in eastern Senegal (West Africa) using a 2D electrical resistivity tomography.- Earth and Planetary Science Letters, Vol. 173 (4) pp. 413-424
- BESSOLES B.- (1977).- Le craton ouest Africain Géologie de l'Afrique. Mémoire du BRGM, 403p
- BLOT. A. (1980), L'altération climatique des massifs de granites du Sénégal. Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M, n°114, 434 p
- DELAITRE E. 1993. Etude des latérites su Sud-Mali par la méthode de sondage électrique: Ph. D. thesis, Strasbourg University.
- DAHLIN T.- (1995) Manual for Lund Imaging System . Draft version
- DORBATH C., FROIDEVAUX, BLOT A. et CARN M (1975) Application des propriétés de résistivité des terrains d'altération à la connaissance de la tectonique du massif de Saraya (sénégal oriental). Cah. ORSTOM, Sér. Géol. Vol. VII, N°2, 1975 pp 111-123.
- GIRAUDON R (1961) Etude d'indices de Plomb et Molybdène à Tinkoto Sénégal oriental. Rapport BRGM, Dakar.
- GRANDIN. G (1973) Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse Univ. Louis Pasteur Strasbourg.
- GRIFFITHS D.H.et BARKER R.D. (1993). -Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Appl. Geophys. 29, 211-226.
- HABBERJAM G.M.- (1979). Apparent resitivity observation and the use of square array techniques. Dept. Of Earth Sciences of the University of Leeds., 149p
- LEDRU P., PONS J, MILESI. J.P., FEYBESSE J.L. AND JOHAN V. -(1991) Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in lower Proterozoic of Senegal-Mali. - Precambrian Research ,50 pp337-354
- LEPRUN J-C (1979).- Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche.- Genèse. Transformation. Dégradation- Mém. Sci. Géol., Strasbourg, vol. 58, 224 p.

LOKE M.H.- (1997). RES2DINV software user's manual.

- LOKE M.H. et BARKER R.D., (1996) -. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophys. Prosp. 44, 131-152.
- MICHEL P., (1973).- Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie Etudes géomorphologiques : Mém. ORSTOM, Paris, 63, 1170 p..
- MICHEL, P. -(1976).- les cuirasses bauxitiques et ferrugineuses de d'Afrique occidentale -Aperçu chronologique - Dans géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides. Travaux du CEGET., 30p
- PALACKY G.J., KADEKARU K., (1979).- Effect of tropical weathering on electrical and electromagnetic measurements: Geophysics 44, p. 69-88.
- RITZ M., PARISOT J-C., DIOUF S., BEAUVAIS A., DIOME F., AND NIANG M., -(1999). Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa: J. Appl. Geophys., pp 335-344
- TAGINI. B. (1959) Mission de recherche minérale de Kédougou compte rendu de la compagne 1958-1959. BRGM., 105p
- TARDY Y., MELFI. A. J. ct VALETON. I. (1988) Climats et paléoclimats tropicaux périatlantiques . Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses, au Brésil et en Afrique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 306, Série II, p. 289-295
- TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E. -(1990) -Applied geophysics. -Cambridge University Press. Second Edition., 769p
- VOGT J -(1959). Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain. Ann. Géogr., Fr, pp 193-206.
- WACKERMANN J.M., (1975) L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Mém. Sci. Géol., Strasbourg, vol. 58, 224 p.
- WARD S.H. (1990) Resistivity and induced polarisation methods Geotechnical and environmental geophysics IG n°5- VOL. 1 pp. 147-189
- ZEEGERS.H. et LEPRUN J.C.(1979) Evolution des concepts en altérologie tropicale et conséquences potentielles pour la prospection géochimique en Afrique occidentale soudano-sahélienne. Bull. B.R.G.M. SEC.II, n° 2 3, pp229 à 239.

TABLES DES MATIERES

IN	INTRODUCTION			
1	CA	DRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	4	
1	1.1	Cadre géographique	4	
-	1.1.	1 Situation et accès de la zone d'étude.	4	
	1.1.	2 Relief et paysage	5	
	1.1.	3 Climat	5	
	1.1.	4 Hydrographie.	5	
	1.1.	5 Végétation	5	
1	1.2	Cadre géologique	5	
	1.2.	1 Le craton ouest africain	6	
	1.2.	2 Subdivision des formations de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.	7	
]	.2.2.1 Le super groupe de Mako	8	
]	.2.2.2 Le super groupe du Dialé - Daléma	8	
]	.2.2.3 Contexte géologique du granite de Tinkoto	8	
2	CA	DRES GEOMORPHOLOGIQUE ET ALTEROLOGIQUE	10	
2	2.1	Séomorphologie	10	
	2.1.	Les différents domaines géomorphologiques	10	
	2.1.	2 Le domaine secondaire et tertiaire ou domaine des vieilles surfaces.	10	
	2.1.	3 Le domaine quaternaire.	12	
	2	.1.3.1 Façonnement des glacis.	12	
	2	.1.3.2 Les différents glacis.	12	
2	2.2	Le modelé de la zone de Tinkoto	13	
2	2,3	Géologie des profils d'altérations en régions sèches.	14	
	2.3.	1 L'horizon induré.	14	
	2.3.	2 Les argiles tachetées	14	
	2.3.	3 La saprolite	14	
	2.3.	Le prolit d'alteration du granite de Tinkolo	14	
3	ME 16	THODOLOGIE ET GENERALITES SUR LA PROSPECTION ELECTR	IQUE	
3	3.1 J	es propriétés électriques des matériaux du sous-sol	16	
	3.1.	Les principaux facteurs qui influencent la résistivité du sous-sol	16	
	3.1.	2 Influences des phénomènes géologiques sur la résistivité des roches.	17	
	3.1.	Les valeurs de résistivité caractéristiques des principales formations géologiques	18	
	.3.1.		18	
3	3.2 I	lotions de prospection électrique en courant continu.	19	
	3.2.	Principe de mesure de la résistivité	19	
	3.2.	2 Notion de résistivité apparente.	19	
	3.2.	3 La configuration du quadripôle.	19	
	3.2.	La profondeur d'investigation	21	
	3.2.	5 Les techniques classiques de prospection électrique.	21	
3	3.3 I	rincipe de La Tomographie électrique-2D	22	
3	3.4 I	Démarche de l'étude	23	
3	3.5 1	Dispositif et matériel utilisés	24	
3	3.6 I	Difficultés rencontrées lors de l'acquisition des données	24	

4 ANALYSES ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS _____ 26

43

4.1	Résultats obtenus	26	
4.	1.1 Les panneaux à électrodes espacées de 0.5m, 1m, et 5m	27	
4.	1.2 Les panneaux à clectrodes espacées de 1,5m, et 3m	29	
4.	1.3 Les mesures directes de la résistivité du granite et de la cuirasse	31	
4.2	Discussion des résultats	31	
4.3	Conclusion	33	
4.4 Le profil réalisé avec 10m d'espacement inter- électrodes			
4.4	4.1 Interprétations	37	
	4.4.1.1 Les relations géométriques entre les limites des horizons.	37	
	4.4.1.2 Les caractéristiques géomorphologiques	37	
	4.4.1.3 Les aspects hydrodynamiques.	37	
4.5	Conclusion	38	
CONCLUSION GENERALE			