



CONSEIL DES COMMUNAUTÉS
ÉCONOMIQUES EUROPÉENNES



CONSEIL RÉGIONAL
DE LA GUYANE



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR

Ressources minérales et évolution lithostructurale de la Guyane

Carte thématique minière à 1/100 000 Feuille Cayenne

**E. Egal, J.P. Milési, P. Ledru, J.P. Cautru, P. Freyssinet,
D. Thiéblemont, Y. Vernhet
avec la collaboration de A. Cocherie, A.M. Hottin, M. Tegzey
et O. Vanderhaeghe**

**juin 1994
R 38 019**

**Convention cadre n° 63/87 - CR
Convention d'exécution n° 2/89 - CR - BRGM**

**BRGM
SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLEANS Cedex 02 - France - tel : (33) 38 64 34 34**

Mots clés : Guyane - Carte thématique - Bouclier guyanais - Protérozoïque inférieur - Minéralisations - Or -

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

EGAL E., MILESI J.P., LEDRU P., CAUTRU J.P., FREYSSINET P., THIEBLEMONT D., VERNHET Y. (1994) - Ressources minérales et évolution lithostructurale de la Guyane. Carte thématique minière à 1/100 000. Feuille Cayenne. Rapport BRGM R 38 019, 59 p., 11 Fig., 3 annexes, 1 carte.

© BRGM, 1994, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

RESUME

L'objectif de la cartographie thématique minière est de mettre en évidence le potentiel minier d'une région et les secteurs les plus prometteurs. La carte de Cayenne comprend la géologie actualisée, les indices minéralisés, les gîtes et les gisements de minerais. Ceux-ci sont replacés dans leur cadre lithostratigraphique et structural et leur contexte est comparé à celui de gisements de référence. Les caractéristiques géologiques, structurales et économiques des gîtes miniers reportés sur la carte (et numérotés) sont résumées dans la notice sous forme de tableaux.

Le territoire de la carte de Cayenne est constitué d'un socle protérozoïque inférieur, latéritisé, traversé de nombreux filons doléritiques permo-triasiques et recouvert de dépôts sédimentaires actuels à récents très abondants sur une large bordure littorale.

Le socle protérozoïque comprend d'une part un ensemble de terrains métamorphiques d'origine principalement volcanique (Série de l'Île de Cayenne et Série Paramaca, toutes deux en position stratigraphique inférieure) ou sédimentaire (Série Armina, qui fait suite à la Série Paramaca ; Ensemble Détritique Supérieur en position sommitale), d'autre part des formations plutoniques de composition basique à intermédiaire ou acide. L'Ensemble Détritique Supérieur (grès et conglomérats) affleure selon deux linéaments étroits qui constituent deux branches d'une structure majeure à l'échelle de la Guyane : le Sillon Nord Guyanais.

L'âge des premiers événements magmatiques est précisé par deux nouvelles datations (méthode Pb/Pb sur monozircon) proposées sur une trondjémite de la Série de l'Île de Cayenne et une tonalite de la Montagne du Mahury, respectivement à 2174 +/- 7 Ma (?) et 2144 +/- 6 Ma.

Les roches magmatiques du socle présentent des signatures géochimiques contrastées. Deux trondjémites de la Série de l'Île de Cayenne montrent des caractéristiques de plagiogranites ophiolitiques et océaniques récents ; les roches basiques à intermédiaires de la Série Paramaca, d'affinité tholéiitique, se placent dans la gamme des tholéiites continentales modernes ; elles se différencient clairement des tonalites et diorites de la Montagne du Mahury, de nature calco-alcaline et vraisemblablement mises en place à l'aplomb d'une zone de subduction.

Deux générations de structures ont été identifiées au sein du socle : la première (D1) n'apparaît généralement que de manière relictuelle, notamment au sein de galets du conglomérat de l'Ensemble Détritique Supérieur, et est mal caractérisée. La seconde (D2), très bien développée, est associée à une cinématique décrochante senestre très bien exprimée au niveau de la branche nord de l'Ensemble Détritique Supérieur (Montagne des Chevaux - Montagne de Kaw) et éventuellement de son encaissant (Série Paramaca de la Montagne de Kaw, fortement déformée). Dans le cas général, le métamorphisme est de faciès schiste vert à amphibolite de bas grade. Le secteur de l'Île de Cayenne se distingue par un métamorphisme de faciès amphibolite de haut grade avec localement migmatitisation. Enfin, l'Ensemble Détritique Supérieur renferme localement (Montagne des Chevaux) du disthène qui témoigne d'un épaissement tectonique par écaillage.

A l'exception de l'or et de la bauxite (gîte latéritique de Kaw), les minéralisations reconnues sur le territoire de la carte (columbotantalite, molybdène, fer, manganèse, diamant, uranium, disthène) montrent des concentrations insuffisantes et des teneurs trop faibles pour avoir aujourd'hui un réel intérêt économique.

L'or constitue le principal atout minier de la région. De nombreux gîtes, indices et anomalies sont reportés sur la carte. Ils se répartissent en deux districts minéralisés (Montagne Cacao au SW de la carte, et surtout Montagne de Kaw au SE). Les indices primaires apparaissent essentiellement encaissés par la Série Paramaca mais également par l'Ensemble Détritique Supérieur ainsi qu'au contact entre les deux unités.

Au sein du district de la Montagne de Kaw, des relations apparaissent entre la lithologie, la forte déformation décrochante D2 et les minéralisations (or mais également arsenic, manganèse, diamant), comparables à celles observées au niveau de gisements aurifères ghanéens d'importance mondiale. Ce résultat devrait susciter l'intérêt des investisseurs miniers.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	6
1 - CADRE GEOGRAPHIQUE	7
2 - CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE	8
3 - GEOLOGIE DE LA GUYANE (FIG.1)	9
3.1 - Lithologie.....	9
3.1.1 - L'ensemble inférieur volcanique et sédimentaire	9
3.1.2 - L' Ensemble Détritique Supérieur	11
3.1.3 - Les roches plutoniques du Protérozoïque inférieur	11
3.1.4 - Le magmatisme doléritique permo-triasique	12
3.1.5 - Les formations actuelles à récentes	12
3.2 - Tectonique et métamorphisme.....	13
4 - DESCRIPTION DES TERRAINS DE LA CARTE	14
4.1 - Lithologie.....	14
4.1.1 - L'ensemble inférieur volcanique et sédimentaire	14
4.1.2 - L'Ensemble Détritique Supérieur du "Sillon Nord-Guyanais". Grès et conglomérats	23
4.1.3 - Les roches plutoniques	24
4.1.4 - Le magmatisme doléritique permo-triasique	28
4.1.5 - Les formations récentes à actuelles	28
4.2 - Structures	33
5 - LES RESSOURCES MINERALES	35
5.1 - Mode de représentation des gîtes minéraux	35
5.1.1 - Or	35
5.1.2 - Autres substances.....	35
5.2 - Les principales minéralisations non aurifères	35
5.2.1 - La columbotantalite.....	36
5.2.2 - Le molybdène.....	36
5.2.3 - Le fer	36
5.2.4 - Le manganèse.....	36
5.2.5 - La bauxite.....	37
5.2.6 - Le diamant	37
5.2.7 - L'uranium	38
5.2.8 - Le disthène.....	38

5.3 - L'or.....	38
5.3.1 - Répartition des gîtes d'or primaires et alluvionnaires/éluvionnaires	38
5.3.2 - Typologie des indices et des gîtes.....	39
6 - CONCLUSION	42
REMERCIEMENTS	43
BIBLIOGRAPHIE.....	44

ANNEXE 1 - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

ANNEXE 2 - TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES MAGMATIQUES

ANNEXE 3 - TABLEAUX DES CARACTERISTIQUES DES GITES ET INDICES

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la Guyane	10
Fig. 2 - Diagramme SiO ₂ vs K ₂ O.	16
Fig. 3 - Spectres de terres rares des trondjémities de la Série de l'Ile de Cayenne	16
Fig. 4 - Spectres d'éléments traces des trondjémities de la Série de l'Ile de Cayenne	16
Fig. 5 - Spectres de terres rares des roches ultramafiques de la Série Paramaca.	21
Fig. 6 - Diagramme SiO ₂ vs FeO _t /MgO	21
Fig. 7 - Spectres de terres rares des roches basiques et intermédiaires de la Série Paramaca	21
Fig. 8 - Spectres d'éléments traces des roches basiques et intermédiaires du massif du Mahury	26
Fig. 9 - Diagramme Zr vs (Nb/Zr)	26
Fig. 10 - Spectres d'éléments traces des roches basiques et intermédiaires du massif du Mahury	26
Fig. 11 - Coupe schématique de répartition des différents faciès d'altérites.....	32

INTRODUCTION

L'objectif de la cartographie thématique minière est de mettre en évidence le potentiel minier d'une région et les secteurs les plus porteurs. Ceci afin de permettre la définition de stratégies d'investissement pour la découverte et la valorisation de nouveaux gisements économiques en or, diamant et métaux de base. Pour ce faire, on reporte sur une carte géologique les indices minéralisés, les gîtes et les gisements de minerais et on replace ceux-ci dans leur cadre lithostratigraphique et structural. Ce travail, qui concerne ici la région de Cayenne, fait suite à une synthèse préliminaire du Nord de la Guyane selon la même thématique (Vernhet *et al.* et Milesi *et al.*, *soumis*). Le territoire de la carte de Cayenne apparaît comme une région clé du fait de sa situation géographique et, conséquemment, de ses infrastructures relativement développées.

La réalisation de la carte thématique minière de Cayenne à 1/100 000 a été effectuée par le biais d'une convention cadre (n° 63/87/CR) entre le Conseil Régional de Guyane et le BRGM. Cette convention, signée une première fois en 1987, et renouvelée en Décembre 1990 prévoit l'exécution de deux cartes thématiques minières à 1/100 000 (Cayenne et Régina) et de quatre cartes thématiques "aménagement" à 1/50 000 sur les zones d'intérêt économique majeur. Cette convention accompagnée d'une convention d'exécution spécifique (n° 2/89-CR-BRGM) signée le 28 novembre 1989, engage les deux parties pour cinq ans et prévoit des financements de la Région, des Instances Européennes et du Ministère de l'Industrie et de la Recherche à travers la Direction Scientifique du BRGM.

1 - CADRE GEOGRAPHIQUE

Située entre 2 et 6 degrés de latitude nord, la Guyane subit un climat de type équatorial. Il y fait donc régulièrement chaud et humide et les pluies sont abondantes la majeure partie de l'année. A l'exception d'une étroite frange côtière, la Guyane est entièrement recouverte par la partie septentrionale de la forêt amazonienne ici bien préservée. La feuille "Cayenne" à 1/100 000 est en partie située sur la frange côtière : plus de la moitié du territoire de la carte est occupée par la mer ou par des zones littorales marécageuses et de savanes, la forêt occupant *grosso modo* la moitié SW de la carte et quelques zones de "l'Ile de Cayenne". Cette dernière correspond en fait à une péninsule comprise entre la mer, les fleuves Mahury et de Cayenne et la "rivière du Tour de l'Ile". Son appellation d'île est à rapporter au fait qu'il s'agit d'un pointement rocheux au sein du littoral marécageux inhospitalier. Le relief est relativement accidenté dans plusieurs secteurs du territoire de la carte. Plusieurs massifs aux pentes marquées sont individualisés : la Montagne du Mahury (156m) et le Mont Grand Matoury (234m) sur "l'Ile de Cayenne", la Montagne des Chevaux (152m) plus au Sud et une zone centro-méridionale, Nord-Sud à NW-SE, constituée principalement des montagnes Roura (254m), Gabrielle (276m), Trésor (382m) et de Kaw (310m), et le massif sud-occidental au sein duquel culmine la Montagne Cacao (399m). Les grands traits morphologiques de la région apparaissent nettement sur la "carte radar ERS-1". Le relief est en relation étroite avec la nature du substratum géologique : les granitoïdes et les schistes, au contraire des autres lithologies, constituent des zones de faible relief. Le territoire de la carte, comme le reste de la Guyane, est parcouru par un réseau hydrographique très dense. Les principaux cours d'eau sont d'une part, dans le NW de la carte, la rivière de Montsinéry qui se joint à la rivière de Cayenne (rivière des Cascades plus en amont) à proximité de la mer, et d'autre part, le long d'une zone Nord-Sud à peu près centrale, les rivières Orapu et Comté qui se rejoignent pour former la rivière Oyac puis, après la confluence avec la rivière du tour de l'île, le fleuve Mahury.

Sur le territoire de la carte, la population est concentrée essentiellement à Cayenne (60 000 habitants, capitale régionale de la Guyane) ou dans quelques agglomérations voisines (Matoury, Rémire-Montjoly). Plus au Sud, la population se répartit presque exclusivement dans les villages de Stoupan, Roura (sur les rives de l'Oyac) ou Cacao, village en pleine croissance sur la rive droite de la Comté dans le SW de la carte.

La région de Cayenne est celle qui présente, en Guyane, les infrastructures les plus développées comprenant notamment un aéroport et un port internationaux ainsi qu'un réseau routier relativement important.

2 - CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte géologique présentée a été levée à partir de celle de Choubert (1956). Ont participé aux levés : pour le socle ancien (Protérozoïque inférieur), E.Egal, P.Ledru, J.P.Milési, O.Vanderhaeghe, A.Ourzik et F.Mounié, et pour les formations actuelles à récentes J.P. Cautru et Ph.Freyssinet. Les affleurements de socle sont rares et souvent très altérés. Des informations extraites de rapports BRGM ou fournies par les études en cours de l'Inventaire Minier de la Guyane ont également été intégrées à la carte géologique. L'examen de l'image radar satellitaire ERS-1 (1992) a permis de vérifier les contours des grandes entités géologiques et le tracé des principaux accidents tectoniques. L'interprétation cartographique des données aéromagnétiques du secteur, proposée par N.Debeglia (1990) a également été intégrée : deux structures magnétiques locales sont reportées sur la carte.

A.M.Hottin et M.Tegyey ont participé à l'analyse micrographique des roches. D.Thiéblemont a effectué l'étude géochimique des roches magmatiques.

Le report des indices et gisements par Y. Vernhet et J.P. Milési fait suite à l'établissement de la carte des minéralisations à 1/350 000 du Nord de la Guyane (Vernhet *et al.* et Milési *et al.*, *soumis*) pour laquelle de nombreux rapports miniers du BMG (Bureau Minier Guyanais) et du BRGM ont été consultés. Le contexte géologique a été précisé par de nombreuses observations *in situ* de J.P.Milési.

Le fond topographique à 1/100 000 de la carte est issu d'un assemblage, réalisé par l'IGN, de quatre cartes à 1/50 000 réduites.

3 - GEOLOGIE DE LA GUYANE (FIG.1)

La Guyane, qui s'intègre dans un ensemble géologique beaucoup plus vaste, le Bouclier Guyanais (Gibbs et Barron, 1983), est constituée essentiellement de terrains du Protérozoïque inférieur (âge entre 2,5 et 1,9 milliards d'années) comprenant d'une part plusieurs générations de granitoïdes, métamorphisés ou non et couvrant une très vaste superficie, et d'autre part des terrains volcaniques et sédimentaires métamorphisés en conditions variables ("faciès schistes verts" de bas grade jusqu'au "faciès granulite") constituant un ensemble de type "ceinture de roches vertes" (fig.1). La déformation et le métamorphisme subis par ces ensembles sont rapportés à la formation de la chaîne transamazonienne, reconnue sur l'ensemble du Bouclier Guyanais et datée à environ 2 Ga (= 2 milliards d'années). Aucun terrain archéen (âge supérieur à 2,5 Ga) n'a été reconnu en Guyane.

Les travaux récents menés en Guyane ont permis de proposer une nouvelle lithostratigraphie des terrains volcaniques et sédimentaires (Ledru *et al.*, 1991 ; Egal *et al.*, 1992) en accord avec celle proposée pour le Surinam voisin (Bosma *et al.*, 1983). On distingue schématiquement un ensemble inférieur comprenant la Série volcano-sédimentaire Paramaca et la Série flyschôide Armina, et un ensemble supérieur grés-conglomératique, l'Ensemble Détritique Supérieur, séparé du précédent par une discordance tectonique (Ledru *et al.*, 1991 ; Egal *et al.*, 1992).

3.1 - LITHOLOGIE

3.1.1 - L'ensemble inférieur volcanique et sédimentaire

3.1.1.1 - La Série Paramaca.

Cette série est constituée essentiellement de (méta)volcanites et de (méta)pyroclastites. Le volcanisme est représenté par des termes de chimisme basique à acide (basaltes, andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites).

D'après les travaux cartographiques effectués dans le Sud de la Guyane (Marot, 1989) et au Surinam (Bosma *et al.*, 1983), la Série Paramaca comprend schématiquement des metabasaltes (amphibolites) à la base (avec parfois des intercalations ultrabasiques d'amphiboloschistes komatiitiques), surmontés de métalaves et de métapyroclastites (de plus en plus abondantes vers le haut de la série) de composition intermédiaire à acide. L'ensemble est surmonté par des roches détritiques fines rapportées à la Série Armina. La mise en place des volcanites de la série est datée à 2,11 +/- 0,09 Ga (isochrone Sm-Nd sur roche totale ; Gruau *et al.*, 1985).

La Série de l'Ile de Cayenne, distinguée par Choubert (1956, 1974), est intégrée à la Série Paramaca sur la figure 1 du fait des analogies entre les deux séries.

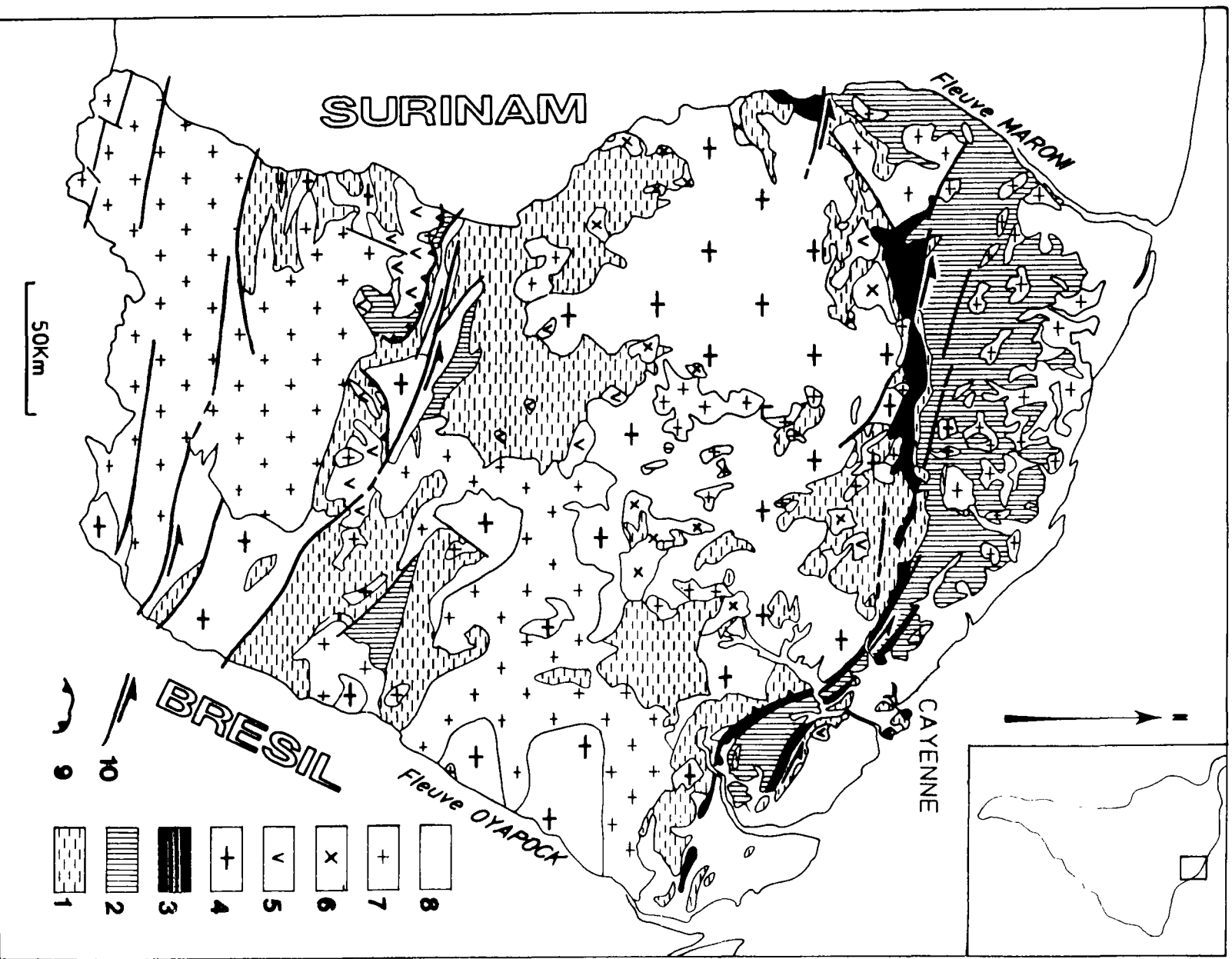


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la Guyane.

1 - Série Paramaca. 2 - Série Armina. 3 - Ensemble Détritique Supérieur. 4 - Granitoïdes "guyanais".
5 - Plutonites basiques. 6 - Diorites (quartziques). 7 - Granitoïdes "caraïbes". 8 - Formations actuelles à récentes. 9 - Chevauchements. 10 - Décrochements senestres.

Dans le Sud de la Guyane, la Série Paramaca a subi un métamorphisme de faciès schiste vert à granulite (Marot, 1989). Dans le Nord, les terrains classiquement rapportés à la Série Paramaca ont essentiellement été métamorphisés en conditions de faciès schiste vert, cependant les formations rapportées à la Série de l'Ile de Cayenne ont subi un métamorphisme amphibolitique à granulitique.

La Série Paramaca est globalement affectée par deux générations de structures pénétratives (Marot, 1989).

3.1.1.2 - La Série flyschœide Armina.

Cette série est constituée essentiellement d'alternances de grès fins (wackes) et de pélites (siltites et/ou argilites) en proportions et en séquences très variables suivant les secteurs de Guyane : les pélites sont souvent largement dominantes et constituent des domaines de "schistes" ou phyllades. Une mise en place liée à des courants de turbidité est proposée pour cette série (Bosma *et al.*, 1983).

Deux phases de déformation superposées (D1 et D2) ont été reconnues dans la Série Armina. Le métamorphisme, hétérogène et fortement influencé par la mise en place des granitoïdes, est faible (séricite) à fort (grenat, biotite, staurotide...).

3.1.2 - L' Ensemble Détritique Supérieur

Cet ensemble, correspondant à la "Formation de Rosebel" du Surinam (Bosma *et al.*, 1983) constitue en Guyane une série de bassins grossièrement alignés selon un linéament morphostructural majeur de direction approximativement Est-Ouest : le "Sillon Nord-Guyanais". Ces bassins sont constitués de grès, quartzites et conglomérats mono- ou polygéniques, déposés en milieu fluvial, et sont interprétés comme des "pull-apart" formés en contexte décrochant senestre (Ledru *et al.*, 1991 ; Egal *et al.*, 1992 ; Manier *et al.*, 1993).

Une phase de déformation décrochante majeure, rapportée à la phase régionale D2 affecte l'Ensemble Détritique Supérieur. Les conglomérats remanient des galets préalablement affectés par une schistosité rapportée à la phase régionale D1 (Ledru *et al.*, 1991 ; Egal *et al.* 1992).

Le métamorphisme subi par l'Ensemble Détritique Supérieur est très variable et dépend de la proximité de corps intrusifs (métamorphisme de contact) ou d'un écaillage tectonique (présence de disthène).

3.1.3 - Les roches plutoniques du Protérozoïque inférieur

Les roches plutoniques, notamment les granitoïdes, couvrent une vaste superficie en Guyane. On distingue un plutonisme gabbro-dioritique et plusieurs épisodes granitoïdiques répartis, à la suite de Choubert (1974), en deux phases majeures, "guyanaise" et "caraïbe".

3.1.3.1 - Le plutonisme gabbro-dioritique

Ce plutonisme se manifeste par des faciès pétrographiques variés formant des massifs plurikilométriques à pluridéca-kilométriques et généralement constitués d'un faciès dominant et de faciès subordonnés. La déformation et le métamorphisme sont irrégulièrement développés. D'après Choubert (1974), ce plutonisme comprend des termes ultrabasiques (péridotites) à acides (granites) mais est principalement représenté par des gabbros et des diorites (et diorites quartziques). En revanche, Marot (1989), dans le Sud de la Guyane, décrit essentiellement des gabbros et note l'absence de termes péridotitiques associés (les termes ultrabasiques reconnus par ailleurs en Guyane sont rapportés à la Série Paramaca). D'après cet auteur, les intrusions gabbroïques se sont mises en place postérieurement à la Série Paramaca, entre les phases tectoniques régionales D1 et D2, antérieurement au plutonisme caraïbe.

3.1.3.2 - Les granitoïdes "guyanais"

Ces granitoïdes sont généralement gneissifiés, l'encaissant est fréquemment migmatisé à leur contact (Choubert, 1974). La composition évolue entre un pôle granitique et un pôle quartzo-dioritique (tonalitique). Choubert (1974) décrit de larges zones aplitiques et pegmatitiques en bordure de massifs.

Dans le Sud de la Guyane, Marot (1989) distingue deux générations d'orthogneiss "guyanais" : une première (plus ou moins migmatitique) non datée, antérieure ou synchrone de la phase tectonique régionale D1 et une seconde (non migmatitique) postérieure à D1 et antérieure à la phase D2 et pour laquelle un âge à $2 \pm 0,07$ Ga a été obtenu (isochrone Sm/Nd sur roche totale) (Gruau *et al.*, 1985).

3.1.3.3 - Les granitoïdes "caraïbes"

Choubert (1974) distingue plusieurs venues magmatiques "caraïbes" comprenant des termes variés parfois porphyroïdes, la plus jeune étant représentée par les granites à deux micas "Galibi", absent dans le Sud de la Guyane (Marot, 1989). Les migmatites sont fréquentes, surtout à la bordure des massifs importants et les pegmatites associées aux granites "Galibi" sont très développées (Choubert, 1974 ; Marot, 1989).

Aucun âge fiable de ces granites n'est disponible. D'après Marot (1989), ils apparaissent synchrones à postérieurs à la tectonique D2 et marquent la dernière manifestation magmatique transamazonienne.

3.1.4 - Le magmatisme doléritique permo-triasique

Des filons de dolérite accompagnés de petits massifs de gabbro et de basalte se mettent en place lors de l'extension permo-triasique liée à l'ouverture de l'Atlantique.

3.1.5 - Les formations actuelles à récentes

Les formations récentes et actuelles comprennent d'après Choubert (1956, 1974) :

- des formations sédimentaires marines et fluviomarines localisées dans les plaines côtières anciennes et récentes ;
- des formations fluviales en terrasses étagées ;

- des latérites remarquées aussi bien sur les sommets des "montagnes" et des plateaux qu'au niveau de la plaine quaternaire.

3.2 - TECTONIQUE ET METAMORPHISME

Deux phases tectoniques majeures D1 et D2 sont distinguées au sein des séries volcaniques et sédimentaires ("ceinture de roches vertes") du Nord de la Guyane (Ledru *et al.*, 1991 ; Egal *et al.*, 1992). Si la phase D2 affecte clairement toutes les séries, les structures D1 en revanche, paraissent n'avoir affecté que l'ensemble inférieur volcanique et sédimentaire (séries Paramaca et Armina) et l'Ensemble Détritique Supérieur remanie des galets schistosés, ce qui suggère que l'Ensemble Détritique Supérieur s'est déposé postérieurement à la déformation D1 en discordance sur l'ensemble inférieur.

Récemment, la déformation D1 a été reliée dans le Sud de la Guyane à une phase de tectonique chevauchante collisionnelle à vergence nord (fig.1) (Jégouzo *et al.*, 1990). Dans le Nord, la déformation D1 est plus discrète et les données sont insuffisantes pour déterminer la géométrie à l'échelle régionale et le contexte tectonique de la déformation.

La phase D2 est associée à des accidents décrochants senestres majeurs. Ceux-ci ont été reconnus aussi bien dans le Sud de la Guyane (Marot, 1989 ; Jégouzo *et al.*, 1980) que dans le Nord où ils bordent les bassins de l'Ensemble Détritique Supérieur du Sillon Nord-Guyanais (fig.1) et paraissent avoir de plus joué un rôle précoce dans l'ouverture en pull-apart de ces bassins avant de contrôler leur déformation (Ledru *et al.*, 1991 ; Egal *et al.*, 1992).

L'ensemble inférieur est localement chevauchant sur l'Ensemble Détritique Supérieur. Cet écaillage s'est effectué soit lors d'un stade précoce de la phase D2, soit le long d'une rampe en chevauchement dans le système globalement décrochant. Disthène, chloritoïde et muscovite paragonitique cristallisent dans l'Ensemble Détritique Supérieur au cours de cet écaillage (Tegyey, 1993).

Le métamorphisme thermique, lié à la mise en place des granitoïdes, est responsable de néocristallisations, généralement en conditions statiques, de biotite, d'amphiboles, de grenat, de tourmaline, de staurotide, de sillimanite, d'andalousite...

4 - DESCRIPTION DES TERRAINS DE LA CARTE

4.1 - LITHOLOGIE

4.1.1 - L'ensemble inférieur volcanique et sédimentaire

Nous intégrons dans cet ensemble la Série de l'Ile de Cayenne (Choubert, 1956), distinguée sur la carte bien que représentant vraisemblablement un équivalent plus métamorphique de la Série Paramaca.

4.1.1.1 - La Série de l'Ile de Cayenne ($\lambda\delta$)

Cette série concerne l'essentiel de l'Ile de Cayenne à l'exception du massif du Mahury. Elle est associée à un relief relativement marqué sous forme de plusieurs petits massifs (Mont Cabassou, Mont St-Martin, Montagne Tigre et surtout Mont Grand Matoury). Les affleurements sont de très bonne qualité le long de la côte située au Nord de Cayenne ou au pied du Mont Bourda ainsi qu'au sein des grandes carrières en activité des Maringouins. La série est par ailleurs largement recouverte de cuirasses latéritiques basses (cf plus loin).

La série est constituée de roches métamorphiques claires (leptynites), sombres (amphibolites) ou de teinte intermédiaire (gneiss à amphiboles) alternant fréquemment à l'échelle mésostructurale. Des niveaux leucocrates trondjémiques recoupent parfois les alternances. Les leptynites et les gneiss à amphiboles (composition acide à intermédiaire) apparaissent plus abondants que les amphibolites franches. Une anorthosite à grenat a été observée sur une ancienne lame mince (collection BRGM) en provenance du Mont Grand Matoury. Des faciès irrégulièrement rubanés à niveaux sombres biotitiques et niveaux clairs quartzo-feldspathiques caractérisent des migmatites. Elles apparaissent irrégulièrement dans le Nord, notamment le long de la côte.

Les alternances leptynites-amphibolites à différentes échelles plaident pour une origine (hypo) volcanique. Très localement, la roche présente une texture microporphyrrique (petits phénocristaux préservés dans une matrice) à cachet volcanique. Cependant, dans le cas général, la texture granoblastique peu orientée des leptynites apparaît héritée d'une texture filonienne voire grenue. Toutefois, contrairement à ce qui était proposé auparavant pour plusieurs massifs (Mont Cabassou, Montagne Tigre, secteur de la carrière des Maringouins) (Choubert, 1956), nous n'avons pas observé de larges zones de roches devant être rapportées à des massifs de granitoïdes. Parmi les amphibolites, on distingue des faciès très fins, rares, dérivant de laves basaltiques à andésitiques, des faciès grossiers pour lesquels on reconnaît encore une ancienne texture grenue et des faciès à grain moyen qui sont les plus répandus et qui dérivent vraisemblablement d'anciennes roches basiques (hypo)volcaniques.

Les leptynites, de couleur claire, présentent généralement une texture granoblastique faiblement orientée. Elles sont constituées de plagioclase, quartz (minéraux les plus abondants), sphène (abondant), oxydes et sulfures, microcline (rare), épidote, amphibole verte (actinote?), micas (biotite et muscovite), allanite, apatite, zircons, éventuellement calcite. Localement on observe également du clinopyroxène et du grenat métamorphiques. A.M.Hottin rapporte ces roches à des métatondjémiques. L'association sphène-épidote-calcite reflète l'existence de niveaux calcosilicatés. Par enrichissement en amphiboles, les leptynites passent aux gneiss à amphiboles, puis aux amphibolites, vert sombre à noires constituées principalement de hornblende verte. Le plagioclase (parfois très altéré) mais également le quartz sont souvent abondants (rubans). On observe régulièrement du sphène et des opaques. La biotite est parfois abondante, c'est à dire en

quantité équivalente à l'amphibole. Le grenat est également observé localement au sein des amphibolites.

La présence de clinopyroxène (augite, ferrosalite ?) indique pour la Série de l'Ile de Cayenne un pic métamorphique dans les conditions du faciès amphibolite de haut grade (à granulite?). Les conditions thermiques pour la migmatitisation sont atteintes dans le Nord de "l'Ile", notamment le long de la côte.

Un métamorphisme hydrothermal, tardif par rapport à la déformation majeure, est parfois très développé. Il se marque par une abondante saussuritisation et séricitisation des plagioclases ainsi que localement par la cristallisation d'amphiboles, isolées ou amassées en gerbes, parfaitement superposées sur la foliation à biotite.

La foliation, parallèle au rubanement lithologique, et la linéation associée, sont généralement peu marquées dans les leptynites au contraire des amphibolites. Une structuration discrète en plans S et C et quelques plis d'entraînement ont été observés dans la carrière des Maringouins. Ils indiquent une cinématique chevauchante locale vers l'Ouest. Il est vraisemblable que l'ensemble de cette déformation soit à rapporter à la phase régionale D1 mais ceci reste à démontrer.

Datation des leptynites

Une datation d'un échantillon (CAY 18A) de leptynite (métatrandjhémite) de la Série de l'Ile de Cayenne a été effectuée par A. Cocherie par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon (annexe 1). Six grains de zircon ont été sélectionnés. Ils ont tous permis de mesurer les rapports isotopiques sur trois paliers, mais des âges très variés ont été obtenus (entre 2170 et 2217 Ma, annexe 1: tab.1), du fait vraisemblablement de phénomènes d'héritage et de pertes de plomb (cf discussion en annexe 1). L'interprétation en tant qu'âge de la roche est très délicate. Deux grains (zircons Zr C et Zr D) donnent cependant, sur un total de cinq paliers, un âge moyen assez bien contraint à 2174 +/- 7 Ma (seule, une légère perte de plomb est visible sur le premier palier du zircon Zr D) (annexe 1 : tab.1 et fig.1). On peut interpréter cet âge, avec cependant de grandes réserves, comme celui de la trondjhémite (cf commentaire en annexe 1).

Géochimie de deux trondjhémites

Les deux échantillons analysés, à texture granoblastique et dépourvus de feldspath potassique, proviennent : l'un (CAY9A), d'une lame intrusive dans des metabasaltes, et l'autre (CAY18A), d'un niveau de leptynite alternant avec des amphibolites. Les analyses ont été effectuées au BRGM par Fluorescence X (éléments majeurs), ICP et ICP-MS (éléments traces). Elles figurent dans le tableau de l'annexe 2.

Les deux échantillons se caractérisent par une composition nettement acide ($\text{SiO}_2 \geq 75\%$) et faiblement potassique (Peccerillo et Taylor, 1976) (fig.2), qui justifie l'appellation de trondjhémite retenue d'après la composition minéralogique. Les teneurs en Al_2O_3 sont plutôt faibles (< 11,5%).

Selon une procédure géochimique classique, les analyses de terres rares ont été reportées dans des diagrammes de normalisation aux chondrites (valeurs de Anders et Grévesse [1989]) (fig.3). Chaque échantillon présente alors un "spectre" caractéristique qu'il est possible de comparer à ceux de roches ignées ou sédimentaires de référence (cf. Henderson, 1982). Pour les autres éléments traces dits "incompatibles" et quelques terres rares, une normalisation au "Manteau Primordial" a été adoptée, selon la procédure préconisée par Wood *et al.* (1979) et en utilisant les valeurs de normalisation proposées par Hofmann (1988).

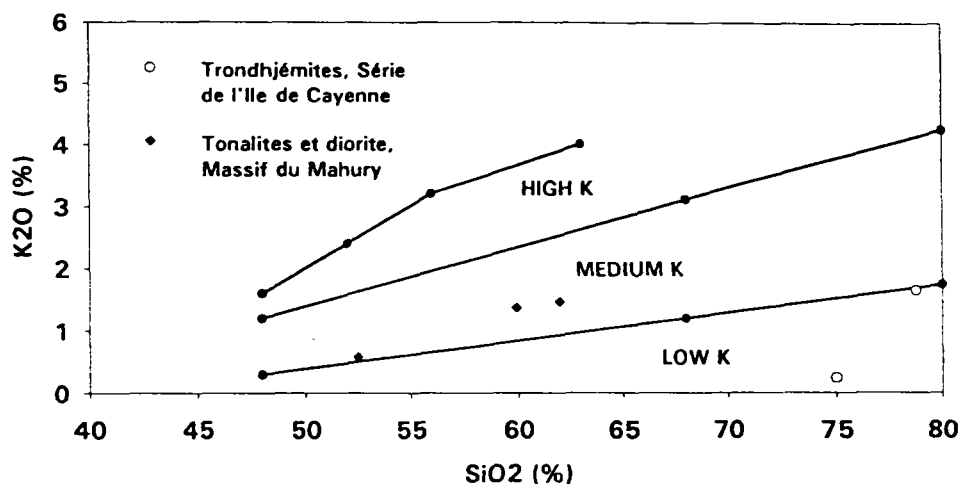


Fig. 2 - Diagramme SiO₂ vs K₂O (Peccerillo et Taylor, 1976), pour des roches intrusives guyanaises, permettant la distinction entre les types "faiblement potassique" (champ indexé LOW K), "modérément potassique" (champ indexé MEDIUM K) et "fortement potassique" (champ indexé HIGH K).

TRONDHJEMITES, SERIE DE L'ILE DE CAYENNE

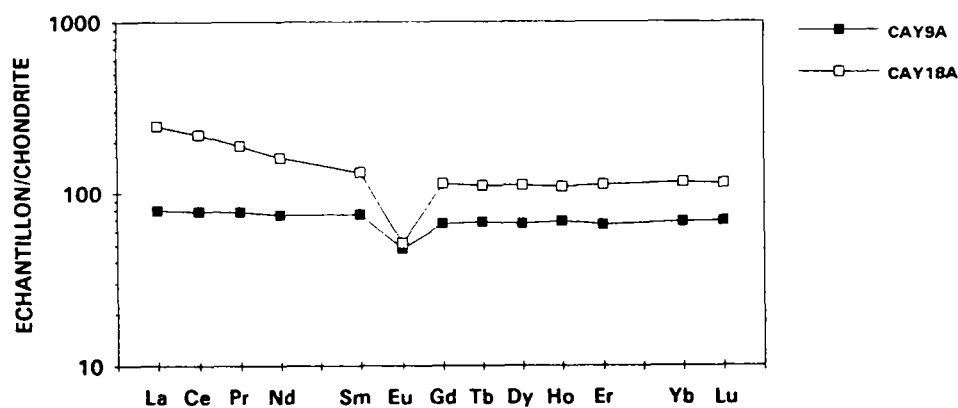


Fig. 3 - Spectres de terres rares normés aux chondrites des trondhjémites de la Série de l'île de Cayenne.

TRONDHJEMITES, SERIE DE L'ILE DE CAYENNE

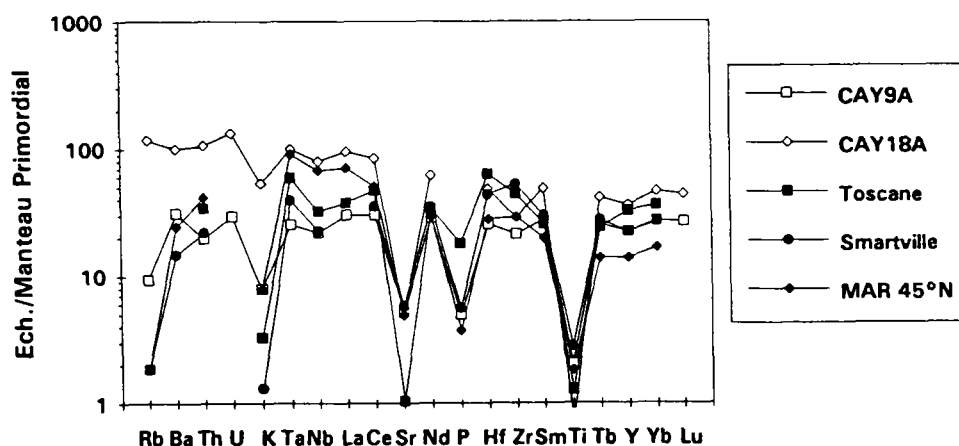


Fig. 4 - Spectres d'éléments traces normés au Manteau Primordial des trondhjémites de la Série de l'île de Cayenne. Comparaison avec des plagiogranites ophiolitiques (Toscane et Smartville) et océaniques (MAR 45°N) analysés par Pearce et al. (1984).

Si l'on excepte Eu, qui délimite une nette anomalie négative, le spectre de terres rares de l'échantillon CAY9A (fig.3) est quasi-parallèle à l'axe des abscisses, un tel spectre est dit "non fractionné" ou "chondritique". L'anomalie en Eu est classiquement attribuée au fractionnement de feldspath plagioclase, Eu présentant une affinité marquée pour ce minéral (cf. Henderson, 1982).

Le spectre de l'échantillon CAY18A (fig.3) présente également une forte anomalie négative en Eu. Il diffère du précédent par un léger "fractionnement" au niveau des terres rares légères (de La à Nd).

Les teneurs en terres rares lourdes sont de l'ordre de 70 fois (CAY9A) à plus de 100 fois (CAY18A) plus fortes que celles des chondrites, ce qui est élevé. De telles teneurs, couplées au faible pourcentage d'alumine, situent les deux roches dans le groupe des trondhjémites "pauvres en Al_2O_3 ", réputées caractéristiques des domaines océaniques et paléo-océaniques (ophiolites) (Arth, 1979).

Les spectres de normalisation au Manteau Primordial (fig.4) sont assez voisins, bien que les teneurs en éléments incompatibles soient systématiquement plus élevées dans l'échantillon CAY18A. Pour les autres éléments, le spectre de l'échantillon CAY9A apparaît quasi-parallèle à l'axe des abscisses, et celui de CAY18A légèrement et régulièrement fractionné entre Rb et Lu.

Comme l'illustre la fig.4, les spectres des deux trondhjémites guyanaises sont tout à fait comparables à ceux de plagiogranites ophiolitiques et océaniques collectés par Pearce et al. (1984). Selon cet auteur, l'origine la plus probable pour de telles roches est la cristallisation fractionnée d'un basalte tholéiitique. Dans cette hypothèse, les anomalies en Sr, P et Ti traduiraient la cristallisation de minéraux fractionnant préférentiellement ces éléments : plagioclase pour Sr (auquel on peut ajouter Eu), apatite pour P et oxydes ferro-titanés pour Ti. L'anomalie en K résulterait d'un phénomène d'altération postérieur à la mise en place.

Les rapports Th/Ta et La/Nb dans CAY9A et CAY18A sont respectivement de 1,8 et 1,4, et 2,5 et 1,2 (tableau de l'annexe 2). Ces valeurs sont communes dans les tholéiites de rides médio-océaniques et de bassins arrière-arcs (Joron et Treuil, 1977; Saunders *et al.*, 1980; Cabanis et Thiéblemont, 1988). Par contre, les rapports Th/Ta et La/Nb de la grande majorité des tholéiites d'arc sont significativement plus élevés (≥ 5 et $\geq 2,5$ respectivement).

En résumé

Les trondhjémites analysées présentent les caractéristiques de plagiogranites ophiolitiques et océaniques récents. Elles dériveraient de la cristallisation fractionnée de basaltes tholéiitiques comparables aux laves des rides médio-océaniques ou des bassins arrière-arcs. Notons cependant que le pourcentage relatif de roches acides et intermédiaires (par rapport aux termes basiques), dans la Série de l'Ile de Cayenne, est bien supérieur à celui observé dans les ophiolites ou la croûte océanique actuelle.

4.1.1.2 - La Série Paramaca

Deux entités cartographiques sont distinguées pour cette série : une entité principalement constituée de métavolcanites et de quartzites (zone de Cacao) et une seconde entité composée de métavolcanites, de métasédiments (schistes), de métaplutonites et de quartzites (zone de Roura-Kaw). Pour chaque entité, les points d'observation des différents faciès pétrographiques sont représentés par une surcharge ponctuelle. Les roches décrites ci-dessous présentent fréquemment une altération rougeâtre, partielle à totale. Les couleurs décrites s'entendent bien sur hors altération.

a. Zone de Cacao. *Métavolcanites et quartzites (Pv).*

Cette lithologie affleure dans le SW de la carte et constitue le massif culminant de la carte (Montagne Cacao, 399m). Les roches sont souvent massives. Le faciès dominant est représenté par des amphibolischistes vert moyen constitués principalement, d'après l'observation de lames minces, d'actinote en gerbes plus ou moins orientées, associées suivant les cas à chlorite, épidote, opaques, sphène, et/ou biotite en quantités variables. Ce faciès dérive très vraisemblablement d'anciennes roches volcanogènes de composition basique à intermédiaire (§ Géochimie). On observe plus rarement des roches vert pâle très chloriteuses (+ micas blancs) à amandes quartzieuses, représentant des laves de composition plus acide. Une roche microgrenue porphyrique a été vu ponctuellement et non en place. Des quartzites gris-vert pâle à grain très fin (métarhyolites ?), ainsi que des ultrabasites affleurent de place en place. Ces séries à dominante métavolcanique franche contiennent localement des intercalations de schistes (argilites, grauwwacks fins) parfois riches en tourmaline.

Ces roches sont affectées par une foliation majeure (subverticale) irrégulièrement marquée par les cristallisations orientées des actinotes et des chlorites. Ces minéraux indiquent des conditions métamorphiques de faciès schiste vert. Localement, cette foliation apparaît de nature composite, deux surfaces d'anisotropie subverticales assimilées à deux schistosités (S1 et S2) étant identifiées. Les trajectoires cartographiques de la schistosité S1 dessinent des plis acceptant la schistosité S2 en plan axial.

b. Zone de Roura-Kaw. *Métavolcanites, métasédiments (schistes), métaplutonites et quartzites (Pvs).*

Cette entité lithologique, qui s'étend selon une longue bande NW-SE (montagnes des Serpents, de Roura, de Trésor et de Kaw), est constituée de faciès variés tels que, dans le secteur des montagnes de Trésor et de Kaw : des schistes fins à séricite et quartz (métapélites) du type de ceux de la Série Armina ; des métavolcanites vert moyen riches en actinote et donc de composition basique à intermédiaire ; des schistes vert pâle plus ou moins chloriteux (+ micas blanc) éventuellement à clastes (phénocristaux) de plagioclase et interprétés comme des métapyroclastites ; des chloritoschistes gris-vert sombres ; des métapyroxénites (un seul point d'observation) et des métagabbros ; des quartzites sombres à grain très fin non visible à l'œil nu. La répétition des différentes lithologies est vraisemblablement à relier en partie à l'intensité de la tectonique décrochante dans le secteur.

Dans le secteur de la Montagne de Roura, plus volcanogénique, les faciès suivants ont été distingués : amphiboloschistes, métavolcanites et métatufs de composition dacitique à basaltique, talcschistes (ultrabasites), gabbro-diorites (M. Tegyei *in* Hocquard, 1977).

La coexistence sans organisation apparente de faciès plutoniques, volcaniques, volcanoclastiques et purement sédimentaires, nous amène à considérer que ces faciès sont grossièrement interstratifiés. Nous interprétons cette lithologie composite comme révélatrice d'une zone de transition entre un domaine plus franchement volcanique (les métavolcanites du SW de la carte) de la Série Paramaca type et le domaine sédimentaire détritique de la Série Armina.

Une foliation majeure (schistosité régionale S2) affecte les roches de cette formation. Localement, dans des faciès métapélitiques, une schistosité précoce S1 est préservée au sein des microlithons de la schistosité principale S2. Dans le secteur de la Montagne de Kaw, où la déformation est particulièrement forte, des bandes de cisaillement de type C' synchrones de la déformation régionale D2 sont associées à la foliation majeure et indiquent une cinématique décrochante senestre. Le métamorphisme, de faciès schiste vert, se marque par la cristallisation de l'actinote, (de l'ouralite), de la chlorite (fréquente) et du mica blanc (généralement séricite).

c. Géochimie des roches ultramafiques et des métalaves de la Série Paramaca

Neuf échantillons ont été analysés, auxquels nous ajouterons trois analyses issues de la carte "Régina" (échantillons 72.91, 88.91 et 480.93). Ces analyses s'ordonnent en deux groupes : un groupe de roches ultrabasiques (4 échantillons) et un groupe de roches basiques à intermédiaires tholéitiques_{sl} (8 échantillons). Un troisième groupe, de nature calco-alcaline_{sl}, est identifié sur la carte "Régina" (Vanderhaeghe *et al.*, en préparation), que nous n'examinerons pas ici. Les analyses ont été effectuées au BRGM par Fluorescence X (éléments majeurs), ICP et ICP-MS (éléments traces). Elles figurent dans le tableau de l'annexe 2.

Roches ultramafiques

Il s'agit des échantillons 72.91, 21.90, 82.90 et 56.90. Ces roches sont fortement recristallisées et déformées, aussi seule l'étude géochimique peut-elle permettre d'identifier leur nature originelle.

La teneur en SiO₂ est comprise entre 40% et 52%, et la teneur en MgO entre 20% et 28%. A une exception (Na₂O dans 72.91), les teneurs en Na₂O et K₂O se situent en dessous de la limite de détection (0,1%). La teneur en TiO₂ varie de 0,3% à 0,59%. En accord avec la forte teneur en MgO, les teneurs en Cr, Ni et Co sont élevées (respectivement supérieures à 1900 ppm, 800 ppm et 80 ppm), et, en particulier, significativement plus fortes que dans les roches sédimentaires ou ignées communes. Ces caractères rapprochent les 4 échantillons des roches grenues ou laves riches en minéraux noirs : péridotites ou komatiites.

L'affinité avec les komatiites a été testée dans deux diagrammes de classification : les diagrammes MgO vs Al₂O₃ (Viljoen *et al.*, 1982) et Al₂O₃-(FeO+Fe₂O₃+TiO₂)-MgO (Jensen, 1976) (non représentés). Dans les deux cas, les échantillons 72.91 et 56.90 se placent à l'écart des lignées de référence (Afrique du Sud, Finlande) (Viljoen *et al.*, 1982; Jahn *et al.*, 1980), ce qui traduit une teneur trop élevée en Al₂O₃ (de l'ordre de 9%-10%).

Les spectres de terres rares des quatre échantillons (fig.5) ont des allures très différentes, témoins de la diversité d'origine des protolithes.

Le spectre de l'échantillon 82.90, qui présente une considérable anomalie négative au niveau de Ce, apparaît clairement distinct de celui d'une roche ignée. Dans ce cas, une origine sédimentaire peut être invoquée. Alternativement, on peut envisager que le spectre de la roche originelle ait été totalement "défiguré" par le métamorphisme.

Le spectre de l'échantillon 21.90 est nettement décroissant des terres rares légères (La ...) vers les terres rares lourdes (Dy ...). Pour ces dernières, les teneurs se placent fréquemment au-dessous de la limite de détection ($< 0,1$ ppm), ce qui distingue l'échantillon 21.90 d'une komatiite (Jahn *et al.*, 1980). Singulièrement, parmi les roches ignées communes, les seules dont les spectres soient comparables sont des roches acides : tufs siliceux associés aux ceintures de roches archéennes de Finlande (Jahn *et al.*, 1980) ou trondhjémites archéennes de l'Ouest des USA (Barker *et al.*, 1979).

Le spectre de l'échantillon 56.90 est quasiment plat, sauf au niveau de Eu qui délimite une anomalie positive. Les teneurs en terres rares sont de l'ordre de 2 fois plus élevées que celles des chondrites, ce qui est très faible. Ces caractéristiques s'observent communément dans les roches ultramafiques (harzburgites) des massifs ophiolitiques (cf. Henderson, 1982), par contre, les komatiites sont généralement plus riches en terres rares et des anomalies positives en Eu n'y semblent pas décrites (Jahn *et al.*, 1980).

Le spectre de l'échantillon 72.91 est quasi-plat, à l'exception d'une anomalie négative peu marquée au niveau de Eu, et très comparable à celui d'une komatiite (Jahn *et al.*, 1980). Rappelons cependant que 72.91 se distingue des komatiites par sa teneur relativement élevée en Al_2O_3 .

En résumé

Une origine komatiitique a été envisagée, par Gruau *et al.* (1985) et Gibbs (1987), pour des roches ultramafiques (décrites comme des schistes) affleurant au sein des ceintures de roches vertes du bouclier guyanais. Nos résultats ne permettent pas de confirmer cette hypothèse. Une ressemblance superficielle existe (teneurs élevées en MgO, Cr, Ni, Co et teneur modérée en SiO_2) qui ne résiste pas à un examen détaillé (Al_2O_3 , terres rares). Un échantillon pourrait être une ancienne harzburgite (56.90), les autres ne correspondent à aucune roche magmatique commune.

Roches basiques à intermédiaires

Les roches de ce groupe apparaissent très proches de roches ignées : basalte (soit $SiO_2 \leq 52\%$) (échantillons 88.91, 480.93, 74.90, 101e.90, 44c.90), andésito-basalte (soit $52\% \leq SiO_2 \leq 57\%$) (79.90, 101d.90) et andésite (soit $57\% < SiO_2 \leq 63\%$) (78.90) (tableau, annexe 2). La présence de termes différenciés siliceux (andésites) suggère une affinité sub-alkaline pour les roches originelles. Dans les échantillons 74.90 et 79.90 les teneurs en alcalins (Na et K) se placent au voisinage ou au-dessous de la limite de détection, ce qui pourrait traduire un "lessivage" de ces éléments au cours du métamorphisme.

Dans le diagramme SiO_2 vs FeO/MgO (Miyashiro, 1974; Gill, 1981) (fig.6), les analyses se placent dans le champ tholéiitique, les échantillons les plus basiques ($SiO_2 < 55\%$) définissant une vague lignée d'enrichissement en fer.

ROCHES ULTRAMAFIQUES, SERIE PARAMACA

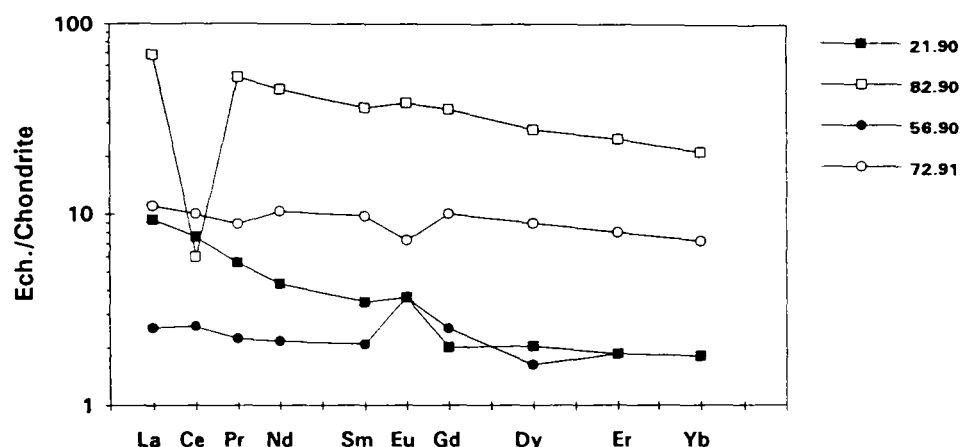


Fig. 5 - Spectres de terres rares normés aux chondrites des roches ultramafiques de la Série Paramaca.

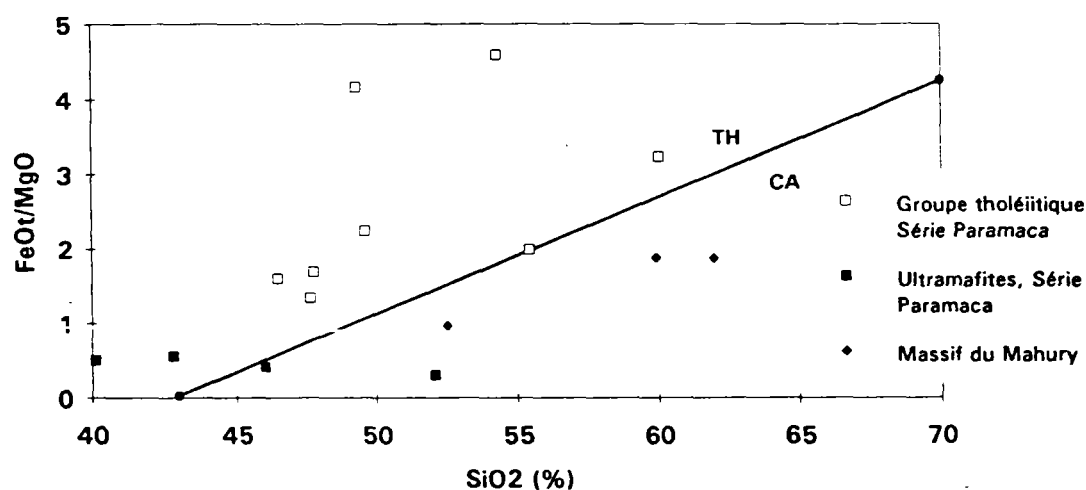


Fig. 6 - Diagramme SiO_2 vs FeOt/MgO (Miyashiro, 1975) de discrimination des roches et séries magmatiques calco-alcalines (champ CA) et tholéitiques (champ TH).

GRUPE THOLEIITIQUE, SERIE PARAMACA

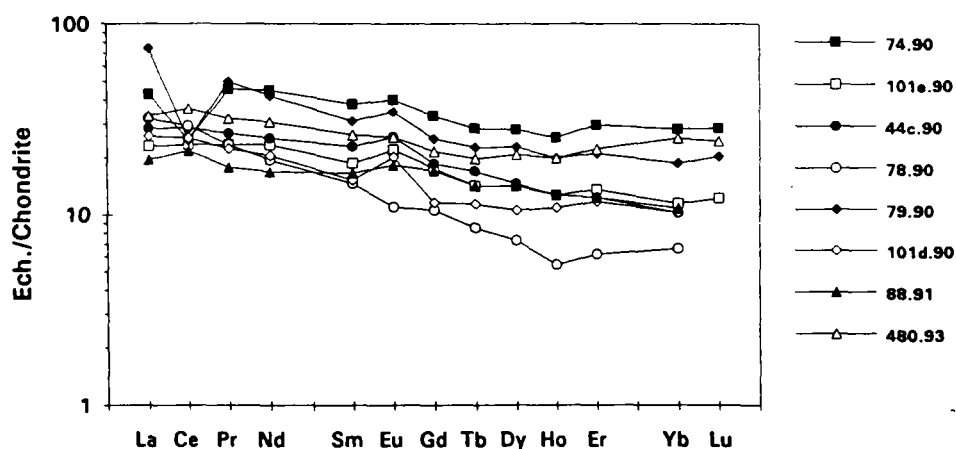


Fig. 7 - Spectres de terres rares normés aux chondrites des roches basiques à intermédiaires (Groupe tholéitique) de la Série Paramaca.

Les spectres de terres rares des échantillons 88.91, 480.93, 44c.90, 101d.90 et 101e.90 (fig.7) sont peu fractionnés, comparables à ceux de laves tholéitiques actuelles (cf. Henderson, 1982). Le spectre de 101d.90 présente une anomalie positive en Eu. Les fortes teneurs en Al_2O_3 et Sr suggèrent une cumulation de plagioclase.

Les spectres des échantillons 74.90 et 79.90 présentent de fortes anomalies négatives en Ce. Dans ce cas, une remobilisation des terres rares au cours du métamorphisme/altération peut être suspectée, ce que suggèrent également les très faibles teneurs en Na_2O et K_2O .

Le spectre de l'andésite 78.90, roche la plus acide, est plus fractionné que ceux des autres échantillons. Les teneurs en terres rares légères sont comparables, mais les teneurs en terres rares lourdes sont plus faibles dans 78.90 que dans les échantillons plus basiques. Ces différences excluent une origine de l'andésite par cristallisation fractionnée des termes basaltiques ou andésito-basaltiques.

Le rapport Th/Ta, compris entre 1,7 et 4,3, se situe dans la gamme des tholéiites continentales (= 1-5), mais apparaît significativement plus faible que celui des tholéiites d'arcs (≥ 5), et plus élevé que celui des tholéiites océaniques (< 2) (Cabanis et Thiéblemont, 1988). Si l'on excepte les échantillons à forte anomalie en Ce (74.90 et 79.90), le rapport La/Nb est compris entre 1,9 et 3, ce qui se situe également dans la gamme des tholéiites continentales (= 1-3) (Cabanis et Lécalle, 1989).

En résumé

Les roches basiques à intermédiaires de la série Paramaca présentent une affinité tholéitique. Leurs signatures géochimiques sont variables mais se placent dans la gamme des tholéiites continentales modernes. Le métamorphisme semble avoir provoqué une altération sensible de la composition chimique (Na, K, terres rares) de deux échantillons (74.90 et 79.90). Enfin, nous verrons que ces roches ne présentent aucune parenté avec les formations plutoniques basiques à intermédiaires de la Montagne Mahury, de nature calco-alcaline.

4.1.1.3 - La Série Armina. Schistes ou phyllades (SA)

Ces roches constituent une large bande orientée NW-SE à travers la carte. La morphologie et le relief sont peu marqués. Les affleurements, rares, sont généralement très altérés, les schistes alors très tendres prennent généralement une couleur violacé-rougeâtre à zones ocre. Lorsqu'ils sont frais, le long de certains talus récents en bord de piste, ils sont de couleur gris acier caractéristique et se débitent très finement. Les schistes ou phyllades représentent des métapélites le plus souvent de granulométrie très fine (méta-argilites). Nous n'avons pas observé de grès francs. Choubert (1956) décrit des niveaux graphiteux et des filonnets lenticulaires de quartz généralement dans la schistosité. Mis à part les oxydes d'altération, les phyllades sont composés principalement de micas blanc généralement sériciteux et de très petits grains de quartz. La tourmaline est fréquente. La staurotide a été observée ponctuellement à l'oeil nu dans des faciès très altérés (rivière des cascades, dans l'Ouest de la carte).

La Série Armina est affectée par deux déformations pénétratives : une première schistosité S1 est crénelée dans les microlithons de la schistosité majeure de la roche qui correspond donc à une S2.

Des plis droits d'échelle mésoscopique ont été observés. L'ensemble de la zone affleurante de la Série Armina est interprétée comme un anticlinorium (Ledru *et al.*, 1991).

4.1.2 - L'Ensemble Détritique Supérieur du "Sillon Nord-Guyanais". Grès et conglomérats (cg).

Cet ensemble affleure selon plusieurs bandes étroites allongées NW-SE interprétées comme des gouttières synclinales. La Montagne des Chevaux (SE de Cayenne), entièrement constituée par cette formation présente de nombreux affleurements facilement accessibles, notamment au sein de plusieurs carrières en activité. La roche y présente généralement une couleur blanche caractéristique. Au niveau de la Montagne de Kaw, deux bandes encore assez mal connues se distinguent : la plus septentrionale et la plus étroite, est classiquement dénommée "Sillon central de Kaw" (auparavant interprétée p.p. comme une bande de métarhyolites, Choubert, 1956) ; nous distinguerons celle du Sud par "Sillon méridional de Kaw".

Nous avons distingué sur la carte les zones où soit les grès, soit les conglomérats dominent à l'affleurement. Les faciès varient au sein d'une zone d'affleurement ou d'une zone à l'autre. La Montagne des Chevaux est essentiellement constituée de conglomérats blancs à galets de quartz (rares schistes) et de grès également blancs et très quartzeux. L'ensemble est fortement recrystallisé et généralement très déformé. Le Sillon central de Kaw se compose de quartzites blancs également fortement déformés et recrystallisés. Il s'agit vraisemblablement d'anciens grès pour la plus grande part. On distingue toutefois quelques galets aux contours peu nets. Au sein du sillon méridional, la déformation est nettement moindre, les conglomérats remanient des galets de nature variée, les quartz (recrystallisés) semblent cependant dominants.

Les structures sédimentaires des grès et conglomérats sont mal préservées sur le territoire de la carte, du fait de la déformation et du métamorphisme. Localement sur la Montagne des Chevaux ("carrière Ribal"), des faciès sédimentaires bien préservés à rides de courant très nettes ont permis à Manier (1992, p. 89) de reconnaître des dépôts de rivière peu profonde à barres linguoïdes caractérisant un contexte de cône alluvial distal. Les faciès de type "debris flow", bien caractérisés sur la carte voisine de Régina (Vinchon *et al.*, 1988 ; Manier, 1992 ; Manier *et al.*, 1993), n'ont été reconnus que très localement sur la carte de Cayenne. Sur la carte de Régina, les conglomérats monogéniques à galets quartzeux et les conglomérats polygéniques de type debris-flow sont rapportés à deux unités sédimentaires distinctes ; les faciès conglomératiques monogéniques caractérisant des dépôts de type "rivières en tresses" alors que les séquences peu évoluées des "debris flow" traduisent un faible transport (dépôt proximal) en contexte d'instabilité importante à relier au fonctionnement de failles bordières (Ledru *et al.*, 1991 ; Manier *et al.*, 1993 ; Martel-Jantin *et al.*, 1993).

Une seule génération de structures pénétratives a été reconnue dans l'Ensemble Détritique Supérieur du territoire de la carte. La déformation, hétérogène, est cependant souvent forte à très forte. C'est le cas sur la Montagne des Chevaux où la forme sigmoïde des galets, et les plans de cisaillement associés à une linéation horizontale révèlent clairement une cinématique décrochante senestre. Les plans de cisaillement sont de différents types. Certains sont nets et continus : ils reprennent probablement les plans de la stratification originelle. D'autres, discontinus et obliques sur les précédents (lorsque ils sont associés), caractérisent des bandes secondaires de type C'. Au niveau des prolongements occidental (rivière des cascades) et oriental (pont sur la Comté) de la Montagne des Chevaux, ainsi qu'au sein du Sillon central de Kaw, la déformation est également très forte et de très belles bandes de cisaillement senestre ont été localement observées. Le Sillon méridional présente une déformation modérée et la tectonique décrochante senestre n'a pu être clairement caractérisée. Sur la Montagne des Chevaux, des bandes de cisaillement dextres tardives, ductiles à cassantes, recoupent les structures majeures.

La déformation de l'Ensemble Détritique Supérieur s'accompagne d'une forte recrystallisation du quartz et de la cristallisation de muscovites synfoliales ainsi que de la tourmaline anteschisteuse, du disthène dans la zone de la Montagne des Chevaux, et du chloritoïde dans le secteur de la Montagne de Kaw. Le disthène et la chloritoïde, antérieurs à synchrones de la déformation majeure, sont abondants là où ils sont observés mais ils ne coexistent pas : d'après M. Tegye (1993), la présence de l'une ou l'autre espèce minérale est vraisemblablement à corrélérer à des variations de la composition chimique de la roche. Cet auteur détermine par ailleurs un stade métamorphique culminant, antérieur à synchrone de la déformation dans les conditions de $T = 550-600^{\circ}\text{C}$ et $P = 5$ à 6 kb .

4.1.3 - Les roches plutoniques

Nous avons distingué sur la carte des roches intrusives de couleur sombre, et de composition intermédiaire à basique (gabbros et diorites pour l'essentiel) et des granitoïdes, répartis à la suite de Choubert (1956), en une génération précoce, dite "guyanaise", et une génération tardive, dite "caraïbe".

4.1.3.1 - Gabbros et diorites ($\eta\theta$)

Ces roches, à gros grain, constituent les montagnes de Mahury (Ile de Cayenne) et Gabrielle (centre-sud de la carte) ainsi que quelques autres petits massifs.

La *Montagne du Mahury* apparaît formée principalement de tonalites (plagioclase, amphibole, quartz, biotite) et de diorites (plagioclase, amphibole, rare biotite). Trois lames minces de tonalites (CAY12A, 12B, 12D) et une de diorite (CAY12C) ont été étudiées en détail par A.M. Hottin. Les tonalites présentent une texture granoblastique (orientée, hypidiomorphe), hétérogranulaire. Le plagioclase est généralement xénomorphe et poecilithique (parfois subautomorphe). Il contient des inclusions de quartz bulleux ou vermiculé, de minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole) et d'apatite. Le quartz, xénomorphe, constitue des plages à extinction onduleuse ou polygranulaires. L'amphibole, vert bleu à vert pâle, se présente soit en plages poecilithiques incluant plagioclase, biotite, épidote et sphène, soit en amas de cristaux partiellement automorphes et intimement associés aux mêmes minéraux. La biotite est brun-verdâtre. L'épidote est abondante. On observe également de l'allanite métamictite entourée d'épidote, de l'apatite, des oxydes et du zircon (à peu près 5 grains dans chaque lame mince). Le faciès de diorite à amphibole se différencie principalement par l'abondance de l'amphibole (à peu près 50% de la roche) et par la rareté du quartz (<5%). L'épidote est également moins abondante que dans le faciès tonalitique. L'amphibole est vert légèrement bleuté mais de composition hétérogène (rétromorphose). Elle se présente en amas orientés de cristaux rarement automorphes. La biotite (<10% de la roche) lui est intimement associée.

La lithologie de la *Montagne Gabrielle* a été étudiée en détail par Madon (1956) qui distingue (cf. carte) : des gabbros francs à clinopyroxène et des diorites, ainsi que des norites à olivines et des hornblendites d'extension locale. Une structure magnétique à peu près centrée sur la montagne Gabrielle (cf. carte) permet d'estimer la dimension de l'intrusion sous la couverture récente. De même, plus à l'Est, la présence d'une deuxième structure magnétique nous amène à envisager l'existence d'un autre corps plutonique basique masqué par les sédiments.

Localement déformées et recrystallisées, les roches plutoniques gabbro-dioritiques présentent le plus souvent une texture magmatique avec une légère fabrique. Leur calage par rapport aux déformations régionales reste à déterminer.

Datation des tonalites de la Montagne du Mahury

Une datation de tonalite (échantillon CAY12A) a été effectuée par A. Cocherie par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon (annexe 1). Quatre zircons ont été retenus. Ils présentent une remarquable homogénéité d'âge avec plusieurs paliers par grain, jusqu'à quatre dans le cas du grain Zr E (annexe 1 : tab.2). Cette homogénéité se retrouve sur le rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ voisin de 0.22 pour les neuf paliers retenus pour le calcul de l'âge moyen à 2144 ± 6 Ma annexe 1, tab.2 et fig.2). On interprète cet âge comme celui de la cristallisation de la tonalite à partir d'un magma homogène.

Géochimie des roches plutoniques de la Montagne du Mahury

Caractères généraux

3 roches ont été analysées par Fluorescence X et ICP-MS au BRGM à Orléans. Les analyses figurent dans le tableau de l'annexe 2.

Les échantillons sont basiques (CAY12C) ou intermédiaires (CAY12A, CAY12D), moyennement potassiques (Peccerillo et Taylor, 1976) (fig.2) - ce caractère devant toutefois être considéré avec circonspection en raison de la forte mobilité des éléments alcalins (Na et K) au cours de l'altération et du métamorphisme - et se placent dans le champ calco-alcalin du diagramme SiO_2 vs FeO_T/MgO (fig.6). Ils apparaissent ici clairement distincts des roches basiques à intermédiaires de la série de Paramaca.

Les diagrammes de normalisation au Manteau Primordial (Wood *et al.*, 1979; Hofmann, 1988) (fig.8) mettent en évidence quelques caractères communs :

- un fractionnement marqué des éléments les plus incompatibles vers les éléments les moins incompatibles (de Rb vers Lu);
- une profonde anomalie en Ta et Nb, par rapport aux éléments contigus, traduisant de faibles teneurs ($\text{Ta} \leq 0,3$ ppm et $\text{Nb} \leq 5,1$ ppm) caractéristiques des laves et plutons actuels ou récents liés aux zones de subduction (Joron et Treuil, 1977; Saunders *et al.*, 1980).

Dans le diagramme Zr vs $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (Thiéblemont et Téguy, sous presse) (fig.9), qui permet la discrimination géotectonique des roches intermédiaires et acides, les analyses se placent dans le champ du magmatisme des zones de subduction (champ A), mais à l'écart de ceux des zones de collision (champs B et C) et des domaines intraplaques (champ D).

Equivalents récents et anciens

Dans le diagramme de normalisation au Manteau Primordial, les spectres des gabbros et diorites du massif de Mahury apparaissent tout à fait comparables à ceux d'échantillons représentatifs des suites plutoniques calco-alcalines et moyennement potassiques de l'arc actuel de Nouvelle Bretagne (Papouasie Nouvelle Guinée) (Mason et MacDonald, 1978; Hine et Mason, 1978) (fig.8). Il s'agit là d'un arc intra-océanique.

MASSIF DU MAHURY

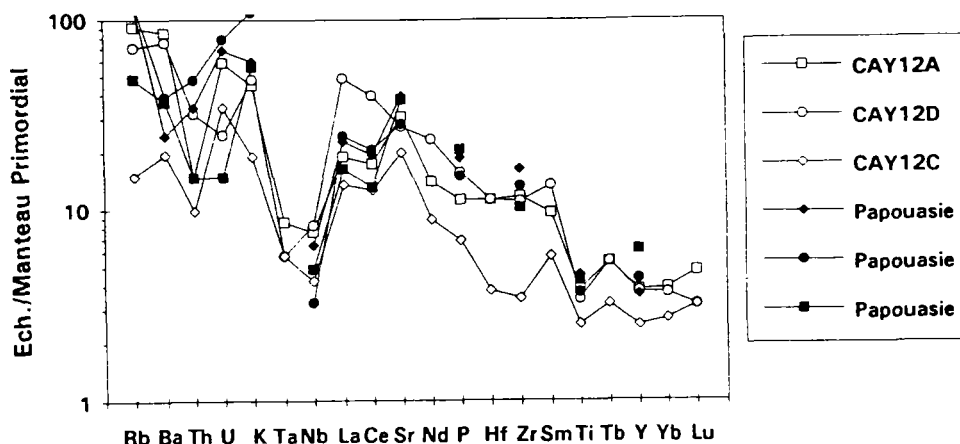


Fig. 8 - Spectres d'éléments traces normés au Manteau Primordial des roches basiques et intermédiaires du massif du Mahury. Comparaison avec des diorites et tonalites de l'arc actuel de Nouvelle Bretagne (Papouasie, Nouvelle Guinée) (Hine et Mason, 1978 ; Mason et MacDonald, 1978).

TONALITES, MASSIF DU MAHURY

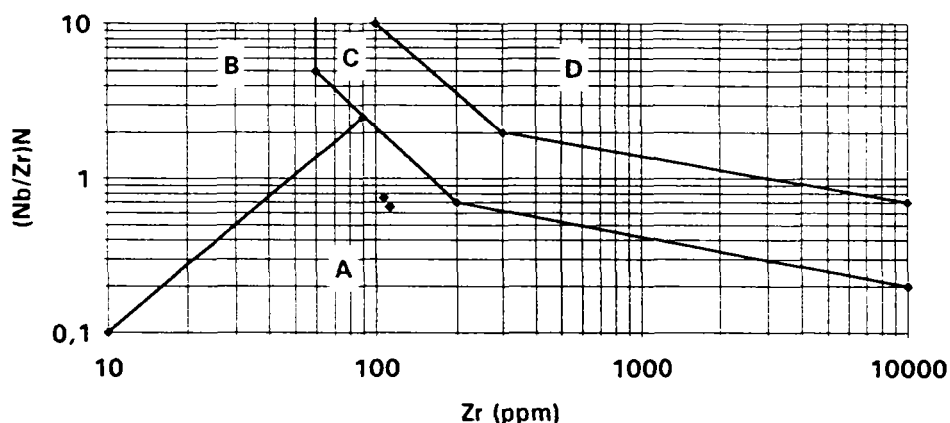


Fig. 9 - Diagramme Zr vs $(Nb/Zr)N$ (rapport normé au Manteau Primordial [Hofmann, 1988]) de discrimination géotectonique des roches magmatiques différenciées (Thiéblemont et Tegye, sous presse) pour deux tonalites du massif du Mahury. A - champ du magmatisme des zones de subduction, B + C - champs du magmatisme des zones de collision continent/continent (B - champ des leucogranites alumineux dits "syn-collisionnels", C - champ des granitoïdes calco-alcalins dits "post-collisionnels"), D - champ du magmatisme intraplaque alcalin à transitionnel.

MASSIF DU MAHURY

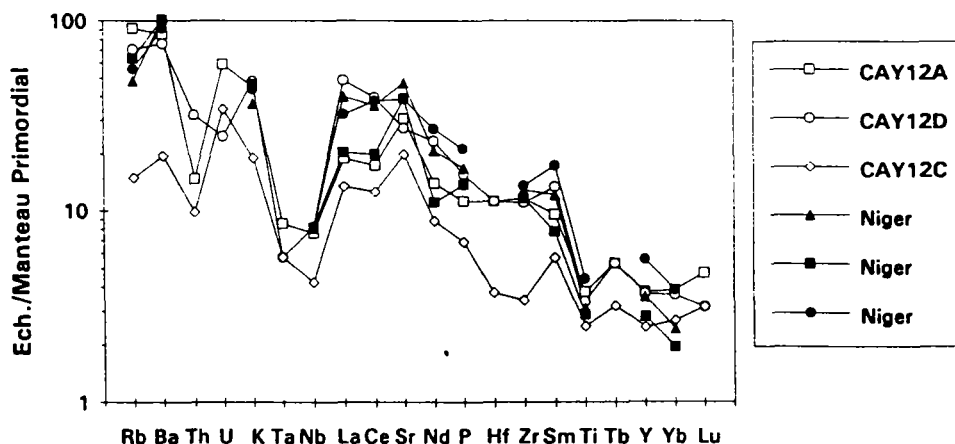


Fig. 10 - Spectres d'éléments traces normés au Manteau Primordial des roches basiques et intermédiaires du massif du Mahury. Comparaison avec des roches plutoniques faiblement potassiques recoupant le "greenstone" birrimien du Liptako (Niger) (Ama-Salah, 1991).

Les spectres des échantillons analysés sont également tout à fait comparables à ceux des granitoïdes birrimiens recoupant le "greenstone" du Liptako (Niger) (Ama-Salah, 1991) (fig.10).

En résumé

L'analogie entre les roches intrusives du massif de Mahury, d'affinité calco-alkaline et moyennement potassiques et les gabbros et tonalites associés à l'arc insulaire intra-océanique de Nouvelle Bretagne amène à envisager une mise en place des roches guyanaises à l'aplomb d'une zone de subduction océanique, au Protérozoïque inférieure. Une situation similaire peut être supposée pour des roches d'âge comparable de la partie orientale du craton Ouest-Africain (Niger). Par leur caractère calco-alkalin les roches de Mahury se distinguent clairement des roches de la série de Paramaca, de nature tholéitique.

4.1.3.2 - Les granitoïdes guyanais (γ_1)

Ces granitoïdes affleurent dans l'WSW de la carte, où ils sont largement recoupés par la rivière Comté, et plus localement le long de la rivière Orapu dans le secteur de Fourgassié. Quelques autres petits pointements sont reportés à partir de la carte de Choubert (1956). Comme les schistes de la Série Armina, ils forment des zones de faible altitude à la morphologie peu marquée et de faible relief. Ces granitoïdes, de couleur relativement claire, généralement à gros grain, se composent de tonalite à biotite (plagioclase, quartz, biotite, sphène... l'amphibole et le feldspath potassique étant rares à absents) ou de granodiorite-granite (plagioclase, feldspath potassique maclé microcline, quartz, biotite, amphibole...). L'hydrothermalisme, est irrégulièrement mais parfois très fortement développé : il se marque alors essentiellement par une très abondante saussuritisation (épidotisation) et séricitisation des plagioclases. Localement il apparaît également responsable de la cristallisation de calcite et de biotite en petits cristaux.

Ces granitoïdes, bien que généralement peu déformés, présentent régulièrement une fabrique tectonique peu visible en lame mince et principalement accommodée par la déformation du quartz. Cette structuration est rapportée à la phase tectonique régionale D2. Aucun indice de la phase D1 n'a été reconnu. Il apparaît donc qu'au moins une partie des granitoïdes guyanais se sont mis en place à la fin de la phase D1 ou entre les phases D1 et D2.

4.1.3.3 - Les granites Galibis (granitoïdes caraïbes) (γ_2)

La phase plutonique caraïbe, est (peu) représentée par des petits plutons localisés dans le NW de la carte. Ils sont rapportés par Choubert (1956) à la venue intrusive "Galibi" considérée comme la plus tardive de la phase caraïbe. Ces petits plutons constituent à l'affleurement des petits dômes rocheux très plats et pauvres en végétation, évoquant des dos d'hippopotame. De tels affleurements sont observés près de la route Cayenne-Kourou (RN1) ou également au niveau de la crique Matapiaré (accessible par un large chemin) à l'Est de la route de Montsinéry (CD5). Les granitoïdes sont ici des granites relativement sombres à biotite et amphibole. Plusieurs générations de veines pegmatitiques très claires (hololeucocrates) riches en muscovite, d'épaisseur pluricentimétrique à métrique sont très fréquemment observées.

Une déformation hétérogène affecte ces granites. Elle est notamment visible sur l'affleurement de la crique Matapiaré (près du coin nord-ouest de la carte) où elle se marque par une foliation et une linéation discrètes ainsi que par des structures S/C ténues qui indiquent une composante en chevauchement vers le NW. Certains filons de pegmatites sont plissés. Ces observations montrent qu'il ne s'agit pas ici de granites postérieurs à la tectonique régionale. La déformation qui les affecte n'est pas calée mais est vraisemblablement à rapporter à la phase régionale D2. Les granites Galibi de la carte apparaissent donc syn- à tardi-D2.

4.1.4 - Le magmatisme doléritique permo-triasique (ϵ)

De nombreux filons de dolérites permo-triasiques traversent la carte selon une direction NNW-SSE. Leur tracé est largement repris de Choubert (1956). Ils sont particulièrement nombreux dans toute la zone montagneuse centrale (Roura, Montagne Trésor, Montagne de Kaw) et dans l'Ile de Cayenne. Les affleurements, particulièrement nombreux et de très bonne qualité (coupes intégrales de filons) le long de la côte de l'Ile de Cayenne, sont également fréquents dans les autres secteurs, notamment sous forme de boules pluridécimétriques. Les dolérites sont le plus souvent très fraîches et difficiles à casser (en éclats), fréquemment à structure prismatique perpendiculaire aux épontes. La couleur est gris sombre et le grain fin (généralement visible à l'oeil nu). Quelques petits massifs de gabbros contemporains affleurent sur le versant nord de la Montagne de Kaw et sur la plus grande partie des îles du Salut, à l'Est de l'Ile de Cayenne.

Choubert (1956) décrit deux faciès extrêmes, l'un à olivine et l'autre à excès de silice. Pour ce même auteur, des filonnets ou veines de pegmatoïdes sont associés aux dolérites et une coréification de l'encaissant est observée par endroits.

4.1.5 - Les formations récentes à actuelles

4.1.5.1 - Les formations sédimentaires marines et fluvio-marines

La compréhension de ces dépôts et leur description doit beaucoup à M.T. Prost (1990, et com. orale).

- Les vases des mangroves actuelles (A1) et les sables subordonnés (S1).

Des argiles et silts fins d'origine essentiellement amazonienne (Djuwansah *et al.*, 1992) transitent le long de la côte des Guyanes vers le Nord-Ouest, emportées par le courant nord-brésilien ou courant des Guyanes. Ils se plaquent sur la côte en bancs de 20 à 30 km de long et 1 à 5 km de large et, encore mous, sont aussitôt colonisés par la mangrove à palétuviers. Ces bancs migrent continûment à une vitesse d'environ 0,5 à 1 km par an, par érosion de leur partie sud-est et nourrissage de leur partie frontale nord-ouest (Prost, 1992).

Actuellement, la côte est en érosion de part et d'autre de l'Ile de Cayenne, depuis la pointe Acoupa au Sud-Est de l'embouchure du Mahury, jusqu'au delà de la pointe Macouria au Nord-Ouest de l'embouchure de la rivière de Cayenne, et les vases des migrations précédentes (quelques dizaines à quelques centaines d'années) sont reprises par la mer. Le long des fleuves, les vases des mangroves semblent moins sujettes à l'érosion et quasiment stabilisées (Marais Leblond).

De minces cordons sableux, d'origine locale (reprise du stock proche du plateau continental ou d'apport fluvial) s'individualisent dans ces vases (cheniers, Prost, 1992) et contribuent à la stabilisation de l'ensemble.

- Les argiles (A2) et les sables (S2) holocènes (?) : Formation Demerara.

On rattache à l'Holocène (Djuwansah *et al.*, 1992) des argiles molles pyriteuses et tourbeuses, de couleur gris noir s'oxydant rapidement à l'air libre (la Pegasse). Elles constituent les polders Marianne en rive droite du Mahury, Vidal et crique Fouillée en rive gauche, Petit Cayenne en rive gauche de la rivière de Cayenne et Soula en rive gauche de la rivière de Montsinéry. Ces argiles se localisent également au sein des marais d'arrière cordon entre Tonate et Macouria. Elles constituent à proprement parler la basse plaine quaternaire mise en valeur dès le XVIIIème siècle. D'une morphologie très plate, d'un très mauvais drainage naturel, et à une

altitude inférieure à 2 m, elles sont inondées quasiment tout au long de l'année ; néanmoins elles s'avèrent riches et fertiles après un sérieux travail d'assainissement.

Le long cordon de sable entre Tonate et Macouria au Nord-Ouest de la feuille, est également attribué sans preuves à l'Holocène. C'est un sable quartzeux sans argiles dont les grains mesurent 0,1 à 1,5 mm. La présence de grains de limonite-goethite en provenance de la dégradation des cuirasses latéritiques, ainsi que de grains de grenat, staurotide et zircon plaide pour une origine locale de ces sables soit par apport des fleuves, soit par remaniement des sables du proche plateau continental (Bouysse et al. 1977). Ce sable a été largement exploité jusqu'à un passé proche comme sable à béton (La Victoire, Belle Humeur). Une seule sablière (Tonate, la Marguerite) est encore en activité. A Tonate-Macouria sur la feuille voisine Kourou, mais à quelques centaines de mètres de la feuille Cayenne, un sondage a montré une épaisseur de 13,5 m de sable, les derniers 50 cm étant coquilliers. Un pompage d'essai a été conduit à 20 m³/h (rapport BRGM 82 ANT 045).

- Les argiles (A3) et les sables (S3) pliocènes (?) : Formation Coswine.

Une vaste sédimentation argilo-sableuse ennoie les reliefs protérozoïques, rattache "l'île de Cayenne" au "continent" et constitue le support de la "haute plaine quaternaire". Traditionnellement (Choubert, 1956 ; Prost, 1990 et 1992), et par analogie avec le Surinam (Wong, 1989), cette sédimentation est rapportée au Pliocène. Elle constitue les formations Coswine en Guyane (Choubert, 1956) et Coropina au Surinam (Wong, 1989).

On distingue de haut en bas :

* un ensemble argilo-silto-sableux à grain très fin (0,02 - 0,12 mm) ocre brun sans stratification visible mais disposé en longues rides d'extension kilométrique à plurikilométrique de 3 à 7 m de dénivelé et 200 à 300 m de largeur. le système de drainage y est orthogonal, l'orientation est soit parallèle à la côte actuelle (Soula, cordons de Marianne, de Montabo), soit en oblique de part et d'autre de cours d'eau (crique Angélique) ; tout évoque des "beach ridges" dont les figures sédimentaires et l'organisation interne ont été oblitérées par une pédogenèse intense. Des volumes ferrugineux centimétrique, tendres à légèrement indurés témoignent de cette pédogenèse de même qu'une légère podzolisation locale sur les 20 à 30 premiers centimètres (Carapa, Farnous, la Bordelaise). Une épaisseur de 5 à 8 m semble un maximum pour ces sables ;

* un ensemble argileux gris bleu à l'état frais, s'oxydant lentement en ocre brun légèrement silteux, peu induré, et apparaissant finement lité lorsque les conditions d'affleurement sont bonnes. Il repose directement sur le substratum protérozoïque, altéré ou sain, et son épaisseur ne semble pas dépasser 30 m (28 m au sondage de la Bordelaise). Il pourrait s'agir d'anciennes vases de mangroves (Marius, comm. orale). Leur altitude augmente légèrement vers le coin SE de la feuille où elle atteint 10 m. Aux abords du substratum ancien, la sédimentation apparaît plus grossière et des lentilles de sable fin à moyen sont observées, en forage (Tonnegrande) ou dans des fouilles (port Inini). Cette formation argilo-silteuse puis argilo-sableuse se raccorde sans heurts aux flats alluviaux de la rivière des Cascades, de la Comté et de l'Orapu.

A Cayenne-crique Montabo, cet ensemble repose sur une cuirasse latéritique de 4,6 m de puissance (Barruol, 1964) et à Remire-Montjoly, Carrivé (1964) décrit sous cette formation argilo-sableuse, une "argile latéritique" indurée de 19 à 21 m de profondeur (*in* Cautru *et al.*, 1993).

- Les formations fluviales (a).

Aucune attention particulière n'a été portée au cours de cette synthèse sur les alluvions des rivières. Selon Choubert (1956), elles se disposent en terrasses étagées (5-8 m, 10-13 m, 23-30 m et 40-45 m) "correspondant aux terrasses marines de l'île de Cayenne". Dans la région de Cayenne (Cautru, 1993), aucune preuve de terrasse n'a été clairement identifiée et le problème reste entier.

4.1.5.2 - Les formations altéritiques de la région de Cayenne

Le Bouclier Guyanais est soumis à un climat fortement hydrolysant depuis le Tertiaire (Parrish *et al.*, 1982; Tardy *et al.*, 1992) favorisant le développement de profils d'altération. La région de Cayenne est essentiellement recouverte par un important manteau d'altérites. L'altération peut atteindre 30 m à plus de 80 m d'épaisseur en fonction de la position morphologique et de la nature des roches parentales. Ces formations supergènes sont recouvertes dans la bande côtière par les formations argilo-sableuse quaternaires.

Le profil latéritique

Le profil cuirassé de la région de Cayenne développé sur les formations métamorphiques de la Série de l'île de Cayenne se décompose de bas en haut comme suit (Cautru, 1992) :

- La *saprolite*: cet horizon peut atteindre 30 à 50 m d'épaisseur au contact direct de la roche mère, la transition se faisant en quelques centimètres. La saprolite se caractérise par une altération isovolumétrique de la roche mère avec conservation des textures primaires. La composition minéralogique de cet horizon se marque par la destruction de la plupart des minéraux primaires à l'exception du quartz, des micas blancs et des minéraux lourds (rutil, zircon,...). La paragenèse secondaire est dominée par une phase argileuse à smectite, vermiculite et kaolinite. La kaolinite devient prédominante vers le haut de la saprolite. Le reste des minéraux secondaires se compose de goéthite, gibbsite et anatase.
- L'*argile tachetée* se développe aux dépens de la saprolite. Cet horizon de quelques mètres d'épaisseur se caractérise par la disparition de la plupart des textures primaires et par le développement de marbrures centimétriques d'oxy-hydroxydes de fer (hématite, goéthite) disposées surtout verticalement au sein de la matrice argileuse. La kaolinite est généralement le minéral prédominant. Les micas blancs sont altérés en kaolinite et gibbsite. Le quartz se maintient.
- Un horizon *cuirassé* de 1 à 5 m d'épaisseur se forme au dessus de l'argile tachetée. La cuirasse se développe par une importante accumulation d'oxyde de fer, aux dépens de la kaolinite. On distingue une évolution graduelle de faciès de la base vers le sommet de la cuirasse. A la transition avec l'argile tachetée, la cuirasse prend un faciès appelé *massif* à structure alvéolaire, car la coalescence des marbrures ferrugineuses forme une matrice homogène à dominante hématitique englobant les tubules d'argile résiduelle et les quartz primaires. Vers le haut, la matrice hématitique se dégrade et devient plus poreuse. On observe alors le développement de dépôts cutanés goéthitiques et gibbsitiques plus ou moins rubanés qui isolent progressivement les plages de matrice hématitique. Au sommet de la cuirasse, la croissance de ces phases goéthitiques et gibbsitiques englobe les plages de matrice hématitique conférant un aspect conglomératique à la cuirasse que l'on qualifie alors de faciès *nodulaire* ou *pisolitique* (Nahon, 1976, Tardy et Nahon, 1985).

Lorsque la cuirasse est très évoluée, le quartz primaire est entièrement dissous, les oxyhydroxydes de fer et la kaolinite sont déstabilisés au profit de la gibbsite qui épigénise la matrice ferrugineuse, formant ainsi une cuirasse *alumino-ferrugineuse*.

On peut décrire une séquence d'horizons similaire dans le cas de profils bauxitiques de la Montagne de Kaw formés aux dépens de roches volcaniques basique à intermédiaire. Dans ce cas, l'absence de quartz exprimé et la remobilisation précoce de la silice dans le profil permet le développement d'une phase gibbsitique dès la saprolite, la kaolinite étant rapidement dégradée à la transition argile tachetée - cuirasse bauxitique. On retrouve toutefois des faciès de bauxite massive à la base et des faciès à dominante pisolitique au sommet de la cuirasse bauxitique. Dans ces profils, on détecte également des phases mineures de boehmite et diophtase supergène dans la partie sommitale du profil.

Contexte morpho-pédologique de la région de Cayenne

Dans le paysage on peut distinguer deux surfaces cuirassées :

* *Les cuirasses hautes alumino-ferrugineuses à bauxitiques (Haf, Bau) (système 1A) :* cette surface cuirassée présente des faciès compacts fortement indurés. Elle forme l'ensemble des plateaux qui dominent Cayenne entre 80 et 200 m d'altitude, ainsi que les versants et les glacis de piémont (fig. 11). On note une continuité morphologique et de faciès entre les cuirasses de plateau et de versant. Il s'agit là d'une ancienne surface évoluant vers un pôle alumineux avec une deferruginisation progressive. La gibbsite apparaît macroscopiquement et le quartz a pratiquement disparu quelque soit le faciès de la roche mère.

Les cuirasses de plateau montrent les faciès les plus alumineux (tableau ci-dessous), et les faciès chimiques varient des cuirasses alumino-ferrugineuses (Haf) (Mont Grand Matoury) jusqu'aux bauxites (Bau) (Montagne de Mahury). Les plateaux bauxitiques de la région de Kaw appartiennent très probablement à cette surface.

Sur les versants (système 1B, fig.11), les cuirasses sont très ferruginisées, mais conservent leur caractère alumineux. La gibbsite y est moins exprimée. Il est probable qu'une partie du fer remobilisé lors de l'évolution gibbsitique des cuirasses de plateau a migré latéralement et s'est reconcentré sur les versants.

* *Les cuirasses argilo-ferrugineuses basses (Baf) :* cette surface située entre -1 et 15 m d'altitude (système 2, fig.11) est légèrement ondulée et couvre de vastes surfaces dans la périphérie de Cayenne (Ilet Vidal, Fort Trio, Ile Larivot...). Les cuirasses ont une épaisseur d'environ 1 à 2m. Elles montrent des faciès peu évolués, faiblement indurés et se caractérisent par une ferruginisation moyenne. Le rapport Al/Si (tableau ci-dessous) montre qu'il n'y a probablement pas de gibbsite exprimée dans cette surface cuirassée. On note des variations du degré de ferruginisation au sein de cette surface en fonction de la morphologie (tableau ci-dessous). Les cuirasses les plus ferruginisées étant situées sur les sommets des ondulations.

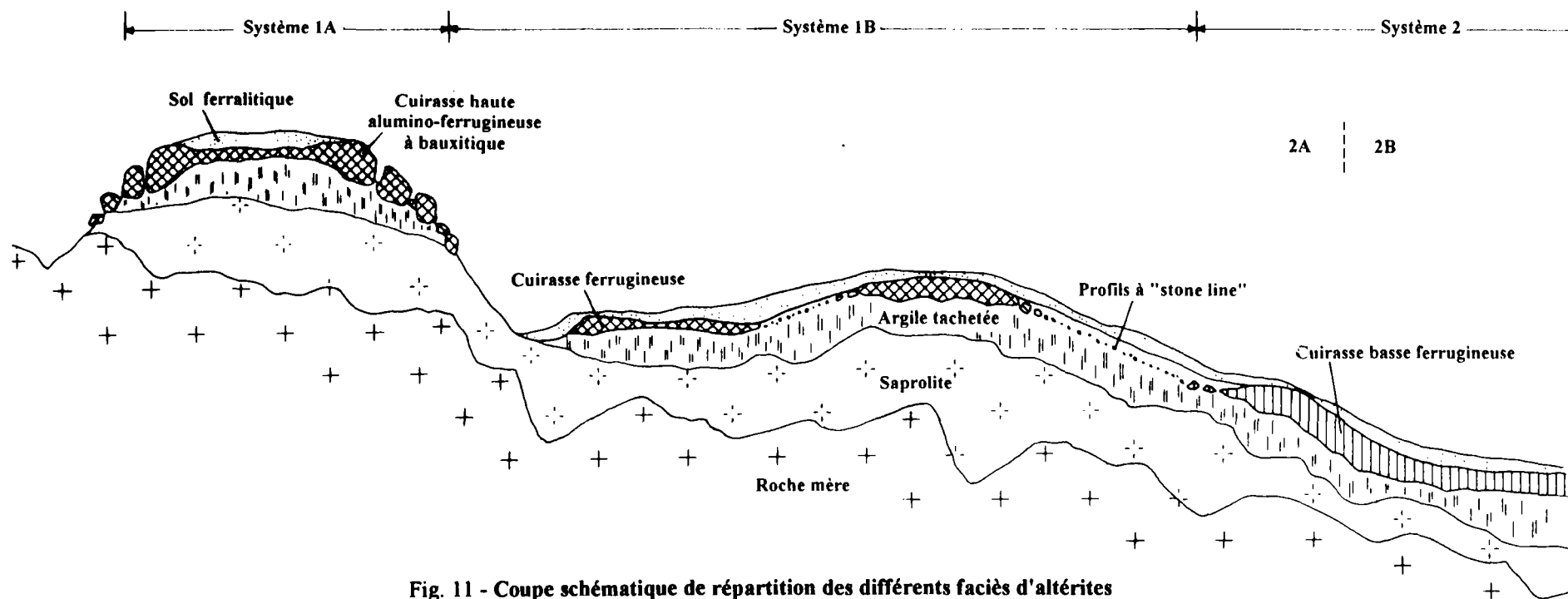


Fig. 11 - Coupe schématique de répartition des différents faciès d'altérites

Les évolutions post-latéritiques et la dégradation des surfaces cuirassées (Deg).

Le développement de surfaces cuirassées au cours du Tertiaire a nécessité probablement des conditions climatiques de type climat tropical à saisons contrastées (Tardy et al, 1988; Nahon, 1991), c'est à dire avec une pluviosité et un taux moyen d'humidité relative légèrement plus faibles qu'actuellement.

Depuis la fin du Tertiaire, le climat de la zone amazonienne est devenu progressivement plus humide (Parrish *et al.*, 1982). Plusieurs auteurs ont récemment démontré que les surfaces cuirassées étaient démantelées chimiquement en climat équatorial (Nahon *et al.*, 1989; Lucas et Chauvel, 1992). On observe alors, la mise en place d'un processus de deferruginisation des cuirasses, s'accompagnant de néoformation de kaolinite et de gibbsite. Ce mécanisme est sans doute lié à la présence de la forêt équatoriale. La dégradation des cuirasses se traduit par le développement de profils caractéristiques des zones de forêts, appelés profils à stone-line (Collinet, 1969 ; Lecomte, 1988) composés de l'ensemble saprolite-argile tachetée, d'un horizon à nodules ferrugineux et quartz relictuels dérivant de la cuirasse préexistante et d'un horizon de surface argilo-sableux brun-orange d'épaisseur métrique (fig. 11). Dans la région de Cayenne, ces profils se développent à partir de la surface cuirassée alumino-ferrugineuse dans des zones de raccords entre plateaux et glacis et sur certains reliefs très aplanis (lieu dit "Cogneau"). Cette évolution altérologique, tend à former des versants concaves caractéristiques des érosions chimiques.

Sous l'effet des fortes précipitations, on assiste également à une accentuation de l'érosion mécanique qui entaille la surface cuirassée alumino-ferrugineuse et détermine quelques instabilités de pente, laissant affleurer l'horizon saprolitique.

Système	Position Morpho.	Obs.	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O(%)	TiO ₂ (%)	Al/Si
1A	Plateau	3	5	26	44	0.2	1.6	5.24
1B	Versant	10	7	20	51	0.2	1.9	2.89
2A	Cuirasse basse	65	18	17	46	0.2	1.8	0.95
2B	Cuirasse basse	24	22	19	40	0.2	2.3	0.88

Tableau : composition chimique moyenne des horizons cuirassés affleurants en fonction de leur position morphologique.

4.2 - STRUCTURES

Deux phases de déformation ductile, D1 et D2, marquées par deux schistosités pénétratives, S1 et S2, sont reconnues sur le territoire de la carte. Elles sont présentées ci-dessous. Les structures de l'île de Cayenne sont décrites séparément car difficiles à corréler avec les structures des régions environnantes. Sur la carte, les trajectoires de schistosité ont été dessinées dans les secteurs où les mesures ponctuelles (cf symboles) le permettaient. Certaines zones de socle représentées sur la carte ne présentent pas de symboles structuraux, ce qui signifie soit qu'elles n'ont pas été visitées, soit qu'aucun affleurement n'a été vu.

La déformation D1

La schistosité S1, discrète, est notamment observée dans les schistes des séries Paramaca et Armina au sein de microlithons constitués par la schistosité S2. Elle est notamment soulignée par des petits minéraux allongé de sérícite. Les plans mesurés sont très pentés à verticaux. Leur direction varie. Dans le SW de la carte, ces plans dessinent des plis cartographiques P2 (cf ci-

dessous). Les grès et conglomérats de l'Ensemble Détritique Supérieur n'apparaissent pas affectés par la phase D1. Les données concernant la déformation D1 sont insuffisantes pour en proposer une géométrie d'ensemble et une cinématique.

La déformation D2

La schistosité S2 est largement développée dans la plupart des terrains protérozoïques de la carte. Elle est très pentée à subverticale et bien réglée à l'échelle cartographique selon une direction NW-SE. Les granitoïdes guyanais sont affectés par cette déformation. Il semble que ce soit également le cas des plutonites basiques de la Montagne Gabrielle, tout au moins au niveau de la bordure sud de celle-ci.

Des plis de différentes échelles accompagnent la schistosité : dans le SW de la carte (Série Paramaca), la schistosité S1 dessinent des plis à axe subvertical dont la trace cartographique du plan axial est parallèle à la direction de la schistosité S2. Nous interprétons donc ces plis comme des P2. Dans les schistes de la Série Armina, des plis mésoscopiques P2 ont été observés à plusieurs reprises. La zone principale d'affleurement de la Série Armina est par ailleurs interprétée comme un anticlinorium (Ledru *et al.*, 1991).

La schistosité S2 est plus ou moins bien exprimée. Elle caractérise des zones de plus forte déformation, mylonitiques, à linéation horizontale et au niveau desquelles une cinématique décrochante senestre est clairement mise en évidence notamment par des bandes de cisaillement de type C'. C'est notamment le cas dans les grès et conglomérats de la Montagne des Chevaux et ses prolongements oriental et occidental, ou au niveau du Sillon Central de Kaw mais également dans les terrains volcano-sédimentaires des montagnes de Trésor et de Kaw. Pour ce qui est des grès et conglomérats cisailés, nous avons reporté le symbole de cisaillement le long des contacts avec l'encaissant car il est vraisemblable que la déformation soit la plus forte au niveau de ces contacts. L'accident du Sillon Central de Kaw se prolonge vers l'Ouest au niveau de la bordure sud de la Montagne Gabrielle.

La déformation sur "l'île de Cayenne"

La foliation de la Série de l'île de Cayenne présente deux orientations à l'échelle de "l'île". De direction E-W avec un pendage essentiellement au Sud (40-80°) dans le Nord (le long de la côte) et le NE, elle prend, dans le reste de "l'île", une direction d'ensemble NW-SE avec un pendage fort au NE à vertical. Ce changement de direction s'effectue brusquement au niveau de la pointe NW de "l'île". Ceci pourrait être dû à un pli d'échelle cartographique : des plis mineurs à axe plongeant au NW ou au SE ont été observés dans la zone qui correspondrait à la charnière du pli cartographique. Les quelques critères de cisaillement (structures S/C, plis d'entraînement) observés dans la carrière des Maringouins ("chevauchement" vers l'W) ne l'ont été que trop localement pour déterminer une cinématique à l'échelle de "l'île". En bord de mer, la déformation de la Série de l'île de Cayenne présente un gradient important : les alternances de leptynites et d'amphibolites sont déformées par des plis de 30° d'ouverture au Sud passant vers le Nord à des plis isoclinaux associés à quelques plis en fourreaux. Le contact entre ces alternances métriques de leptynites et d'amphibolites et un panneau d'amphibolite massive qui jalonne le littoral nord est souligné par une zone mylonitique pentée de 50 à 60° au Sud portant une linéation minérale (amphibole, quartz) plongeant selon la plus grande pente. L'absence de critères de cisaillement fiables ne permet pas de déterminer la cinématique de cette zone.

5 - LES RESSOURCES MINERALES

Le territoire de la carte de Cayenne renferme principalement des indices ou gîtes d'or (alluvionnaires ou primaires), de fer, de manganèse, de bauxite et de diamant. Leurs principales caractéristiques sont fournies dans les tableaux 1 et 2 de l'annexe 3. Elles sont en partie reprises de la compilation effectuée à l'échelle du Nord de la Guyane (carte à 1/350 000 et notice : Vernhet *et al.* et Milési *et al.*, soumis) et dont sont issus les numéros des indices cités ci-après et reportés sur la carte à 1/100 000.

5.1 - MODE DE REPRESENTATION DES GITES MINERAUX

5.1.1 - Or

La morphologie des gîtes aurifères en roche est essentiellement celle de stockwerk ou de lentilles associées à des minéralisations disséminées. Les filons et les filonnets quartzeux aurifères sont figurés suivant leur orientation principale. Les principaux indices aurifères alluvionnaires et éluvionnaires sont également recensés ; les informations souvent inédites de R. Plat ont permis de distinguer sur la carte des zones minéralisées indifférenciées, des zones orpaillées artisanalement, des zones exploitées par draguage, des zones minéralisées non exploitables et des zones testées stériles en or. Les principaux indices en sols sont représentés par un symbole isolé et les anomalies géochimiques en sols (100 à 200ppb) soit par un contour soit par un symbole localisé à proximité immédiate d'un prospect (représenté par une grille hachurée verticalement).

5.1.2 - Autres substances

Les indices des autres substances que l'or sont représentés par un carré plein pour le fer, un cercle vide pour le diamant, un cercle plein pour le manganèse, une étoile pleine pour l'uranium ; ces indices sont accompagnés du symbole correspondant. Les principaux gîtes de bauxite et de columbotantalite, ainsi que les anomalies géochimiques en bore (>350 ppm), arsenic (50 à 200 ppm) et molybdène (>50 ppm) sont soit figurés par un contour, soit indiqués à proximité immédiate du prospect géochimique anomal (grille hachurée verticalement). Les indices de disthène sont représentés par un symbole (Ky).

5.2 - LES PRINCIPALES MINERALISATIONS NON AURIFERES

Les différentes recherches menées depuis les années 1950 par le bureau minier guyanais (BMG), le BRGM, le commissariat à l'énergie atomique (CEA) et l'institut français d'Amérique tropicale (IFAT) ont mis en évidence un grand nombre d'indices de minerais et minéraux utiles (tab. 1 de l'annexe 3). Les concentrations présentes sur la feuille Cayenne, à l'exception de la bauxite (gîte de Kaw), sont encore souvent de taille insuffisante et leurs teneurs trop faibles pour avoir aujourd'hui un réel intérêt économique.

5.2.1 - La columbotantalite

En dehors de l'or, la columbotantalite constitue la seule substance à avoir été et à être encore périodiquement exploitée artisanalement en Guyane française (indices 90 et 91). La première observation de columbotantalite a été réalisée en 1948 par des orpailleurs dans le Bas-Sinnamary. Depuis, les prospections réalisées tant par le BMG dans les années 1950, que par le COMIGU (consortium minier guyanais), le SERMAC et le BRGM (à partir de 1960) ont permis la mise en évidence de nombreux indices, à tonnages et teneurs très variables. Entre 1953 et 1980, environ 50 t de columbotantalite auraient été extraites en Guyane. La feuille Cayenne ne renferme que quelques indices localisés dans son quadrangle NW. Ces gîtes et indices alluvionnaires et éluvionnaires sont alimentés par des pegmatites associées aux granites intrusifs Galibi recoupant les schistes de la Série Armina.

5.2.2 - Le molybdène

Plusieurs anomalies géochimiques en molybdène sont signalées dans les sols du secteur du placier aurifère de Menado (anomalies GU17 B).

5.2.3 - Le fer

Les principaux indices représentés sur la carte sont localisés dans les formations de la Série Armina : indices des Cascades (n°94 ; quadrangle NW) et du sillon central de la Montagne de Kaw (zone des indices n°48 à 50). De nombreuses occurrences sont signalées dans la Série Paramaca de la Montagne de Kaw, jalonnant sur une vingtaine de kilomètres un accident décrochant majeur (D2) N140°E, également souligné par des indices de manganèse (n°48) et des anomalies radioactives (n°49).

De nombreux travaux ont été réalisés, en 1945 dans la Montagne de Kaw, par le BMG dans le secteur compris entre les indices n°49 et 50 (au niveau de la dépression de la crique Daï-Daï et de la crique Angélique). L'un des travers-bancs a recoupé 18 m de quartzites à hématite très redressés, localement rubanés, mais également une intercalation de 5 m d'hématite massive. Le minerai, composé de goéthite, hématite, martite et d'un peu de magnétite, titrait entre 80 et 93% Fe₂O₃. Cependant ces "niveaux minéralisés" apparaissent lenticulaires et de peu d'extension.

5.2.4 - Le manganèse

Les prospections pour le manganèse ont débuté dès 1955 avec le BMG, associé de 1958 à 1960 au groupe Union Carbide. Les principaux indices ont été mis en évidence dans la Montagne de Kaw (n°48) (Ter Wee, 1958, 1959).

Les indices de la Montagne de Kaw correspondent à des concentrations supergènes qui se présentent : (a) sous forme d'amas de minerai manganésifère (teneurs de 20 à 37%) dans les latérites de la crique Daï-Daï, développées sur des formations volcano-sédimentaires de la Série Paramaca ; (b) de petites lentilles manganésifères localisées dans ou au-dessus de schistes localement manganésifères ; ces lentilles de quelques mètres cubes, ne dépassent pas 0,40 m de puissance et peuvent s'aligner sur 100 m au maximum et (c) de remplissages de fractures et poches à manganèse dans des quartzites (teneur moyenne inférieure à 35%).

Ces concentrations supergènes résulteraient d'après Choubert (1974) de l'altération de schistes argileux et de volcanites, faiblement manganésifères (1% environ de Mn). L'alignement de ces indices le long de l'accident N140°E de Kaw permet d'envisager l'existence, antérieurement aux phénomènes d'altération supergène, de mécanismes de reconcentration, par des fluides le long de cet accident à partir d'une faible préconcentration dans les formations volcano-sédimentaires de la Série Paramaca .

Ces minéralisations primaires ou secondaires sont encore trop restreintes pour avoir un réel intérêt économique. Le manganèse n'en demeure pas moins être un guide de prospection permettant de caractériser des environnements volcano-sédimentaires ou hydrothermaux, favorables à la découverte de gîtes d'or et de métaux de base .

5.2.5 - La bauxite

Connue depuis 1914 dans le secteur de Fourgassié (Ouest de la montagne de Kaw), la bauxite n'a été réellement prospectée qu'à partir de 1949.

En Guyane, les différents gîtes reconnus sont de type "plateaux", liés à des reliefs latéritiques plus ou moins tabulaires correspondant à l'ancienne pénéplaine tertiaire. La bauxite présente dans la zone cartographiée s'est formée à partir d'un substratum constitué par les formations volcano-sédimentaires de la Série Paramaca (gîtes de la Montagne de Kaw, n°50).

Le gisement de la Montagne de Kaw (n°50) (BMG, 1955 ; Urbain 1975 ; BRGM, 1978), est constitué de dix huit amas de 3 à 6 m de puissance (maximum de 15 m), sous faible recouvrement (1 m), représentant au total un gisement de 45 à 60 Mt avec des teneurs moyennes de 43% en Al_2O_3 , 1,7% en SiO_2 , 25 à 27% en Fe_2O_3 et 4% en TiO_2 . Ce gisement (n°50) est de loin le plus intéressant de Guyane et présente des paramètres de teneur et de tonnage entrant dans les normes de l'exploitabilité. Il est d'autre part parfaitement reconnu (6148 puits et sondages) et a déjà retenu l'attention de plusieurs groupes industriels tels que Pechiney, Alcoa et Kaiser. Un projet d'exploitation à un rythme de 1 à 1,5 Mt/an de bauxite séchée a été élaboré en 1978 par le BRGM.

5.2.6 - Le diamant

Le diamant a été signalé dès 1930 par des orpailleurs dans les alluvions des affluents rive gauche de la rivière de Kaw (indice n°51). D'importantes recherches (puits) y ont été menées en 1954-1955 par le BMG au niveau des criques Mathieu, Canard, Patawa, Couleuvre et Mondésir (Esnault, 1955 ; Genesté, 1955).

Trois criques situées à l'Est de la Montagne de Kaw (indice n°51) donnèrent des résultats positifs : (a) la crique Mathieu avec 77 pierres de 0,02 carats (0,24 carats/m³) ; (b) la crique Patawa avec 1 pierre de 0,01 carat/m³ ; (c) la crique Canard avec 4 pierres de 0,01 carat/m³. Les pierres sont petites (1/15 à 1/5 carat) mais aux formes cristallines parfaites.

Géologiquement, ce secteur de la Montagne de Kaw est essentiellement constitué par : (a) des faciès basiques à intercalations volcano-sédimentaires appartenant à la Série Paramaca ; (b) des péridotites plus ou moins serpentinisées et des gabbros localisés notamment dans le bassin de la crique Patawa et (c), des conglomérats à éléments de quartzite anguleux et de méta-sédiment appartenant à l'Ensemble Détritique Supérieur, localisés dans les criques Mathieu, Mondésir et Canard (Aymard et Koch-Mathian, 1981). Toutes ces roches sont fortement déformées le long du contact tectonique entre la Série Paramaca volcano-sédimentaire et l'Ensemble Détritique Supérieur grés-conglomératique, ce qui pénalise la recherche des sources primaires.

L'origine du diamant n'a pu jusqu'à présent être précisée et pourrait être liée : (a) aux conglomérats et grès de l'Ensemble Détritique Supérieur comme cela semble être le cas au Surinam et au Ghana (conglomérats de Kawéré) ; (b) aux roches ultrabasiques (serpentine, talcschiste à magnétite et chloritoschiste) ; en effet, on peut supposer, comme en Guyane-Sud (Marot, 1988) ; que certaines roches soient associées ou dérivées d'anciennes kimberlites métamorphisées et altérées (source première). Cette hypothèse n'est cependant pas encore vérifiée. Toutefois, au niveau minéralogique, aucun minéral accompagnateur caractéristique (ilménite ou chromite) n'a été décelé jusqu'à présent.

5.2.7 - L'uranium

Les prospections menées par le BMG dans les années 1950 ont révélé l'existence, dans cette partie nord de la Guyane, de minéraux radioactifs. De 1957 à 1959, le CEA (Syndicat Uranium BMG-CEA, 1956-1959) a effectué une reconnaissance de ces indices et a défini une zone anormale sur la Montagne de Kaw (n°49) au niveau d'un accident décrochant senestre D2. Celui-ci est jalonné de valeurs radiométriques atteignant jusqu'à 3000 c/s (indice KK28) et de teneurs de 6 ppm d'uranium en sol. La source primaire n'a pu être identifiée (Hinault, 1959).

5.2.8 - Le disthène

Le disthène primaire est localement répandu principalement dans les roches sédimentaires de l'Ensemble Détritique supérieur du "Sillon Nord Guyanais". Sa présence témoigne d'un épaissement crustal, induit par des chevauchements de la Série Paramaca sur l'Ensemble Détritique Supérieur (Ledru *et al.*, 1991 ; Tegye, 1993). Il se localise au sein des quartzites et conglomérats de la Montagne des Chevaux (n°37) où il apparaît en dissémination dans les roches et en amas centimétriques dans les veines de quartz à tourmaline déformées par la tectonique D2).

5.3 - L'OR

5.3.1 - Répartition des gîtes d'or primaires et alluvionnaires/éluvionnaires

Les principaux gîtes et indices ont été indiqués sur la carte de Cayenne à 1/100 000 et sur le tableau 2 de l'annexe 3.

Les indices primaires d'or apparaissent essentiellement encaissés par la Série Paramaca mais également dans les grès et conglomérats de l'Ensemble Détritique Supérieur (gîtes n°37). Des concentrations aurifères se localisent à proximité du contact Série Paramaca-Ensemble Détritique Supérieur. Les indices secondaires sont localisés dans les mêmes formations hôtes que les gîtes primaires.

La mise en place des minéralisations des indices primaires et de son hydrothermalisme associé est généralement polyphasée. En effet, certains filonnets de tourmaline + quartz + mica blanc ± carbonate se mettent en place : (a) antérieurement à la schistosité S1, par exemple dans les terrains volcano-sédimentaires du secteur de Cacao (feuilles Cayenne et Régina) au niveau des gîtes de Doyle (n°3), de Changement (n°5) et de Sainte-Marie-les-Mines, au nord-ouest de Changement, (b) antérieurement à synchrone de la schistosité S2 dans la Montagne des Chevaux.

5.3.2 - Typologie des indices et des gîtes

Dans le cadre de la réalisation de la carte à 1/350 000 du Nord de la Guyane (Vernhet *et al.* et Milési *et al.*, soumis), les données du BMG, de l'IFAT et du BRGM ont été réexaminées à la lumière des connaissances nouvellement acquises, notamment celles concernant les gîtes mésothermaux et les gîtes épigénétiques associés à des formations particulières notamment les tourmalinites stratiformes.

Ces études nous ont conduit à distinguer parmi les gîtes primaires :

- * des gîtes polymorphes "filoniens" et/ou en dissémination de sulfures, fréquemment localisées dans les terrains volcano-sédimentaires de la Série Paramaca et dont la concentration en or, généralement directement liée à la proportion en sulfures, peut résulter de plusieurs épisodes de mise en place : (1) anté-S1 (rare), (2) ante-S2 et (3) syn- à tardi-S2 (Milési *et al.*, 1990) ; ces gîtes peuvent être comparés à la plupart des gîtes filoniens décrits dans les boucliers précambriens ;

- * des gîtes encaissés dans les dépôts de l'Ensemble Détritique Supérieur du Sillon Nord-Guyanais : (1) conglomérats polygéniques riches en galets méta-sédimentaires, hydrothermalisés et schistosés, (2) conglomérats monogéniques (rares) et (3) quartzites (Vinchon *et al.* 1988 ; Manier, 1992 ; Ledru *et al.* 1987 et 1991).

Sur la carte de Cayenne où un certain nombre de gîtes et d'indices d'or ont été revus afin de mieux caler les minéralisations dans leur contexte lithostructural, nous subdivisons les minéralisations primaires en deux groupes principaux en fonction principalement de la nature de leurs roches encaissantes :

- des minéralisations d'or encaissées dans les formations gréso-conglomératiques de l'Ensemble Détritique Supérieur du Sillon Nord-Guyanais : Montagne des Chevaux (n°37) et Montagne de Kaw (anomalie, non numérotée). Ces minéralisations correspondent au groupe 4 de la carte à 1/350 000 du Nord de la Guyane (Milési *et al.* soumis) ;

- des minéralisations encaissées dans la Série Paramaca (groupe 2 in Milési *et al.*, soumis): indices Trésor (n°1), Devez (n°2), Doyle (n°3).

Des concentrations secondaires ont complété cette classification : il s'agit de minéralisations en placers alluviaux et éluviaux récents correspondant au groupe 6 de la carte du Nord de la Guyane (Milési *et al.*, soumis) : indice Boulanger (n°4).

Le tableau 2 (annexe 3) mentionne l'attribution des principales minéralisations d'or répertoriées dans l'un ou l'autre de ces groupes.

a. Minéralisations encaissées dans les formations gréso-conglomératiques de l'Ensemble Détritique Supérieur (groupe 4) : Montagne des Chevaux (n°37) et Montagne de Kaw.

Les principaux indices actuellement reconnus de ce type de minéralisations, se localisent sur la carte voisine de Régina au sein des conglomérats polygéniques de type "debris flow". Sur la feuille Cayenne, plusieurs anomalies géochimiques (>100ppm), indices et orpillages sont localisés dans les conglomérats principalement monogéniques, dans la région allant de la Montagne de Kaw (zone anormale près des gîtes n°48 à 50) à la Montagne des Chevaux (n°37) ; cette région est intensément déformée par des zones de cisaillement majeures senestres D2 et se caractérise également par un métamorphisme de grade élevé (chloritoïde, paragonite et disthène ; Tegye, 1993).

Dans la Montagne des Chevaux (indice n°37), plusieurs anomalies géochimiques en or (>300ppb) ont été mises en évidence dans les sols (Convert, 1982 ; Lasserre et Plat, 1987 ; Toux, 1993). Elles se superposent à : 1 - des zones de stockwerks quartzeux déformés (anté-S2) faiblement aurifères (<4 g/t) (Lasserre et Plat, 1987 ; Lasserre *et al.*, 1989 ; Milési *et al.*, 1990) témoignant d'apports de fluides hydrothermaux postérieurement aux dépôts sédimentaires mais antérieurement au paroxysme de la tectonique transcurrente D2 ; 2 - des zones de cataclastites anormales en or (Au) et en éléments traces reflétant une "influence granitique" : tungstène (W), cerium (Ce), niobium (Nb). Ces cataclastites tardi- à post-D2, d'une puissance décimétrique recoupent des conglomérats monogéniques à galets de quartz blanc et des faciès gréseux siliceux (Toux, 1993) fortement déformés par la tectonique décrochante D2 (Ledru *et al.*, 1991).

Dans la Montagne de Kaw, prolongement sud-est de la Montagne des Chevaux, ont été décrits des conglomérats monogéniques à galets de quartz blanc siliceux et à or libre spatialement associée à la pyrite (partiellement préservée de l'oxydation) mise en place sous forme de dissémination et de veinules. La pyrite poecilitique peut renfermer des inclusions de chalcopyrrite, titanomagnétite et pyrrhotite (Marcoux, 1992). Ces conglomérats sont moins déformés que ceux de la Montagne des Chevaux (Milési *et al.*, 1990 ; Toux, 1993). Plusieurs anomalies géochimiques en or, d'ampleur hectométrique ont été reconnues lors des travaux de l'Inventaire guyanais ; elles se superposent soit aux conglomérats monogéniques anormaux en or (Au), bore (B), tungstène (W) et niobium (Nb) soit à leur contact nord anormal en or et arsenic (As) (Toux, 1993). Là encore, la présence d'anomalies en B, W et Nb traduit une "influence granitique".

Enfin rappelons que sont des conglomérats monogéniques riches en oxydes mais dépourvus de sulfures qui renferment, en Afrique de l'Ouest, les gisements aurifères du Banket au Ghana, et notamment les gisements du district de Tarkwa dont le poids économique (production + ressources) peut être estimé à près de 110 t d'or (Milési *et al.*, 1989, 1991, 1992).

b. Minéralisations encaissées dans la Série Paramaca (groupe 2) : Trésor (n°1), Devez (n°2), Doyle (n°3).

Les indices rapportés à ce type (tableau 2 de l'annexe 3) sont encaissés dans la Série Paramaca affectée par deux phases de déformation et représentée par des méta-volcanites (pyroclastites et laves dacitiques et andésitiques s'intercalant dans de rares roches métavolcanosédimentaires) affectées par une altération hydrothermale développée.

Les minéralisations aurifères sont généralement disséminées (a) dans des filons ou stockwerk de quartz et (b) dans les "séricitoschistes" (méta-volcanites hydrothermalisées) aux épontes de ces filons.

Les filons de quartz peuvent être lenticulaires (longueur décimétrique à métrique ; puissance décimétrique à métrique) et sont souvent affectés par la déformation dominante D2 (Trésor) et pro parte par la déformation D1 (Doyle). La gangue des filons de quartz peut également retenir mica blanc, carbonate, chlorite et tourmaline. La minéralisation d'or (<50 microns) est fréquemment associée à des pyrites disséminées. On peut noter exceptionnellement la présence de l'arsenopyrite (Devez).

c. Minéralisations en placers alluviaux et éluviaux récents (groupe 6) : le placer de Boulanger (n°4).

Le placer de Boulanger (Plat, 1990) est situé à proximité de la route reliant Cayenne à Régina. Il comprend les criques Boulanger, Bon Dieu et Saint-Roch. L'exploitation de cette zone a commencé avant 1939 (1 t produite au maximum). La production passée (exploitation artisanale et industrielle) de cette zone est, à la fin 1989, d'environ 2,53 t d'or alluvionnaire et éluvionnaire.

Les différentes criques du placer prennent leurs sources dans les métavolcanites basiques à intermédiaires à intercalations de niveaux quartzitiques de la Série Paramaca, avant de drainer des schistes et grès tufacés de la Série Armina. Dans cette zone, les terrains, globalement orientés WNW-ESE sont affectés par les deux phases de déformations synmétamorphes D1 et D2 et sont recoupés par des intrusions multiples anté- à tardi-D2 (gabbros, diorites, pyroxénites) (Milési *et al.*, 1990).

Ces criques aurifères sont situées au nord des indices de Devez (n°2), Doyle (n°3), du gisement de Changement (n°5, carte Régina) et des placers de Central Bief.

Des minéralisations primaires anté-S1 (Cacao-Nord) et anté-S1 (pro parte) à anté-S2 (Doyle, Changement) ont été observées dans l'environnement des gîtes secondaires (Milési *et al.*, 1990) ; elles constituent probablement l'une des sources d'alimentation des placers régionaux.

Un potentiel de 2 945 kg d'or a été estimé par Plat (1990).

6 - CONCLUSION

La zone la plus riche en indices minéralisés, notamment d'or, de la carte Cayenne se situe dans le SE, dans le secteur de la Montagne de Kaw au niveau de la branche nord du Sillon Nord-Guyanais (SNG). La déformation décrochante est particulièrement intense dans cette zone ainsi que dans son prolongement NW (Montagne des Chevaux), [ce qui explique vraisemblablement certaines répétitions lithologiques observées dans le secteur de la Montagne de Kaw (cf précédemment)]. Dans ces secteurs, une signature géochimique (W, B, Ce, Nb) d'affinité granitique a été observée dans les faciès de conglomérats monogéniques anomaux en or et à sulfures disséminés (Montagne de Kaw et Montagne des Chevaux) tandis qu'une signature géochimique à Au-As a été identifiée (Montagne de Kaw) au contact entre des conglomérats et des métasédiments. Rappelons également la présence d'indices de manganèse et de diamant à proximité de la zone aurifère du secteur du secteur de la Montagne de Kaw.

Les conglomérats monogéniques du SNG de ce secteur ne présentent à peu près pas de faciès de type "debris flow" (sauf très localement) et aucune évidence d'or d'origine détritique associé à des oxydes n'a été reconnue dans ces faciès. En revanche, une étroite liaison or-pyrite a pu y être mise en évidence : la pyrite en dissémination et résilles recoupant la matrice et les galets. [Ceci contraste avec le secteur de la Montagne Tortue situé sur la branche sud du SNG mais sur la carte Régina, où les faciès de "debris-flow" sont abondants et localement aurifères].

L'ensemble des faits rapportés ci-dessus suggère pour le secteur de la Montagne de Kaw, un lien spatial (et génétique) entre la tectonique décrochante intense et les minéralisations aurifères. Cette situation peut être comparée à la province d'importance mondiale du Ghana où sont spatialement associées des minéralisations d'or-arsenic (gisements d'Ashanti et de Prestea localisés dans la Gold Coast Range, dont les productions plus réserves ont atteints près de 2000t en un siècle), des conglomérats aurifères (district de Tarkwa) et diamantifères ("debris flow" de la formation de Kawéré) et de minéralisations de manganèse (gisement de Nsuta).

On retiendra que cette région de Guyane est l'une de celles qui présente le plus d'analogies avec la province métallifère du Ghana, la plus riche d'Afrique de l'ouest, à la fois par ses traits structuraux (tectonique transcurrente marquée), ses ensembles lithologiques (séries volcano-sédimentaires, flyschoides et fluvio-deltaïques) et par la nature de ses minéralisations (types de minéralisations d'or comparables, indices de diamant, de manganèse...). Elle constitue donc une cible d'exploration digne d'intérêt.

REMERCIEMENTS

La carte des minéralisations de Cayenne à 1:100 000 et sa notice ont été réalisées dans le cadre du projet CB 58 intitulé "Cartographie thématique GUYANE" (convention cadre Région Guyane-BRGM) avec l'assistance des programmes de recherches scientifiques menés par le BRGM : (a) sur la comparaison des cratons guyanais, ouest-africain, congolais et brésilien (CB60) et (b) sur les facteurs de concentration de l'or et l'étude en particulier des relations entre les "shear-zones" et les conglomérats aurifères de Guyane (RM13B). L'Inventaire minier de la Guyane a d'autre part contribué à la compilation et à l'actualisation des données concernant les ressources minières. Nous remercions par ailleurs J.L.Feybesse pour ses remarques sur le texte de la notice.

BIBLIOGRAPHIE

REFERENCES CITEES

Ama-Salah I. (1991) - Pétrographie et relations structurales des formations métavolcaniques et sédimentaires du Birrimien du Niger occidental. Problème de l'accrétion crustale au Protérozoïque inférieur. Thèse, Orléans, 231 p.

Anders E. et Grevesse N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, pp. 197-214.

Arth J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: F.Barker Ed., trondhjemites, dacites and related rocks, *Developments in Petrology*, 6, pp. 123-132. Elsevier, Amsterdam.

Aymard G., Koch-Mathian J.Y. (1981) - Géologie de l'Orapu. Note technique BRGM n°81/7, 6 p.

Barker F., Arth J.G. et Millard H.T. Jr. (1979) - Archean trondhjemites of the Southwestern Big Horns Mountains, Wyoming: a preliminary report. In: F. Barker Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. *Developments in Petrology*, Amsterdam, 6, pp. 401-414.

Barruol J. (1964) - Recherche par sondages de la nappe de Bourda-Montabo. Rapp. BRGM CAY 64 A3

BMG (1955) - Prospection du gisement de bauxite de la Montagne de Kaw et études de mise en valeur, 14 p.

Bosma W., Kroonenberg S.B., Maas K., De Roever E.W.F. (1983) - Igneous and metamorphic complexes of the Guiana shield in Suriname. *Geol. Mijnb.*, 62, pp. 241-254.

Bouysse P., Kudrass H.R. et Le Lann F. (1977) - Reconnaissance sédimentaire du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer, 1976), *Bull. BRGM*, IV, 2, Paris.

Cabanis B. et Thiéblemont D. (1988) - La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc : proposition d'un nouveau diagramme discriminant ; le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV, 6, pp. 927-935.

Cabanis B. et Lecolle M. (1989) - Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (II), 309, pp. 2023-2029.

Carrive J.P. (1964) - Nappe de Montjoly. Not. BRGM CAY-64 A10.

Cautru J.P. (1992) - L'altération du socle ancien de la région de Cayenne (Guyane française). In Prost M.T. Ed. : Symp. PIGC 274/ORSTOM. Coll. Colloques et séminaires, pp 49-59.

Cautru J.P., Pointet T., Langevin C., Chalivat P., Alamy Z. et Pasquet R. (1993) - Aménagement de la Région Guyane. Feuille Cayenne N-O à 1/50 000. Carte et notice. Rapport BRGM sous presse.

Choubert B. (1956) - Carte géologique de Cayenne à 1/100 000. *Serv. Carte géol. France*. Département Guyane.

Choubert B. (1960) - Carte géologique du département de la Guyane. 1/500 000. Paris, Service de la Carte géologique de France.

Choubert B. (1974) - Le Précambrien des Guyanes. *Mém. BRGM, Fr.*, n°81, 213 p.

Collinet J. (1969) - Contribution à l'étude des "stones lines" dans la région du Moyen Orient, Gabon. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 7, 1, p. 1-42.

Convert J. (1982).- Cartographie et prospection des formations conglomératiques de l'Orapu, à l'est de Cayenne. Travaux de 1ère phase. Rapport BRGM-Cayenne, 30 p.

Debeglia N. (1990) - Réinterprétation de l'aéromagnétisme Guyane. Région Nord-Paramaca. Rapport BRGM n° 90 GPH 068.

Djuwansah M., Delaune M., et Marius C. (1992) - Sedimentologie des formations holocènes de la Guyane française. In M.T. Prost Ed. : Symp. PIGC 274/ORSTOM Nov. 90. Coll. Colloques et séminaires. pp 133-149.

Egal E., Mercier D., Itard Y., Mounié F. (1992) - L'ouverture de bassins en pull-apart au Protérozoïque inférieur : nouveaux arguments dans le nord du craton guyanais. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, p. 1499-1506.

Esnault A. (1955).- mission "Prospection Diamant". Rapport BMG* n°60, 10 p.

Genesté P. (1955).- Mission "Prospection Diamant". Rapport BMG * n°63-64, 13 p.

Gibbs A.K. (1987).- Proterozoic volcanic rocks of the northern Guiana Shield, South America. In: T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale and D. Rickard Eds., *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites. Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, no. 33, pp. 275-288.

Gibbs A.K. et Barron (1983) - The Guiana shield reviewed. *Episodes*, 2, p. 7-14.

Gill J.B. (1981).- Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 390p.

Gruau G., Martin H., Leveque B., Capdevilla R. et Marot A. (1985) - Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Res.*, 30, p. 63-80.

Henderson P. (Editeur) (1984) - Rare earth element geochemistry. *Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 510 p.

Hinault J. (1959) - Prospection des minerais radioactifs en Guyane française de 1956 à 1959. Communication à la 5ème Conférence Géologique des Guyanes ; Georgetown, octobre 1959. Rapport BMG* n°722, 18 p.

Hine R. and Mason D.R. (1978) - Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization, New Britain, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, 73, pp. 749-760.

Hocquard C. (1977) - Inventaire du département de la Guyane. Contrôle au sol des anomalies aéromagnétiques. Juillet-Novembre 1976. Rapport BRGM 77GUY9.

Hoffman A.W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, pp. 297-314.

Jahn B.M., Auvray B., Blais S., Capdevila R., Cornichet J., Vidal F. et Hameurt J. (1980).- Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *J. Petrol.*, 21, 2, pp. 201-244.

Jégouzo P., Ledru P., Marot A. et Capdevilla R. (1990) - Processus collisionnels d'âge protérozoïque inférieur dans le Bouclier guyanais. 13^e Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble. Soc. géol. France, Paris, p. 71.

Jensen (1976) - A new method of classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines, Misc. Pap. n° 66.

Joron J.L. et Treuil M. (1977).- Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, (6), pp. 1197-1205.

Laforêt C. (1991a) - Etude métallographique d'échantillons d'un faciès conglomératique. Montagne Tortue (Orapu-Guyane). BRGM note technique 91/GEO/PMG/005.

Laforêt C. (1991b) - Etude métallographique de paragenèses aurifères de Guyane, BRGM, note technique 91/GEO/PMG/011.

Lasserre J.L., Plat R. (1987) - Inventaire minier de la Guyane. Activité de 1980 à 1987. Bilan et perspectives au 31 décembre 1987. Rapport BRGM, 58 p.

Lasserre J.L., Ledru P., Manier E. et Mercier D. (1989) - Le Protérozoïque inférieur de Guyane. Révision lithostructurale. Implications pour la formation détritique Orapu et la gîtologie de l'or. Rapport BRGM n°89 GUF 23, 56 p.

Lecomte P. (1988) - Stone line profiles: importance in geochemical exploration. *J. Geochem. Explor.*, 30, 1, p.35-62.

Ledru P., Milési J.P., Vinchon C., Lasserre J.L. et Manier E. (1987) - Etude structurale et gîtologie de l'or dans les séries conglomératiques de l'Orapu (Guyane française). Rapport BRGM 87 GUF 248 GEO, 10 p.

Ledru P., Lasserre J.L., Manier E., Mercier D. (1991) - Le Protérozoïque inférieur nord-guyanais : révision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 4, pp. 627-636.

Ledru P., Milési J.P. (1991) - The metallogenic relationship between gold-bearing shear zones and conglomerates in the lower Proterozoic of Ghana and French Guiana. Brazil Gold 91, E.A. Ladeira (ed). Balkema, Rotterdam, p. 709.

Lucas Y. et Chauvel A. (1992) - Soil formation in tropically weathered terrains.in: Hanbbook of Geochemical exploration, v. 4, Regolith exploration geochemistry in tropical and sub-tropical terrains. C.R.M. Butt and H. Zeegers (eds), Elsevier, Amsterdam.

Madon H. (1956) - Mission 124 "Roches vertes". Rapport BMG n°223.

Manier E. (1992) - Les conglomérats aurifères de Guyane française (Protérozoïque inférieur) : dynamique des bassins sédimentaires et contrôles des minéralisations. Thèse Doctorat (1990). Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. *Mém. Sc. de la Terre*, n°17.

Manier E., Mercier D. et Ledru P. - Alluvial basin-fill dynamics and gold-bearing aspect of Early Proterozoic strike-slip basins in French Guiana. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment*, 17, pp. 553-568.

Marcoux E. (1992) - Etude minéralogique d'échantillons des structures aurifères de Guyane. Rap. BRGM GEO/SMA/NT/92/058, 14 p.

Marot A. (1988) - Carte géologique de la France à 1/500 000. Département de la Guyane. Guyane Sud. BRGM, Orléans.

Martel-Jantin B., Coumoul A. et Jacques E. (1993) - Projet Montagne Tortue. Résultats de la campagne d'exploration de 1992. Rap. BRGM (sous presse).

Mason D.R. and McDonald J.A. (1978).- Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea, Solomon island region: a reconnaissance study. *Econ. Geol.*, 73, pp. 857-877.

Milési J.P., Feybesse J.L., Ledru P., Dommanget A., Ouedraogo M.F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J.P., Johan V., Tegyey M., Calvez J.Y. et Lagny P. (1989) - Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. *Chron. Rech. Min.*, n°497, pp. 3-98.

Milési J.P., Ledru P. et Coste B. (1990) - Relations "shear-zones" - conglomérats aurifères en Guyane. Compte rendu de mission. Note BRGM DAM/DEX n°1888, 8 p.

Milési J.P., Ledru P., Ankrah P., Johan V., Marcoux E. et Vinchon Ch. (1991) - The metallogenic relationship between Birimian and Tarkewain gold deposits in Ghana - *Mineral. Deposita*, 26, pp. 228-238.

Milési J.P., Ledru P., Dommanget A. et Marcoux E. (1992) - Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 58, p. 305-344.

Miyashiro A. (1974) - Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, pp. 321-355.

Nahon D. (1976) - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie, systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Geol. Mem.*, 44, 232 p.

Nahon D. (1991) - Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. Wiley and sons, New York, 313 p.

Nahon D., Melfi A. et Conte C.N. (1989) - Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation in situ en latosols sous la forêt équatoriale actuelle. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 308, ser II, p. 755-760.

- Parrish J.T., Ziegler A.M. et Scotese C.R. (1982) - Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the mesozoic and cenozoic. *Pal. Pal. Pal.*, 40, p. 67-101.
- Pearce J.A., Harris B.W.N. et Tindle A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, pp. 956-983.
- Peccerillo A. et Taylor S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, pp. 63-81.
- Plat R. (1990).- La mine de Boulanger. Note technique BATM n°4/1990. DRIR-Cayenne, 10 p.
- Prost M.T. (1992) - Sédimentation côtière et formation de cheniers en Guyane : la zone de Cayenne. In Prost M.T. Ed. : Symp. PIGC 274/ORSTOM. Coll. Colloques et séminaires, pp 397-414.
- Saunders A.D., Tarney J. et Weaver S.D. (1980).- Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, pp. 344-360.
- Tardy Y., Melfi A.J. et Valetton I. (1988). - Climats et paleoclimats 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*, ser. II, t. 306, p. 289-299.
- Tardy Y. et Nahon D. (1985) - Geochemistry of laterites stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. *Am. J. sci.*, 285, p. 865-903.
- Tardy Y., Kobilsek B. et Paquet H. (1992) - Mineralogical composition and geographical distribution of african and brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implication for India and Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 12, 1-2, p. 283-295.
- Tegyey M.(1993) - Evolution métamorphique des roches détritiques aurifères du sillon nord guyanais "Orapu" (Région Cayenne-Régina - Guyane française). Rapport BRGM R 36858, 43 p.
- Thiéblemont D. et Tegye M. (sous presse).- Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*.
- Toux L. (1993) - Synthèse des travaux de prospection dans les conglomérats Orapu de Guyane française entre Cayenne et l'Approuague. BRGM Note technique DMM/DEX/UOP/93/010, 19 p.
- Urbain D. (1975) - Mise en valeur de la bauxite de Kaw (Guyane) - Rapport BRGM n°1553.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. et Pearton T.N. (1982).- The nature and distribution of Archean komatiite volcanic in South Africa. In: Arndt N.T. and Nisbet E.G. Eds., Komatiites. George Allen and Unwin, Londres, pp. 53-79.
- Vinchon C. (1989) - Nouvelles hypothèses sur les contrôles sédimentologiques des gîtes aurifères dans les séries grésoconglomératiques du Witwatersrand (Afrique du Sud), du Tarkwaïen (Afrique de l'Ouest) et de l'Orapu (Guyane française). *Chron. rech. min.*, n° 497, pp. 115-129.

Vinchon Ch., Manier E., Lasserre J.L., Milési J.P. et Ledru P. (1988) - Etude sédimentologique des grès de l'Orapu. Application à l'étude des gîtes d'or. Rapport BRGM 88 GUF 17 GEO, 9 p.

Wong T.E. (1989) - Revision of the stratigraphy of the coastal plain of Suriname. Uitgaven "Natuurwetenschappelijke studiekkring voor Suriname en de Nederlandse Antillen", Amsterdam, 125, 64 p.

Wood D.A., Joron J.L., Treuil M., Norry M. et Tarney J. (1979).- Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contrib. Mineral. Petrol., Heidelberg, 70, pp. 319-339.

AUTRES DOCUMENTS CONSULTÉS (non cités dans le texte)

Boudet H., Bouleau C., Hocquard C., Moyroud B., Zeegers H. (1977).- Inventaire du département de la Guyane. Géochimie stratégique multi-éléments des séries volcano-sédimentaires du Paramaca-Nord et contrôle d'anomalies aéromagnétiques. Campagne 1976. Rapport BRGM 77 GUY 8, 47 p.

Braux C., Lambert A. (1991).- Synthèse Paramaca Nord (Guyane). Etude multi-critères préliminaire. Rap. BRGM R32045 DEX-DAM-90, 23 p.

Brouwer G.C. (1961a).- Feuille Régina à 1/100 000. Service de la carte géologique de France, départ. Guyane.

Choubert B., Brouwer G.C. (1960).- Stratigraphie de la Série Paramaca en Guyane française. CR Acad. Sci., Paris, 251, pp. 109-111.

Devez (1954-1955).- Archives sur le gîte de Devez. Recherches et sondages du Bureau Minier Guyanais (BMG).

Dubreuil G. (1975).- Interprétation préliminaire par feuille à 1/100 000 du levé aéromagnétique de Guyane. Campagne août-décembre 1974. Rapport BRGM n°76 SGN 297 GPH, 53 p.

Genestie P. (1959).- Mission 177 "Etude des secteurs Dron et Maripa". Rapport BMG* n°593, 7 p.

Husson Y. (1984a) - Visite sur le permis 2/82 (Filon Trésor). Note BATM n°1/1984. DRIR-Cayenne, 4 p.

Husson Y. (1984d).- Un indice en roche dans la série Orapu. PK 84 - Route de l'Est. Note BATM n°16/1984. DRIR-Cayenne, 5 p.

Machairas G. (1963).- Metallogénie de l'or en Guyane française. Mém. du BRGM, Fr., n°22, 210 p.

Monthel J. (1987).- Mine de Changement - Résultats de la campagne d'échantillonnage de novembre à décembre 1986. Actualisation des réserves. Note technique BRGM n 87 GUY 3, 22 p.

Nötzli E. (1976).- Inventaire du département de la Guyane. Prospections pour or (1949-1964). Rapport BRGM 76 GUY 2, 47 p.

Pinna P. (1979).- Etude bibliographique des gisements et indices aurifères du Bouclier guyanais (Vénézuëla, Guyana, Surinam, Guyane française, Brésil). Mars 1979. Rapport BRGM/RDM-AM, 63 p.

Plat R. (1978).- Recherches d'or dans les formations conglomératiques du Bonidoro. Rapport BRGM 78 GUY 009, 23 p.

Plat R. (1983).- Kaolin de la région de Cayenne. Note technique BRGM n°83/9, 4 p.

Plat R. (1986b).- Recherche d'or détritique dans l'Orapu. Tranchée de la Montagne des Chevaux. Note BRGM 86 GUY 003, 8 p.

Plat R. (1987).- Recherche et exploitation de columbotantalite par G.O.S. (année 1977). Note technique BATM n°7/1987, DRIR-Cayenne, 3 p.

Plat R. (1989a).- Mine d'or de Changement. Découverte et exploitation. Note technique BATM n°4/1989, DRIR-Cayenne.

S.C.A.M. (1952).- Archives sur le secteur Sainte-Marie - Doyle - SPES.

**Ressources minérales et
évolution lithostructurale de la Guyane**

**Carte thématique minière à 1/100 000
Feuille Cayenne**

ANNEXE 1

DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

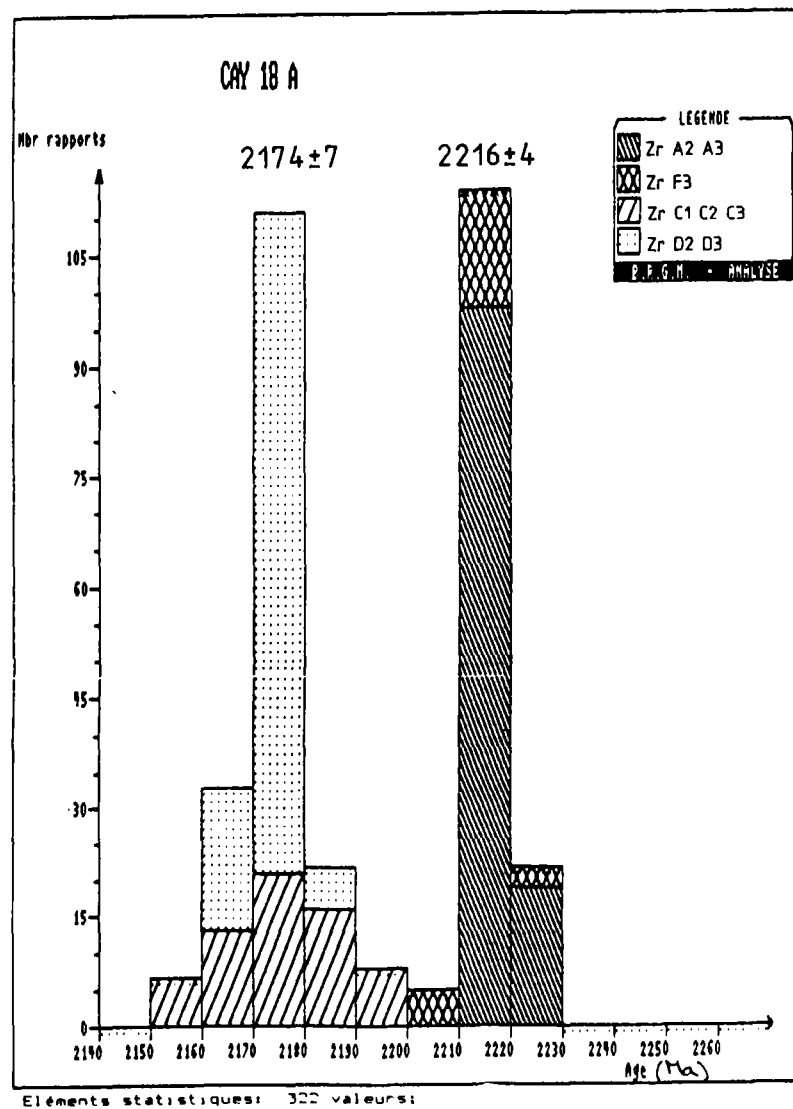


Figure 1 : Histogramme montrant la distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction du nombre de rapports pour les quatre zircons retenus pour l'échantillon CAY 18A (leptynites de la Série de l'île de Cayenne).

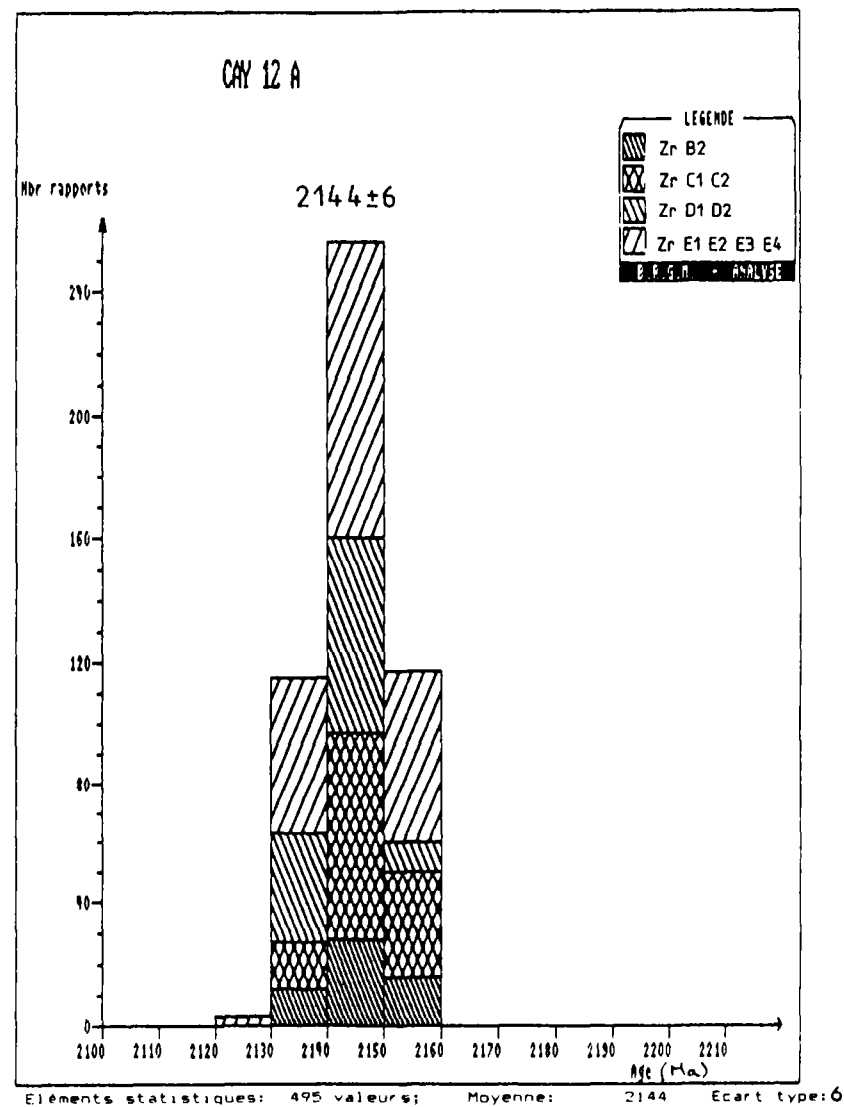


Figure 2 : Histogramme montrant la distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction du nombre de rapports pour les quatre zircons retenus pour l'échantillon CAY 12A (tonalite de la Montagne du Mahury).

Tableau 1 : Données analytiques obtenues par évaporation du plomb sur monozircons pour la trondhjemite CAY 18 A (spectromètre de masse MAT 262). Les erreurs sur les âges obtenus sur chaque palier, sur chaque grain et celle calculée sur l'âge moyen de la roche sont égales à l'écart type sur les données correspondantes. Les valeurs en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge des zircons.

Zircon	T°C palier	Nbr. rapports	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	Age par palier	Age par zircon	Age moyen
Zr A	1/ 1440	53	31954	0.1052	0.13636 ± 25	2182 ± 3		
D-P5	2/ 1460	55	90807	0.1490	0.13914 ± 15	2217 ± 2		
320 µm	3/ 1480	62	106340	0.1627	0.13920 ± 25	2217 ± 3		
		117					2217 ± 3	
Zr F	1/ 1440	11	2812	0.1293	0.13487 ± 55	2162 ± 7		
D-J5	2/ 1460	54	8957	0.1617	0.13850 ± 39	2209 ± 5		
190 µm	3/ 1480	24	15789	0.1796	0.13890 ± 44	2214 ± 5		
		24					2214 ± 5	
Zr B	1/ 1440	59	27195	0.0889	0.13493 ± 25	2163 ± 3		
D-J5	2/ 1460	45	40679	0.1226	0.13732 ± 21	2194 ± 3		
230 µm	3/ 1480	38	40449	0.1533	0.13836 ± 32	2207 ± 4		
Zr A(2,3) + Zr F(3) = 141							2216 ± 4 Ma	
Zr E	1/ 1440	58	2392	0.0652	0.13325 ± 67	2141 ± 9		
P5	2/ 1460	53	7319	0.1447	0.13777 ± 31	2199 ± 4		
230 µm	3/ 1480	58	22460	0.1121	0.13720 ± 52	2192 ± 7		
		111					2196 ± 7	
Zr C	1/ 1440	6	10526	0.0647	0.13557 ± 75	2171 ± 10		
P5	2/ 1460	45	25656	0.0733	0.13597 ± 83	2177 ± 11		
240 µm	3/ 1480	14	19804	0.0644	0.13560 ± 82	2172 ± 11		
		65					2175 ± 11	
Zr D	1/ 1440	31	14177	0.0720	0.13429 ± 42	2155 ± 5		
D-P5	2/ 1460	54	25103	0.0958	0.13568 ± 21	2173 ± 3		
260 µm	3/ 1480	62	18163	0.1047	0.13577 ± 36	2174 ± 5		
		116					2173 ± 4	
Zr C(1,2,3) + Zr D(2,3) = 181							2174 ± 7 Ma	

Tableau 2 : Données analytiques obtenues par évaporation du plomb sur monozircons pour la tonalite CAY 12 A (spectromètre de masse MAT 261). Les erreurs sur les âges obtenus sur chaque palier, sur chaque grain et celle calculée sur l'âge moyen de la roche sont égales à l'écart type sur les données correspondantes. Les rapports isotopiques notés en italique n'ont pas été retenus pour le calcul de l'âge moyen de la roche.

Zircon	T°C palier	Nbr. rapports	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	Age par palier	Age par zircon	Age moyen
Zr A	1/ 1440	59	2530	0.174	0.13157 ± 45	2119 ± 6		
"sombre"	2/ 1460	53	4730	0.164	0.13232 ± 61	2129 ± 8		
460 µm	3/ 1500	55	4760	0.179	0.13187 ± 53	2132 ± 7		
	4/ 1540	54	6044	0.176	0.13187 ± 38	2123 ± 5		
		163					2128 ± 7	
Zr B	1/ 1440	51	6300	0.138	0.13300 ± 69	2138 ± 9		
S22-S23	2/ 1460	59	8610	0.218	0.13354 ± 46	2145 ± 6		
300 µm		59					2145 ± 6	
Zr C	1/ 1460	59	19670	0.240	0.13377 ± 46	2148 ± 6		
S23-S24	2/ 1480	58	24070	0.226	0.13346 ± 31	2144 ± 4		
360 µm		117					2146 ± 6	
Zr D	1/ 1440	56	31090	0.200	0.13331 ± 53	2142 ± 7		
S24	2/ 1460	54	46140	0.202	0.13338 ± 31	2143 ± 4		
430 µm		110					2142 ± 6	
Zr E	1/ 1440	55	15510	0.201	0.13339 ± 61	2143 ± 8		
S22-S24	2/ 1460	58	40550	0.214	0.13361 ± 45	2146 ± 6		
370 µm	3/ 1480	56	39280	0.222	0.13354 ± 46	2145 ± 6		
	4/ 1620	40	13260	0.213	0.13338 ± 53	2143 ± 7		
		209					2144 ± 7	
ZrB(2) + ZrC(1,2) + ZrD(1,2) + ZrE(1,2,3,4) = 495							2144 ± 6 Ma	

COMMENTAIRE SUR LA DATATION DES LEPTYNITES DE LA SERIE DE L'ILE DE CAYENNE (Echantillon CAY18A)

Six grains de zircon ont été sélectionnés. Ils ont tous permis de mesurer les rapports isotopiques sur trois paliers, mais des âges très variés ont été obtenus (entre 2170 et 2217 Ma). L'interprétation en tant qu'âge de la roche est très délicate. Nous examinerons donc tout d'abord les résultats isotopiques grain par grain (tab. 1).

Le zircon Zr A est daté à 2217 ± 3 Ma. Le premier palier n'a pas été retenu pour le calcul de l'âge du grain, son âge plus jeune étant considéré comme le résultat d'une perte de Pb*. Le zircon Zr F tend vers un âge similaire à 2214 Ma. La perte de Pb radiogénique, semble-t-il plus importante que dans le cas précédent, est visible sur les deux premiers paliers. Le zircon Zr B pourrait être issu du même événement magmatique que Zr A et Sr F mais une perte de Pb* encore plus importante n'aurait épargné aucune partie du grain. Aucun âge ne peut être déterminé dans ce cas.

Les zircons Zr C et Zr D donnent sur un total de cinq paliers un âge moyen assez bien contraint à 2174 ± 7 Ma. Seule, une légère perte de Pb est visible sur le premier palier du zircon Zr D.

Enfin, le sixième zircon (Zr E) donne un âge à 2196 ± 7 Ma homogène sur les deux paliers de haute température, mais non confirmé par aucun des cinq autres grains, ce qui laisse supposer qu'il s'agirait d'un grain plus vieux que 2200 Ma.

Pour conclure, mais avec les plus grandes réserves, on peut envisager l'âge à 2174 ± 7 Ma comme l'âge de la trondhjémite. Un héritage d'âge minimum à 2216 Ma serait mis en évidence. Les âges intermédiaires (2207 et 2196) entre ces deux âges correspondraient à d'autres témoins de l'héritage ayant subi des pertes de Pb* et/ou une éventuelle croissance de matériel à 2174 Ma lors de la cristallisation de la roche. La grande homogénéité morphologique plaide en faveur de la deuxième éventualité.

**Ressources minérales et
évolution lithostructurale de la Guyane**

**Carte thématique minière à 1/100 000
Feuille Cayenne**

ANNEXE 2

TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES MAGMATIQUES

ROCHES INTRUSIVES

ROCHES ULTRAMAFIQUES

SERIE PARAMACA

Péto. Echs.	TON. CAY12A	TON. CAY12D	DIOR. CAY12C	TROND. CAY9A	TROND. CAY18A	21.90	82.90	56.90	72.91	74.90	101e.90	44c.90	78.90	79.90	101d.90	88.91	480.93
SiO ₂	59,92	61,98	52,48	75	78,71	52,04	42,81	46,05	40,13	47,78	49,62	47,67	60,02	54,27	55,44	46,5	49,33
TiO ₂	0,68	0,61	0,45	0,37	0,13	0,3	0,43	0,34	0,59	0,76	1,08	1,35	0,71	0,88	0,91	1,83	1,7
Al ₂ O ₃	17,32	16,42	16,13	11,47	10,96	5,07	10,18	4,09	8,98	15,5	16,49	12,33	16,27	15,94	18,12	15,39	14,74
Fe ₂ O ₃	6,52	6,28	8,1	5,35	2,59	9,19	12,61	12,96	11,39	12,7	13,55	14,12	7,47	11,73	8,36	14,65	17,01
MnO	0,1	0,1	0,14	0,1	0,09	0,06	0,19	0,09	0,17	0,19	0,19	0,26	0,1	0,19	0,11	0,22	0,27
MgO	3,12	3,02	7,57	0,25	nd	27,45	20,44	28,14	20,46	6,78	5,45	9,5	2,08	2,3	3,79	8,27	3,68
CaO	6,6	5,74	10,65	2,03	1,12	0,34	7,7	1,43	9,57	11,65	8,1	11,44	7,48	11,8	6,98	9,81	9,31
Na ₂ O	3,92	3,96	2,93	5,38	4,66	nd	nd	nd	0,37	nd	2,64	1,38	3,81	nd	3,41	2,69	2,86
K ₂ O	1,37	1,47	0,58	0,24	1,64	nd	nd	nd	nd	0,07	0,37	0,28	0,2	nd	0,69	0,16	0,21
P ₂ O ₅	0,18	0,25	0,11	0,08	nd	nd	nd	nd	0,06	0,06	0,17	0,1	0,12	0,09	0,11	0,19	0,19
PF	0,58	0,61	1,17	nd	0,67	5,66	5,49	6,46	7,85	4,86	2,63	1,92	1,7	2,94	2,1	0,94	1,37
Rb	49	38	8	5	63	nd	nd	nd	1	2	9	6	7	nd	14	1	2
Ba	517	460	118	190	603	nd	nd	14	144	112	273	47	1183	11	325	91	50
Sr	556	496	362	94	90	7	nd	24	84	51	445	189	203	170	327	290	141
U	1,2	0,5	0,7	0,6	2,7	0,1	nd	nd	0,1	0,3	0,2	nd	0,7	0,2	0,2	0,1	0,3
Th	1,2	2,6	0,8	1,6	8,7	0,7	0,1	0,1	nd	0,5	0,5	0,5	1,4	0,5	0,5	nd	nd
Hf	3	3	1	6,9	13,1	0,5	0,4	0,3	0,7	1,1	1,2	1,8	2,2	1,3	1,6	1,4	2,1
Zr	113	107	33	209	283	17	16	11	32	38	45	59	91	50	62	47	88
Ta	0,3	0,2	0,2	0,9	3,5	nd	nd	nd	nd	0,3	0,2	nd	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3
Nb	4,7	5,1	2,6	13,6	49,6	0,9	1	1	nd	2	2,5	3,2	4	3,4	3,2	2,3	2,6
V	556	496	362	nd	90	116	131	93	153	239	265	302	124	188	189	264	386
Co	19	20	35	5	nd	93	90	122	82	42	39	49	22	26	26	56	42
Cr	32	31	128	nd	nd	4995	2718	3779	1944	793	50	453	235	248	73	85	nd
Ni	34	41	107	nd	nd	812	875	1525	1088	101	18	144	43	98	17	125	11
La	11,6	30	8,3	18,7	58,4	2,2	16,2	0,6	2,6	10,1	5,4	6,7	7,6	17,6	6,1	4,6	7,8
Ce	27,8	63,3	20,2	48,5	136,3	4,7	3,7	1,6	6,2	15,2	14,5	17,7	18,1	15,3	15,6	13,4	22,3
Pr	3,6	7,3	2,5	7	17	0,5	4,7	0,2	0,8	4,1	2,1	2,4	2,1	4,5	2	1,6	2,9
Nd	16,7	27,8	10,5	34,5	74,5	2	21	1	4,8	20,8	10,8	11,7	9	19,5	9,5	7,8	14,3
Sm	3,7	5,2	2,2	10,8	19	0,5	5,2	0,3	1,4	5,5	2,7	3,3	2,1	4,5	2,2	2,4	3,8
Eu	1	1,2	0,7	2,6	2,8	0,2	2,1	0,2	0,4	2,2	1,2	1,4	0,6	1,9	1,1	1	1,4
Gd	3	3,3	1,8	13,2	22,6	0,4	7,1	0,5	2	6,6	3,5	3,7	2,1	5	2,3	3,4	4,3
Tb	0,5	0,5	0,3	2,4	3,9	nd	1	nd	0,3	1	0,5	0,6	0,3	0,8	0,4	0,5	0,7
Dy	2,7	3	1,8	16,4	27,3	0,5	6,8	0,4	2,2	6,9	3,5	3,6	1,8	5,6	2,6	3,5	5,1
Ho	0,6	0,6	0,4	3,8	6	nd	1,4	nd	0,4	1,4	0,7	0,7	0,3	1,1	0,6	0,7	1,1
Er	1,6	1,6	1,1	10,6	18,1	0,3	4	0,3	1,3	4,8	2,2	2	1	3,4	1,9	2	3,6
Tm	0,3	0,3	0,2	1,7	2,9	nd	0,5	nd	0,2	0,6	0,3	0,3	0,1	0,4	0,2	0,2	0,6
Yb	1,6	1,5	1,1	11,3	19,2	0,3	3,5	0,3	1,2	4,7	1,9	1,7	1,1	3,1	1,7	1,8	4,2
Lu	0,3	0,2	0,2	1,7	2,8	nd	0,5	nd	0,1	0,7	0,3	0,3	0,2	0,5	0,3	0,2	0,6
Y	14,8	14,5	9,7	88,1	142,2	2,4	41,9	2,7	14,9	30,4	18,4	18,6	9,9	28	16,2	15,9	37,4
Th/Ta	4,0	13,0	4,0	1,8	2,5					1,7	2,5		4,7	2,5	2,5		
La/Nb	2,5	5,9	3,2	1,4	1,2	2,4	16,2	0,6		5,1	2,2	2,1	1,9	5,2	1,9	2,0	3,0

Tableau. Analyses chimiques des roches magmatiques.
Pétrographie : DIOR - Diorite, TON - Tonalite, TROND. - Trondhjémite.

**Ressources minérales et
évolution lithostructurale de la Guyane**

**Carte thématique minière à 1/100 000
Feuille Cayenne**

ANNEXE 3

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES GITES ET INDICES

Annexe 3, tableau 1 - Caractéristiques des principaux gîtes non aurifères

Substance	Nom de l'indice ou gîte	N°	Ensemble géologique encaissant	Lithologie encaissante	Contexte géologique et structural	Type de gîte	Paragnèse	Réserves (R) et/ou production passée (P)	Teneur: t: ponctuelle tm: moyenne
Columbotantalite	Criques Indice et Conglo	90	Série Armina	schistes et mica-schistes à staurotide pegmatites Galibi	proximité du contact Série Armina. Ens. Détri. Sup.	placer	Columbotantalite à 65% de Ta ₂ O ₅		tm : 430 g/m ₃
Columbotantalite	Crique des Annamites	91	Ensemble Détritique Supérieur ; Série Armina	schistes et quartzites; pegmatites Galibi	pegmatites Galibi (petits pointements)	placer	Columbotantalite		
Fe	Cascades et Bellevue	94	Série Armina	latérite sur schistes et grès		lentille stratoïde	hématite		tm : 56%
Mn	Montagne de Kaw	48	Paramaca volcano-sédimentaire et latérite	schistes à chlorite et magnétite, quartzites, tufs	décrochement senestre D2 N140° (sillon central de Kaw)	lentilles Mn dans schistes et quartzites mangasénifères, latérites mangasénifères			t : >35%
Bauxite (Al)	Montagne de Kaw	50	latérite sur Paramaca	schistes, chloritoschistes, amphibolischistes, metabasites		latérite	bauxite à : 43% alumine, 1,8% silice, 30% Fe ₂ O ₃ , 4% TiO ₂	R: 60Mt sèches de bauxite	tm : 43% d'alumine
Diamant	Montagne de Kaw Est	51	Série Paramaca et Ensemble Détritique Supérieur	chloritoschistes, laves, metabasites, ultrabasites et conglomérats	contact décrochant D2 N140° entre Série Paramaca et Ensemble Détritique Supérieur		localement or, arsénopyrite et rutile (mm) (en puits)	82 pierres (représentant 5 carats au total)	
U	Montagne de Kaw	49	Paramaca volcano-sédimentaire et latérite	schistes à chlorite et magnétite, quartzite, tufs	anomalies radioactives jalonnant un décrochement D2 N140°	Anomalie (valeurs entre 1000 et 3000 c/s)			1,7 ppm en sols et 4 ppb en alluvions

Annexe 3, tableau 2 - Caractéristiques des principaux gîtes et indices aurifères

Nom de l'indice ou gisement	N°	Ensemble géologique encaissant	Nature encaissant	Contexte géologique et structural	Position structurale de la minéralisation	Groupe du gîte*	Morphologie	Corps de minerai		Association minéralogique	Réserves (R) ou production passée (P) (or métal)	Teneur : t: ponctuelle tm: moyenne
								Direction	Pendage			
Trésor	1	Paramaca volcanosédimentaire	schistes noirs	zone mylonitisée	pré-D2	2	stockwerk	N140°E	60°NW	or-quartz-mica blanc, tourmaline	R: <1 t P: >40 kg	tm: 3 à 12 g/t
Devez	2	Paramaca volcanique; granite guyanais à proximité	schistes verts, chlorito et amphibolischistes	à proximité de l'écaille D2 de Régina	syn-D2	2	stockwerk	N150°E N25°E	75°-85° 75°-85°	or, quartz tourmaline, pyrite arsénopyrite, argent (44 g/t)	R: <1 t; P: env. 120 kg	t: 8 à 171 g/t ; encaissant à 8 g/t
Doyle	3	Paramaca volcanosédimentaire	métasédiments fins et métavolcanites basiques à intermédiaires	zone mylonitisée	pré-D2 à syn-D2; pro-parte anté D1	2	stockwerk et dissémination	N120°E		or, quartz, tourmaline, mica blanc, pyrite		t: 6 à 65 g/t
Boulanger	4	Paramaca volcanosédimentaire et Série Armina	métavolcanites et métasédiments			6	placer au nord de Doyle et Devez	N180°E		or	P: 5,5 t	tm: 0,56 g/m ³ à 0,65 g/m ³ en récupération
Montagne des Chevaux	37	Ensemble Détritique Supérieur	quartzite et conglomérats Rares filons pré-D2 de quartz	1 - zone décrochante régionale D2 2 - cataclastites tardi- à post D2	1 - pré- à syn-D2 2 - cataclastites anormales en or, bore, tungstène, cerium et niobium	4	dissémination et stockwerk quartzeux	NW-SE	subvertical	or, quartz, tourmaline, disthène		t: 1 à 4 g/t
						6	placer alluvionnaire					
Ménado	47	Paramaca volcanique et granite guyanais	métavolcanites, granite	contact Paramaca-granitoïde guyanais		6	placer alluvionnaire			or	P: 150 kg	tm: 1 g/m ³
Roura	104	Paramaca volcanosédimentaire ; granite	schistes et métavolcanites	accident N-S		6	placer alluvionnaire			or		tm: 1 g/m ³
Anomalie de la Montagne de Kaw		Paramaca et Ensemble Détritique Supérieur (EDS)	1 - conglomérat monogénique (EDS) 2 - contact EDS/Paramaca	zone décrochante D2	1 - anté- à syn-D2 ? 2 - syn-D2 ?	1 : 4 ? 2 : ?	1 - dissémination			1 - or, pyrite à inclusions de chalcopryrite, titanomagnétite, pyrrhotite		

* : groupe du gîte par référence à la notice (Milési *et al.*, soumis) de la carte à 1/350 000 du Nord de la Guyane (Vernhet *et al.*, soumis)

Groupe 2 : minéralisations encaissées dans la série Paramaca.

Groupe 4 : minéralisations encaissées dans les formations grès conglomératiques de l'Ensemble Détritique Supérieur.

Groupe 6 : minéralisations encaissées en placers alluviaux et éluviaux récents.

RÉALISATION BRGM

impression et façonnage :
SERVICE REPROGRAPHIE

CAYENNE

CARTE THEMATIQUE MINIERE

1994

par : E. EGAL, J.P. MILES, P. LEDRU, Y. VERNHET, J.P. CAUTRU, P. FREYSSINET, O. VANDERHAEGHE

ECHELLE à 1/100 000
1000m 0 1 2 3 4 5km

LITHOLOGIE

FORMATIONS ACTUELLES A RECENTES

Formations sédimentaires de la plaine alluviale

Actuel à subactuel

A1 Vases des mangroves de bord de mer et de fleuves

S1 Sables subordonnés

Holocène probable : Formation Dénérara

A2 Argile molle, tourbe argileuse (Pegasse)

S2 Cordons sableux, corps sableux dans la savane Angélique

Pliocène probable : Formation Coswine

A3 Argile grise peu indurée légèrement silteuse

S3 Cordons sableux

Alluvions des rivières

B Formation sablo-argileuse indifférenciée

Cuirasses latéritiques :

Bau Surface cuirassée bauxitique

HaF Surface cuirassée haute aluminifère-ferreuse

BaF Surface cuirassée basse discontinue argilo-ferreuse

Deg Surface ferrugineuse fortement dégradée

PERMO-TRIAS

E Filons doléritiques et massifs gabbroïques

PROTEROZOIQUE INFÉRIEUR

Terrains métamorphiques :

Ensemble Détritique Supérieur

CG Conglomérats et grès indifférenciés

1 - Conglomérats mono et/bi polygéniques

2 - Grès et quartzites

Ensemble inférieur volcanique et sédimentaire

Série Armina :

SA Schistes sombres plus ou moins graphiteux, grès fins

Série Paramaca :

Pvs Zone de Roura-Kaw - Ensemble non différencié de roches magmatiques et sédimentaires métamorphisées ;

surcharges locales : schistes sombres (X), volcanites (tufs et laves) basiques et intermédiaires (V),

plutonites basiques et intermédiaires (+), ultrabasites (O) (chloritoschistes, talcschistes, pyroxénites), volcanites

acides (A), quartzites (C).

Série de Cacao - Ensemble principalement métavolcanique ; surcharges locales : volcanites basiques et

intermédiaires (V), quartzites (C).

Série de l'île de Cayenne :

λδ Leptynites et amphibolites

1 - Migmatites

λ Leptynites dominantes

δ Amphibolites massives

Roches plutoniques :

λδ Granitoïdes "caraïbes" : granites "Galibi"

γ Granitoïdes "guyanaïses"

γδ Gabbro, diorite et diorite quartzique indifférenciés

Montagne du Mahury :

1 - diorite et tonalite

Montagne Gabrielle :

2 - gabbro

3 - gabbro-diorite

4 - hornblende

5 - norite

CONTOURS ET STRUCTURES

Contour lithologique fiable

Contour imprécis

Contour de structures magnétiques locales (aimantation induite prédominante)

La couverture magnétique ne concerne pas l'ensemble de la carte.

1 - Surface de stratification avec pendage

2 - Foliation avec pendage de la Série de l'île de Cayenne

3 - Schistosité S1 avec pendage de l'ensemble inférieur volcanique et sédimentaire

4 - Schistosité S2 avec pendage de l'ensemble inférieur = schistosité majeure de l'Ensemble

Détritique Supérieur

5 - Foliation magmatique (massif de la montagne du Mahury)

6 - Failles majeures décrochantes senestres

a, b : structures planaires verticales

MINÉRAUX REMARQUABLES

K₂ = disthène ; Cl₄ = Chloritoïde ; Gr₊ = grenat ; St = staurolite ; Rt = rutile ;

MINÉRALISATIONS

DOYLE 3 : nom et numéro d'indice décrit dans la notice
ou 17H : référence d'anomalie de l'inventaire minier

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

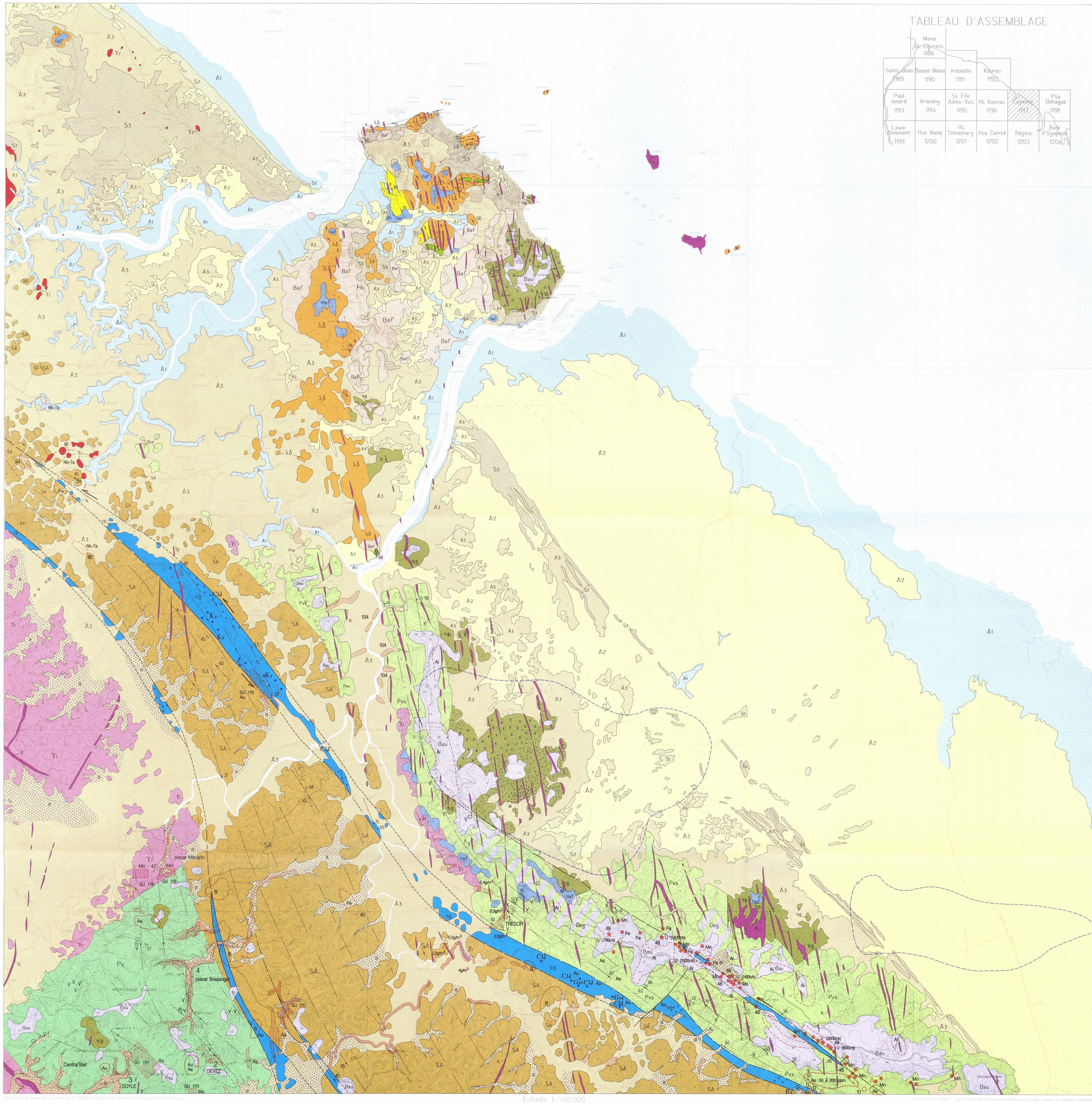
Minéralisations allu - et éluvionnaires
Zone minéralisée non exploitable
Zone minéralisée
Zone orpaillerie artisanale
Zone exploitée industriellement (dragage etc...)
Zone testée stérile
Puits positif avec teneur

Minéralisations en roche
Stockwork quartzueux aurifère avec direction

Minéralisations en sol (prospection géochimique et tactique)
Anomalie géochimique or (valeur comprise entre 100 et 200 pb) :
a₁ - zone d'exploration, anomalie non délimitée ; b₁ anomalie délimitée
Indice en sol

AUTRES MINÉRALISATIONS

A1 : bauxite
Fe : indice de fer en roche (hématite)
Zone riche en fer
Mn : indice de manganèse en roche (oxydes)
U : indice radioactif avec nombre de chocs par seconde
Nb-Ta : placer à colombotantalite en contexte pegmatitique
Anomalie géochimique bore en sol (valeurs supérieures à 350 ppm)
Anomalie géochimique arsenic en sol (valeurs comprises entre 50 et 200 ppm).
Indice en sol
Anomalie géochimique molybdène en sol (valeurs de 50 ppm) :
a₂ - zone d'exploration, anomalie non délimitée ; b₂ anomalie délimitée
D : indice de diamant allu ou éluvionnaire (puits de prospection).



Echelle 1:100 000