

Dynamique littorale d'un delta estuarien : les Bijagos (Guinée-Bissau)

Gwenaëlle PENNOBER

GREGUR, Université de la Réunion

15 Avenue René Cassin

BP 7151

97715 - Saint-Denis Messag cedex 9

Géomer Brest LETG UMR 6554-CNRS

gwenaelle.pennober@univ-reunion.fr

Résumé : La dynamique littorale de l'archipel des Bijagos (Guinée-Bissau, Afrique de l'Ouest), est étudiée dans un contexte d'évolution accélérée des littoraux ouest africains. Ce vaste ensemble de quatre-vingts îles et îlots s'étale sur 10 000 km², entre le Sénégal et la République populaire de Guinée. L'analyse des formations littorales a débouché sur la description d'un delta estuarien très particulier, visiblement en accretion. Son existence est liée à un contexte hydrodynamique et structural régional qui s'est révélé exceptionnel.

Mots-clés : Afrique de l'Ouest. Guinée-Bissau. Archipel des Bijagos. Géomorphologie littorale. Delta estuarien

Abstract : The coastal dynamics of the Bijago archipelago (Guinea-Bissau, West Africa) is studied in the context of the accelerated evolution of west african shores. This group of heighty islands extends over 10 000 square km, between Senegal and the Popular Republic of Guinea. Studies of the coastal geomorphology have resulted in a description of a very peculiar estuarine delta, visibly in accretion. Its existence is linked to an exceptional structural and hydrodynamical regional context.

Key words : West Africa. Guinea-Bisseau. Bijagos Archipelago. Coastal Geomorphology. Estuarine Delta.

La Guinée-Bissau, petit pays enserré entre le Sénégal et la République Populaire de Guinée, présente des caractéristiques littorales uniques sur la côte ouest africaine. Elle possède une plate-forme continentale, la plus étendue de toute l'Afrique de l'Ouest, qui induit des marnages bien plus forts que dans les pays voisins. Ce phénomène, associé à la présence d'une côte basse, échancrée de sept rias colonisées par la mangrove, génère une zone intertidale très vaste qui représente près du tiers du pays. L'interpénétration entre milieux terrestres et marins y est maximale. En outre, situé à une vingtaine de kilomètres au large, l'archipel des Bijagos, qui compte quatre-vingts îles et îlots, s'étale sur 10 000 km² à l'embouchure de l'estuaire du Geba. Ces îles constituent la partie émergée d'un vaste ensemble deltaïque. D'après la typologie des deltas de Galloway (Verger, 1991), le delta des Bijagos serait de type estuarien. Or ce type de delta est associé habituellement aux mers sans marée. Quels sont les facteurs qui expliquent ce paradoxe ? Dans un contexte d'évolution sur un rythme accéléré des littoraux africains, ces vingt dernières années, quel devenir pour l'archipel des Bijagos ?

Cette étude a été mise en œuvre dans le cadre scientifique de la création de la Réserve de Biosphère sur l'archipel des Bijagos (Cuq ed., 2001). La description des formations littorales et insulaires a été réalisée à partir de l'exploitation d'une base d'information géographique (BIG), BIJASIG, constituée à l'échelle du 1/50 000 sur les domaines terrestres et marins de l'archipel. Cette BIG est, pour l'essentiel, le résultat du traitement d'images satellitaires SPOT, de missions de terrain, et d'analyses sédimentologiques (Pennober, 1999, 2000).

I - LE CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE ET STRUCTURAL

La Guinée-Bissau est située dans la partie la plus méridionale du bassin sédimentaire sénégalomaauritanien (fig.1). La structure d'ensemble de ce bassin correspond à celle d'une marge passive présentant un profil monoclinale, dont le basculement vers l'ouest trouve son origine dans la séparation de l'Amérique et de l'Afrique (Jones *et al.*, 1982). La partie sud de ce bassin présente une structure

relativement complexe liée à la présence d'une flexure dénommée "ride du rio Jumbembem" en Guinée-Bissau et "horst de Salikénénié" au Sénégal. Cette flexure a été interprétée (Ponsard *et al.*, 1982) comme étant la trace d'une zone transformante liée à l'effondrement de la partie sénégalaise du bassin lors de l'ouverture des océans Atlantique central et Atlantique sud. Cette discontinuité se prolongerait en mer et serait, dans le bassin sédimentaire, la limite entre un compartiment septentrional subsident et un compartiment méridional moins subsident, correspondant à l'actuel plateau continental et marginal de Guinée. Il en résulte au large des côtes bissau-guinéennes une plate-forme continentale qui dessine un véritable bombement large de 200 km.

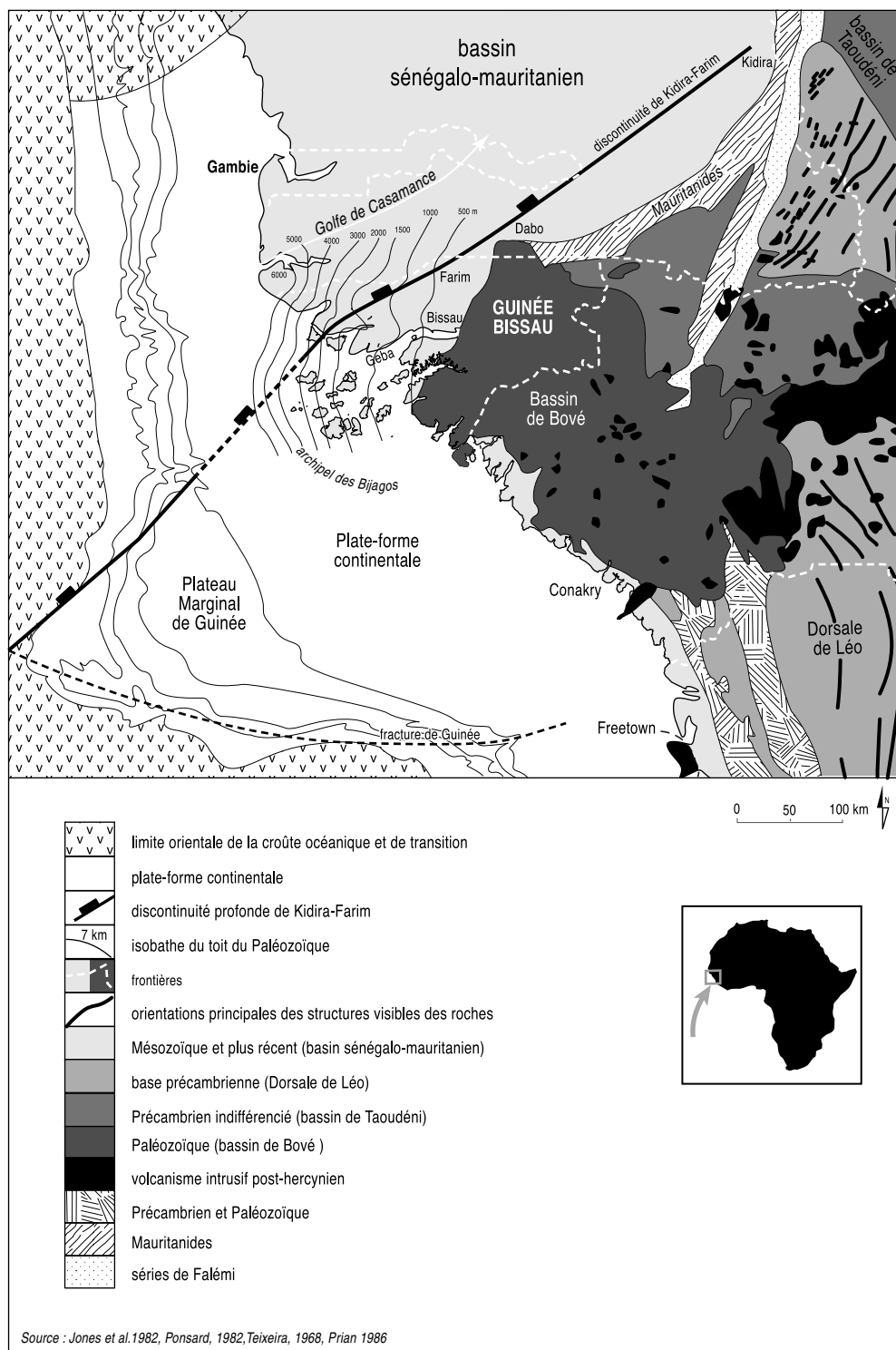


Fig. 1 : Contexte hydrodynamique et structural

La partie sud-ouest du bassin sénégal-mauritanien, entre le delta du Saloum au Sénégal et le cap Mount au Libéria, est occupée par toute une série de plaines côtières, entaillée par de longues vallées inondables, façonnée lors des différentes phases de transgression marine. Elles sont désignées sous le terme de "rivières du sud" depuis le XV^e siècle par les navigateurs portugais.

Dans cet ensemble, l'archipel des Bijagos se situe à l'embouchure de l'estuaire du Geba, formé de la confluence des rios Geba et Corubal. Cette confluence serait le résultat d'une capture tectonique qui aurait détourné le rio Corubal de son cours d'origine. Il s'écoulait anciennement dans le rio Grande de Buba (Teixeira, 1968). Cette capture est déterminante pour expliquer l'existence du delta des Bijagos dans sa position actuelle. En effet, il en résulte un delta qui constitue l'exutoire d'un bassin versant estimé à 40 000 km² intégrant le principal fleuve de la Guinée-Bissau, par sa longueur et par son débit, le rio Corubal. Ce rio présente un régime de fleuve tropical avec un débit moyen de 1 160 m³/s en période de crues (Vasconcelos *et al.*, 1997). Il est, selon toute vraisemblance, le principal pourvoyeur de sédiments sur le littoral en raison des caractéristiques géomorphologiques et climatiques de son bassin versant. Le rio Corubal prend sa source dans le Fouta-Djalou, considéré comme le véritable château d'eau de l'Afrique de l'Ouest (Mahé, 1993). L'agressivité des pluies, combinée avec de fortes pentes et la faible épaisseur des sols, se traduit par un lessivage des contreforts du Fouta-Djalou aux cuirasses ferrugineuses très altérées, riches en quartz (Mamedov, 1980).

D'après l'*Oceanographic Atlas of the North-Atlantic Ocean*, la côte des "rivières du sud" est sous l'influence de deux régimes alternés de houles lointaines provenant du nord-ouest pendant la majeure partie de l'année et induisant une dérive littorale du nord-sud et des houles originaires du sud-ouest pendant l'été qui engendrent une dérive littorale sud-nord. D'après A. Guilcher, c'est au niveau de l'archipel des Bijagos que l'on peut situer la limite d'influence des deux dérives. Cette limite d'influence contribue à fixer, sur place, les apports fluviaux en transformant la plate-forme continentale en un véritable piège à sédiments. Les plans de houles établis (Cuq, 1979) tendent à confirmer cette hypothèse. En effet, ils indiquent clairement que, quelle que soit la direction d'origine, la présence de hauts fonds au large de l'archipel, provoque une diffraction. Elle induit d'une part des houles peu efficaces, et d'autre part des incidences comparables à la côte entraînant les mêmes directions de dérive.

L'extension de la plate-forme est la principale cause des forts marnages. On enregistre jusqu'à 7 m de marnage dans l'estuaire du Geba, alors que sur la côte ouest africaine, ils sont d'un mètre en moyenne. En conséquence, les courants associés à la propagation de la marée sont vigoureux. La durée du jusant favorise l'extension vers le large des panaches de turbidités provenant des estuaires côtiers.

II - PHYSIOGRAPHIE GÉNÉRALE DE LA PLAINE CÔTIÈRE

Le littoral de la Guinée-Bissau se caractérise par une interpénétration entre la terre et la mer. Cette interpénétration est soulignée par l'existence d'une plaine côtière faiblement inclinée qui, vers l'est, passe progressivement de reliefs faiblement ondulés à des plateaux intérieurs et, vers l'ouest, se prolonge sous la forme d'une vaste plate-forme qui s'étend sur une centaine de kilomètres. Dans la zone littorale, cette interpénétration est encore accentuée par l'existence de réseaux complexes de rias et de marigots colonisés par de vastes forêts de mangrove. Le caractère faiblement incliné de la plaine côtière permet à la marée de remonter jusqu'à 100 km à l'intérieur des terres. Ces rias présentent la caractéristique d'être peu ou pas colmatées. Par rapport aux rias du Sénégal et de la Guinée, elles ont des embouchures largement ouvertes sur la mer dont la forme témoigne de la prépondérance de la marée par rapport aux autres processus dynamiques.

Le plateau continental bissau-guinéen offre une grande diversité de formes : lits permanents, canyons, deltas submergés actifs, écueils et hauts-fonds, lignes de crêtes, tertres, dépressions et escarpements. L'alignement d'écueils situés au large de l'archipel est l'un des éléments caractéristiques de la plate-forme continentale. Il s'agit de chicots résiduels datant de la dernière transgression.

L'aire de dépôt des sédiments, associés à l'estuaire du Geba, est soulignée par l'isobathe 20 m qui délimite une vaste protubérance de 1 250 000 ha. Cet ensemble se confond avec l'accumulation qui se

forme à l'embouchure du fleuve Cacheu au nord. Au sud, il est délimité par le chenal d'Orango isolant le groupe des îles de Joao Vieira. Ce groupe d'îles se situe sur une levée latérale qui s'étend sur près de 100 km, d'une largeur maximale de 15 km, reliée à la rive nord du rio Tombali.

L'isobathe 10 m souligne l'aire de sédimentation associée à l'archipel des Bijagos. Elle s'étend sur 10 000 km². Elle constitue indéniablement la forme marquante de la partie nord du plateau continental. Cette même plate-forme accueille le delta fossile d'Orango. Il s'agit d'une zone de sédimentation d'une largeur de 30 km située entre les isobathes 50 et 100 m. En raison de distorsion sur les cartes anciennes, Mac Master (1970) considéra que le chenal d'Orango était une branche du Geba. Il s'agit plus vraisemblablement de l'ancienne zone d'écoulement du rio Grande de Buba. Cette hypothèse tend à démontrer l'activité importante de ce rio antérieurement à la capture d'origine tectonique de son affluent principal, le rio Corubal.

III - CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE LA ZONE DE SÉDIMENTATION

Historiquement, l'archipel des Bijagos est le territoire de l'ethnie Bijogo. Mais l'aire Bijogo ne se calque pas sur une entité géomorphologique unique. Ce territoire de 80 îles et îlots est délimité au nord par le chenal du Geba et au sud par le groupe d'îles de Joao Vieira (fig. 2). À l'est, il intègre l'île de Bolama qui constitue du point de vue géomorphologique un appendice de la partie continentale de la Guinée Bissau. Les formations insulaires ont deux origines, l'une sédimentaire, l'autre résiduelle.

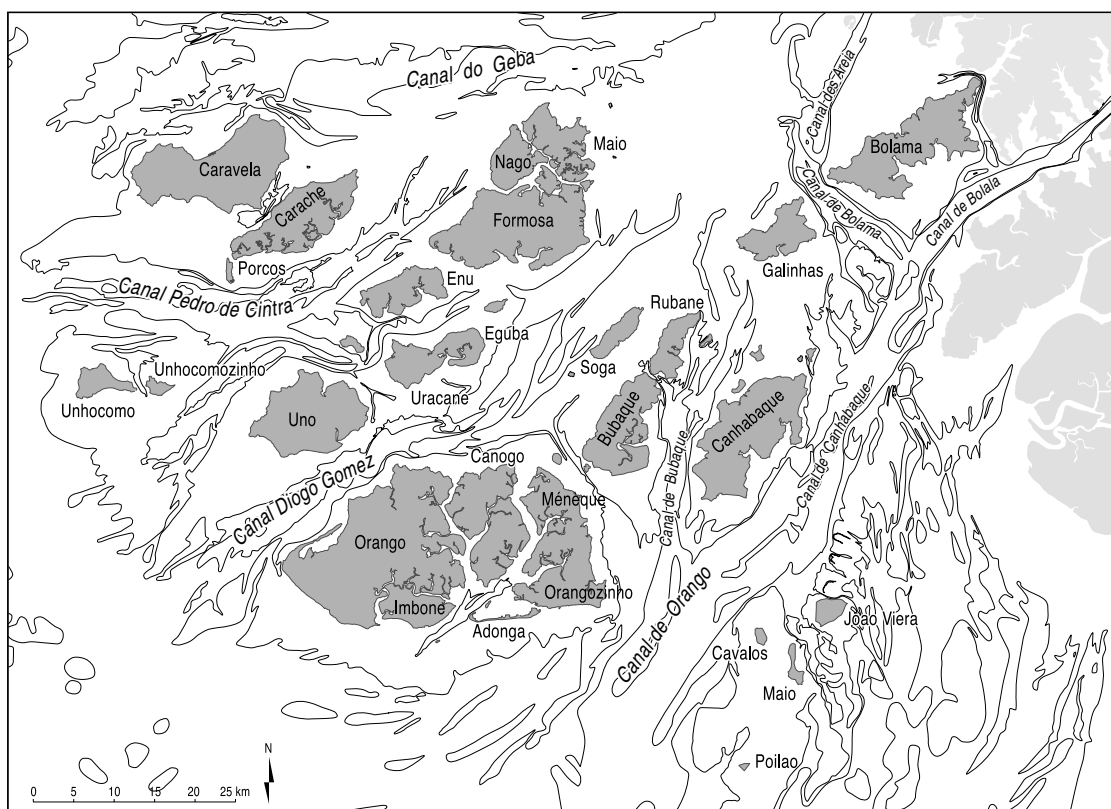


Fig. 2 : L'aire Bijogo

A - Spécificité de l'aire Bijogo

Compte tenu des caractéristiques morphologiques spécifiques de ce littoral, il semble pertinent de s'interroger sur le caractère deltaïque de cette aire de sédimentation. La saillie de forme triangulaire, soulignée, par l'isobathe 10 m à l'embouchure du fleuve Geba, répond bien à la définition du delta. Il se présente sous la forme d'un cône aux pentes douces (0,2 %), divergentes depuis le sommet du triangle. Il présente trois lobes principaux qui progressent en direction du sud sud-ouest par rapport au

chenal du Geba et s'étendent jusqu'à 100 km au large en s'approchant de la bordure du plateau continental aux environs de l'isobathe 100 m, près du méridien 11° ouest.

Ce cône présente une structure typique des deltas. La partie supérieure, ou plate-forme deltaïque est peu inclinée de l'apex à la partie distale. Située entre les profondeurs 0 et 20 m, elle est constituée par des couches sommitales, aux dépôts sub-horizontaux. Le pro-delta correspond au front deltaïque émergé, véritable talus de progradation, et s'amorce au niveau de l'isobathe 20 m jusqu'à 200 m de profondeur. C'est la zone des couches frontales. Elle se confond avec le talus de la plate-forme continentale. De l'apex à la partie distale on compte 100 km. Pour comparaison, cette distance est de 55 km pour le Rhône, 90 km pour le Danube, 180 pour le Nil et 260 pour le Mississipi (Verger, 1991). Pourtant, face à ces ensembles deltaïques, le delta des Bijagos fait figure de delta embryonnaire. En effet, la plaine deltaïque n'est constituée que d'îles et d'îlots qui représentent à marée basse, donc dans leur plus grande extension, que 270 000 ha, soit 35 % du cône deltaïque. Ce caractère faiblement développé des formations émergées est lié à la faiblesse des débits. Cette faiblesse apparaît clairement dès lors que l'on établit une comparaison : l'Amazone 175 000 m³/s, le Mississipi 18 000 m³/s, le Rhône 1 790 m³/s et le Geba seulement 330 m³/s.

L'indice de protubérance (Verger, 1991) est égal à 1 car, à l'exception de quelques bancs sablo-vaseux, l'ensemble des formations deltaïques est situé au delà de la ligne de rivage continentale (fig. 2). D'une manière générale, de tels saillants qualifient des deltas de mers sans marée aux houles peu efficaces. La faiblesse des agents de transport de sédiments limite la redistribution des apports fluviaux. Ils s'accumulent donc sans contraintes à l'embouchure du fleuve. Or, il ne s'agit pas, selon toute vraisemblance, du cas de l'archipel des Bijagos. La marée y joue, en effet, un rôle prépondérant bien que les apports fluviaux n'y soient pas négligeables.

La typologie des deltas proposée par Galloway est fondée sur la dominance d'un ou de plusieurs agents morphogéniques. Cette dominance se lit dans les formes construites. Par sa configuration générale, le delta des Bijagos peut être classé dans le type "delta estuarien" ou "delta de marée". Il se définirait par une influence tidale importante, mais non prépondérante par rapport à l'action fluviale et l'action des houles. En effet, la marée a pour conséquence de limiter l'extension vers le large de la partie émergée du delta et d'élargir les bouches des fleuves. L'étude des agents dynamiques nous a montré la prépondérance de la marée en tant qu'agent morphogénique. Cependant, la protubérance que dessine le delta des Bijagos indique l'intervention d'autres facteurs. La convergence des deux dérives littorales ouest-africaines qui contribue fortement au piégeage des sédiments sur la plate-forme guinéenne doit être un facteur déterminant. De manière indirecte, la houle est donc l'un des principaux agents d'entretien et d'équilibre sédimentaire du delta.

B - Validation des constats par l'étude de la sédimentologie des estrans sableux

1 - Analyse granulométrique

La zone intertidale de l'archipel des Bijagos se caractérise par des estrans sableux et sablo-vaseux. La granulométrie des estrans sableux montre des sédiments compris entre 106µ/m et 508µ/m, avec une moyenne proche de 200µ/m⁽¹⁾. Il s'agit donc de sables très fins à moyens. Les courbes cumulatives tracées sont très redressées et l'indice de tri SI⁽²⁾ est inférieur à 0,97, caractéristique des sédiments très bien classés. Les sables de l'archipel présentent de grandes similitudes avec les sédiments des "rivrières du sud", pour lesquelles E.S. Diop (1990) donne une moyenne granulométrique comprise entre 125µ/m et 160µ/m. Il s'agit donc d'une sédimentation fine, typique des zones fluvio-marines inter-tropicales.

La granulométrie de la fraction sableuse ne montre pas de zonation spatiale marquée qui puisse directement s'expliquer par les processus dynamiques identifiés. À noter toutefois une plus grande finesse des sables sur la levée latérale de Joao Vieira, (entre 106µ/m et 160µ/m), alors que les échantillons des sables les plus grossiers (entre 400µ et 500µ), se situent dans la zone interne de l'archipel. Ces deux constatations sont le reflet de phénomènes dynamiques difficiles à interpréter à l'état brut.

2 - Analyse morphoscopique et exoscopique

Dans l'archipel, les sables sont exclusivement quartzeux. L'absence de sédiments coquilliers est le résultat du fort pouvoir de dissolution des eaux chaudes. Ce phénomène est tel que les quartz présentent des figures marquées de dissolution.

Le caractère essentiel des environnements deltaïques est la variété des influences fluviales de moyenne énergie, visibles sur les grains de quartz. Cependant, au fur et à mesure que l'on se dirige vers le front du delta, les influences marines deviennent normalement plus sensibles, puis exclusives, modifiant ainsi progressivement les caractères originels des quartz fluviaux (Legigan *et al.*, 1997). La filiation des sables est relativement facile à mettre en évidence en utilisant les caractères morphoscopiques des grains de quartz. La présence de grains très fins sur les estrans de l'île de Joao Vieira, situés dans la partie frontale du delta, donc exposés à la houle, peut être un indicateur de la prépondérance des agents estuariens. L'examen d'échantillons à la loupe binoculaire permet de confirmer cette hypothèse. En effet, on constate, dans la majorité des échantillons analysés, une nette prédominance des grains à "éclat naturel non émoussé". Ces quartz sont significatifs d'un transport en saltation : les grains n'ont pas subi d'abrasion sur le fond. Une étude plus poussée au microscope à balayage électronique révèle toutefois qu'en réalité, les grains qui apparaissent à la loupe binoculaire à "éclat naturel non émoussé" montrent des arêtes polies. Malgré ce polissage, ces grains s'opposent aux grains, dits "marins", qui présentent des polissages beaucoup plus importants ou sont fortement cariés par un séjour prolongé dans des milieux sous saturés en silice.

En ce qui concerne la présence de matériel sableux plus grossier en certains points de la zone interne du delta, l'explication peut être liée à l'érosion des buttes ferrallitiques résiduelles. En effet, l'ablation des formations anciennes se fait différemment dans la zone exposée aux houles que dans celle commandée par la marée. Ainsi, si le déblaiement se fait aisément dans les secteurs atteints par les houles grâce au déferlement, dans la zone interne, il faut attendre les forts coefficients de marée. Le matériel autochtone reste, de ce fait, plus longtemps sur place. Ce matériel qui n'a pas subi de transport hydraulique est plus grossier. Ce caractère est amplifié par l'agglomération de plusieurs grains dans des gangues ferrugineuses.

Les quartz marins représentent entre 10 et 15 % des grains de sable analysés sur l'archipel sans qu'un caractère zonal puisse être mis en évidence. Ce fait confirme la prépondérance des apports d'origine estuarienne dans la construction des formations sédimentaires deltaïques. Il confirme l'hypothèse d'une alimentation de l'estran encore importante à la période actuelle. L'origine des grains marins peut être double.

L'hypothèse d'une remobilisation de stocks plus anciens, tout d'abord, est à mettre en parallèle avec l'évolution du delta au cours des transgressions et régressions marines. La source des sédiments pourrait être liée à l'érosion des couches sommitales au cours des périodes transgressives comme celles du Nouakchottien et du Tafolien (2000-6800 BP). Cette érosion aurait permis une remobilisation des sables aboutissant à la construction des grandes flèches sableuses. L'origine ancienne et transgressive expliquerait ainsi la présence de ces grains de quartz à faciès marin abouti sur l'ensemble du delta.

Un piégeage des sédiments peut être lié à la convergence des deux dérives littorales : les rivages sableux du Sénégal et de la Gambie pourraient constituer une source d'alimentation pour le delta, les courants de marée répartissant ces sédiments sur l'ensemble des plages de l'archipel. L'examen à la loupe binoculaire fait apparaître trois types de grains de "quartz marin" : les premiers fortement émoussés, les seconds plus gros, de forme ovoïde à ronde, et enfin un dernier type fortement carié. En raison de leur niveau de polissage et des traces de dissolution du quartz, ces deux derniers ont un caractère marin plus affirmé. Les grains ovoïdes montrent très peu de traces de chocs et correspondent à des milieux de basse énergie situés en bas d'estran peu pentus. Les grains cariés, par contre, correspondent aux milieux sous-saturés en silice des zones infratidales.

IV - PHYSIOGRAPHIE DES FORMATIONS LITTORALES

Du point de vue physiographique, on retrouve globalement l'opposition décrite par Verger (1991) entre " le schéma radial du delta terminaison fluviale ", et le rivage marin qui tend à disposer les formes de manière concentrique. Cette opposition se retrouve aussi dans l'organisation générale des dépôts sédimentaires, avec une opposition entre les milieux sableux et sablo-vaseux, caractérisant respectivement le mode battu et le mode abrité. Toutefois, la délimitation des différents ensembles est ici complexe à réaliser en raison de l'imbrication des formes et des dépôts sédimentaires, reflets de la progradation du delta et des processus d'édification des formations littorales. En outre, les formations insulaires ont ici deux origines : l'une sédimentaire liée à l'accrétion du delta et l'autre résiduelle se présentant sous la forme de buttes et chicots rocheux, restés là après la dernière transgression.

A - Les formations héritées

L'évaluation de la part de l'héritage et de celle due à l'accrétion est aussi difficile qu'intéressante à réaliser. Une tentative a été menée par le CRAD/SUCO en 1982 pour les formations émergées. La planimétrie proposée pour l'archipel donne les résultats suivant : 56,8 % en sols ferrallitiques, 6,8 % en sols hydromorphes, 48,5 % en sols halomorphes et 4,9 % en sols sableux. Ces statistiques ont été établies à partir d'analyses de photographies aériennes, d'études de terrain conduites par Teixeira à l'échelle de la Guinée-Bissau, mises en relation avec le couvert végétal décrit par les cartes d'occupation du sol établies au 1/200 000 par le SCET en 1978. Outre les problèmes d'échelle d'analyse, la principale incertitude de l'estimation des types de sol est qu'un type végétal peut correspondre à différents faciès. Ainsi, la palmeraie qui couvre 44 % de la superficie insulaire se développe aussi bien sur des sols ferrallitiques que sur des sols à tendance sableuse. Aussi, il ne serait pas étonnant que les sols ferrallitiques, évalués à 50 % sur l'île d'Orango, aient été largement surestimés en raison de la forte colonisation d'anciens cordons sableux par la palmeraie. Cette surestimation semble assez généralisée sur les îles aux constructions sableuses anciennes. Sans arriver à chiffrer ce rapport, on peut cependant estimer que la part de l'héritage est moins important que celles des formations d'origine sédimentaire en mettant en parallèle l'occupation du sol et le MNT, constitué à partir de la numérisation des cartes portugaises de 1968, bien que l'altitude ne soit pas non plus un critère déterminant. En effet, les formes continentales résiduelles constituent les parties hautes de certaines îles, sous la forme de buttes qui ne dépassent pas une trentaine de mètres d'altitude. En coupe, elles se caractérisent principalement par des niveaux de roches ferrallitiques sur lesquelles reposent des couches plus ou moins épaisses de formations sablo-limoneuses. Ces buttes ont des profils en pentes douces, interrompues à la base par des ruptures de pentes de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres qui soulignent leur genèse. Mais, à un niveau d'altération avancé, la cuirasse latéritique peut se trouver mise à nu et se présente alors sous la forme de plateaux peu élevés, entre 0 et 5 m d'altitude, ramenant ces formations à des altitudes identiques à celles des ensembles dunaires. On retrouve, très ponctuellement, ces formations héritées sur le littoral sous la forme d'écueils, de quelques rares platiers, de falaises vives ou mortes en fonction de leur niveau d'altération et de leur dynamique actuelle. Leur présence sur le littoral est bien évidemment le signe d'une accrétion nulle ou d'une érosion dans ces secteurs.

B - La partie distale

Dans la partie frontale du delta, les houles redistribuent les sédiments sur les rivages en formant des cordons littoraux parallèles à la ligne de rivage. Leur action provoque une turbulence qui interdit le dépôt des pélites et entretient la formation des structures sableuses. L'observation des cordons littoraux sur les îles de la zone frontale permet d'identifier différents types de construction. Elles sont constituées en barrière unique ou groupées sous forme d'ensemble unique ou d'ensembles complexes juxtaposés, sous la forme de flèches accolées ou bien abritées des vasières. La juxtaposition successive de cordons littoraux, formant des systèmes plus ou moins complexes, correspond à l'avancée progressive du front deltaïque. Les changements fréquents de l'orientation de ces cordons sont le résultat d'une modification régulière de l'impact des houles à la côte, en raison de l'accrétion de l'île et de la modification de la morphologie de l'avant-côte. Le développement de ces formations est un

signe de forte accrétion. Les îles Orango et Imbone montrent de très belles formations imbriquées aux changements multiples de direction.

La partie distale du delta se caractérise aussi par un grand nombre de bancs sableux pré littoraux, situés entre 0 et 20 m de profondeur, alignés dans le sens du courant dominant. Ces véritables dunes hydrauliques longitudinales se regroupent en séries formées d'éléments parallèles, séparées par des couloirs alvéolaires ou continus. Leur origine est liée à l'action des courants de marée, mais ceux-ci ne constituent pas l'agent exclusif de leur équilibre dynamique. Ces formations subissent, en effet, un plus ou moins grand remaniement par les houles. L'action des houles peut se lire, en particulier, dans la courbure de leur partie frontale. Mais, d'une manière générale, ces dunes se caractérisent par un remarquable parallélisme qui est lié à leur mode d'édification. Elles sont le résultat du remaniement par les courants et les houles de dépôts anciens faiblement immergés. En parallèle, ces accumulations ralentissent les courants, diminuant la capacité de charge, ce qui favorise le dépôt sédimentaire.

C - La zone interne

La partie interne du delta se caractérise par des vasières sablo-vaseuses ouvertes qui constituent les rives des chenaux et bolons. Ces chenaux forment l'élément structurant du delta. Les deux chenaux principaux sont ceux de Geba et d'Orango-Canhabaque. Ils soulignent les limites latérales du delta. Le premier, d'orientation est-ouest, est le chenal de navigation vers Bissau. Il s'élargit jusqu'à 25 km dans sa partie distale et présente un stade de colmatage avancé. Le second s'enfonce jusqu'à 50 m dans la plate-forme deltaïque. Il a un cours moins régulier. Il est formé de la confluence de deux systèmes : l'embouchure de l'estuaire du rio Grande de Buba où s'écoulait anciennement le rio Corubal et un canal qui s'amorce dans le chenal du Geba. Ce dernier montre un stade de colmatage très avancé. Par endroits sa profondeur ne dépasse pas 2m. Cette configuration correspond à un processus de migration lente du chenal du Geba vers le nord en raison de l'accrétion du delta. Migration que semble confirmer la configuration des rives du rio Geba : une vaste zone de sédimentation au sud et des rives convexes peu étendues au nord. C'est sans doute un processus analogue qui explique le rattachement progressif de l'île de Bolama au continent. Peu de sédiments arrivent dans le chenal d'Orango-Canhabaque.

Le delta est parcouru par une série de chenaux secondaires qui présentent une structure arborescente. Cette arborescence s'organise vers le sud-ouest à partir du chenal du Geba. Ces chenaux sont profonds de 10 à 30 m. Des chenaux tertiaires opèrent des confluences entre ces divers bras et présentent parfois des courants plus importants en raison de leur resserrement. D'une manière générale, les chenaux secondaires présentent une orientation sud-sud-ouest similaire à celle des estuaires côtiers. Cette similarité des orientations ainsi que la présence de quelques deltas fossiles dans leur tracé laissent penser qu'il s'agit d'anciens estuaires côtiers, creusés lors d'épisodes glaciaires, colmatés en partie et ré-exploités à la période actuelle. Enfin les vasières de l'archipel sont drainées par un réseau dense de petits chenaux de marée, peu profonds, perpendiculaires à la côte.

Des îles, comme Orango et Caravela, présentent des traces de chenaux fossiles, sous la forme de longues trouées dans la palmeraie, colonisées par une savane humide ou sèche. Ces anciens chenaux ont une orientation similaire à ceux qui cheminent entre les îles continentales de la plaine côtière bissau-guinéenne. Ces chenaux attestent le mode de formation des îles de l'archipel : un colmatage progressif entre des îlots formés de formations héritées pour la plupart. À l'heure actuelle, certains îles et îlots présentent un stade moins avancé de colmatage. Ces îles, sont constituées de parcelles de terre ferme (26 pour Enu), isolées les unes des autres à marée basse, mais insérées dans une même forêt de palétuviers. Elles portent le même nom car, en créole portugais, le terme *djuí*, utilisé pour qualifier les îles, désigne toute parcelle émergeant à marée haute. Aussi, une île peut être une des nombreuses touffes de mangrove, dont seule la canopée émerge à marée haute.

Les terres émergées couvrent 112 000 ha contre 160 000 ha pour le domaine intertidal. À marée basse, l'archipel double donc de surface découvrant de vastes estrans sablo-vaseux, très faiblement pentus, pouvant s'étaler sur plusieurs dizaines de kilomètres. La mangrove colonise les parties hautes de ces estrans et couvre 37 000 ha. Elle est, à l'instar des autres mangroves ouest-africaines, relativement pauvre en espèces (4 à 6 selon les auteurs). Les *Rhizophoras* et l'*Avicennia* dominent largement et

favorisent, par leur système racinaire, la sédimentation. Aucune étude sur la sédimentation des estrans sablo-vaseux n'a été réalisée. Pourtant, la présence de cheniers atteste l'accrétion du delta dans ce secteur. Ces cordons dunaires, colonisés par une savane rare, isolés dans les vasières constituent un type particulier de chenier spécifique des formations deltaïques. Ils sont le signe de la progression du front deltaïque vers le large. Les secteurs sableux, autrefois exposés aux houles, sont à présent isolés dans les vasières.

Autre formation associée aux estrans sablo-vaseux des zones humides intertropicales : les tannes. L'archipel ne compte que 2 % de sa surface classée en tannes. L'explication du faible développement des tannes est d'ordre morphologique. En effet, le contact entre les estrans à mangrove et la partie terrestre de l'archipel se fait par une brusque rupture de pente de l'ordre de quelques centimètres, empêchant le développement de ces zones sursalées nues d'arrière-mangrove, atteintes uniquement par les marées exceptionnelles. La présence de cheniers, en arrière des mangroves, est aussi un facteur limitatif au développement de ces formations.

Conclusion

Cette première étude de la géomorphologie littorale de l'archipel des Bijagos a permis de mettre en évidence une structure en accrétion très originale sur le littoral ouest-africain. Le contexte hydrodynamique et structural est sans nul doute responsable de l'existence de cette vaste zone de sédimentation au cœur de littoraux qui montrent des formes d'érosion sévères depuis ces vingt dernières années. La triple origine des sédiments, remobilisation de stocks anciens, apports fluviaux et dérive littorale, garantit l'existence de cet archipel, mais les faibles altitudes et la forte dépendance vis-à-vis des apports fluviaux en font un site sensible aux changements climatiques, ainsi qu'aux aménagements sur le cours du Corubal.

Notes

1 - Grain Moyen : $MZ = (\text{frac}16) + (\text{frac}50) + (\text{frac}84)/3$

2 - Indice de tri : $SI = (\text{frac}2 - \text{frac}6/4) + (\text{frac}1 - \text{frac}7)/6.6$

Bibliographie

CUQ F., 1979. *Guinée-Bissau, présentation générale et utilisation des données Landsat 1 et 2*. Brest, UBO, mémoire de maîtrise de géographie, 104 p.

CUQ F. (ed.), 2001. *Un Système d'Information Géographique pour l'aide à la gestion intégrée de l'archipel des Bijagos (Guinée-Bissau). Notice de la carte, constitution et exploitation du SIG*. Brest, Géosystèmes, 88 p., 56 ill.

DIOP E.S., 1990. *La côte ouest africaine, du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (République de Guinée)*. Paris, éd. Orstom, coll. Études et thèses, 379 p.

JONES E.J.W. et MGBATOGU C.C.S., 1982. The structure and evolution of the West African continental margin of Guinea Bissau, and Sierra Leone. In : *The Ocean Floor*, Londres, pp. 165-202.

LEGIGAN P. et LE RIBAUT L., 1987. Exoscopie des quartz : application à la reconstruction des environnements sédimentaires. In Miskovsky J. C., (ss dir.) : *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Paris, pp. 499-517.

MAC MASTER R.L., LACHANCE T.P. et ASHRAF A., 1970. Continental shelf geomorphology features of portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone (West Africa). *Marine Geology*, vol. n° 9, pp. 203-213.

MAHÉ G., 1993. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique, étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelles, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Paris, éd. Orstom, coll. Études et thèses, 312 p.

MAMEDOV V., 1980. Geologia e minerios da republica da Guiné-Bissau. Bissau, *Comissariado de estudo dis recursos Naturais Direçao de geologia e Minas*, pp. 1-52.

PENNOBER G., 2000. Typologie dynamique de la zone intertidale de l'archipel des Bijagos (Guinée-Bissau). *Coastgis '99 : Geomatics and coastal environment*. Éd. Ifremer pp. 186-197.

- PENNOBER G., 1999. *Analyse spatiale de l'environnement côtier de l'archipel des Bijagos (Guinée-Bissau)*. Brest, IUEM/UBO, Thèse de géographie, 193 p.
- PONSARD J.-F., LESQUER A., VILLENEUVE M., 1982. Tectonique : une structure panafricaine sur la bordure occidentale du craton ouest africain ? Paris, *C.R. Acad. Sc.*, tome 295, série 2, pp. 1161-1164.
- PRIAN J.-P., 1986. *Géologie de la bordure méridionale du golfe tertiaire de Casamance (Sénégal, Guinée-Bissau)*. Documents du BRGM, n° 101, pp. 1-36.
- TEIXEIRA J.E., 1968. Geologia da Guiné Portuguesa, Junta de Invest. Ultr. Lisboa, *Curso de Geol. de Ultramar*, vol. 1, 100 p.
- VASCONCELOS F.J., SILVA R. et TRIBOULET J.-P., 1997. Base de données hydrométriques des bassins versants des fleuves Geba et Corubal (Guinée-Bissau) *AGRYMET, études et rapports techniques*, série : ressources en eau, publication, n° 7, CLISS/AGRYMET, 28 p.
- VERGER F., 1991. Les deltas et leur aménagement. *Annales de Géographie*, n° 561-562, pp. 731-769.